UNIVERSITÉ CÔTE D'AZUR

ÉCOLE DOCTORALE
SCIENCES FONDAMENTALES ET APPLIQUÉES



THÈSE DE DOCTORAT

Le piégeage stratigraphique lié à l'incision des systèmes turbiditiques par des canyons à remplissage argileux, ou par des MTCs

Louison MERCIER

Géoazur

Présentée en vue de l'obtention du grade de docteur en Sciences de la Planète et de l'Univers
de l'Université Côte d'Azur

Dirigée par : Sébastien Migeon
Co-encadrée par : Jean-Loup Rubino, François Lafont
Soutenue le : 21 juillet 2022

Devant le jury, composé de :
Massimo Dall'Asta, Ing., TotalEnergies
Jean-Marc Lardeaux, Pr., Univ. Côte d'Azur
Sébastien Migeon, Pr., Sorbonne Univ.
Thierry Mulder, Pr., Univ. Bordeaux 1
Gueorgui Ratzov, MCF, Univ. Côte d'Azur
Jean-Loup Rubino, Ing., Sorbonne Univ.
Jean-Noël Proust, D.R., Univ. Rennes 1

TotalEnergies

ANRT
ASSOCIATION NATIONALE RECHERCHE TECHNOLOGIE

LE PIÉGEAGE STRATIGRAPHIQUE LIÉ À L'INCISION DES SYSTÈMES TURBIDITIQUES PAR DES CANYONS À REMPLISSAGE ARGILEUX, OU PAR DES MTCS

JURY :

Président du jury :

Jean-Marc Lardeaux, Professeur des Universités, Université Côte d'Azur / UMR 7329 Géoazur

Rapporteurs :

Thierry Mulder, Professeur des Universités, Université Bordeaux 1, UMR CNRS 5805 EPOC

Jean-Noël Proust, Directeur de recherche, Université Rennes 1, UMR 6118 Géosciences Rennes

Examinateurs :

Massimo Dall'Asta, Géologue d'Exploration Sénior, TotalEnergies, Africa-Hub

Gueorgui Ratzov, Maître de Conférences, Université Côte d'Azur / UMR 7329 Géoazur

Sébastien Migeon, Professeur des Universités, Sorbonne Université, UMR 7329 Géoazur, directeur de thèse.

Jean-Loup Rubino, Ingénieur et chercheur bénévole, Sorbonne Université, co-encadrant de thèse.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été réalisé grâce à une collaboration entre TotalEnergies, Géoazur, l'Université Côte d'Azur et l'ANRT. Je remercie TotalEnergies et l'ANRT d'avoir financé ce projet. Je remercie le Parc National du Mercantour pour les autorisations de prélèvements et d'acquisition par drone. Au terme de ce travail, je tiens également à remercier ceux qui m'ont soutenu au cours de ces trois ans et demi de thèse.

En premier lieu, j'aimerais remercier Jean-Loup Rubino qui s'est battu pour que ce projet de recherche voie le jour. Sans sa ténacité, ma vie aurait été probablement bien différente ces dernières années … Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude. Merci pour les conseils pertinents et constructifs qu'il m'a prodigués, et pour les quelques fragments de son savoir qu'il a bien voulu me léguer. J'espère que nous continuerons d'échanger des discussions (et des schémas !) sur le coin d'une nappe ou d'une serviette en papier, tout en profitant d'un bon repas !

Je tiens également à remercier chaleureusement Sébastien Migeon, qui a accepté de diriger cette thèse. Il a su être présent durant de nombreuses des missions de terrain, et sait mieux que personne à quel point arpenter les Grès d'Annot et les Schistes à Blocs est douloureux pour les mollets, et trop souvent récompensé par des coups de soleil, des coups de grêlons, ou des piqures en tout genre ! Je le remercie d'avoir suivi avec intérêt mes avancées, corrigé sans défection mes travaux, et de m'avoir également prodigué moults conseils. J'espère que nous aurons un jour l'occasion d'aller assister ensemble à un concert de (vraie) musique, mais également d'interagir scientifiquement !

Je tiens ensuite à remercier Massimo Dall'Asta, qui a su me guider pour l'interprétation sismique. Sa bonne humeur et sa gentillesse légendaires m'ont tiré vers le haut pendant des moments compliqués, liés en partie à la crise sanitaire. Ses grandes qualités humaines, ainsi que son appui scientifique et technique de qualité, ont incontestablement contribué à l'amélioration de ce travail.

Je remercie également François Lafont, qui a bien voulu assumer le rôle de responsable officiel de ma thèse au sein de la compagnie, après le départ à la retraite de Jean-Loup Rubino.

Merci à Vincent Delhaye-Prat de m'avoir déniché le sujet d'étude sur le Canyon de l'Afam dans le delta du Niger, ce qui s'est trouvé être un travail passionnant. Je le remercie également pour ses échanges scientifiques de qualité et pour sa gentillesse.

Je tiens à sincèrement saluer Jean-Claude Ringenbach et Charlotte Ribes pour les interactions énergiques concernant les interprétations de terrain. Ces dernières m'ont grandement poussé à me remettre en question, ainsi qu'à m'ouvrir à la géologie structurale. Sans ce challenge que vous m'avez lancé, ce travail aurait aujourd'hui une teneur bien moins intéressante.

Je suis reconnaissant envers mes rapporteurs : Thierry Mulder et Jean-Noël Proust, pour la relecture de ce mémoire. Je remercie également les autres membres de mon jury de soutenance : Jean-Marc Lardeaux et Gueogui Ratzov, pour leur participation.

Je remercie également les membres de mes trois comités de suivi de thèse : Gueogui Ratzov et Johann Schnyder, pour leur implication dans ce projet de recherche, ainsi que pour leurs remarques pertinentes.

Je tiens également à remercier chaleureusement Christian Ravenne pour les campagnes de terrain passées à ses côtés, ainsi que pour les nombreuses discussions enjouées échangées !

Je tiens à remercier sincèrement toutes les personnes qui ont participé de près ou de loin à ce projet, en espérant ne pas en oublier ! Tout d'abord mes stagiaires : Aurélie, Marc et Youssef, grâce à qui j'ai pu explorer les Alpes et avec qui j'ai passé des moments épiques ! Merci à Jenny pour les tentatives de modélisation 3D. Merci à Laurent pour son sens de l'humour ! Merci à Anna qui a préparé les échantillons et à Yarmika qui a réalisé les analyses zircons bénévolement. Je remercie également toute l'équipe BGM et à l'équipe de la carothèque, à qui j'ai souvent cassé les pieds. Merci à toute l'équipe du service Clastiques, les stagiaires et contrats pro, pour les interactions scientifiques ou moins scientifiques, et pour les pauses café (ou coca) passées en leur compagnie. Un grand merci à Guillaume et à Bourrus pour leur participation aux terrains de reconnaissance, et à leur présence dans les moments plus ou moins HSE !

Il est maintenant le temps pour moi de saluer des amis chers, particulièrement Maximilien et Valérie, qui m'ont accepté pendant de nombreuses séances d'exil dans leur campagne, pendant les confinements, mais aussi en fin de thèse. Merci à mon poto Alaa pour ses encouragements, pour les fous rires, et les weekends d'accueil à Bordeaux, où j'ai pu savourer sa fameuse huile à l'ail ! Merci à Amir pour ses encouragements permanents, ses conseils et sa bienveillance.

Enfin, je souhaite exprimer mon infinie gratitude auprès de mes parents, qui m'ont encouragé et soutenu durant ces 11 années et demi d'études, qui ont été parfois très sinueuses et laborieuses, particulièrement avant ma réorientation en géologie. C'est en grande partie grâce à eux que j'en suis arrivé là aujourd'hui. Ce mémoire leur est dédié, ainsi qu'à mes grands-parents.

LE PIÉGEAGE STRATIGRAPHIQUE LIÉ À L'INCISION DES SYSTÈMES TURBIDITIQUES PAR LES CANYONS À REMPLISSAGE ARGILEUX, OU PAR DES MTCs

RÉSUMÉ

Le propos de ce travail était l'étude du piégeage combiné stratigraphique-structural à dominante stratigraphique, par les canyons sous-marins à remplissage argileux, en incision au sein des séries silicoclastiques deltaïques ou turbiditiques, et contrôlés par des failles normales antérieures ou syn-sédimentaires. Ce travail a donc nécessité l'étude de canyons du delta du Niger oriental dans leur ensemble, à partir de données de subsurface, et celle plus locale d'affleurements dans les formations des Grès d'Annot et des Schistes à Blocs.

Une étude morphologique approfondie des canyons sous-marins nigérians a mis en évidence leur organisation spatiale sous la forme d'un réseau de drainage rectangulaire. L'analogie avec le terrain a montré que les failles contrôlent également des positions clés du profil transverse des canyons et de leurs tributaires, qui sont l'incision axiale, le bord du thalweg, la mi-hauteur et le sommet de flanc. Les failles peuvent également induire la création de murs sub-verticaux au droit des positions clés.

En contexte deltaïque, la formation des canyons survient principalement suite aux chutes eustatiques de 4^{e} ordre voire de 3^{e} ordre, et l'érosion régressive joue un rôle important voire dominant dans leur excavation. La propriété couverture du remplissage résulte de la progradation de la pente deltaïque du late lowstand wedge, qui est fréquemment soumise à des déstabilisations gravitaires. Le front du delta parvient à achever le comblement et peut constituer un risque de fuite s'il recouvre directement les buttes témoins formées par les interfluves. Il mais peut également constituer des pièges stratigraphiques s'il est intercalé entre des argiles transgressives.

En contexte compressif et d'incision de systèmes turbiditiques, la formation des canyons survient principalement suite à la déformation du bassin. L'érosion régressive est également un processus dominant durant l'excavation. Le remplissage est constitué d'hémipélagites et de turbidites distales qui sont fréquemment déstabilisées. La nature argileuse du remplissage résulte de la réduction des apports terrigènes causée par la migration de la subsidence.

MOTS CLÉS : canyons, pièges stratigraphiques, Grès d'Annot, Delta du Niger, MTCs, turbidites.

STRATIGRAPHIC TRAPPING LINKED TO THE INCISION OF TURBIDITE SYSTEMS BY MUD-FILLED CANYONS OR MTCs

ASBTRACT

The purpose of this work was to study the combined trapping by clay-filled submarine canyons, incised within the silicoclastic deltaic or turbidic series, and controlled by anterior or syn-sedimentary normal faults. This work has therefore required the study of canyons of the eastern Niger Delta as a whole, based on subsurface data, and more local outcrops in the Annot Sandstones and Schistes à Blocs formations.

A thorough morphological study of Nigerian submarine canyons has revealed their spatial organization as a rectangular drainage pattern. Analogy with the field has shown that faults also control key positions in the cross-section profile of canyons and their tributaries, which are axial incision, thalweg margin, mid-height, and flank top. Faults can also induce the creation of sub-vertical walls at key positions.

In a deltaic setting, canyons are formed mainly as a result of fourth-order or even third-order eustatic falls, and retrogressive erosion plays an important or dominant role in their excavation. The seal property of the canyon-fill results from the progradation of the deltaic slope of the late lowstand wedge, which is frequently subject to gravity destabilization. The delta front completes the filling and can constitute a risk of leakage if it directly lies on the burried hills formed by the interfluves, but it can also constitute stratigraphic traps if it is intercalated between transgressive clays.

In compressive and incisional settings of turbidic systems, canyon formation occurs primarily as a result of basin deformation. Retrogressive erosion is also a dominant process during excavation. The fill consists of hemipelagites and distal turbidites that are frequently slumped. The clayey nature of the fill results from reduced terrigenous inputs, which is caused by the subsidence migration.

KEYS WORDS : canyons, stratigraphic traps, Annot Sandstones, Niger Delta, MTCs, tubidites.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS..... iii

TABLE DES MATIÈRES..... vii

LISTE DES FIGURES xix

LISTE DES TABLEAUX..... xxxi

INTRODUCTION GÉNÉRALE..... 1

PARTIE I. SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE GÉNÉRALE 9

CHAPITRE I. LA RECHERCHE DÉLIBÉRÉE DE PIÈGES STRATIGRAPHIQUES 13

I.1. LA PROBLÉMATIQUE INDUSTRIELLE PASSÉE, RÉCENTE ET ACTUELLE DES PIÈGES STRATIGRAPHIQUES 13

I.1.1. Une thématique industrielle qui ne date pas d'aujourd'hui ! 13

I.1.2. Types de pièges stratigraphiques historiquement explorés 14

I.1.3. Degré d'exploration, géants stratigraphiques et volume global stocké dans les pièges stratigraphiques 14

I.1.4. Potentiel d'exploration *onshore*, *offshore* et *deep-offshore* des pièges stratigraphiques 15

I.1.5. Types de bassins favorables à la présence de pièges stratigraphiques 16

I.2.6. Synthèse de l'évolution lexicale du terme de « piège stratigraphique » et des termes connexes au piégeage 16

I.2. CLASSIFICATIONS SUCCESSIVES DES PIÈGES STRATIGAPHIQUES 19

I.2.1. La classification des pièges structuraux et stratigraphiques de Levorsen (1954) 19

I.2.2. La classification des pièges paléogéomorphologiques de Martin (1966) 20

I.2.3. La classification des pièges stratigraphiques de Rittenhouse (1972) 22

I.2.4. La classification des pièges de Vincelette et al. (1999) 22

I.2.5. Synthèse de l'évolution lexicale du terme de « piège stratigraphique » et des termes connexes au piégeage 23

CHAPITRE II. PROCESSUS ET DÉPÔTS GRAVITAIRES EN DOMAINE MARIN PROFOND 25

II.1. CLASSIFICATIONS DES ÉCOULEMENTS GRAVITAIRES ET DES DÉPOTS ASSOCIÉS 25

III.1.1. Types de processus opérant en domaine marin profond 25
III.1.2. La classification de Mutti (1992) 27
III.1.2.1. Les faciès conglomératiques F1 à F3 ..... *27*
III.1.2.1. Les faciès grossiers F4 à F6 ..... *30*
III.1.2.1. Les faciès fins F7 à F9 ..... *30*
II.2. REVUE MORPHOLOGIQUE DES COMPOSANTS DES GLISSEMENTS SOUS-MARINS 33
II.2.1. Généralités 33
II.2.2. Les processus de mise en mouvement d'une masse 33
II.2.3. Facteurs de contrôle et modèles de déformation interne 35
II.2.4. Domaine extensif 38
II.2.4.1. Cicatrice d'arrachement et fractures en couronne *38*
II.2.4.2. Blocs basculés et rides d'extension *40*
II.2.5. Domaine translationnel 40
II.2.5.1. Marges latérales *40*
II.2.5.2. Surface basale de cisaillement *42*
II.2.5.3. Rampes, plats, promontoires et fosses *42*
II.2.5.4. Rainures, rails de glissement et blocs solitaires. *44*
II.2.5.5. Aspect « en blocs basculés » de la surface basale de cisaillement *45*
II.2.5.6. Blocs transportés ou translatés et blocs préservés *46*
II.2.5.7. Plis de slump *47*
II.2.5.8. Zones longitudinales de cisaillement et fabrique de courant secondaires *48*
II.2.6. Domaine compressif 50
II.2.6.1. Rides de compression *50*
II.2.6.2. Systèmes de plis et de chevauchements, et types de front compressif *51*
II.2.7. Synthèse des indicateurs cinématiques et de leurs caractéristiques 54

CHAPITRE III. LES CANYONS SOUS-MARINS 57

III.1. DÉFINITIONS ET CRITÈRES MORPHOLOGIQUES 57
III.1.1. Canyon versus « gully » 57
III.1.2. Les canyons sous-marins : généralités 58
III.1.3. Les différents types de canyons 59
III.1.4. La tête de canyon 60
III.1.5. Le corps du canyon : cours supérieur et intermédiaire 61
III.1.6. L'embouchure ou le cours inférieur 62
III.1.7. La morphologie en festons 62
IV.1.8. Les terrasses de canyons 64
III.2. MODÈLES D'INITIATION ET DE CROISSANCE DES CANYONS 66
III.2.1. Le problème de la datation des canyons et de leur activité 66

III.2.2. L'hypothèse de l'incision fluviatile 67
III.2.3. Les canyons sous-marins dans un cadre stratigraphique théorique 67
III.2.3. Connectivité fleuve-canyon et variation du niveau marin relatif : exemples 69
III.2.4. Initiation par les courants de turbidité 75
III.2.5. Initiation par rupture du plancher marin 76
III.2.6. Initiation par les circulations hydrothermales : le sapement par résurgence 76
III.2.7. Contrôle structural des morphologies de canyons 78
III.2.8. Autres phénomènes 83

PARTIE II. INTERPRÉTATION SISMIQUE 3D DE CANYONS À REMPLISSAGE ARGILEUX DELTA DU NIGER ORIENTAL, NIGERIA : AFAM (TORTONIEN) ET BUGUMA (SERRAVALLIEN) 85

CHAPITRE IV. CONTEXTE GÉOLOGIQUE DU DELTA DU NIGER 89

IV.1. CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DEPUIS LE RIFTING 89
IV.1.1. Première phase de rifting 89
IV.1.2. Deuxième phase de rifting 89
IV.1.3. Inversion du Fossé de la Bénoué-Abakaliki 91
IV.1.4. Magmatisme tertiaire 91
IV.2. CONTEXTE TECTONO-SÉDIMENTAIRE 93
IV.2.1. Morphologie du delta et bassin versant 93
IV.2.1.1. Dimensions du delta et réseau de drainage actuel 93
IV.2.1.2. Évolution du réseau de drainage au cours du temps 93
IV.2.1.3. Origines de la morphologie bi-lobée 93
IV.2.2. Lithostratigraphie du delta 94
IV.2.2.1. La Formation Akata 94
IV.2.2.2. La Formation Agbada 94
IV.2.2.2. La Formation Bénin 94
IV.2.3. Relations entre lithofaciès et structuration gravitaire du delta 95
IV.2.3.1. L'Escalator Regression model de Knox and Omatsola, 1989 95
IV.2.3.2. Structures majeures et mineures d'origine gravitaire 97
IV.2.4. Épisodes érosifs-transgressifs au sein du delta 97
IV.3. SYSTÈME PÉTROLIER 99
IV.3.1. La province pétrolière et gazière du Delta du Niger 99
IV.3.1. Roches mères 99
IV.3.2. Migration et réservoirs 102
IV.3.3. Pièges et couvertures 102

CHAPITRE V. MORPHO-STRUCTURAL ANALYSIS OF A SUBMARINE EROSION CONTROLLED BY A RECTANGULAR DRAINAGE PATTERN : THE CASE STUDY OF THE AFAM CANYON (TORTONIAN, NIGER DELTA, NIGERIA) 105

V.1. INTRODUCTION 106
V.2. REGIONAL SETTINGS 107
V.3. DATA AND METHODS 111
V.3.1. Data 111
V.3.2. 3D seismic interpretation 111
V.4. STRUCTURAL FRAMEWORK OF THE AFAM 112
V.4.1. Structural framework of the northern block 112
V.4.2. Structural framework of the southern block 112
V.5. PLANFORM PATTERN OF THE AFAM BASAL INCISION 114
V.5.1. Overview of the Afam drainage network 114
V.5.1.1. General description of the Afam incision surface (AIS) 114
V.5.1.2. Afam tributaries 115
V.5.2. Planform pattern of the northern drainage network 117
V.5.3. Morphological features of the southern drainage network 119
V.5.3.1. Planform pattern of the AIS 119
V.5.3.2. Longitudinal profile of the Afam conduit 123
V.5.4. Planform pattern of the 5th order tributaries 123
V.5.4.1. General morphology of the downstream segment 123
V.5.4.2. General morphology of the upstream segment 125
V.5.5. Planform pattern of the 4th order tributaries 127
V.5.5.1. Asymmetrical planform pattern 127
V.5.5.2. Symmetrical planform pattern 129
V.6. DISCUSSION 130
V.6.1. Nature and significance of the Afam Incision Surface 130
V.6.1.1. The Afam erosive surface results from a submarine erosion 130
V.6.2. Age of the AIS 132
V.6.3. Fault-control on the planform pattern of the Afam Canyon System 132
V.6.3.1. Rectangular drainage pattern 132
V.6.3.2. Multi-bayonet planform pattern 133
V.6.3.3. Asymmetrical cross-section profile 134
V.6.3.4. Small-scale fault-control 134
V.6.4. Impact of faults, roll-overs and slope-angle variations on the development of tributaries 135
V.6.5. Formation of initial canyon basal incision 136
V.6.5.1. First phase: initial erosion 137

V.6.5.2. Second phase: development of the Afam Canyon ... *137*
V.6.5.3. Third phase: lateral extension ... *139*
V.6.5.4. Fourth phase: rectangular drainage pattern ... *139*
V.7. CONCLUSIONS ... 140

CHAPITRE VI. ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE DU REMPLISSAGE DU CANYON D'AFAM (TORTONIEN) ... 141

VI.1. DONNÉES ET MÉTHODES ... 141
VI.2. RECONNAISSANCE DES ÉLÉMENTS ARCHITECTURAUX ET DES FACIÈS ... 143
VI.2.1. Définition du sommet du remplissage ... 143
VI.2.2. Reconnaissance des incisions internes et des unités sédimentaires associées ... 144
VI.2.2.1. Les unités basales associées à i1 et i2 ... *144*
VI.2.2.2. Unités comprises entre les incisions internes i3 et i6 ... *144*
VI.2.2.3. Unités sommitales ... *144*
VI.2.3. Spécificités de la zone méridionale ... 150
VI.2.3.1. Recoupement des différentes incisions internes au voisinage de GF9 ... *150*
VI.2.3.2. Dominance du faciès chaotique ... *157*
VI.3. ANALYSE SPATIO-TEMPORELLE DES INCISION INTERNES ... 158
VI.3.1. Incision interne i4 ... 158
VI.3.2. Incision interne i5 ... 158
VI.3.3. Incision interne i6 ... 159
VI.3.4. Incision interne i7 et unité 7 du remplissage ... 159
VI.3.4.1. Incision interne i7 ... *159*
VI.3.4.2. Unité 7 ... *163*
VI.3.5. Incision interne i8 ... 163
VI.3.6. Surface d'érosion sommitale (TASB) ... 165
VI.3.7. Unité i8-TASB : phase ultime de remplissage ... 165
VI.3.8. Épaisseur du remplissage ... 166
VI.4. TYPES DE PIÈGES ET RISQUES DE FUITE LIÉS AU REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DU CANYON D'AFAM ... 168
VI.4.1. Reconnaissance cartographique des plays potentiels ... 168
VI.4.2 Reconnaissance des *plays* potentiels ... 170
VI.4.2.1. P1, piégeage stratigraphique de fond de canyon ... *170*
VI.4.2.2. P2, piégeage combiné stratigraphique-structural par buttes-témoins coiffant un anticlinal de roll-over ... *170*
VI.4.2.3. Piégeage stratigraphique par corps sableux isolés au sein du remplissage argileux ... *170*
VI.4.2.4. Onlaps de corps sableux au toit des buttes-témoins ... *170*
VI.5. DISCUSSION ... 173

VI.5.1. Caractère tripartite du remplissage du Canyon d'Afam et replacement dans le cadre stratigraphique et séquentiel théorique....173

VI.5.1.1. Rappel sur l'incision basale du Canyon d'Afam 173

VI.5.1.2. Remplissage basal : early lowstand wedge 173

VI.5.1.3. Remplissages intermédiaire et sommital : late lowstand wedge prograding complex ... 173

VI.5.2. Dynamique de comblement passif par accrétion de la pente deltaïque et du Canyon d'Afam 175

VI.5.2.1. Accrétion du Canyon d'Afam et problématique du niveau eustatique durant le dépôt du late lowstand wedge 175

VI.5.2.2. Comblement passif par pulsations deltaïques et déstabilisation de la pente.... 175

VI.5.2.3. Implications stratigraphiques de la discordance sommitale du remplissage (TASB) 177

VI.5.3. Comparaison entre l'architecture interne du remplissage et celle des études précédentes.178

VI.5.4. Intérêts et risques de fuite des *plays* associés au remplissage....178

VI.5.4.1. Corps chenalisés de fond de canyon.... 178

VI.5.4.2. Pièges combinés de type « buttes-témoins » ou « buried-hills de crête de roll-over »... 178

VI.5.4.3. Pièges stratigraphiques au sein du remplissage tardif.... 179

VI.5.4.4. Late lowstand wedge en onlap sur une butte-témoin.... 180

CHAPITRE VII. LES CYCLES DE *CUT&FILL* DES CANYONS AMALGAMÉS DE BUGUMA (SERRAVALLIEN).... 181

VII.1. CONTEXTE LOCAL.... 181

VII.2. DONNÉES ET MÉTHODES.... 181

VII.2.1. Données....181

VII.2.2. Méthodes....182

VII.3. SCHÉMA STRUCTURAL.... 182

VII.4. ANALYSE MORPHO-STRUCTURALE DES CANYONS DE BUGUMA.... 185

VII.4.1. Analyse cartographique du Canyon Supérieur de Buguma 185

VII.4.1.1. Analyse cartographique générale du système 185

VII.4.1.2. Analyse cartographique de la tête du système.... 186

VII.4.2. Analyse cartographique du Canyon Inférieur de Buguma 186

X.4.2.1. Analyse cartographique générale du système.... 186

X.4.2.2. Analyse cartographique de la tête principale 189

VII.4.3. Architecture des têtes des canyons et du cours supérieur du Canyon Supérieur 190

X.4.3.1. Jeu des failles de croissance 190

VII.4.3.2. Architecture de la tête du Canyon Supérieur de Buguma 190

VII.4.3.3. Influence de GF9D sur la transition tête-cours supérieur système du Canyon Supérieur de Buguma 195

VII.4.3.4. Architecture du cours supérieur-intermédiaire du Canyon Supérieur de Buguma..... 199

VII.4.3.5. Architecture du cours inférieur du Canyon Supérieur de Buguma 199

VII.4.3.6. Architecture des tributaires Canyon Supérieur de Buguma *201*
VII.4.4. Architecture Canyon Inférieur de Buguma et de ses tributaires 201
VII.5. ARCHITECTURE INTERNE DU REMPLISSAGE DES CANYONS 203
VII.5.1. Cas du remplissage du Canyon Inférieur de Buguma 203
VII.5.1.1. Généralités *203*
VII.5.1.2. Unité basale *203*
VII.5.1.3. Unité sommitale *203*
VII.5.2. Cas du remplissage du Canyon Supérieur de Buguma 204
VII.5.2.1. Généralités *204*
VII.5.2.2. Les deux unités basales *204*
VII.5.2.3. Unités sommitales *205*
VII.6. PIÈGES COMBINÉS ET PIÈGES STRATIGRAPHIQUES ASSOCIÉS AUX CANYONS BUGUMA ET À LEUR REMPLISSAGE 206
VII.6.1. Pièges combinés situés sous et au-dessus de l'incision basale du Canyon Inférieur de Buguma 206
VII.6.1.1. Plays de type « buried-hills » situés sous l'incision basale du Canyon Inférieur de Buguma *206*
VII.6.1.1. Pièges combinés situés au sein de l'unité basale *209*
VII.6.2. Pièges situés sous et au-dessus de l'incision basale du Canyon Supérieur de Buguma 209
VII.6.2.1. Plays de type buried-hills situés sous l'incision basale du Canyon Supérieur de Buguma *209*
VII.6.2.2. Pièges stratigraphiques internes au remplissage du Canyon Supérieur de Buguma *210*
VII.7. DISCUSSION 211
VII.7.1. Calage chronostratigraphique des incisions basales 211
VII.7.2. Asymétrie des canyons structurés en fonction de l'importance des failles 211
VII.7.3. Origines de l'amalgamation des deux canyons Buguma 211
X.7.3.1. Contrôle par les failles régionales de la localisation des têtes de canyons *211*
VII.7.3.2. Jeu syn-sédimentaire de structures locales et transverses à la pente régionale *212*
VII.8. CONCLUSION 213

PARTIE III. LES CANYONS À SCHISTES À BLOCS DU BASSIN FORELAND DU SUD-EST DE LA FRANCE 215

CHAPITRE VIII. CONTEXTE GÉOLOGIQUE DU BASSIN FORELAND DU SUD-EST DE LA FRANCE 219

VIII.1. CONTEXTE STRUCTURAL ACTUEL, LITHOSTRATIGRAPHIE 219
VIII.1.1. Cadre structural et géographique actuel 219
VIII.1.1.1. Description structurale du Massif Cristallin Externe de l'Argentera *220*

VIII.1.2. Lithostratigraphie du bassin nummilitique du Sud-Est de la France 224

VIII.2. ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE ET STRUCTURALE RÉGIONALE DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR AU PLIOCÈNE – IMPLICATIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES 226

VIII.2.1. Crétacé supérieur : fermeture des bassins précurseurs 226

VIII.2.2. Du Crétacé supérieur à l'Éocène moyen 226

VIII.2.3. L'Éocène 227

VIII.2.3.1. Evolution géodynamique régionale 227

VIII.2.3.2. Structuration des Chaînes Subalpines Méridionales (déformation D2) 232

VIII.2.4. Les grands changements opérant au Rupélien (Oligocène inférieur) 235

VIII.2.4.1. Evolution géodynamique régionale 235

VIII.2.4.2. Structuration des Chaînes Subalpines Méridionales et mise en place de la nappe de l'Autapie sur le foreland 235

VIII.2.4.3. Initiation de l'exhumation de l'Argentera 238

VIII.2.4.4. Structuration des Alpes Ligures (déformation D2) 240

VIII.2.4.5. Structuration de la bordure SE du Pelvoux (déformation D2) 240

VI.2.5. Oligocène supérieur, Miocène et Pliocène 240

VIII.2.5.1. Oligocène supérieur 240

VIII.2.5.2. Mio-pliocène 240

VIII.3. SOURCES DES GRÈS D'ANNOT 241

VIII.3.1. Modèles historiques sur la paléogéographie et les sources d'apport des Grès d'Annot et premières études pétrographiques concluantes 241

VIII.3.2. Oligocène inférieur - Sources méridionales et alpines des dépôts marins du synclinal de Barrême – Implications géodynamiques 242

VIII.3.3.1. Le système des Grès de Ville 242

VIII.3.3.2. Le système deltaïque des Conglomérats de Clumanc 242

VIII.3.3.3. Le système deltaïque des Conglomérats de St-Lions 243

CHAPITRE IX. CONTEXTE GÉOLOGIQUE DU SOUS-BASSIN DE SANGUINIÈRE-RESTEFOND 245

IX.1. CONTEXTE STRUCTURAL ET PHYSIOGRAPHIE DU SOUS-BASSIN DE SANGUINIÈRE-RESTEFOND PENDANT LES DÉPÔT DES GRÈS D'ANNOT 245

IX.1.1. Parautochtonie de la couverture sous les nappes de l'Embrunais-Ubaye 245

IX.1.2. Phases de déformation affectant les zones internes de la nappe de Digne 246

XI.1.3. Morphologie du sous-bassin 248

XI.2. MODÈLE DE DÉPÔT DES GRÈS D'ANNOT DU SOUS-BASSIN DE SANGUINIÈRE-RESTEFOND 250

XI.2.3. Diagénèse précoce des Grès d'Annot ouest-Argentera et de la série allochtone du Lac d'Allos 251

CHAPITRE X. LES SCHISTES À BLOCS : ÉTAT DES CONNAISSANCES 253

X.1. MODÈLES SÉDIMENTOLOGIQUES ET GÉNÉTIQUES DES SCHISTES À BLOCS 253
X.1.1. Travaux antérieurs à Kerckhove (1969) 253
X.1.2. Travaux réalisés depuis Kerckhove (1969) inclus : introduction 254
X.1.3. Matrice des Schistes à Blocs 255
X.1.4. Lithologie des Schistes à Blocs 255
X.1.5. Lithologie des blocs inclus dans les Schistes à Blocs 257
X.1.6. Modalités du contact entre les Grès d'Annot et les Schistes à Blocs 258
X.1.7. Les « Schistes à Blocs » du synclinal de Peïra-Cava : une exception lithologique et géographique ? 264
X.1.8. Synthèse : modèles génétiques proposés 266
X.2. ESTIMATION DE L'ÂGE DES SCHISTES À BLOCS GRÂCE AUX TRAVAUX PRÉCÉDENTS . 267
X.2.1. Synthèse des âges donnés aux Schistes à Blocs lors des travaux précédents 267
X.2.3. Présence dans le bassin de Barrême de matériaux issus de l'érosion des zones internes 269
X.2.4. Le wildflysch de l'Ultrahelvétique inférieur du Val d'Illiez (Valais, Suisse) et de Platé (Haute-Savoie) : un analogue aux Schistes à Blocs ? 269
X.3. SYNTHÈSE DES CONNAISSANCES SUR LES SCHISTES À BLOCS 271

CHAPITRE XI. STRUCTURATION SYN-SÉDIMENTAIRE D'UN CANYON SOUS-MARIN INCISÉ DANS LES GRÈS D'ANNOT ET COMBLÉ PAR LES SCHISTES À BLOCS (PRIABONIEN, COL DE LA BONETTE) 273

XI.1. INTRODUCTION 273
XI.2. MÉTHODES 274
XI.2.1. Relevés de terrain 274
XI.2.2. Datation des nannofossiles calcaires, foraminifères planctoniques et benthiques. 277
XI.2.3. Datation des zircons détritiques par thermochronologie U/Pb. 277
XI.3. ORDRE DE GRANDEUR DE L'INCISION ET CONTRÔLE MORPHOLOGIQUE EXERCÉ PAR LES STRUCTURES SYN-SEDIMENTAIRES ET ANTÉRIEURES 278
XI.3.1. Redéfinition de la structure du Colombart 278
XI.3.2. Profondeur et asymétrie de l'incision à l'échelle du sous-bassin de Sanguinière-Restefond 281
XI.3.3. Contrôle des failles syn-sédimentaires sur la morphologie en plats, murs et rampes de l'incision 282
XI.3.4. Contrôle par les structures syn-sédimentaires de l'asymétrie du profil transverse du Conduit de la Bonette à l'échelle kilométrique 285
XI.3.5. Contrôle des failles syn-sédimentaires sur les dépressions secondaires 285
XI.3.6. Contrôle de l'incision par les failles de croissance contemporaines au dépôt des GA 285
XI.4. CONTRÔLE DES STRUCTURES SYN-SEDIMENTAIRES SUR LES GLISSEMENTS SOUS-MARINS SUB-AXIAUX ET LATÉRAUX DU CONDUIT DE LA BONETTE 286
XI.4.1. Les glissements sous-marins sub-axiaux du Colombart 286
XI.4.1.1. Le glissement du sous-bassement du thalweg (MTD1) 286
XI.4.1.2. Le glissement du flanc Sud (MTD2, Crête de la Rougne) 289

XI.4.2. Le glissement latéral de la Tête du Clot des Pastres 289
XI.4.2.1. « Lobe » ouest du glissement de la Tête du Clot des Pastres 289
XI.4.2.2. « Lobe » Est du glissement de la Tête du Clot des Pastres 297
XI.5 MODALITÉS DE REMPLISSAGE DU CONDUIT DE LA BONETTE PAR LES SCHISTES À BLOCS 299
XI.5.1. Bibliothèque de faciès 299
XI.5.1.1. Les faciès marneux, association de faciès marneuse AFM 299
XI.5.1.2. Les faciès turbiditiques, associations de faciès turbiditiques AFT-l et AFT-ch 301
XI.5.1.3. Les faciès de débrites, associations de faciès AFD-Sb et AFD-SabEx 304
XI.5.1.5. Les faciès à olistolithes F0-o et F0-s, associations de faciès glissés AFG-o, AFG-s, AFG-m, AFG-l et AFG-ch. 306
XI.5.2. Architecture polyphasée du remplissage 309
XI.5.2.1. Dépôcentres des Schistes à Blocs Exotiques et caractéristiques de l'incision 2 309
XI.5.2.2. Généralités sur l'architecture interne du Membre des Schistes Bruns 310
XI.5.2.3. Remplissage du fond du thalweg du Conduit de la Bonette et des dépocentres mineurs 310
XI.5.2.4. Recouvrement des terrasses du Conduit de la Bonette 313
XI.5.2.5. Recouvrement des interfluves et des dépressions perchées 313
XI.5.2.6. Architecture du Membre des Schistes à Blocs Exotiques 314
XI.5.3. Résultats analytiques portant sur l'étude des Schistes Bruns 315
XI.5.3.1. Mesures de paléocourants 315
XI.5.3.2. Datation des Schistes Bruns par analyse des faunes marines 316
XI.5.3.3. Datation des zircons détritiques contenus dans les faciès turbiditiques par thermochronologie U/Pb 317
XI.6. DISCUSSION 319
XI.6.1. Facteurs de contrôle de la morphologie de l'iGA-Sb à différentes échelles 319
XI.6.1.1. Rôle de la lithification des GA sur leurs processus d'érosion 319
XI.6.1.2. Contrôles exercés sur l'asymétrie du profil transverse du Conduit de la Bonette 320
XI.6.1.3. Contrôle morpho-structural du réseau de drainage sous-marin par différentes familles de structures 322
XI.6.1.4. Évidences de réseau de drainage rectangulaire du Canyon de la Bonette 323
XI.6.1.4. Vecteur de transport et distribution et des glissements sous-marins déclenchés pendant le remplissage 323
XI.6.2. Le système sédimentaire des Schistes Bruns 325
XI.6.2.1. Tendances stratigraphiques 325
XI.6.2.2. Paléocourants et physiographie du bassin récepteur 327
XI.6.2.3. Age et sources des apports terrigènes 328
XI.6.2.3. Dynamique tectono-sédimentaire régionale des apports turbiditiques résiduels 329
XI.6.3. Modèle tectono-génétique du dépôt des Schistes à Blocs 331
XI.6.3.1. Analogie entre les Schistes à Blocs (Sab) et l'Olistostrome de Triora (MOT) 331

XI.6.3.2. Modèle tectonogénétique régional des Schistes à Blocs *332*

XI.6.3.3. Diachronisme des Schistes à Blocs Exotiques *333*

XI.7. CONCLUSION 335

PARTIE IV. SYNTHÈSE : CONTRÔLE ET PROCESSUS DE REMPLISSAGE ARGILEUX DES CANYONS SOUS-MARINS 337

CHAPITRE XII. CARACTÉRISTIQUES MORPHOLOGIQUES DES CANYONS SOUS-MARINS CONTRÔLÉS PAR LES FAILLES NORMALES ET LES *ROLL-OVERS* 341

XII.1. CAS CLASSIQUE DE CONTRÔLE STRUCTURAL DES MURS DE CANYONS PAR LES FAILLES NORMALES : INCISION PRÉFÉRENTIELLE DU HANGING-WALL 341

XII.2. CAS ATYPIQUE DE CONTRÔLE STRUCTURAL DES MURS DE CANYONS PAR LES FAILLES NORMALES : INCISION PRÉFÉRENTIELLE DU FOOTWALL 342

XII.3. ASYMÉTRIE VERSUS SYMÉTRIE DU PROFIL TRANSVERSE DU CANYON ET DE SON THALWEG 343

XII.3.1. Asymétrie du profil transverse quel que soit le domaine structural 343

XII.3.2. Contrôle des failles normales sur la symétrie du profil transverse 343

XII.3.3. Conclusion 344

XII.4. DÉVIATION RÉCURRENTE ET CONTRÔLE AXIAL D'UN CANYON PAR LES FAILLES NORMALES 344

XII.5. LES DIFFÉRENTES FORMES DE RÉSEAU DE DRAINAGE RECTANGULAIRE SOUS-MARINS ET CONTEXTES TECTONIQUES FAVORABLES À LEUR DÉVELOPPEMENT 345

XII.5.1. Cas classique de réseau de drainage rectangulaire sous-marin 345

XII.5.2. Cas anormal ou atypique de réseau de drainage rectangulaire sous-marin 347

XII.5.3. Cas « allongé » de réseau de drainage rectangulaire sous-marin 347

CHAPITRE XIII. PROPRIÉTÉS COUVERTURE DES REMPLISSAGES ARGILEUX DES CANYONS SOUS-MARINS, ET FACTEURS FAVORABLES À LEUR FORMATION 351

XIII.1. CANYONS ARGILEUX EN INCISION DU REBORD DE LA PLATE-FORME ET/OU DE LA PENTE SUPÉRIEURE, ET FORMÉS EN CONTEXTE DE MARGE PASSIVE 351

XIII.1.1. Généralités, stratigraphie séquentielle, et facteurs de contrôle fréquents 351

XIII.1.2. Influence des failles normales sur le remplissage argileux 352

XIII.1.3. Types de pièges stratigraphiques associés aux canyons à remplissage complètement ou partiellement argileux 353

XIII.1.4. Canyons juvéniles ancrés sur la pente supérieure du bassin 353

XIII.2. CANYONS ARGILEUX EN INCISION DE LA PLATE-FORME ET FORMÉS EN CONTEXTE COMPRESSIF 354

XIII.2.1 Les canyons paléogènes du bassin de Sacramento 354

XIII.2.2. Les canyons pléistocènes du Golfe du Bengale 354

XIII.2.3. Les canyons du prisme d'Ulleung 354
XIII.2.4. Conclusion 355
XIII.3. CANYONS ARGILEUX EN INCISION DE LA PENTE DU BASSIN ET FORMÉS EN CONTEXTE COMPRESSIF 355
XIII.3.1. Généralités 355
XIII.3.2 Propriétés de la couverture en contexte de marge active : exemple du Canyon de la Bonette 355

CONCLUSIONS GÉNÉRALES 357

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 363

ANNEXES 399

A.1. OBJECTIF 404
A.2. MATÉRIEL ET MÉTHODES 404
A.3. ANALYSES BIOSTRATIGRAPHIQUES 405
A.3.1. Échantillon eBo15 405
A.3.2. Échantillon eBo16 405
A.3.3. Échantillon eBo17 405
A.3.4. Échantillon eBo21 406
A.3.5. Échantillon eBo23 406
A.3.6. Échantillon eBo27 407
A.3.7. Échantillon eBo34 407
A.3.8. Échantillon eBo37 407
A.3.9. Échantillon eBo39 408
A.3.10. Échantillon eBo40 408
A.4. CONCLUSIONS ET SYNTHÈSE 409
A.5. RÉFÉRENCES 409
B.1. OBJECTIF 410
B.2. PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES DES ZIRCONS DÉTRITIQUES 411
B.3. DONNÉES BRUTES ET DONNÉES RÉDUITES 415
B.4. DIAGRAMMES DE PROBABILITÉ RELATIVE À PARTIR DES ÂGES U/Pb 419

LISTE DES FIGURES

Figure I-1. Ligne sismique montrant l'incision latérale et sommitale du champ gazier de Sangu par les canyons à remplissage argileux de la séquence MS2 pléistocène. Les niveaux réservoirs pliocènes sont des dépôts tidaux hétérolithiques, ainsi que des unités sableuses massives déposées par des courants hyperpycnaux à l'embouchure des chenaux tidaux. Les faciès qui composent la couverture ne sont pas précisés (Golfe du Bengale, Bangladesh, d'après Matesic 2012). 4

Figure I-2. Fermeture amont de la structure de Dorado par le Dorado Canyon, qui est comblé par les argiles transgressives du Hove Shale. Le réservoir deltaïque du Caley Member ainsi que le Dorado Canyon et son remplissage sont datés du Trias supérieur (modifié d'après Carnarvon Petroleum 2017). 5

Figure I-1. Volume cumulé des réserves globales par type de piège et contenu dans les champs géants en fonction du temps, entre 1860 et 2017 (d'après Dolson et al., 2017). 15

Figure I-2. Types de pièges stratigraphiques et combinés géants découverts entre 2000 et 2017 (d'après Dolson *et al.,* 2017)..... 17

Figure I-3. Provinces et contextes mondiaux où sont présents des champs géants stratigraphiques et combinés (d'après Dolson *et al.,* 2017). 17

Figure I-4. Époques géologiques d'apparition des pièges stratigraphiques et combinés géants (d'après Dolson *et al.,* 2017). 17

Figure I-5. Localisation stratigraphique des pièges paléogéomorphologiques en fonction du stade d'évolution d'un bassin en contexte compressif (d'après Martin, 1966). 21

Figure II-1. Les trois types de processus opérant en domaine profond (d'après Broucke 2004, traduit d'après Stow 1986). 26

Figure II-2. A, classification prédictive des faciès sédimentaires gravitaires (Mutti et al, 2003; modifié d'après Mutti, 1992) ; B, processus érosif et dépositionnels principaux associés à la transformation amont-aval d'un écoulement gravitaire (Mutti et *al*, 2003). 28

Figure II-3. Classification de Mutti (1992). Faciès conglomératiques (A-C), grossiers (D-E), et faciès fins sans F9 (F-H). (A) Faciès F1. (B) Faciès F2. (C) Faciès F3. (D) Faciès F4. (E) Faciès F5. (F) Faciès F6. 29

Figure II-4. Classification de Mutti (1992), variantes du faciès F9a (A-C) et du faciès F9b (D-H). 31

Figure II-5. Classification statique des différents types de mouvements en masse sous-marins (d'après Mulder and Cochonat 1996). 34

Figure II-6. Schéma conceptuel de représentation des trois domaines de déformation d'un glissement sous-marin ainsi que des indicateurs cinématiques qui y sont associés (d'après Bull et *al*. 2009, modifié d'après Prior et *al.* 1984). 36

Figure II-7. (A) Carte d'amplitude moyenne extraite le long du fond marin au niveau du glissement Thebe sur la marge ouest-australienne. (B) Profil sismique longitudinal non interprété du glissement

Thebe. (C) Profil sismique longitudinal interprété du glissement Thebe. Toutes les figures sont modifiées d'après Scraselli et al. (2019). 37

Figure II-8. Bloc diagramme sismique qui montre l'agencement en 3D des blocs translatés qui forment la partie extensive du glissement du Centaure et qui sont issus d'une cicatrice d'arrachement en trois saillants (d'après Scarselli et *al*. 2019). 38

Figure II-9. Les glissements tabulaires et leurs variantes (d'après O'Leary 1991). 39

Figure II-10. Domaine extensif d'un glissement sous-marin actuel de Gondola sur la marge sud-ouest adriatique qui montre des rides d'extension ainsi que des blocs translatés (modifié d'après Della Valle et *al*. 2014). (A) Carte bathymétrique par acquisition multifaisceaux du domaine extensif du glissement de Gondola. (B) Profil au sonar Chirp transverse aux rides d'extension. (C) Profil au sonar Chirp qui est transverse aux rides d'extension et aux blocs translatés, et qui sont exposés sur le fond marin à cause des courants de contours. 41

Figure II-11. Exemples de marges latérales de glissements sous-marins (d'après Bull et *al*. 2009). 42

Figure II-12. Exemples de rampes et plats de la surface basale de cisaillement (d'après Bull et *al*. 2009). 43

Figure II-13. Exemples de rainures, rails de glissement et blocs éjectés. 44

Figure II-14. (A) Carte d'amplitude et (B) section sismique illustrant la surface basale de cisaillement du glissement Tampen sur la marge norvégienne (d'après Bull et al. 2009). 45

Figure II-15. Exemples de blocs translatés et préservés (d'après Bull et *al*. 2009). 46

Figure II-16. Exemples de plis de slump au sein du domaine translationnel du glissement du Storegga (modifié d'après Bull et *al.* 2009). 48

Figure II-17. Différentes cartes d'attributs sismiques et vue en section des zones de déformation longitudinales au sein du glissement Gorgon sur la marge nord-ouest de l'Australie (d'après Nugraha *et al.* 2020). 49

Figure II-18. Exemple rides de compression provenant d'un des glissements sous-marins de la marge norvégienne (d'après Bull et al. 2006). (A) Carte d'amplitude moyenne, la flèche indique le sens moyen de glissement. (B) ligne sismique qui recoupe les rides de compression. 51

Figure II-19. Ligne sismique qui illustre un exemple de de glissement sous-marin au front compressif confiné (d'après Frey-Martinez et *al*. 2006). 52

Figure II-20. Ligne sismique qui illustre un exemple de glissement sous-marin au front compressif non confiné (d'après Frey-Martinez et *al*. 2006). 53

Figure II-21. Exemple en coupe (A) et en carte (B) de systèmes de plis et de chevauchement provenant de la partie frontale méridionale du glissement du Storegga, et présentant des blocs en *pop-up* (d'après Bull et *al*. 2009). 54

Figure II-22. Diagramme synthétique des différents indicateurs cinématiques appartenant aux glissements sous-marins (d'après Bull et *al*. 2009). 55

Figure III-1. Le Cook Strait Canyon et ses canyons tributaires (Nouvelle Zélande), et comparaison de morphologie et d'échelle entre le Opouawe Canyon et ses « gullies » (d'après Amblas *et al.*, 2018 ; adapté d'après Micallef et *al.* 2014). 58

Figure III-2. Physiographie typique d'un canyon mature (d'après Amblas *et al.*, 2018). 59

Figure III-3. Carte bathymétrique en 3D de la marge sud-est de l'Australie montrant des canyons sous-marins confinés et matures, ainsi que leur morphologie (d'après Gaudin 2006; modifié d'après Hill *et al.*, 2005). 60

Figure III-4. Tête du canyon de Cirò (Calabre, Italie) localisée à seulement quelques dizaines de mètres de la marina (d'après Amblas et *al.* 2018). 61

Figure III-5. Carte d'amplitude montrant la morphologie en festons du bord du paléo Canyon du Zaïre durant le Miocène (image Total Energies). 62

Figure III-6. Morphologies du flanc et du thalweg du Canyon de La Jolla, Californie du Sud (d'après Paull et *al.* 2013). AS, arcuate scarp ; CSB, crescent shaped bedforms ; DCFS, distinctive canyon floor arcuate scarp ; DT, hemipelagic sediment-draped terrace, T, terrace. 63

Figure III-7. Les quatre types de terrasses observés par Gaudin et *al.* 2006 dans la vallée majeure du canyon de Capbreton. 65

Figure III-8. Faciès sismiques structurant les différents types de terrasses au sein du canyon de Capbreton (d'après Gaudin et al. 2006). 66

Figure III-9. Le modèle de stratigraphie séquentielle suite à l'intégration du "basin floor fan" et du "slope fan". La limite de séquence de type 1 correspond à un système de vallée incisée sur la plateforme ainsi qu'à un système de canyon sous-marin en rebord de plateforme et sur le talus (Broucke, 2004 ; modifié d'après Posamentier *et al.*, 1988; Broucke, 2004). 68

Figure III-10. Blocs diagrammes conceptuels qui illustrent les trois phases successives du « lowstand systems tract » : A, « lowstand fan » ; B, « early lowstand wedge » ou « channel-levee complex » ; C, « late lowstand wedge » ou « prograding complex » ; et D, coupe longitudinale à travers le canyon et la pente explicitant les relations géométriques entre les trois unités (d'après Posamentier et *al.*, 1991). 69

Figure III-11. Carte de localisation d'Eel Canyon et des profils sismiques illustrés en dans la figure suivante (d'après Burger *et al.*, 2001). 70

Figure III-12. Chenaux comblés qui incisent le plateau continental du bassin de Eel River et qui étaient connectés à la tête d'Eel Canyon durant le Pléistocène (adapté d'après Burger *et al.*, 2001). 71

Figure III-13. Réponse du Canyon Bourcart en fonction de l'eustatisme lors du dernier cycle de 100 000 ans (adapté d'après Baztan *et al.*, 2005 ; description à la page suivante). 73

Figure III-14. Processus généralement responsables de la formation des canyons ; (A) par incision par les courants turbiditiques ; (B) par érosion rétrogressive (d'après Pratson *et al.*, 2007). 76

Figure III-15. Ruptures sur le plancher marin le long de marges continentales actives et passives, et associées à la circulation d'eaux hydrothermales (d'après Pratson *et al.*, 2007). 77

Figure III-16. Exemple d'un réseau de drainage rectangulaire fluviatile dans l'état de New York, USA (d'après Zernitz 1932). 79

Figure III-17. Le prisme d'accrétion du Makran et son incision par sept systèmes de canyons sous-marins (d'après Bourget et *al.*, 2011). 80

Figure III-18. Carte morphobathymétrique (exaggeration verticale d'un facteur 10 environ) illustrant l'élargissement du Porto do Mangue Canyon et du Ponta do Mel Canyon suite à leur intersection de la « faille bordière » de la marge passive du bassin de Potiguar, Nord-Est du Brésil (d'après Almeida et *al.* 2015). 81

Figure III-19. Changements d'orientations à angle droit de thalwegs et coalescence de canyons avec leurs tributaires au voisinage d'une faille de croissance majeure qui contrôle la bordure de plateforme (en vert) dans l'Upper Wilcox (Texas Central Gulf Coast, U.S.A. ; d'après Cornish 2013). 82

Figure IV-1. Carte géologique simplifiée de la région du Delta du Niger, qui illustre également les linéaments magnétiques et la profondeur en temps double du socle acoustique (d'après Saugy and Eyer 2003 et références citées). 90

Figure IV-2. Cartes d'évolution géodynamique des marges ouest-Africaine et sud-Américaines du Néocomien à l'époque actuelle (Brownfield, 2016; modifié d'après Genik, 1993). La province du Delta du Niger est entourée en vert. 92

Figure IV-3. Géomorphologie et sédimentation cyclique au sein du Delta du Niger, et lien avec les failles de croissance synsédimentaires (d'après Reijers 2011 ; modifié d'après Weber 1971). 95

Figure IV-4. Schéma tectono-sédimentaire de construction successif de deux dépobelts au sein de l'Escalator Regression model (Knox and Omatsola 1989). 96

Figure IV-5. Carte structurale simplifiée du Delta du Niger (d'après Saugy and Eyer 2003). 98

Figure IV-6. Emprise cartographique de la province pétrolière du Delta du Niger (d'après Brownfield, 2016). 100

Figure IV-7. Coupe axiale simplifiée du Delta du Niger (d'après Saugy and Eyer 2003). 101

Figure IV-8. Structures des champs d'hydrocarbures et types de pièges associés au sein du Delta du Niger (d'après Brownfield, 2016 ; modifié d'après Doust and Amatsola, 1990 et d'après Stacher, 1995). 103

Figure V-1. (A) Structural scheme of the Niger Delta showing the extensional, translational and compressional domains, superimposed to the relief and bathymetric map. (B) Schematic map showing the southward overall progradation of the delta from the Late Eocene to the present day. The location of the two studied 3D seismic blocks are illustrated by the red polygons in map A. The red rectangle in inset map B shows the location of the Niger Delta in the Gulf of Guinea. A, B, modified after Chima et al. (2019); Rouby et al. (2011). The location of the three main erosive features of the delta are illustrated and named in orange, after Doust and Omatsola (1989). 108

Figure V-2. Schematic lithostratigraphic chart of the Niger Delta showing the upward coarsening-up regressive-sequence resulting from the southward shift of the three lithofacies trough time (redrawn after Doust, 1989). 109

Figure V-3. Chronostratigraphic chart of the Upper Miocene of the Niger Delta showing the standard stages (after GTS, 2021); mostly 4th order cycles of Hardenbol et al. (1998) superimposed to the sequence chronostratigraphy (after Gradstein et al., 2012); short-term sea-level changes showing mostly 3rd order cycles (modified after Haq et al., 1987 and recalibrated by Gorini et al., 2014 from Hilgen et al., 2012); calcareous nannofossils zones and planktonic foraminifers zones (after Raffi et al., 2020). Shell foraminifers and palynological zones (after Shell Companies in Nigeria, 2010) and

delta-wide key level shales (in blue, after Reijers, 2011) recalibrated from GTS (2021). Note that the Geological Time Scale for the Neogene period has not changed significantly between 2012 and 2021. 110

Figure V-4. Interpreted structural scheme superimposed on the interpreted Afam drainage network in the northern and southern 3D seismic blocks. The AIS drainage network has been interpreted using the Strahler's (1957) method. The Afam Conduit flows southeastward and has been interpreted to be a 6th order stream, because of its relatively constant width along the study area, which is greater than each 5th order tributary width. Note that neither the head nor the mouth of the Afam Conduit are present on the study area. 114

Figure V-5. Interpreted structural scheme of the southern study area, superimposed on the interpreted time map of the Afam Incision Surface, in the southern 3D seismic block. 115

Figure V-6. North-South oriented structural profiles in the southern study area showing the growth faults and associated roll-over anticlines. 116

Figure V-7. Interpreted structural scheme of the northern study area, superimposed on the interpreted Afam drainage network using the Strahlers's (1957) method. The 1st order tributaries has not been interpretated due to the poor resolution of the 3D seismic data of the northern seismic block and due to the methodology used for the of interpretation of the IAS, using only time slices. 118

Figure V-8. Interpreted structural scheme of the southern and main study area, superimposed on the interpreted Afam drainage network using the Strahler's (1957) method. 1st to 6th stream orders have been interpretated. 119

Figure V-9. WNW-ENE oriented cross-section profile of the catchment area of tributary C by the Afam Conduit in the southern study area. Note the different locations of GF1 with regard to the morphology it controls within the tributary C (northern thalweg margin) and within the Afam Conduit (northeastern mid-flank). A.I. : axial incision; T: erosional terrace; Up : upper; W: wall. 120

Figure V-10. Cross-section profiles of the Afam Conduit in southern study area along segments within various orientations. The rest of the legend is on the next page. 122

Figure V-11. Longitudinal profile of the Afam Conduit in the southern study area. It exhibits many knickpoints, most of them are controlled by a growth-fault footwall or by the southern limb of a small roll-over anticline. Plunge-pool(s) can be observed downstream-ward a knickpoint, they are commonly located roll-over forelimbs and on hanging wall blocks. 124

Figure V-12. North-South oriented and asymmetrical cross-section profile through the tributaries C, G and H in the southern study area. A.I. / Axial Inc.: axial incision; ord.: order; P: pinnacle; T: erosional terrace; trib: tributary; Twg: thalweg; W: wall. 126

Figure V-13. (A) NW-SE oriented cross-section profiles of the upstream portion of the tributaries C and L in the southern study area. Note the mirror morphologies between the two conduits and controlled by GF8e, GF8g, and a minor fault which controls the middle interfluve margins. (B) E-W oriented cross-section profile of the planform spider-shaped coalescence area of the tributary C. A.I.: axial incision; Fk: flank; Int.: interfluve; ord.: order; T: erosional terrace; trib: tributary; Twg: thalweg; W: wall. 128

Figure V-14. NW-SE oriented cross-section profile of the upstream portion of the tributaries D, E and F in the southern study area. A.I.: axial incision; Int: interfluve; T: erosional terrace; Twg.: thalweg; W: wall. 130

Figure V-15. Schematic block diagrams illustrating the evolution of the Afam Incision Surface and the processes involved within its excavation. (A) First erosional phase: the fluvio-deltaic sourced by-pass currents excavate the early canyon, and may cause the formation of structured knickpoints. The path of the canyon is controlled by main faults. (B) Second erosional phase: deepening and widening of the canyon by retrogressive erosion and by-pass currents, and initiation of linear retrogressive erosion along major faults. (C) Third erosional phase: deepening and widening of the canyon by retrogressive erosion and by-pass currents; initiation of fault controlled erosional terraces and remarkable of linear retrogressive erosion along major faults; the last begins to be influenced by local slopes; and the canalization of shelf currents within immature tributaries is possible. (D) Fourth erosional phase: development of the final rectangular planform pattern of the submarine system. The canyon's axial incision is also formed and the erosional terraces, knickpoints and plunge-pools acquire their final position and/or morphology. Tributaries are formed, they incise even counter-regional oriented slopes. Entrenched reliefs and structured submarine reliefs has been smoothed, partly with the help of shelf currents which are canalized. 138

Figure VI-1. Schéma structural simplifié superposé à la carte de profondeur en temps (ms twt) de l'incision basale du Canyon d'Afam, au sein du bloc sismique 3D méridional. Sont également localisées les figures VI-2 à VI-6 et la figure VI-11 ; ainsi que les puits de référence W1 à W9 pour l'étude du remplissage du Canyon d'Afam. 142

Figure VI-2. Coupe transversale à la vallée principale du Canyon d'Afam, et d'orientation SW-NE, dans la partie nord de la zone d'étude ; A, ligne sismique vierge ; B, ligne sismique interprétée. La surface indexée « i1 » est la surface d'érosion basale du Canyon d'Afam ; celles indexées de « i2 » à « i7 » sont les surfaces d'érosion internes ; et « TASB » est la limite érosive qui délimite le sommet du remplissage 145

Figure VI-3. Profil sismique longitudinal au Canyon d'Afam et corrélation de son remplissage grâce aux puits W1 à W5. (A) Profil sismique vierge. (B) Profil sismique interprété. Le *gamma-ray* est affiché aux puits W1, W2 et W4, tandis que la résistivité est affichée aux puits W3 et W5. 147

Figure VI-4. Profil d'orientation NW-SE et transverse au tributaire B de 5^{e} ordre, à la partie aval du tributaire C de 5^{e} ordre, et au Canyon d'Afam ainsi qu'aux interfluves qui les séparent. (A) ligne sismique vierge, (B) ligne sismique interprétée. 151

Figure VI-5. Profil d'orientation NW-SE et calibré par les puits W6 et W7 ; il recoupe longitudinalement un tributaire de 3^{e} ordre sur le bloc GF6-GF9, puis recoupe de manière sub-transverse le tributaire de 5^{e} ordre C, et les tributaires de 4^{e} ordre P, G et H. (A) ligne sismique vierge, (B) ligne sismique interprétée. La résistivité est affichée au puits W6, tandis que le *gamma-ray* est affiché au puits W7. 153

Figure VI-6. Profil d'orientation Nord-Sud qui est calibré par le puits W9. Il recoupe la zone de coalescence du tributaire C, et recoupe longitudinalement le tributaire L, dont le sens de drainage est orienté à contre-pente régionale. (A) ligne sismique vierge, (B) ligne sismique interprétée. La résistivité est affichée au puits W9. 155

Figure VI-7. Cartes de profondeur des incisions internes i4 à i8 ainsi que de la surface d'érosion sommitale du remplissage du Canyon d'Afam. Pour chaque carte, la carte de profondeur et le schéma structural simplifié sont superposés à la carte de cohérence (carte des pentes) de la surface d'érosion concernée ; le tout est superposé à la carte des pentes de l'incision basale du Canyon d'Afam qui sert de référence, en plus de la localisation des puits W1 à W9. Le schéma structural simplifié est utilisé à titre de repère vis-à-vis des morphologies enfouies de l'incision basale. Seules les failles GF9 et GF13 sont actives durant le comblement du canyon. (A) incision i4, (B) incision i5, (C) incision i6, (D) incision i7, (E) incision i8, (F) incision sommitale. 163

Figure VI-8. A) Carte d'amplitude vierge de l'horizon i7 translaté à -50 ms. B) Carte d'amplitude interprétée de l'horizon i7 translaté à -50 ms. C) Section sismique qui illustre le recoupement des clinoformes de la séquence 7 par l'horizon i7 translaté de -50 ms (en rouge). Le trait vertical bleu correspond à la ligne transition entre le *mid-shelf delta* et le *shelf-edge delta*, induite par l'approfondissement vers le Sud par i7. D) Schéma interprétatif. 164

Figure VI-9. Schéma structural simplifié superposé à la carte d'épaisseur de l'ultime phase de remplissage du Canyon d'Afam (unité i8-TASB). Cet ensemble est superposé à la carte de cohérence de l'incision basale du Canyon d'Afam. 166

Figure VI-10. Schéma structural simplifié superposé à la carte d'épaisseur du remplissage du Canyon d'Afam. Cette dernière est calculée entre l'incision basale du système et la discordance sommitale (TASB). Cet ensemble est superposé à la carte de cohérence de la surface d'incision basale du Canyon d'Afam. 167

Figure VI-11. Carte d'amplitude moyenne calculée le long de l'incision basale du Canyon d'Afam, et localisation des figures VI-2 à VI-6 et de la figure VI-12, ainsi que des puits W1 à W9. 169

Figure VI-12. Profil d'orientation NE-SW qui explicite les quatre types de pièges combinés ou stratigraphiques associés à l'incision du Canyon d'Afam et à son remplissage, ainsi que les risques de fuites, et calibré par les puits W5 et W8. Les pièges structuraux sous-jacents sont également indiqués. (A) ligne sismique vierge, (B) ligne sismique interprétée illustrant chaque type de piège et/ou un risque de fuite. La résistivité est affichée au puits W5, tandis que le *gamma-ray* est affiché au puits W8. 171

Figure VII-1. (A) localisation approximative de la zone d'étude de Buguma au sein du Delta du Niger (cadre rouge de gauche), (B) localisation du Delta du Niger sur le continent africain et localisation des dépobelts au sein du delta, (C) schéma structural superposé aux cartes de profondeur du Canyon Supérieur de Buguma et de la partie-sud du Canyon d'Afam. 183

Figure VII-2. Cartes d'interprétation du Canyon Supérieur de Buguma (A-B) et du Canyon Inférieur de Buguma (C-D). Les figures C et D représentent le réseau de drainage redessiné en fonction des ordres de drainage. 187

Figure VII-3. Profil longitudinal axial aux canyons Buguma Inférieur et Supérieur : A, profil sismique vierge ; B, profil sismique interprété. 191

Figure VII-4. Profil d'orientation Nord-Sud transverse aux tributaires occidentaux du Canyon Inférieur de Buguma et du Canyon Supérieur de Buguma : (A) profil sismique vierge, (B) profil sismique interprété. 193

Figure VII-5. Section transverse aux cours supérieurs des canyons Buguma : (A) profil sismique vierge, (B) profil sismique interprété. La localisation du profil sismique est illustrée sur la Figure VII-2. La tête du Canyon Supérieur de Buguma montre un profil transverse plus clairement défini, avec une vallée principale (tributaire A) large de 5 km et profonde de 300 ms (twt), et dont le thalweg est large de 2 km. Le bord de son incision axiale, profonde de 40 à 50 ms, est également contrôlé par GF9i, et GF9j contrôle la position du sommet du flanc ouest du canyon. 196

Figure VII-6. Profil d'orientation Nord-Sud et transverse aux tributaires orientaux du Canyon Supérieur de Buguma et du Canyon Inférieur de Buguma : (A) profil sismique vierge, (B) profil sismique interprété. 197

Figure VII-7. Profil transverse au tronc du Canyon Supérieur de Buguma (localisation en Fig.X-2) : (A) profil sismique vierge, (B) profil sismique interprété. 200

Figure VII-8. Section transverse à la partie aval du Canyon Supérieur de Buguma : (A) profil vierge, (B) profil sismique interprété. Légende détaillée sur la page suivante. 202

Figure VII-9. (A) Carte d'amplitude minimale à ± 220 ms (twt) de la base du Canyon Supérieur de Buguma. (B) Carte d'amplitude minimale calculée entre la base du Canyon Supérieur de Buguma et la base du Canyon Inférieur de Buguma. (C) Carte d'amplitude minimale à ± 250 ms (twt) de la base du Canyon Inférieur de Buguma. 207

Figure VIII-1. Schéma strucural du bassin paléogène du Sud-Est de la France (d'après Joseph and Lomas 2004; dessiné à partir de la carte géologique au 1 : 1 000 000 du BRGM, 1996). 220

Figure VIII-2. Coupe structurale régionale à travers les zones externes des Alpes du Sud-est de la France (d'après R.H. Graham dans Elliott *et al.*, 1985). 221

Figure VIII-3. Restauration séquentielle d'une section transverse NE-SW à travers les chaînes subalpines du Sud-Est de la France, montrant le contrôle structural des dépocentres tertiaires (d'après Ford *et al.*, 1999). 221

Figure VIII-4. Schéma structural de la jonction Alpes Maritimes-Ligures située à l'extrémité sud des Alpes occidentales (d'après d'Atri *et al*. 2016). 223

Figure VIII-5. Lithostratigraphie synthétique du remplissage du bassin des Grès d'Annot (d'après Joseph *et al.*, 2007 ; modifié d'après Ravenne *et al.*, 1987). 225

Figure VIII-6. Coupes structurales et cartes de reconstruction paléogéographiques des Alpes occidentales (modifié d'après Ford *et al.*, 2006) durant (A) l'Ypresien, (B) le Priabonien, (C) le Rupélien, (D) le Burdigalien, et coupe structurale actuelle. 229

Figure VIII-7. Reconstitution de la migration vers le NNW du bassin foreland alpin à travers la plaque Européenne de l'Yprésien (Éocène inférieur) au Miocène (d'après Ford *et al.*, 2006)..... 231

Figure VIII-8. A) Lithostratigraphie et ; B) Paléogéographie du système sédimentaire des Grès d'Annot explicitant la position au sein du foreland des quatre sous-bassins diachrones (d'après du Fornel et al. 2004, modifié d'après Ravenne et al. 1987). La direction des paléocourants du système des Grès du Champsaur a été inversé par Vinnels et *al*. 2010). 233

Figure VIII-9. Carte de la paléogéographie du bassin des Grès d'Annot au Priabonien (d'après Joseph *et al.*, 2005). 234

Figure VIII-10. Carte de la paléogéographie du bassin des Grès d'Annot au Rupélien inférieur (d'après Joseph *et al.,* 2005). 236

Figure VIII-11. Carte de la paléogéographie des Schistes à Blocs et de l'avancée des nappes sur le bassin des Grès d'Annot au Rupélien moyen (d'après Joseph *et al.,* 2005). 236

Figure VIII-12. Contraintes sur les directions de transport des unités structurales basales (nappes du Sub-briançonnais et de l'Autapie) dans la région au Sud et à l'Ouest de Barcelonnnette (d'après Fry, 1989). 237

Figure VIII-13. Histoire thermique du Massif de l'Argentera déduite de l'analyse par traces de fission sur zircons et apatites (d'après Bigot-Cormier, 2002). 239

Figure IX-1. Évidence de déformation du plancher du bassin flexural paléogène durant son remplissage, dans la région SE du Pelvoux (d'après Dumont *et al.,* 2011). 247

Figure IX-2. Carte des paléocourants et d'isopaques entre le toit des Marnes Bleues et le premier niveau repère de débrite du sous-bassin de Sanguinière-Restefond (d'après Guillocheau *et al.,* 2004 ; modifié d'après Jean, 1985). 249

Figure IX-3. Morphologie transverse du sous-bassin de Sanguinière-Restefond (d'après Jean, 1985). 250

Figure IX-4. Différents types de séquences dans la série Grès d'Annot ouest-Argentera (d'après Jean, 1985). STD : stratodécroissance ; STC : stratocroissance ; CYCL : cycle de stratocroissance et de stratodécroissance. 251

Figure IX-5. Variation verticale du pourcentage de cimentation calcitique précoce en fonction de la granulométrie (en µm) dans une turbidite granoclassée de la série des grès type Annot du Lac d'Allos (modifié d'après Stanley 1961; pourcentage de ciment établi d'après la charte de Terry & Chilingar, 1955). 252

Figure X-1. Lithologie des Schistes à Blocs (d'après Kerckhove, 1975). 255

Figure X-2. Passage Grès d'Annot - Schistes à Blocs dans le vallon de Restefond (sous la piste Restefond-Bayasse ; d'après Jean *et al.,* 1985). 256

Figure X-3. Section type dans les « Schistes à Blocs autochtones » (d'après Inglis *et al.,* 1981)... 258

Figure X-4. Récurrences de grès dans les Schistes à Blocs ou lentille de Schistes à Blocs dans la partie sommitale des Grès d'Annot du massif du Pelat (d'après Kerckhove, 1969). 259

Figure X-5. Intrications latérales entre les Grès d'Annot et les Schistes à Blocs dans le massif de Restefond (d'après Kerckhove, 1969). 259

Figure X-6. Intrications latérales au sommet des Grès du Champsaur dans la région de Dormillouse (d'après Kerckhove, 1969). Les Grès du Champsaur figurent en points, les Schistes à Blocs figurent en hachuré. 260

Figure X-7. Concordance des Schistes à Blocs avec les marnes brunes supérieures dans la partie ouest du bassin (d'après Inglis *et al.,* 1981). 261

Figure X-8. Schistes à Blocs (Sab) en contact ravinant sur les Grès d'Annot (GA) de part et d'autre du col de la Moutière (d'après Jean, 1985). 262

Figure X-9. Coupe schématique S-N dans le bassin des Grès d'Annot ouest-Argentera (d'après Jean, 1985). NC: Nummulitique carbonaté; GA: Grès d'Annot; Cgl1-Cgl2: débrites-repères; VR:vire argileuse repère; Sab: Schistes à Blocs. SA: Sanguineirette; TS:Tête de Sanguinière; TR: Tête-Ronde; LB: La Bonette; JC: Jas du Chamois. 262

Figure X-10. Carte de l'étendue des Schistes à Blocs et de la Nappe de l'Autapie, montrant les limites de la demi-fenêtre d'Embrun où les Schistes à Blocs reposent directement sur le substratum mésozoïque (d'après Ravenne *et al.,* 1987). 263

Figure X-11. Approfondissement de la surface d'érosion Grès d'Annot Schistes à Blocs le long du vallon de la Moutière (d'après Dumont *et al.,* 2011). 265

Figure X-12. Schéma théorique explicitant le processus sédimentaire de formation des intrications entre les Grès d'Annot et les Schistes à Blocs (d'après Kerckhove 1969). 266

Figure X-13. Lithostratigraphie, biostratigraphie, séquence de dépôt et événements tectoniques dans le Paléogène des Alpes Maritimes et de Provence (d'après Sztrákos & du Fornel, 2003). 268

Figure X-14. Le wildflysch ultra-helvétique du Haut Val d'Illiez (Valais, Suisse Romande, modifié d'après Mayoraz et *al*. 1988). Légende à la page suivante. 270

Figure XI-1. Carte structurale du foreland sud-ouest alpin (modifié d'après Vinnels et al. 2010). La zone d'étude et la figure XI-2 sont localisées par le rectangle rouge. 274

Figure XI-2. Carte géologique revisitée et simplifiée de la zone d'étude, au sein du sous-bassin de Sanguinière-Restefond. 275

Figure XI-3. Carte géologique simplifiée zoomant sur la zone d'intérêt et localisation des figures XI-4 à 7. La légende est identique à celle de la Figure XI-2. 280

Figure XI-4. Profil transverse au Conduit de la Bonette sur le côté Ouest de Tête-Ronde, du col de l'Escuzier et de la Tête de Cristel. Il explicite l'asymétrie du profil transverse du thalweg causée par la structure majeure du Colombart, ainsi que le contrôle des failles antérieures et syn-dépôt des Schistes à Blocs sur les morphologies en plats, murs et rampes de l'incision. 283

Figure XI-6. Coupe transverse au Conduit de la Bonette au niveau du col du Colombart (extrémité Est de la zone d'étude). 287

Figure XI-7. Partie Est du glissement sous-marin de la Tête du Clot des Pastres et coupe transverse au Conduit de la Bonette dans son extrémité Ouest. Légende à la page suivante. 293

Figure XI-8. Stéréogrammes de Wulff sur l'hémisphère inférieure qui explicitent les orientations des différentes structures extensives, compressives ainsi que de cisaillement longitudinal au sein du glissement de la Tête du Clot des Pastres. Elles indiquent un sens de déplacement globalement orienté vers le Nord ou le NNO. 296

Figure XI-9. Partie orientale du glissement de la Tête du Clot des Pastres (MTD4). Sb : Schistes Bruns. SST : sandstones. Modifié d'après Lansigu (2000). 298

Figure XI-10. Faciès argileux et faciès turbiditiques les plus fins au sein du Membre des Schistes Bruns. A) Faciès F9a-TeG. B) Faciès F9a-Td intercalé au sein de deux unités marneuses du faciès F9a-Te. C-D) Niveau condensé de faciès F9a-TeB préservé au sein d'une dépression d'environ 50 cm de profondeur et de 2 m de largeur incisé au toit des Grès d'Annot. E) Faciès F9a-Td-e. G) Faciès F9b1. H) Faciès F9b2 présentant des intercalations de faciès F9a-Tc, le tout est recouvert par un

niveau de série identique glissé formant le faciès F0c, ce dernier recouvert à nouveau par un faciès F9b2 à intercalations de faciès F9a-Tc. 300

Figure XI-11. A-C) Faciès turbiditiques fins intercalés avec le faciès F9b2 donnant l'association de faciès AFT1. D-E) Alternances de faciès F8 et F9b2 au sin de corps chenalisés donnant l'association de faciès AFT2. L'AFT et l'AFT-ch sont observables uniquement au sein des Schistes Bruns. 302

Figure XI-12. Faciès de débrites qui composent les AFD-Sb et AFD-SabEx au sein de la Formation des Schistes à Blocs. A) Faciès F1-Ex1 présent dans les deux membres des Schistes à Blocs. B) Faciès F1-Ex2 présent uniquement dans le Membre des Schistes Bruns. C) Matrice argileuse et petits éléments du faciès F1-Ex2. D) Poche de matrice sableuse grossière et blocs présents dans le faciès F1-Ex2. E) Exemple de succession verticale des faciès F1-Ex1 et F1-Ex3 au sein des Schistes à Blocs Exotiques. 305

Figure XI-13. A-B) Exemples d'olistolithes très déformés de Grès d'Annot tombés au fond de dépressions pendant la sédimentation des Schistes Bruns, et appartenant au faciès F0a et à l'AFG-o. C) Faciès F0d composé des faciès F9b1, F9b2 et F8 remaniés sous la forme d'un glissement au sein d'une AFG-ch ; ce dernier se présente sous la forme d'un stade de déstabilisation intermédiaire entre un *slump* et une débrite. La stratification figure en blanc, les niveaux de décollement et les failles inverses en rose, les failles normales en rouge, et les cicatrices d'arrachement en violet. 307

Figure XI-14. Corrélation stratigraphique au sein de la Formation des Schistes à Blocs qui remplissent le Conduit de la Bonette, réalisée au niveau du col du Colombart à partir des sections lithologiques Sab27 à Sab32. La section lithologique Sab33 est également illustrée. 311

Figure XI-15. Rosace des paléocourants mesurés sur des rides de courant (n=21) au sein des Schistes Bruns qui remplissent le Conduit de la Bonette et la dépression de la Baisse de la Plate. 315

Figure XI-16. Datation des faunes marines contenues dans matrices argileuses des Schistes Bruns (échantillons Bo15 et Bo 27) et dans les Schistes à Blocs Exotiques (échantillon Bo21), et comparaison à l'âge des Grès d'Annot du sous-bassin de Sanguinière-Restefond (S-R GA, d'après Sztrakos and du Fornel 2003). Charte chronostratigraphique d'après Speijer *et al.* (2020) et les références citées. 316

Figure XI-17. Vue détaillée des diagrammes de probabilité des âges U-Pb entre 0 et 1000 Ma provenant de zircons détritiques. La comparaison entre A) le spectre des Schistes à Blocs Exotiques (Chu et *al*. 2016), B-D) les turbidites des Schistes Bruns, et E) les Grès d'Annot est également proposée. 318

Figure XI-18. Bloc diagramme schématique présentant l'orientation du Canyon de la Bonette et ceux du Lauzanier, ainsi que les structures extensives, compressives et transpressives actives durant le Rupélien basal (NP22). 324

Figure XII-1. Réseau de drainage rectangulaire classique du Canyon Supérieur de Buguma. 345

Figure XII-2. Canyons affectés par un réseau de drainage rectangulaire classique à travers le prisme d'accrétion du Makran (d'après Bourget *et al*. 2016). 346

Figure XII-3. Cours intermédiaire du Canyon d'Afam (delta du Niger, Nigéria) qui explicite un cas de réseau de drainage rectangulaire anormal ou atypique, observable dans la partie occidentale du système. 348

Figure XII-4. Deux exemples de canyons affectés par un réseau de drainage rectangulaire allongé. A) au niveau du Sud-Ouest de Taïwan entre le prisme d'accrétion des Philippines et la Marge Passive Eurasiatique ; GC : Gaoping Canyon ; PC : Penghu Canyon (modifié d'après Han et *al*. 2017) ; B) Marge Ligure dont le segment occidental est en cours d'inversion ; VM : Massif de Voltri ; SVF : Faille de Sestri Voltagio ; PFT : Front Pennique ; IP : Promontoire d'Imperia (modifié d'après Soulet et *al*. 2016). Les chiffres en couleur correspondent aux différents ordres de drainage d'après la loi de Strahler (1954, 1957). 349

Figure B-1. Planche photographique des zircons détritiques et des localisations des spots LASER de l'échantillon Bo28b. 411

Figure B-1. Planche photographique des zircons détritiques et des localisations des spots LASER de l'échantillon Bo30. 412

Figure B-3. Planche photographique des zircons détritiques et des localisations des spots LASER de l'échantillon Bo32. 413

Figure B-4. Planche photographique des zircons détritiques et des localisations des spots LASER de l'échantillon Bo32. 414

Figure B-5. Diagramme de probabilité relative pour l'échantillon Bo28b. Les âges sont en Ma. .. 419

Figure B-6. Diagramme de probabilité relative pour l'échantillon Bo30. Les âges sont en Ma. 419

Figure B-7. Diagramme de probabilité relative pour l'échantillon Bo32. Les âges sont en Ma. 420

Figure B-8. Diagramme de probabilité relative pour l'échantillon Bo33. Les âges sont en Ma. 420

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I-1. Classification de Allan *et al.* (2006) ; modifiée d'après Vincelette *et al.* (1999) ; qui organise les modalités de piégeage non structurales du « système stratigraphique-fluidique » en régimes, classes et familles. 24

Tableau III-1. Caractéristiques morphologiques des différents types de terrasses au sein du canyon de Capbreton (d'après Gaudin et *al.* 2006). 64

Tableau XI-1. Rejet syn-sédimentaire estimé et direction de vergence de certaines failles de la structure du Colombart. Les lignes surlignées en gras correspondent au cas où l'iGA-Sb s'approfondit dans le sens opposé à la vergence de la faille. Ceci correspond à une sur-incision de son *hanging wall* et non de son *footwall*. 281

Tableau XI-2. Résumé des faciès et des associations de faciès qui composent les Schistes à Blocs. Les barres colorées représentent les associations de faciès dans lesquels les faciès sont communément présents, et les barres noires indiques les associations de faciès dans lesquelles les faciès sont accessoires. 308

Tableau A-1. Liste des échantillons fournis pour l'analyse biostratigraphique. 404

Tableau B-1. Données brutes et réduites de l'échantillon Bo28b. 415

Tableau B-2. Données brutes et réduites de l'échantillon Bo30. 416

Tableau B-3. Données brutes et réduites de l'échantillon Bo32. 417

Tableau B-4. Données brutes et réduites de l'échantillon Bo32. 418

INTRODUCTION GÉNÉRALE

PROBLÉMATIQUES SCIENTIFIQUES ET INDUSTRIELLES

Actuellement, de nombreux champs exploités en domaine *onshore* ou en *offshore* peu profond se situent dans des provinces pétrolières matures, où historiquement les cibles principales étaient les pièges structuraux. Compte tenu de la maturité globale de l'exploration, ils laissent désormais la place aux pièges stratigraphiques comme seules cibles potentielles de l'exploration rémanente (Allen et al. 2006). Au cours des dernières décennies, l'exploration s'est déplacée vers les bassins profonds à ultra profonds grâce aux avancées technologiques associées aux phases d'exploration mais surtout de production. Dans ces domaines de bassin, les statistiques globales montrent que les pièges sont majoritairement stratigraphiques ou combinés stratigraphiques-structuraux (Allen et *al*., 2006 ; Dolson et al., 2017). Ainsi, une meilleure prédiction des modalités de piégeage dans ces domaines devient un véritable enjeu industriel, et ceci malgré l'apport considérable constitué par les données issues de la sismique 3D. Ces dernières permettent à la fois de mieux imager les systèmes de dépôts, et dans les cas favorables, de détecter directement les hydrocarbures (Allen et *al*. 2006). Mais cette capacité de prédiction passe aussi par une meilleure compréhension des processus de formation des pièges stratigraphiques ainsi que des principaux facteurs qui les contrôlent, dans l'espace et dans le temps, ce qui représente un nouveau défi scientifique.

Les pièges stratigraphiques peuvent se décliner sous de nombreuses configurations. Dans plusieurs cas, ils font intervenir une troncature latérale du réservoir qui est par la suite recouverte par des dépôts imperméables (Allan et *al.* 2006). C'est le cas des réservoirs incisés par des canyons sous-marins à remplissage argileux, communément appelés « *burried hills* » (Vincelette *et al.*, 1999; Allan *et al.*, 2006) ou « *paleohills* » (Dolson *et al*. 1999 ; 2017). Le remplissage argileux sert de couverture latérale (Peres and Arso 1986; Dailly *et al.* 2002) ou en amont de la structure (Carnarvon Petroleum 2017) (Figure I-2) et parfois de couverture sommitale (Matesic 2012; Sneider 2013; Cockerill 2019) (Figure I-1).

Les contextes de formation des canyons à remplissage argileux sont variés. En effet, ceux-ci peuvent inciser des sables de plate-forme continentale, comme dans le cas du champ de Sangu dans l'*offshore* du Bangladesh (Matesic 2012, Figure I-1), ou de Dorado dans l'*offshore* NO de l'Australie (Cockerill 2019). (Figure I-2). Ils peuvent également entailler des dépôts gravitaires profonds, comme pour le champ de Ceiba dans l'*offshore* du Rio Muni (Dailly et *al*. 2002).

Les questions scientifiques qui découlent de ces différents contextes concernent les facteurs responsables de l'apparition de ce type de remplissage, et sont donc : i) quels sont les contextes géodynamiques ou tectoniques qui lui sont favorables ? ii) l'eustatisme joue-t-il un rôle ? iii) dépend-il des caractéristiques morphologiques du canyon ? iv) si oui lesquelles ?

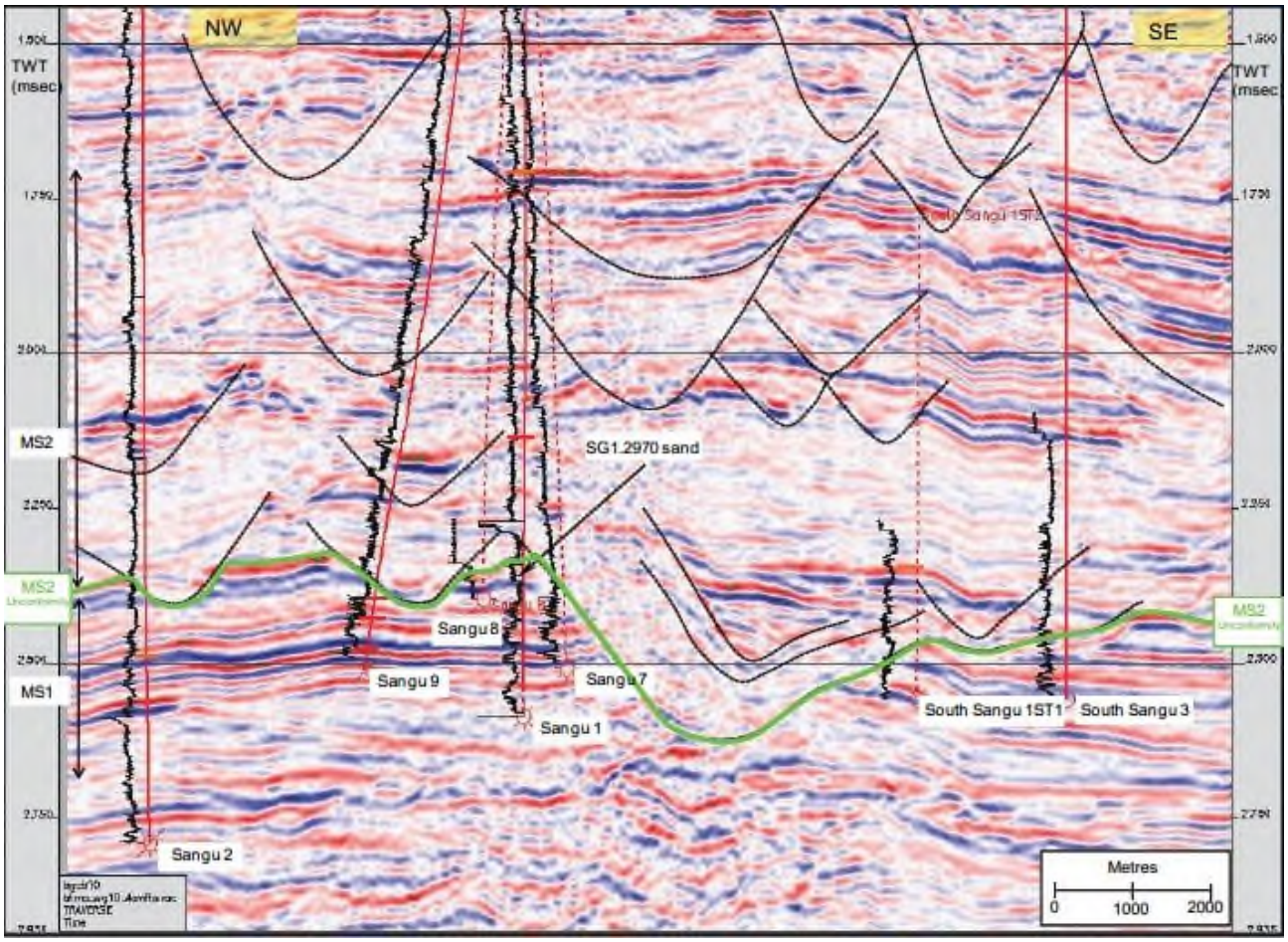


Figure I-1. Ligne sismique montrant l'incision latérale et sommitale du champ gazier de Sangu par les canyons à remplissage argileux de la séquence MS2 pléistocène. Les niveaux réservoirs pliocènes sont des dépôts tidaux hétérolithiques, ainsi que des unités sableuses massives déposées par des courants hyperpycnaux à l'embouchure des chenaux tidaux. Les faciès qui composent la couverture ne sont pas précisés (Golfe du Bengale, Bangladesh, d'après Matesic 2012).

De plus, le terme canyon « argileux » ne précise pas les faciès sédimentaires qui composent le remplissage, ce qui permet de s'interroger sur : i) quels sont les faciès impliqués ? ii) de quels processus sédimentaires résultent-ils ? iii) quels corps sédimentaires / quelles associations de faciès composent le remplissage ? iv) quelle est l'architecture stratigraphique du remplissage ? Ces questions en soulèvent d'autres qui portent notamment sur les propriétés couverture de ce type de piège stratigraphique : quels faciès et quelle(s) architecture(s) permettent l'étanchéité du remplissage ?, ou au contraire représentent-ils des risques de fuite des hydrocarbures vers l'amont ?

De plus, dans les deltas, la formation des canyons, y compris ceux à remplissage argileux, est communément influencée en amont du système par les failles de croissance (Ujowundu *et al.* 2008; Delhaye-Prat *et al.* 2009a, b; Akpi *et al.* 2010; Cornish 2013). Or, s'il est maintenant établi que les canyons sous-marins qui recoupent de manière transverse une faille normale possèdent un profil transverse asymétrique, et que leur cours peut être contraint localement à la sinuosité (Almeida *et al.* 2015), on peut s'interroger sur d'autres propriétés morpho-structurales : i) quel est l'impact des failles normales sur les morphologies à plus petite échelle ? ii) les failles normales peuvent-elles influencer

tout le réseau de drainage d'un système de canyon(s) ? iii) si oui, de quel(s) type(s) de réseau(x) de drainage s'agit-il? iv) est-il/sont-ils commun(s) ? v) peut-il/peuvent-ils également s'appliquer à des canyons contrôlés par des structures compressives ou décrochantes ? vi) le contrôle du canyon par les failles influe-t-il sur la nature du remplissage ? vii) si oui, quels processus de dépôt sont mis en jeu ?

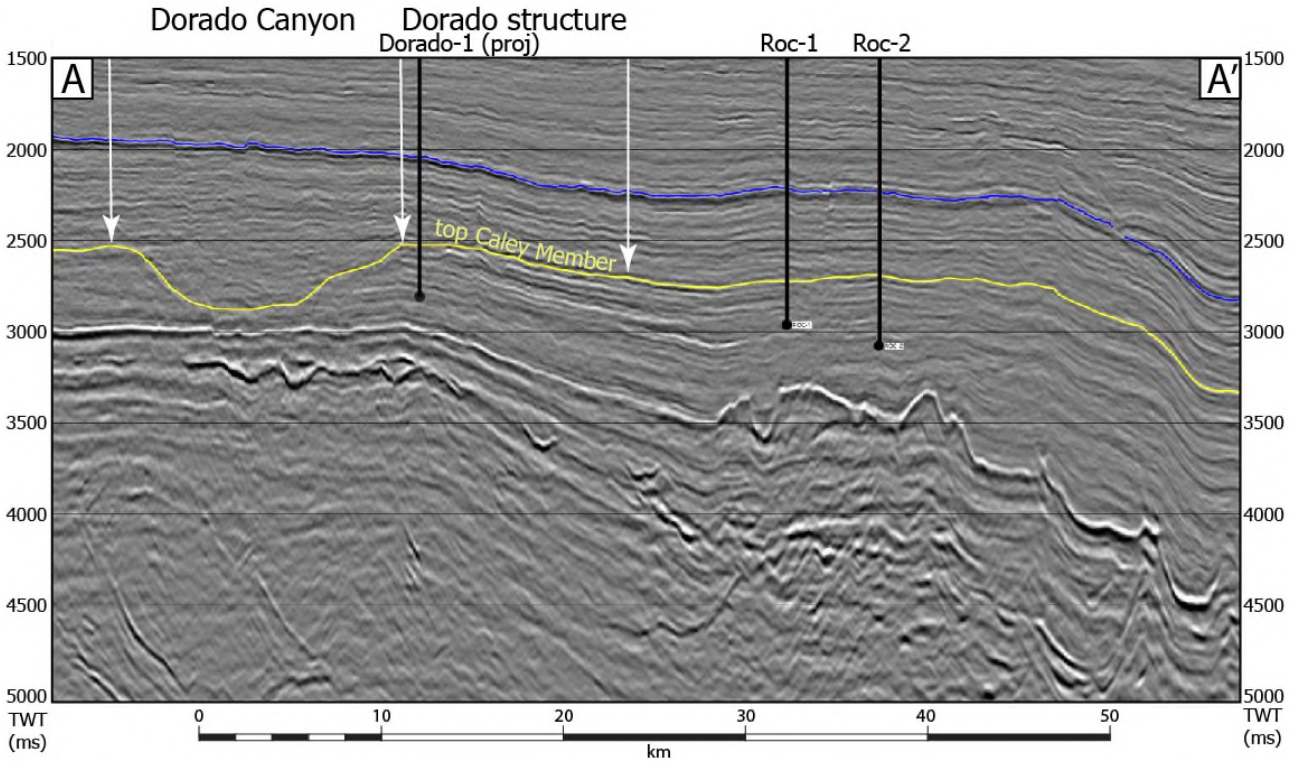


Figure I-2. Fermeture amont de la structure de Dorado par le Dorado Canyon, qui est comblé par les argiles transgressives du Hove Shale. Le réservoir deltaïque du Caley Member ainsi que le Dorado Canyon et son remplissage sont datés du Trias supérieur (modifié d'après Carnarvon Petroleum 2017).

OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

Face à cette problématique qui est avant tout l'étude faciologique et stratigraphique du remplissage argileux des canyons sous-marins, notre démarche s'est déroulée en cinq étape :

La première étape a été le choix d'un analogue de terrain qui permette l'observation, à petite et moyenne échelle, des morphologies de l'incision d'un canyon au sein d'une formation silicoclastique. L'analyse des faciès sédimentaires et de leur organisation stratigraphique au sein du remplissage argileux devaient être également réalisables. Les formations oligocènes des Grès d'Annot et des Schistes à Blocs, déposées au sein du *foreland* alpin occidental, répondent à ces critères, particulièrement dans le secteur de la Bonette où les conditions d'affleurement sont excellentes. La cartographie des surfaces d'érosion basale et interne au remplissage ainsi que des failles normales qui contrôlent axialement le canyon a pu être réalisée sur le terrain, mais aussi à partir de photographies aériennes.. Des coupes lithologiques ont été levées au sein du remplissage et des échantillons y ont été collectés à des fins de datation. Un total de 18 semaines de terrain a été nécessaire pour l'acquisition des données, qui comprend également des photos prises par drone.

Les objectifs étaient i) l'analyse détaillée des morphologies de l'incision contrôlées par les failles normales, et ii) la constitution d'une bibliothèque des faciès formant le remplissage. L'analyse des sources terrigènes et la datation des dépôts par l'étude des faunes marines ont permis d'identifier la cause de l'incision des dépôts gravitaires par le canyon, et de proposer une phase d'évolution des bassins en *piggy-backs* durant la progression du prisme d'accrétion.

La seconde étape a consisté à identifier une province pétrolière où ce type d'objet géologique est fréquent, et constitue la couverture de pièges stratigraphiques ou combinés déjà exploités, ce qui atteste de leur efficacité. À ceci s'ajoute l'impératif de pouvoir étudier au moins un de ces systèmes dans son ensemble, ou dans une région relativement large afin de pouvoir situer la zone d'étude sur le profil amont-aval du système de canyon, ainsi que de pouvoir situer l'incision par rapport au rebord de la plate-forme. Le choix s'est donc porté sur le Delta du Niger, plus particulièrement sur sa partie orientale, qui enregistre du Miocène moyen jusqu'au Pliocène au moins cinq événements de *cut and fill* argileux, dont le plus vaste est le Canyon d'Afam d'âge Tortonien (Doust and Omatsola 1990; Reijers 2011). Ce dernier a alors été sélectionné comme sujet d'étude, puisque son remplissage piège notamment le champs de Bomu (Burke 1972).

Dès lors, j'ai réalisé pendant 9 semaines l'interprétation fine de l'enveloppe érosive du Canyon d'Afam sur un bloc de données sismiques 3D calibré par puits auquel a accès la compagnie Total-Energie. Ce bloc de dimension 30 x 40 km contient une part importante du réseau de drainage du Canyon Afam. L'objectif était d'établir une carte morphologique de l'incision basale la plus fine possible, afin d'étudier l'influence des failles de croissances sur le réseau de drainage mais également sur les morphologies d'échelle modeste. J'ai aussi proposé un schéma structural détaillé de la zone.

La troisième étape a consisté en l'interprétation sismique détaillée de l'architecture interne du remplissage du Canyon d'Afam, ce qui a nécessité 14 semaines de travail. Ceci a nécessité de définir de manière préliminaire l'intervalle stratigraphique concerné grâce à l'observation faciologique des principales unités sismiques, et grâce à la définition des marqueurs stratigraphiques qui les séparent. Ensuite, les principales surfaces stratigraphiques et les positions relatives des faciès au sein du remplissage ont été établies. La définition de la nature réservoir ou couverture des différentes unités identifiées s'est appuyée sur l'étude des diagraphies de *gamma-ray* et de résistivité.

Les objectifs étaient la compréhension de la dynamique de remplissage du canyon dans le cadre de la stratigraphie séquentielle, ainsi que l'identification des corps sableux et de leur distribution au sein du remplissage afin de tester les propriétés de la couverture.

La quatrième étape a permis d'effectuer sur le Canyon Inférieur de Buguma et sur le Canyon Supérieur de Buguma un travail similaire à celui réalisé sur le Canyon d'Afam et son remplissage, ce

qui a nécessité 2 semaines de travail. La même méthodologie d'analyse a été employée, et a révélé des systèmes d'extension plus modeste. Les objectifs scientifiques et industriels étaient également les mêmes.

La cinquième étape a été la mise en relation des caractéristiques morphologiques des quatre analogues de canyons contrôlés par des failles normales. La même démarche a été suivie concernant la définition des faciès et de l'architecture des remplissages. Cette synthèse s'est notamment appuyée sur l'étude d'autres analogues tirés de la littérature. L'objectif évident était d'établir les propriétés couverture ainsi que le principal facteur responsable de leur apparition, en fonction du contexte régional.

STRUCTURE DE LA THÈSE

Le mémoire de thèse s'articule autour de quatre parties :

La **première partie** présente l'état des connaissances nécessaire à la compréhension de la thématique du piégeage stratigraphique au sein des systèmes sédimentaires gravitaires :

- le *premier chapitre* aborde l'historique de l'exploration croissante des pièges stratigraphiques, les classifications existantes et les propriétés ou processus associés à chaque type de piège,
- le *second chapitre* définit brièvement les processus gravitaires et leurs dépôts associés, puis présente les indicateurs cinématiques des glissements sous-marins,
- le *troisième chapitre* définit les caractéristiques morphologiques générales des canyons sous-marins et le lexique employé, les processus responsables de la formation et de l'évolution des canyons sous-marins,

La **deuxième partie** concerne l'étude morphologique et stratigraphique à partir de données de sismique 3D et de puits des canyons sous-marins du Delta du Niger oriental, et leur contrôle par des failles de croissance :

- le *quatrième chapitre* présente le contexte géodynamique et tectono-sédimentaire du Delta du Niger,
- le *cinquième chapitre* dresse les caractéristiques morpho-structurales de l'incision basale du Canyon d'Afam, et discute notamment des processus mis en jeu durant son excavation, il se présente sous la forme d'un brouillon d'article qui sera soumis à *Marine Geology*,
- le *sixième chapitre* fait l'inventaire des faciès et des éléments architecturaux identifiés et caractérisés au sein du remplissage du Canyon d'Afam, puis il explicite les types de pièges stratigraphiques et combinés associés au remplissage,

- le septième chapitre présente les caractéristiques morpho-structurales du Canyon Inférieur et du Canyon Supérieur de Buguma et leur relation stratigraphique. Il fait l'inventaire des faciès et des éléments architecturaux identifiés et caractérisés au sein des deux remplissages. Enfin, il explicite les types de pièges stratigraphiques et combinés associés aux deux remplissages.

La troisième partie concerne le contexte régional du *foreland* alpin occidental et les résultats issus de l'étude de l'analogue de terrain :

- le *huitième chapitre* présente la structure du *foreland* et son évolution géodynamique puis il résume l'évolution du système sédimentaire des Grès d'Annot,
- le *neuvième chapitre* pose brièvement le contexte géologique du sous-bassin de Sanguinière-Restefond,
- le *dixième chapitre* fait un inventaire exhaustif des connaissances sur les Schistes à Blocs et de leurs relations stratigraphiques avec les Grès d'Annot,
- le *onzième chapitre* concerne l'étude du contrôle par les structures tectoniques de la morphologie du Canyon de la Bonette et de la distribution spatiale des glissements sous-marins. La bibliothèque des faciès sédimentaires qui composent les Schistes à Blocs et leur architecture stratigraphique sont précisés, de même que les résultats analytiques qui s'y rattachent et les méthodes employées. L'ensemble des résultats est enfin intégré et comparé à la littérature afin de proposer une évolution cohérente du *foreland* durant l'Oligocène inférieur.

La **quatrième partie** est une synthèse et une intégration des résultats obtenus dans les troisième et quatrième parties, et utilise également d'autres analogues issus de la littérature :

- le *douzième chapitre* résume les propriétés morphologiques à toutes les échelles des canyons sous-marins contrôlés par des failles normales, et propose une classification des réseaux de drainage rectangulaires sous-marins,
- le *treizième chapitre* résume les contextes géodynamiques et les facteurs propices à l'apparition des canyons à remplissage argileux, ainsi que les propriétés des couvertures issues des deux contextes étudiés dans les deux parties précédentes.

PARTIE I. SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE GÉNÉRALE

INTRODUCTION

À cause de la maturité de nombreuses provinces pétrolières depuis les dernières décennies, où les pièges structuraux étaient les premières cibles de l'exploration pétrolière, la thématique des pièges stratigraphiques prend de plus en plus d'importance dans l'exploration actuelle. Grâce aux avancées technologiques réalisées durant les dernières décennies, l'exploration s'est déplacée vers les bassins profonds à ultra profonds, où la majorité des pièges sont stratigraphiques ou combinés structuraux-stratigraphiques. Ceci nécessite par conséquent l'étude et la compréhension des systèmes sédimentaires gravitaires, dont font partie les canyons sous-marins. Ces derniers induisent notamment plusieurs modalités de piégeage stratigraphique, dont fait partie le piégeage latéral, sommital ou amont-pendage, par leur remplissage argileux.

En conséquence, la **première partie** de ce mémoire présente l'ensemble des connaissances et des concepts nécessaires à la compréhension de la thématique du piégeage stratigraphique, au sein des dépôts turbiditiques qui sont incisés par des canyons à remplissage argileux. Elle est organisée en trois chapitres qui sont les suivants :

- le *premier chapitre* effectue un historique l'exploration des pièges stratigraphiques, et présente une revue des classifications et des concepts sur le sujet ;
- le *second chapitre* introduit les différents processus qui opèrent en domaine profond ainsi que les faciès sédimentaires résultant des écoulements sédimentaires gravitaires, puis effectue un inventaire exhaustif des différents indicateurs cinématiques qui composent les glissements sous-marins ;
- le *troisième chapitre* constitue une revue des différents types de canyons sous-marins ainsi que de leurs différents composants morphologiques, et présente les processus responsables de leur formation et de leur évolution.

CHAPITRE I. LA RECHERCHE DÉLIBÉRÉE DE PIÈGES STRATIGRAPHIQUES

La thématique des pièges stratigraphiques prend de plus en plus de d'importance dans l'exploration pétrolière actuelle, à cause de la maturité de nombreuses provinces pétrolière depuis les dernières décennies. Ce premier chapitre a pour but de dresser en premier lieu un historique de l'exploration de ces types de pièges. Il abordera de manière statistique un inventaire des zones favorables à ces types de pièges, y compris pour les géants de cette catégorie, en distinguant également les pièges combinés stratigraphiques-structuraux, et en évoquant leurs périodes de formation au cours des temps géologiques. Enfin, un historique est donné concernant les différentes classifications sur les pièges stratigraphiques qui ont vu le jour au cours du temps. Leurs caractéristiques sont précisées, ce qui permet notamment de suivre l'évolution du lexique employé, ainsi que l'émergence des concepts géologiques apportés par les différents auteurs.

I.1. LA PROBLÉMATIQUE INDUSTRIELLE PASSÉE, RÉCENTE ET ACTUELLE DES PIÈGES STRATIGRAPHIQUES

I.1.1. Une thématique industrielle qui ne date pas d'aujourd'hui !

L'exploration des pièges stratigraphiques n'est pas qu'une tendance actuelle. Bien que la première classification de pièges stratigraphiques soit apparue il y a plus de 80 ans (Levorsen, 1936), cette thématique ne questionne vraiment les industriels que depuis les années 1970. À l'époque, l'exploration de ce type de piège était beaucoup plus hasardeuse et décevante que de nos jours. En Amérique du Nord, 80% des hydrocarbures découverts résident dans des pièges combinés stratigraphiques-structuraux ou subtiles-structuraux (Allan *et al.*, 2006). Le nombre disproportionné de ces types de pièges découverts n'a rien à voir avec une particularité géologique propre à l'Amérique du Nord, mais résulte d'une forte densité de forage effectuée au cours d'une longue histoire d'exploration (Allan *et al.*, 2006). Le Mid West américain a d'ailleurs été identifié dès 1972 comme la région au monde dotée de la plus grande concentration de pièges stratigraphiques, particulièrement au sein des roches paléozoïques de l'Oklahoma (2101 sur 1182 champs en 1967 ; King, 1972), et du Kansas (75% des champs ; Lyons & Dobrin, 1972). Peu d'ouvrages spécialisés sont dédiés à cette thématique (environ une douzaine). Néanmoins, de nouveaux concepts et classifications ont progressivement vu le jour, notamment grâce à :i) l'augmentation du nombre de cas découverts dans le monde dans différents bassins et dans différents contextes géodynamiques, et ii) la prise de conscience du volume conséquent des réserves lié, y compris dans des champs géants (Allan *et al.*, 2006).

I.1.2. Types de pièges stratigraphiques historiquement explorés

Avant l'apparition de la sismique 3D (i.e. années 1990), la petite taille des pièges stratigraphiques et la résolution moindre des données sismiques rendaient généralement leur découverte accidentelle et leur exploration risquée (Dolson *et al.*, 1999). Les études géophysiques et géologiques étaient prometteuses en ce qui concerne la localisation des zones d'intérêt, mais n'étaient néanmoins pas suffisantes pour définir avec précision les terminaisons des éventails sédimentaires et des onlaps (King, 1972). Seule la découverte de récifs carbonatés n'était pas fortuite (King, 1972), car ces objets sont généralement beaucoup plus volumineux que les autres types de pièges stratigraphiques, et donc sont plus facilement identifiables en sismique.

I.1.3. Degré d'exploration, géants stratigraphiques et volume global stocké dans les pièges stratigraphiques

La découverte de pièges stratigraphiques n'est pas corrélable au stade d'exploration d'une région, ni au degré de recherche de ce type de pièges. En effet, dès les années 1960, certains des plus grands pièges stratigraphiques (V > 500 Mbl) furent découverts au stade précoce d'exploration, comme Bolìvar Coastal (Venezuela, 30 Gbl), et East Texas (U.S.A., 6 Gbl) (King, 1972). Il est également mis en avant par (King, 1972) que la proportion de réserves d'huile et de gaz contenues dans des pièges stratigraphiques augmente lorsque l'on inclut à la liste, les champs de plus petite taille. Dès la première revue des champs géants stratigraphiques éditée, il est démontré que déjà 43% des réserves mondiales d'huile et que 30% des réserves de gaz sont contenues dans des pièges stratigraphiques (Halbouty *et al.* 1970). De plus, près de 10% des réserves mondiales d'huile et de gaz sont contenues dans des géants stratigraphiques (Halbouty *et al.* 1970).

Suite à l'avancée technologique prodiguée par la sismique 3D dès les années 1990, le pourcentage du volume global piégé au sein des géants stratigraphiques saute à 15 % (Halbouty 2003). Une revue des champs géants récente montre que jusqu'à 2017, le volume cumulé des pièges stratigraphiques et combinés représente 19 % du volume des géants, mais que ce chiffre a fortement augmenté depuis 2000 (Dolson et *al*. 2017, Figure I-1).

En effet, sur ces 17 années, le nombre de découvertes a augmenté pour les pièges combinés grâce à l'apparition de la sismique 3D, et les pièges stratigraphiques et combinés représentent désormais la moitié des géants découverts (Dolson *et al.*, 2017; Figure I-2). Ceci appuie la démonstration d'Halbouty faite en 2003. De nombreuses provinces recèlent des champs géants stratigraphiques et combinés, (Dolson *et al.*, 2017 ; Figure I-3), et plusieurs contextes géodynamiques sont par conséquent favorables à leur apparition. Ceci est brièvement illustré en Figure I-3 et sera discuté plus loin dans ce chapitre. L'âge d'apparition des pièges stratigraphiques et combinés géants n'est pas non plus circonscrit à une époque géologique particulière (Dolson *et al.*, 2017 ; Figure I-4).

Grossièrement et à l'échelle du globe, ils renferment en volume cumulé la même proportion d'huile et de gaz (Figure I-4).

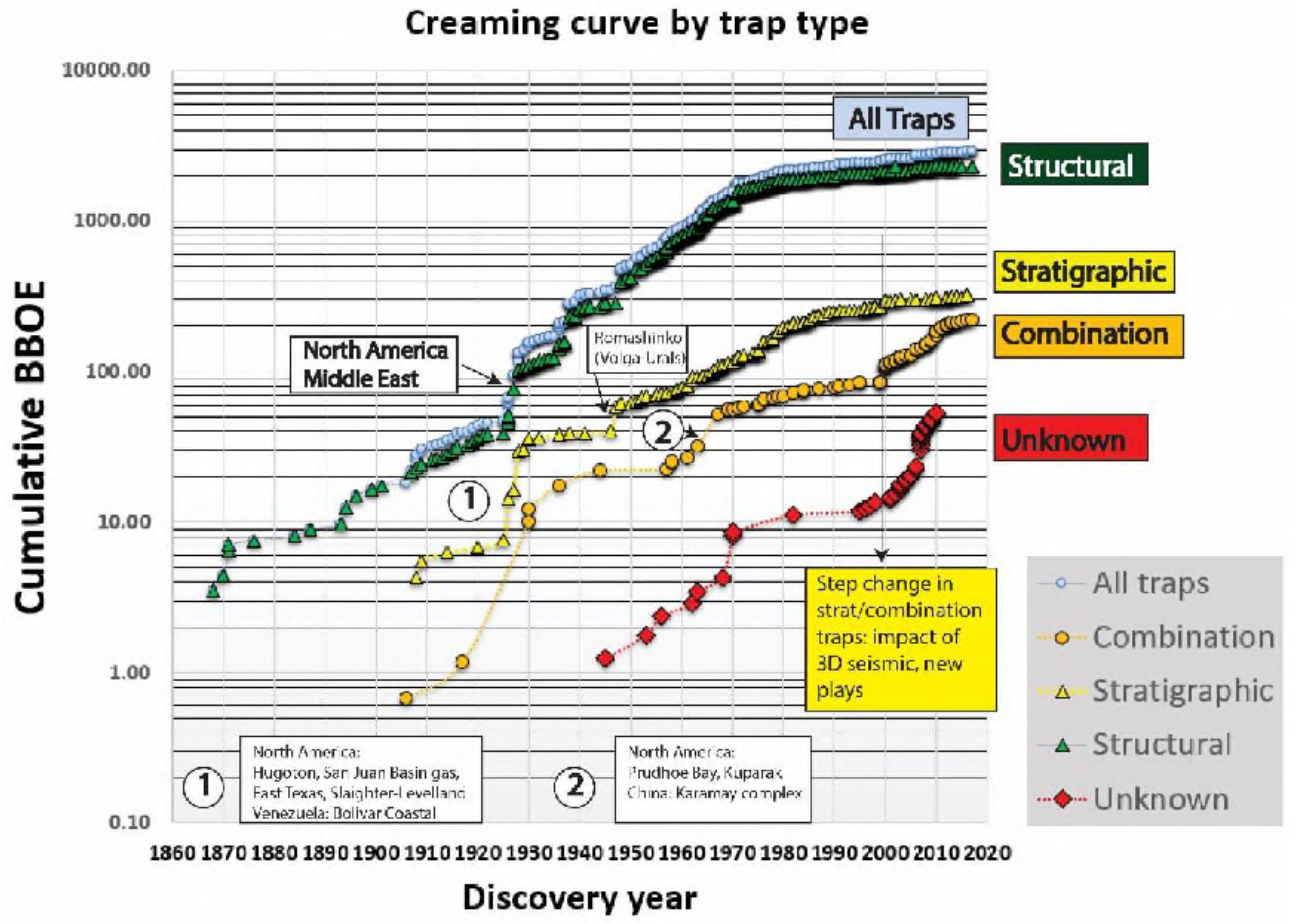


Figure I-1. Volume cumulé des réserves globales par type de piège et contenu dans les champs géants en fonction du temps, entre 1860 et 2017 (d'après Dolson et al., 2017).

I.1.4. Potentiel d'exploration *onshore*, *offshore* et *deep-offshore* des pièges stratigraphiques

Actuellement, de nombreux champs d'hydrocarbures exploités en domaine *onshore* ou en *offshore* peu profond possèdent un degré de maturité relativement élevé. Dans ces provinces matures, les pièges structuraux qui étaient historiquement les cibles principales, laissent désormais place aux pièges stratigraphiques comme seules cibles potentielles de l'exploration pétrolière (Allen *et al.*, 2006). Dans ces domaines, l'essentiel des pièges sont à composante purement stratigraphique ou combinée stratigraphique-structurale. Ainsi, une meilleure compréhension et une meilleure prédiction des modalités de piégeage représente un véritable enjeu industriel, ceci malgré l'apport constitué par les données issues de la sismique 3D. Ces dernières permettent à la fois de mieux imager les systèmes de dépôt, et dans les cas favorables de détecter directement les hydrocarbures (Allen *et al.*, 2006).

De plus, la découverte d'importantes réserves d'huile et de gaz piégées stratigraphiquement dans une province au stade d'exploration mature n'est pas un fait nouveau, car ceci a été possible dès la fin des années 1960 en Amérique du Nord (King, 1972). Certains bassins matures où seuls les pièges structuraux étaient ciblés peuvent donc représenter un grand potentiel de découverte en accumulations stratigraphiques. Stoker *et al.* (2006) pensent notamment que 50% des ressources encore non découvertes au Royaume-Uni seraient associées à des pièges stratigraphiques.

Enfin, au cours des dernières décennies, l'exploration et l'exploitation de champs se sont déplacées vers les bassins profonds à ultra profonds grâce aux avancées technologiques, mais les grandes profondeurs restent encore peu explorées. Parmi 119 découvertes *deepwater* sélectionnées dans leur étude, Allan *et al.* (2006) relèvent que les deux tiers sont à piégeage combiné stratigraphique-structural, ou subtile-structural i.e. lorsque la composante stratigraphique du piège est difficilement détectable et que sa fermeture latérale est difficilement détectable.

I.1.5. Types de bassins favorables à la présence de pièges stratigraphiques

La variabilité du ratio d'accumulations contenues dans des pièges stratigraphiques versus structuraux est intimement liée à la stratigraphie du bassin et à son contexte géodynamique régional (King, 1972). Les facteurs favorables au développement de pièges stratigraphiques au sein des séries silicoclastiques sont d'après King (1972):

i) L'enregistrement d'une instabilité tectonique régionale ;

ii) La présence de discordances angulaires majeures ;

iii) L'alternance de dépôts marins, côtiers et continentaux.

Les basins évaporitiques stables mais en perpétuelle subsidence, ainsi que les plates-formes carbonatées stables situées en bordure de dépressions majeures à sédimentation fine, sont quant à eux, des sites de choix pour la croissance de récifs carbonatés (Ball, 1972).

Ainsi, comme illustré en Figure I-3, il est possible de trouver des pièges stratigraphiques dans plusieurs contextes géodynamiques (Dolson *et al.*, 2017), à savoir :

i) au sein des séries syn-rift et de bassins intra cratoniques ;

ii) sur les marges passives ;

iii) en contexte compressif, soit en zone de subduction, ou en bassin d'avant-pays.

I.2.6. Synthèse de l'évolution lexicale du terme de « piège stratigraphique » et des termes connexes au piégeage

Selon la classification et son auteur, certains termes lexicaux qualifiant les modalités de piégeage peuvent changer. Le terme de **piège « stratigraphique »** peut changer de définition selon les auteurs, car il est utilisé par certains d'entre eux **uniquement pour qualifier les modalités de piégeage héritées directement du régime dépositionnel**, i.e. **d'un corps sédimentaire constructif préservé.**

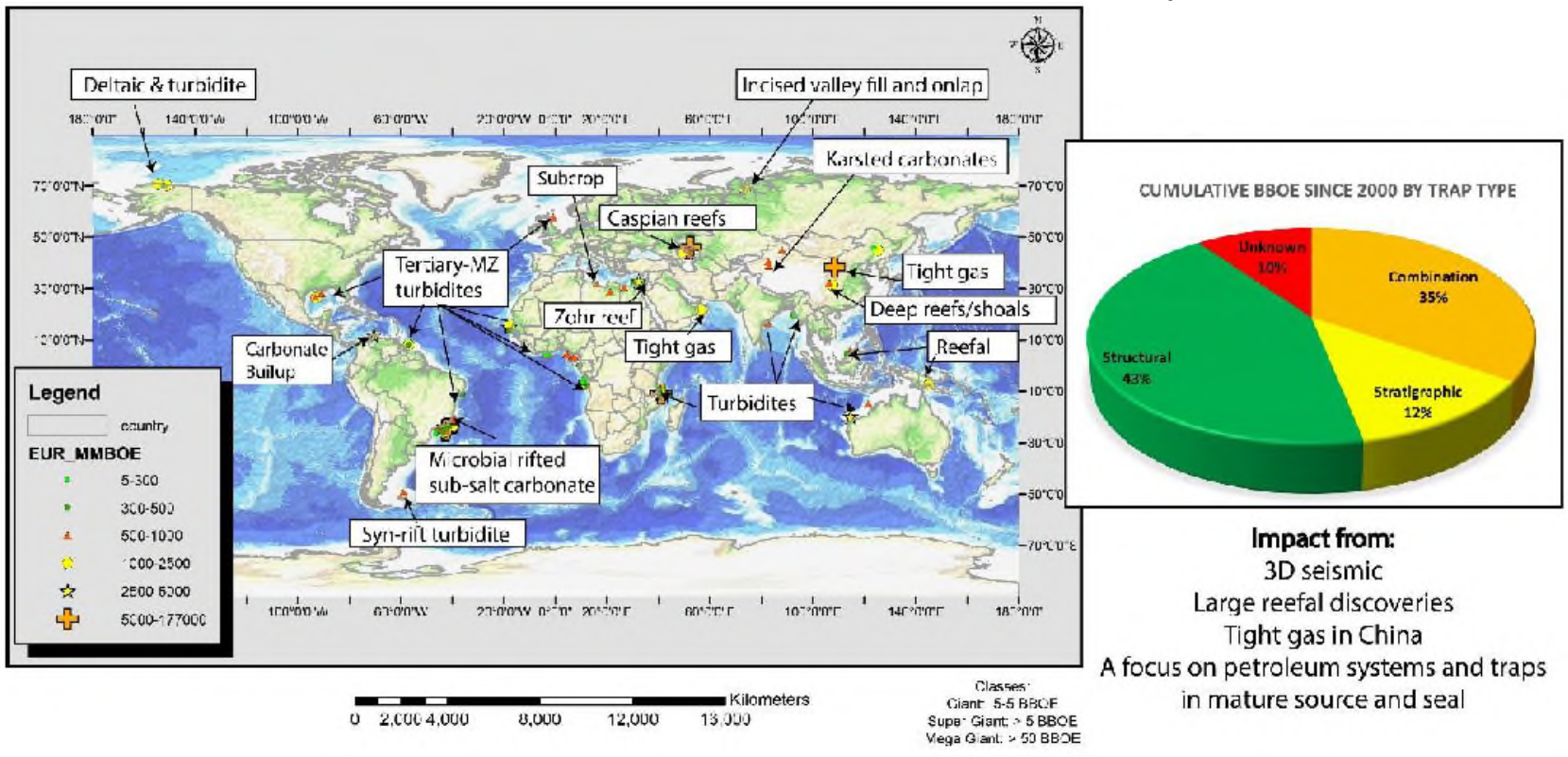


Figure I-2. Types de pièges stratigraphiques et combinés géants découverts entre 2000 et 2017 (d'après Dolson *et al.*, 2017).

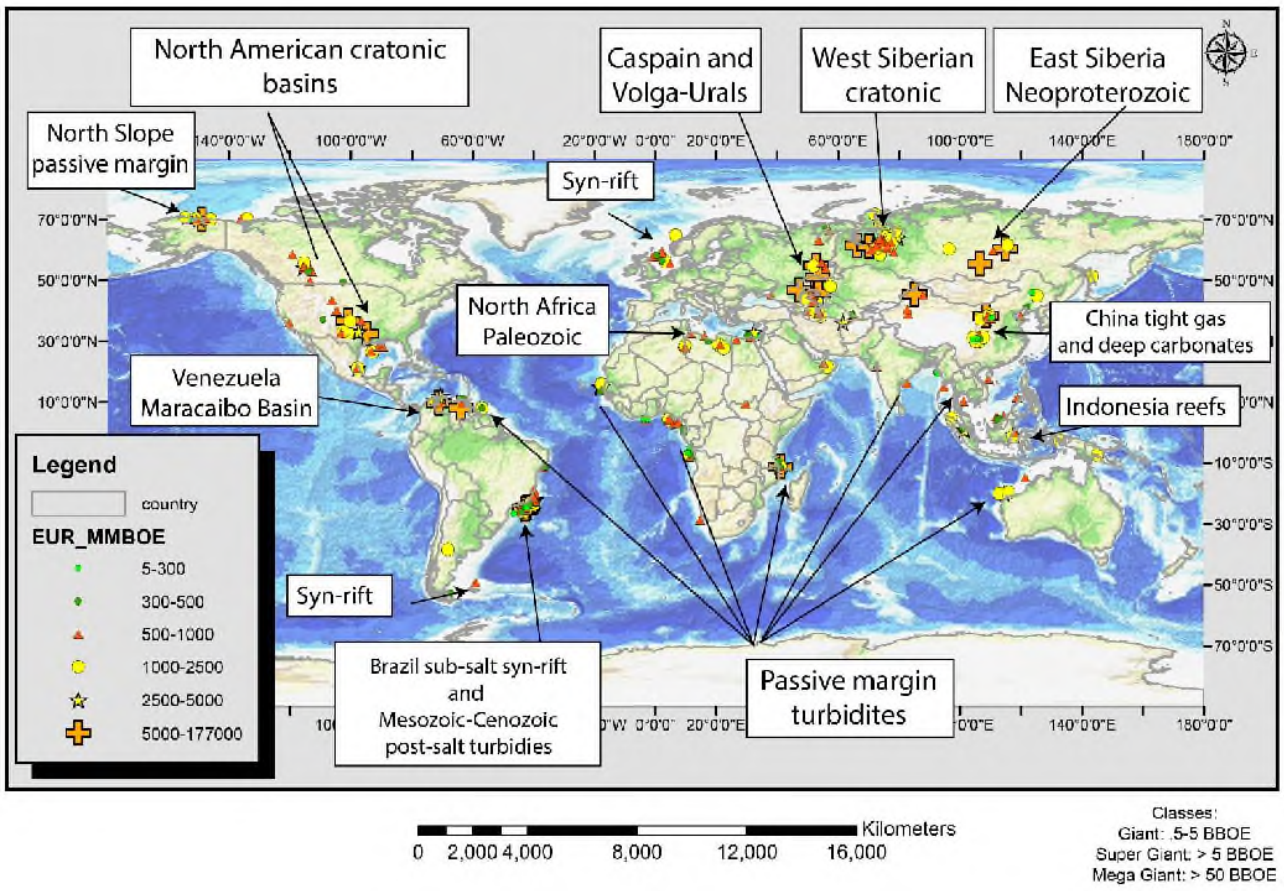


Figure I-3. Provinces et contextes mondiaux où sont présents des champs géants stratigraphiques et combinés (d'après Dolson *et al.*, 2017).

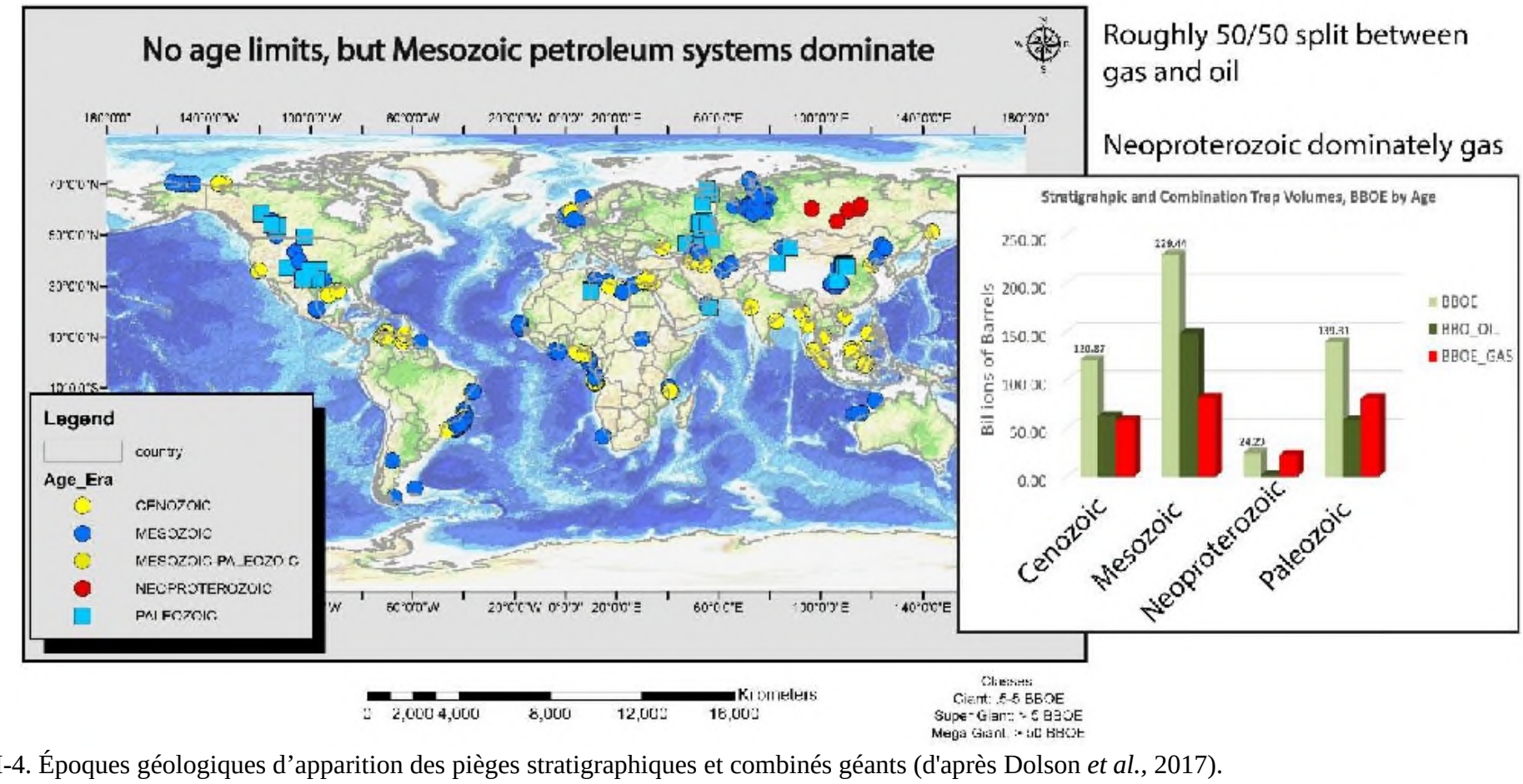


Figure I-4. Époques géologiques d'apparition des pièges stratigraphiques et combinés géants (d'après Dolson *et al.*, 2017).

CHAPITRE I. LA RECHERCHE DELIBÉRÉE DE PIÈGES STRATIGRAPHIQUES

À ce jour, la classification la plus complète est celle de Allan et *al* (2006), qui regroupe une vingtaine de modalités de piègeage au sein de 5 régimes de pièges non structuraux, dont ceux dépositionnels et érosifs (Tableau I-1).

i) par un éventail ou un onlap de la roche réservoir,

ii) une variation progressive (de la roche réservoir, sable ou calcaire), à des argiles,

iii) la troncature ou le recouvrement d'un uplift de roches sédimentaires,

ce qui permet ainsi de les différencier des pièges structuraux. Il complète ultérieurement cette définition, en précisant que cette qualification n'est plus valable en cas de discontinuité stratigraphique induite par une faille, où la porosité serait induite par fracturation et bréchification (Levorsen, 1941). De plus, une déformation ultérieure serait responsable de l'accumulation locale d'hydrocarbures, et ce même si la stratigraphie est organisée selon l'une des trois modalités précédentes (Levorsen, 1941).

Depuis le début du XXe siècle, de nombreuses autres classifications sur les modalités de piégeage (structurales et/ou non structurales) sont apparues (Clapp, 1929; McCollough, 1934; Wilhelm, 1945; Levorsen, 1954; Martin, 1966; Halbouty, 1972; Rittenhouse, 1972; North, 1985; Biddle & Wielchowsky, 1994; Vincelette *et al.*, 1999; Allan *et al.*, 2006). Au cours du temps, elles ont pu intégrer de nouvelles modalités de piégeage, grâce à l'enrichissement des cas découverts dans des contextes variés. Ces derniers ont permis une meilleure compréhension des environnements de dépôt, principalement grâce à l'exploration des marges continentales et donc des systèmes profonds. De plus, l'ouverture de nouvelles provinces autour du globe signifie l'exploration de bassins d'âges et de contextes géodynamiques différents, et donc une amélioration des connaissances sur le contexte régional propre à chacune d'entre elles.

I.2. CLASSIFICATIONS SUCCESSIVES DES PIÈGES STRATIGAPHIQUES

I.2.1. La classification des pièges structuraux et stratigraphiques de Levorsen (1954)

La classification de Levorsen (1954) a su intégrer le travail de nombreux de ses prédécesseurs, ce qui lui a donné une vision moderne. Ceci en fait jusqu'à nos jours, celle qui a le plus influencé le schéma de pensée des géologues, y compris pour ceux ayant publié ultérieurement d'autres classifications de pièges. Elle introduit **deux grandes catégories de pièges**, qui sont :

(i) **Les pièges structuraux**, dans lesquels la fermeture est assurée par une déformation locale telle qu'un pli ou une faille ;

(ii) Et **les pièges stratigraphiques**, où la fermeture résulte de variations de la stratigraphie, de la lithologie, ou des conditions hydrodynamiques, telles qu'un changement de faciès, un biseau dépositionnel, une discordance, ou encore une diagénèse différentielle.

Parmi les pièges stratigraphiques, Levorsen (1954) détermine deux classes :

(i) Les **pièges primaires**, qui se sont formés pendant le dépôt, ou pendant la diagénèse précoce dans les roches (bio)chimiques (dolomitisation) ; et regroupent les corps lenticulaires, les variations latérales de faciès, les chenaux, et les récifs ;

(ii) Les **pièges secondaires**, qui résultent de processus postérieurs au dépôt, comme la dissolution ou la cimentation, mais principalement de discordances, qu'il nomme pièges par discontinuité (« *unconformity traps* »). Levorsen (1954) illustre notamment que les pièges par discontinuité sont présents dans presque toutes les provinces pétrolières. Selon les lithologies présentes en dessous et au-dessus de la discontinuité, les accumulations peuvent être localisées à la fois en dessous et au-dessus de la surface d'érosion.

Contrairement à sa classification de 1941, Levorsen inclut en 1954 le champ de Santa Maria (Californie), comme cas de **piégeage stratigraphique par fracturation naturelle des argiles et des silts** cassants de Monterey. La fracturation n'est ainsi pas corrélée à une quelconque structure. Les fractures se comportent alors comme un drain pour les hydrocarbures, et de critère de rentabilité économique pour des lithologies intrinsèquement imperméables et non poreuses, et donc habituellement non exploitées.

De plus, Levorsen (1954) inclut également le facteur hydrodynamique comme une des modalités de piégeage stratigraphique, car selon lui, au sein d'un réservoir, le plan d'hydrocarbures doit reposer au-dessus de l'aquifère. Il considère que l'interface eau-hydrocarbures peu se présenter sous la forme d'un niveau qui n'est pas forcément à l'horizontal, et qui peut être basculé.

Enfin, Levorsen (1954) introduit la notion de **piège combiné stratigraphique-structural**, par la présence de certaines accumulations non pas situées en crête, mais en flanc de structure anticlinale. Leur présence dans cette partie de la structure ne peut que signifier un piégeage initialement contrôlé par la stratigraphie. Les hydrocarbures se sont mis en place postérieurement à la déformation, qui affecte ultérieurement et par coïncidence le piège. Ceci est également vérifiable en cas de troncature d'un éventail syn-déformation, qui peut être par la suite recouvert par un piège stratigraphique.

I.2.2. La classification des pièges paléogéomorphologiques de Martin (1966)

Martin (1966) est le premier à souligner l'importance pour les explorateurs de considérer les accumulations localisées en dessous, dessus ou contre des surfaces paléo-géomorphologiques. Il définit le terme de « paléo-géomorphologie » comme la science de l'étude des reliefs enfouis, ce qui inclut ceux formés en domaine sub-aérien, mais également les objets sous-marins comme les canyons, les récifs, et les iles volcaniques ennoyées. Martin (1966) considère alors deux classes de pièges paléo-géomorphologiques :

(i) Ceux dont **l'accumulation est directement liée à la surface** érosive **ou à la morphologie de dépôt** du corps sédimentaire ; et situés **sous la surface** (cuesta, Figure I-5; corps sédimentaires constructifs tels que les récifs, barres sableuses, dunes) ; et ceux situés **sur ou contre la surface**

(surface érosive comblée par une rivière (vallée incisée) ou un chenal tidal ou canyon sous-marin), onlap sur une paléo butte, Figure I-5) ;

(ii) Ceux dont **l'accumulation est indirectement liée à la surface**, ce qui signifie que l'accumulation résulte d'un **processus secondaire** (karstification, cimentation préférentielle à proximité de l'érosion, compaction différentielle, cannibalisation d'une lithologie sous discordance et re-dépôt à proximité).

Néanmoins, malgré le nombre important de modalités de pièges, et de leurs processus de formation soulignés par cette classification, ainsi que par les exemples de champs illustrés (Figure I-5), Martin (1966) n'explicite pas la modalité de « *buried-hill* » localisée sous une incision de canyon sous-marin.

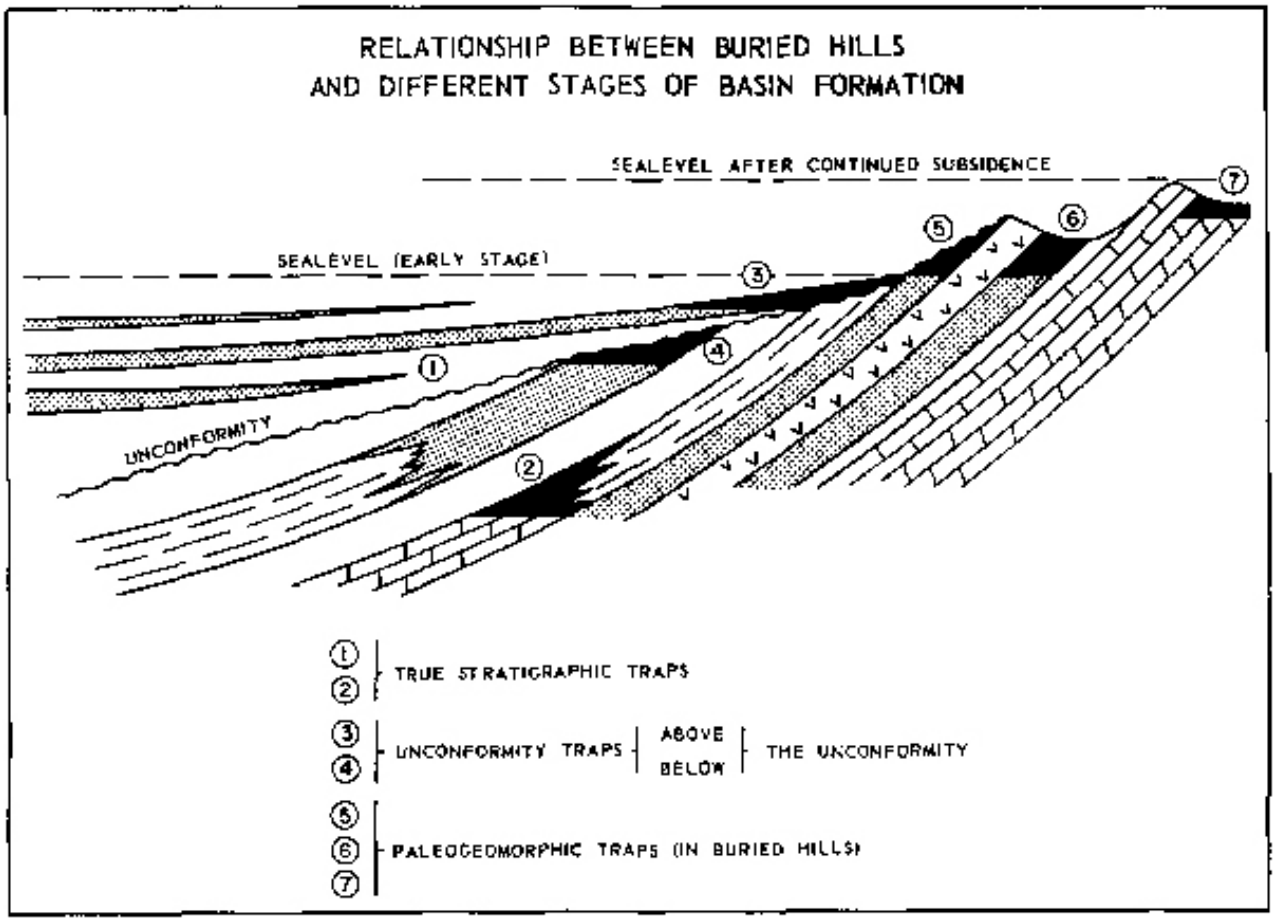


Figure I-5. Localisation stratigraphique des pièges paléogéomorphologiques en fonction du stade d'évolution d'un bassin en contexte compressif (d'après Martin, 1966).

De plus, Martin (1966) associe uniquement la formation de pièges paléo-géomorphologiques aux phases orogéniques, capables de générer des basculements régionaux (Figure I-5). Selon lui, celles les plus favorables à l'apparition de ce type de pièges, et donc les plus intéressantes du point de vue de l'exploration d'hydrocarbures, sont celles qui coïncident avec les glaciations de grande ampleur. Ces dernières vont pouvoir fortement remodeler la topographie continentale, et sont couplées à une baisse conséquente du niveau marin.

Martin (1966) évoque également un autre facteur limitant, couplé au précédent, qui est la position de la paléo ligne de côte du bassin en fonction du niveau marin relatif, et qui va contrôler l'onlap des séries marines sur les séries antérieures basculées et érodées (Figure I-5).

Ainsi, selon Martin (1966), **l'explorateur doit posséder une vision tridimensionnelle de l'enveloppe du piège, ce qui en contexte de subsurface, ne peut être correctement réalisé que par la compréhension du processus responsable de cet objet géologique**. Le géologue doit donc prendre en compte le climat qui régnait lors de la création de la discordance, et les morphologies qu'il va mettre en place. Il doit également comprendre quelles lithologies étaient soumises à l'érosion, et enfin quels systèmes sédimentaires se sont mis en place lors de la remontée du niveau marin (Figure I-5).

I.2.3. La classification des pièges stratigraphiques de Rittenhouse (1972)

Le concept de base de la classification de Rittenhouse (1972) est simple, et stipule que les pièges stratigraphiques ne sont pas forcément associés à une discordance. L'approche de Rittenhouse (1972) permet de réemployer certaines modalités de la classification de Levorsen (1954), tout en éliminant celles qui n'ont plus lieu d'être. Rittenhouse (1972) précise ainsi que les pièges résultant de la **diagénèse** sont des **pièges secondaires**, mais également qu'il faut différencier les pièges situés en-dessous et au-dessus des discordances.

Ainsi, il structure les **pièges stratigraphiques** en cinq classes distinctes.

Pour **ceux qui ne sont pas associés à une discordance**, la limite physique entre le réservoir et la couverture peut être :

(i) primaire et donc de nature dépositionnelle, souvent par variation de faciès ;

(ii) secondaire, car totalement ou partiellement causée par la diagénèse ;

Les **pièges adjacents à une discordance** peuvent quant à eux être situés :

(iii) en dessous de la discordance ;

(iv) au-dessus de la discordance :

(v) à la fois en dessous et au-dessus de la discordance.

I.2.4. La classification des pièges de Vincelette et al. (1999)

La classification avec la structure la plus évoluée est celle de Vincelette *et al.* (1999), qui développe les idées de Levorsen (1954) suivant une arborescence comparable à celle de Curtis (1983) pour la vie sur Terre; et qui regroupe les différentes modalités de piégeage du plus général au plus spécifique (Tableau I-1):

Système

Régime

Classe

Famille.

Vincelette *et al.* (1999) définissent alors trois systèmes à partir des éléments suivants qui constituent le piégeage:

(i) **Structural** : déformation ou déplacement du réservoir et/ou de la couverture post- ou syn-dépôt ;

(ii) **Stratigraphique** : Configuration dépositionnelle, érosionnelle, ou diagénétique du réservoir et/ou de la couverture ;

(iii) **Fluidique** : propriété ou condition physique et/ou chimique du fluide contenu dans le réservoir.

En cas de présence de plusieurs éléments de piégeage, Vincelette *et al.* (1999) soulignent également le fait que la classification du piège est parfois ardue, à cause de la difficulté à déterminer l'élément dominant qui crée les limites du piège. Dans ce cas, il s'agit d'un piège combiné, mais qui selon Vincelette *et al.* (1999), doit alors être nommé en fonction de l'élément principal (en premier) et de l'élément secondaire (en second), comme par exemple « piège par bloc basculé / troncature par discordance ».

La classification de Allan *et al.* (2006) semble la plus récente à ce jour dans le référencement des modalités de piégeage non structurales. Elle apporte un changement de phylogénie du système fluidique de Vincelette *et al.* (1999), qui devient le régime fluidique au sein du système stratigraphique-fluidique (Allan *et al.*, 2006 ; Tableau I-1). Le régime fluidique regroupe les sables à porosité réduite contenant du gaz, les charbons méthanifères, les hydrates de gaz, et les pièges hydrodynamiques (Tableau I-1). La classification de Allan *et al.* (2006) ajoute également au régime diagénétique, la modalité de piégeage au sein de fractures dans une roche peu poreuse et peu perméable (Tableau I-1). Néanmoins, malgré l'aboutissement de ces deux dernières classifications (Vincelette *et al.*, 1999; Allan *et al.*, 2006), la classification des pièges à régimes de dépôt et érosif, ceux que l'on pourrait donc qualifier de véritablement stratigraphiques, n'a pas évolué depuis la classification de Rittenhouse (1972).

I.2.5. Synthèse de l'évolution lexicale du terme de « piège stratigraphique » et des termes connexes au piégeage

Selon la classification et son auteur, certains termes lexicaux qualifiant les modalités de piégeage peuvent changer. Le terme de **piège « stratigraphique »** peut changer de définition selon les auteurs, car il est utilisé par certains d'entre eux **uniquement pour qualifier les modalités de piégeage héritées directement du régime dépositionnel**, i.e. **d'un corps sédimentaire constructif préservé.** À ce jour, la classification la plus complète est celle de Allan et *al* (2006), qui regroupe une vingtaine de modalités de piègeage au sein de 5 régimes de pièges non structuraux, dont ceux dépositionnels et érosifs (Tableau I-1).

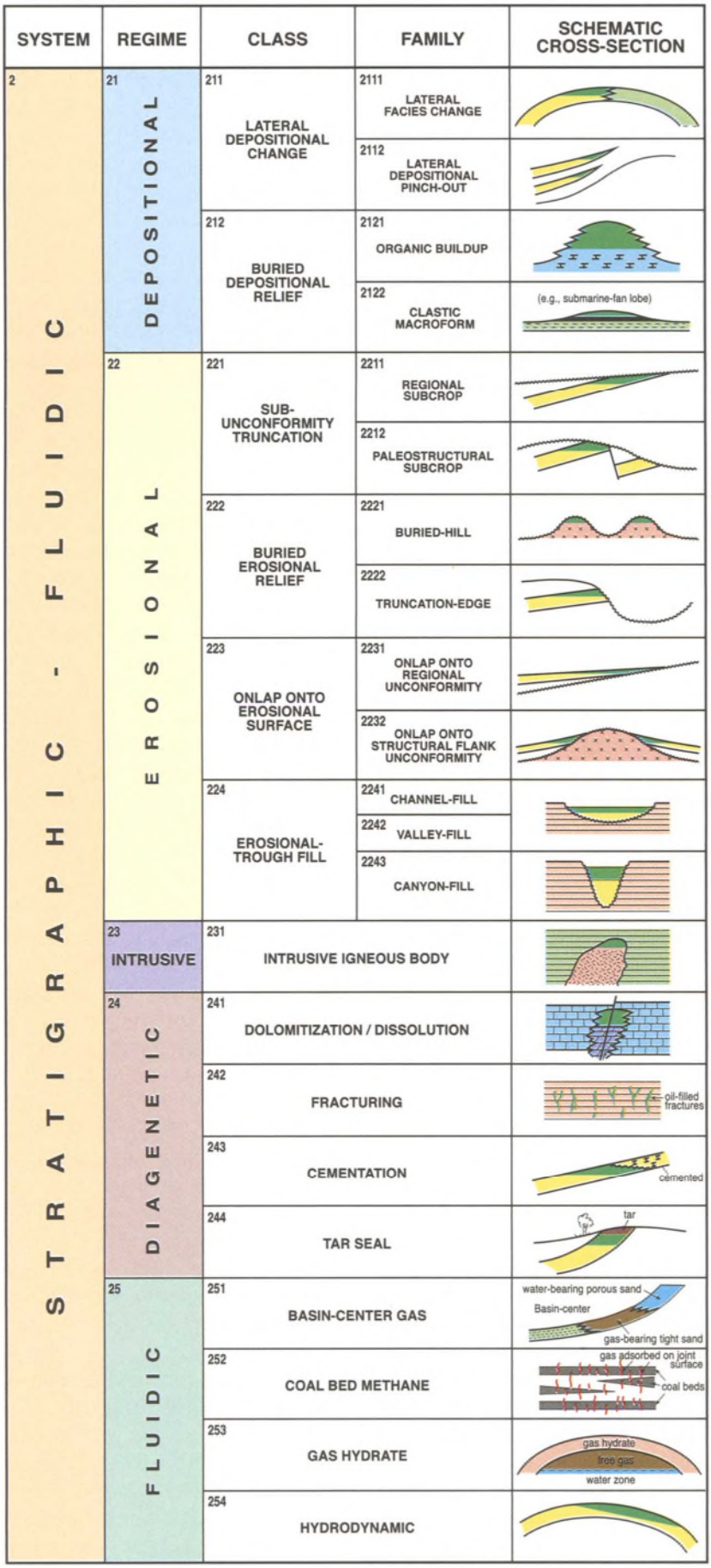


Tableau I-1. Classification de Allan *et al.* (2006) ; modifiée d'après Vincelette *et al.* (1999) ; qui organise les modalités de piégeage non structurales du « système stratigraphique-fluidique » en régimes, classes et familles.

CHAPITRE II. PROCESSUS ET DÉPÔTS GRAVITAIRES EN DOMAINE MARIN PROFOND

Les écoulements sédimentaires gravitaires sont des processus sédimentaires responsables du transport particulaire depuis la plate-forme continentale vers les domaines profonds, et peuvent opérer sur des distances plus ou moins longues.

L'objectif de la première section de ce chapitre est d'introduire le panel de ces différents processus qui opèrent en domaine profond, mais de manière succincte puisque le sujet de cette étude ne porte que secondairement sur les dépôts associés. La classification des faciès sédimentaires gravitaires qui est la plus utilisée dans le domaine académique (i.e. Mutti 1992) sera décrite, car elle sera employée dans la description des résultats de la Partie III de ce mémoire.

La seconde section de ce chapitre a pour but d'établir une revue morphologique exhaustive des différents indicateurs cinématiques qui composent les glissements sous-marins. Un indicateur cinématique est une structure ou un objet géologique qui enregistre une information concernant le type, et la direction de déplacement, du glissement au cours de la mise en place. Il permet la compréhension de l'initiation, de la dynamique d'évolution ou de l'arrêt du glissement (Bull *et al.* 2009). Ainsi, cette seconde section sert de référence en termes de lexique à employer, et de base de données sur les morphologies typiques et des processus associés. Elle sera notamment employée pour la description et l'interprétation des données de terrain intégrée à la Partie III de ce mémoire.

II.1. CLASSIFICATIONS DES ÉCOULEMENTS GRAVITAIRES ET DES DÉPOTS ASSOCIÉS

III.1.1. Types de processus opérant en domaine marin profond

À partir des années 1950, la découverte des premiers appareils sédimentaires gravitaires (Menard 1955) ainsi que le développement de leurs premiers modèles de croissance (Bouma 1962; Normark 1970) permettent l'apparition de plusieurs classifications des processus opérant à l'érosion, au transport et au dépôt des particules en domaine profond, et sont regroupés en trois grands types (Walker 1978; Stow 1985) :

(i) les processus sédimentaires gravitaires ;

(ii) les courants de fond ;

(iii) les courants de surface et la sédimentation hémipélagique.

Le détail de chaque groupe est énuméré en Figure II-1.

L'élaboration des classifications sur les processus sédimentaires gravitaires a nécessité la caractérisation des propriétés physiques des écoulements, qui sont :

(i) leur comportement mécanique ;

(ii) la nature cohésive ou non cohésive du matériel transporté ;

(iii) les mécanismes de support des particules ;

en faisant appel à deux disciplines : la mécanique des fluides et la géologie.

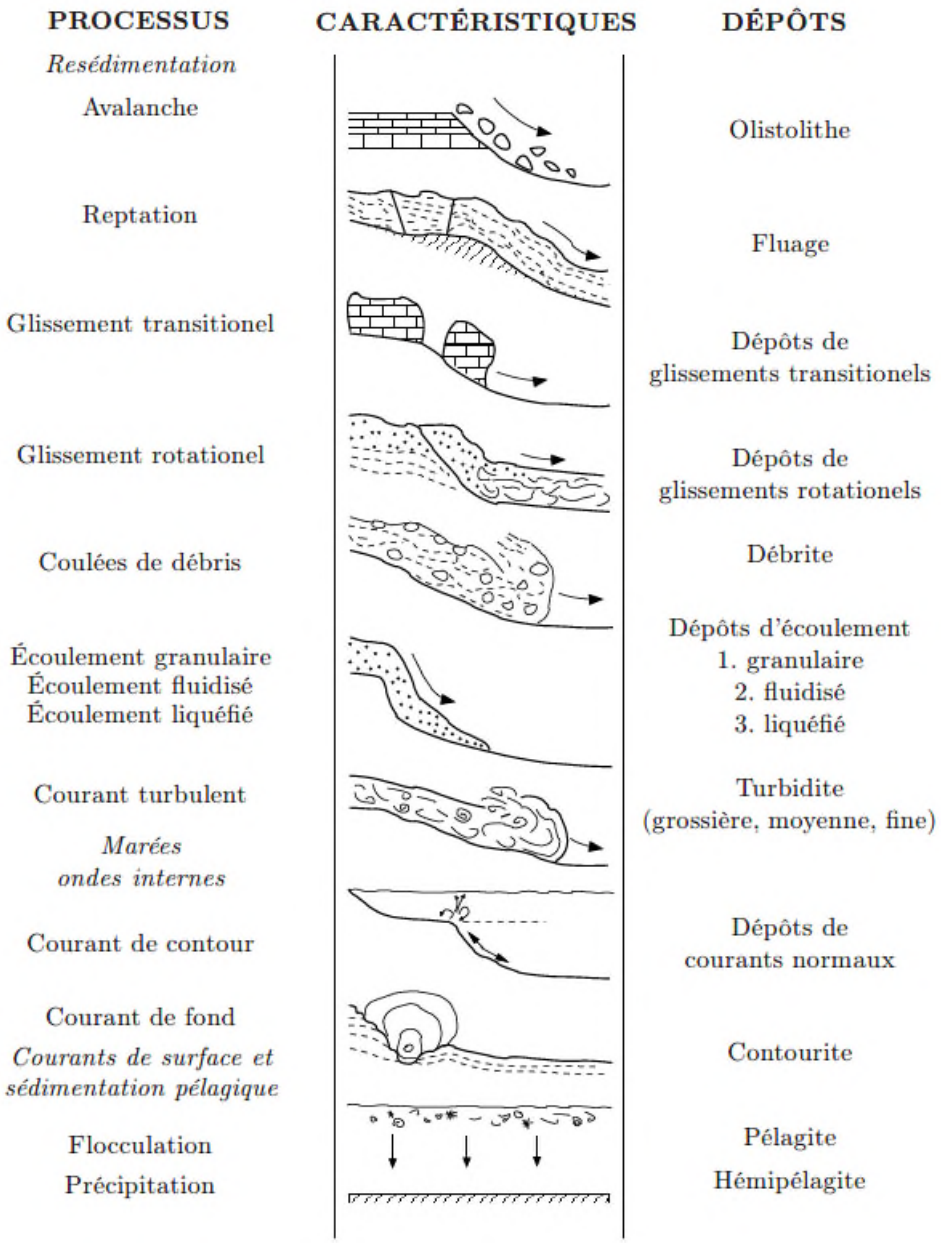


Figure II-1. Les trois types de processus opérant en domaine profond (d'après Broucke 2004, traduit d'après Stow 1986).

Actuellement, deux classifications sur les processus sédimentaires gravitaires et sur les dépôts marins profonds associés prédominent au sein de la communauté scientifique, à savoir Mutti (1992) et Mulder and Alexander (2001). La classification de Mutti (1992) synthétise les principaux modèles précédents de faciès turbiditiques, et est largement utilisée dans les domaines académiques et

industriels. Il est basé sur le concept de la transformation d'un écoulement gravitaire durant son déplacement. La classification de Mulder and Alexander (2001) quant à elle traite plus spécifiquement des courants de densité sous-aquatiques, de la concentration des écoulements, de leur cohésion et des mécanismes de support des particules, tout en explicitant également les dépôts associés.

III.1.2. La classification de Mutti (1992)

La classification de Mutti (1992) est née de problèmes rencontrés lors des années 1970 et 1980, à savoir de la difficulté à comparer les observations de terrain faites dans les systèmes turbiditiques anciens, les données obtenues dans l'étude des systèmes de cônes sous-marins actuels, et celles provenant de l'exploration de bassins enfouis grâce à des techniques de plus en plus sophistiquées (Mutti and Normark 1991; Mutti 1992). Selon Mutti (1992), l'étude de faciès peut être abordée selon deux approches différentes :

(i) les faciès descriptifs, qui définissent des paquets de couches dans des buts pratiques tels que la cartographie et la corrélation stratigraphique, et dont la valeur prédictive est limitée ;

(ii) les faciès génétiques qui sont des unités conceptuelles, et qui peuvent être utilisés dans le but d'établir des modèles géologiques prédictifs, méthode dont a besoin l'industrie pétrolière lors de l'exploration des bassins sédimentaires, et ceci non pas seulement pour ceux à remplissage turbiditique.

Sa classification vise en outre à :

(i) établir une revue des caractéristiques de base des turbidites et des contourites ;

(ii) discuter du cadre stratigraphique de dépôt des turbidites généralement considéré, en termes d'échelles physique et temporelle.

Ainsi, la classification prédictive proposée par Mutti (1992) et mise à jour par Mutti *et al.* (2003) décrit l'évolution amont-aval d'un écoulement gravitaire, qui passe progressivement d'un écoulement cohésif à un écoulement turbulent, au cours de son trajet le long d'une pente (Figure II-2B). Elle se base tant sur les processus de transport que sur les figures sédimentaires et la granulométrie. Neuf faciès principaux génétiquement liés sont proposés et sont numérotés de F1 à F9, le dernier se subdivisant en deux sous-classes qui sont F9a et F9b, ces dernières reprennent les derniers termes de la séquence de Bouma (1962) (Figure II-2A).

III.1.2.1. Les faciès conglomératiques F1 à F3

Le **faciès F1** est caractérisé par une absence d'érosion basale, ainsi que des éléments dont la granulométrie varie des blocs aux argiles. Les éléments à granulométrie grossière flottent au sein d'une matrice majoritairement argileuse, avec les éléments les plus grossiers concentrés au sommet du dépôt. Ceci donne au dépôt un granoclassement inverse selon toute son épaisseur (« upward-projected clasts » ; Walker, 1978) ainsi qu'une texture *matrix-supported* dans sa partie inférieure

(Figure II-3A). Le faciès F1 est interprété comme le résultat d'un écoulement cohésif dont le comportement est plastique et laminaire.

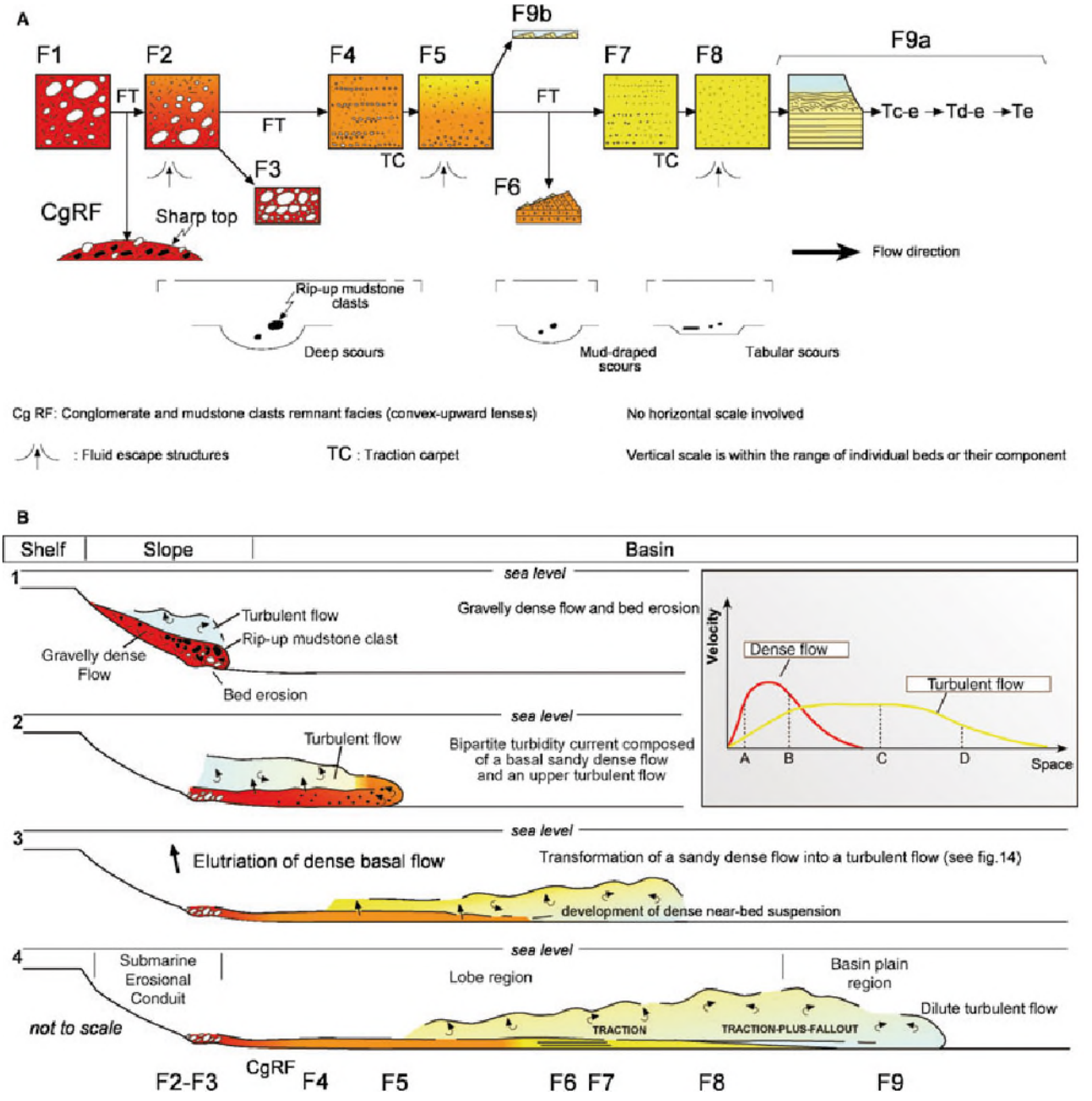


Figure II-2. A, classification prédictive des faciès sédimentaires gravitaires (Mutti et al, 2003; modifié d'après Mutti, 1992) ; B, processus érosif et dépositionnels principaux associés à la transformation amont-aval d'un écoulement gravitaire (Mutti et *al*, 2003).

Le **faciès F2** montre une granulométrie et une texture qui sont identiques au faciès F1, mais s'en distingue néanmoins par :

(i) sa présence au-dessus de surfaces érosives très prononcées ainsi que par l'abondance de clastes argileux, ce qui traduit l'érosion d'un substratum argileux ;

(ii) un granoclassement normal par la localisation des clastes les plus grossiers à sa base (Figure II-3B).

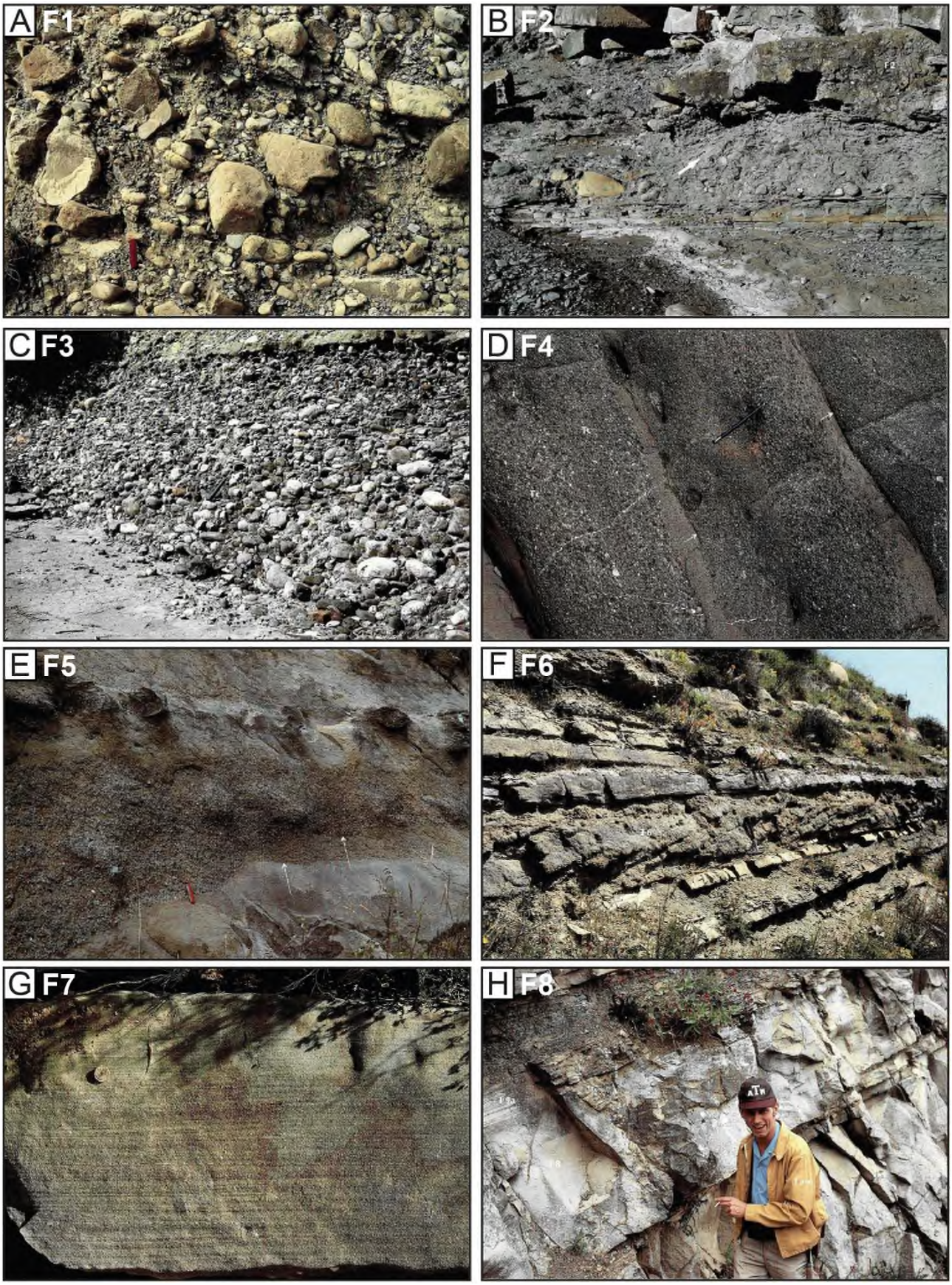


Figure II-3. Classification de Mutti (1992). Faciès conglomératiques (A-C), grossiers (D-E), et faciès fins sans F9 (F-H). (A) Faciès F1. (B) Faciès F2. (C) Faciès F3. (D) Faciès F4. (E) Faciès F5. (F) Faciès F6.

Il est interprété comme un dépôt qui résulte d'un écoulement hyperconcentré suite à la transformation d'un écoulement cohésif par incorporation progressive d'eau ambiante.

Le **faciès F3** est localisé au-dessus de surfaces d'érosion et se compose majoritairement de blocs et de galets jointifs lui donnant une texture *clast-supported*. Il se présente généralement sous la forme d'une couche massive (Figure II-3C) dont la structure interne peut localement montrer un granoclassement inverse, mais une stratification plane ou oblique peut parfois s'y développer (Winn and Dott 1977, 1979; Clarke *et al.* 1990) (Figure II-3C). Il est interprété comme le dépôt de la partie inférieure d'un écoulement hyperconcentré pendant sa transformation en écoulement concentré, ce qui marque l'apparition de la turbulence.

III.1.2.1. Les faciès grossiers F4 à F6

Le **faciès F4** est composé de galets, granules et de sables grossiers qui forment d'épais tapis de traction (Hsu 1959; Dzulynski and Sanders 1962) (Figure II-3D), et qui traduisent le dépôt des éléments les plus grossiers en suspension au sein d'un écoulement hyperconcentré ainsi que leur traction sur le fond.

Le **faciès F5** possède la même granulométrie que le faciès F4 mais est dépourvu de figures sédimentaires. Il présente fréquemment un granoclassement normal ainsi que des figures d'échappement de fluide (Figure II-3E). Il est interprété comme le dépôt résultant de l'évolution d'un écoulement concentré depuis un régime laminaire vers un régime turbulent.

Le **faciès F6** présente la même granulométrie que le faciès F4, il montre néanmoins des stratifications obliques caractéristiques, qui indiquent une composante tractive lors du dépôt (Figure II-3F). Il résulte de la transformation d'un écoulement hyperconcentré riche en graviers et granules, en un écoulement hyperconcentré exclusivement sableux. Cette transformation peut résulter d'un ressaut hydraulique qui provoque l'expansion de l'écoulement pendant que la fraction granulométrique la plus grossière est déposée.

III.1.2.1. Les faciès fins F7 à F9

Les faciès fins sont interprétés comme des dépôts résultant de la transformation gravitaire ou de surface d'écoulements hyperconcentrés, en un écoulement concentré ou turbulent (Fisher 1983).

Le **faciès F7** se compose de sables grossiers à moyens qui forment des lamines peu épaisses, elles sont des tapis de traction qui peuvent montrer des granoclassement inverses (Figure II-3G).

Le **faciès F8** est l'équivalent du terme T_a de la série turbiditique de Bouma (1962) et qui présente une granulométrie allant des sables moyens à fins ainsi qu'une absence de structures sédimentaires (Figure II-3H)., mais où un granoclassement normal peut être observé. Il présente généralement des figures d'échappement de fluide.

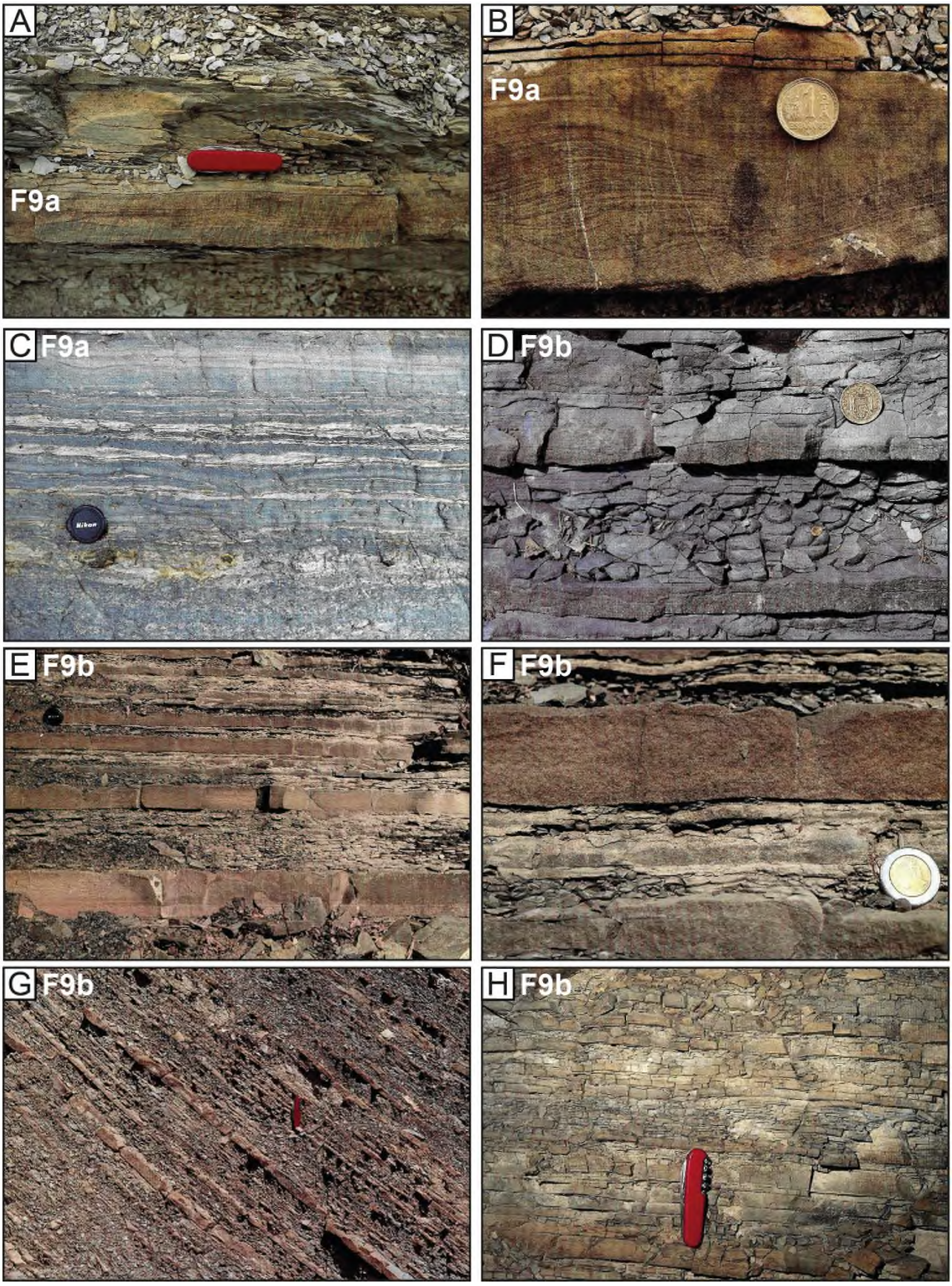


Figure II-4. Classification de Mutti (1992), variantes du faciès F9a (A-C) et du faciès F9b (D-H).

Les faciès F9a et F9b sont composés de bancs de sables fins et de silts qui forment des laminations de courant et sont drapés par une unité argileuse, le tout correspond aux termes T_b à T_e de la séquence de Bouma (1962). Ils se forment par au sein d'un écoulement turbulent par la variation de cette dernière ainsi que de la concentration en matériel fin.

Le **faciès F9a** est composé des éléments les plus fins qui sont les sables fins, les silts et les argiles. Il montre de nombreuses structures sédimentaires : (i) lamines planes parallèles ; (ii) rides ; et (iii) convolutes (Figure II-4C), qui sont formées par un écoulement turbulent de basse densité et qui correspond à un écoulement turbiditique dans la classification de Mulder and Alexander (2001). Le dépôt des rides s'effectue par traction et celui des drapages argileux par décantation.

Le **faciès F9b** est constitué d'une alternance de niveaux fins silto-argileux et de fins bancs gréseux, elle ne présente pas de structure interne à l'exception de quelques rides au sommet des bancs gréseux (Figure II-4D). Ce faciès caractérise les dépôts les plus distaux du système.

II.2. REVUE MORPHOLOGIQUE DES COMPOSANTS DES GLISSEMENTS SOUS-MARINS

La section suivante s'inspire grandement de la classification des indicateurs cinématiques des glissements sous-marins de Bull et *al*. (2009), qui à ce jour est la plus aboutie sur le sujet. Cette dernière consiste en l'amélioration de celle préalablement établie par Prior et *al*. (1984) ; par la compilation des indicateurs cinématiques qui ont été également identifiés durant les dernières décennies grâce aux techniques géophysiques modernes ainsi que de ceux provenant d'études de terrain ; et par leur illustration via des exemples provenant de données de sismique 3D (cf. Bull et *al.* 2009 et références citées).

II.2.1. Généralités

Les glissements sous-marins, ou *MTDs* pour *Mass Transport Deposits*, ou *MTCs* pour *Mass Transport Complexes*, sont des objets communs le long des marges continentales, et jouent un rôle important au cours des temps géologiques dans l'évolution morpho-sédimentaire de celles-ci (Hampton *et al.* 1996). Au cours des dernières décennies, l'avènement des techniques géophysiques telles que la sismique réflexion 2D puis 3D, la bathymétrie multifaisceaux et l'imagerie sonar « sidescan » ont permis l'acquisition d'images à la résolution toujours plus accrue, et ainsi de mieux comprendre ces événements qui sont parfois de grande ampleur (Canals *et al.* 2004). La sismique réflexion 3D s'est notamment révélée être une technique d'acquisition particulièrement efficace dans l'exploration des grands fonds, car grâce à la cartographie d'horizons sur de grandes surfaces, elle permet à la fois l'analyse morphologique en surface et en profondeur des objets géologiques (Posamentier and Kolla 2003). L'analyse des cartes isochrones d'horizons, des sections à un temps donné (*timeslice*), ainsi que des cartes d'attributs sismiques permettent notamment la détermination des caractéristiques géomorphologiques des unités sédimentaires (Posamentier and Kolla 2003; Bull *et al.* 2009).

II.2.2. Les processus de mise en mouvement d'une masse

Un glissement sous-marin est le résultat de la rupture du plancher sous-marin, dont le matériel est déplacé le long de la pente par le moyen d'une surface de cisaillement basale (ou *basal shear surface*) et qui se développe par rupture progressive induite par cisaillement (Varnes 1978).

Une fois la rupture enclenchée, l'événement progresse par le biais de plusieurs processus de mise en mouvement de la masse, où chacun d'entre eux assume une partie d'un continuum, et est susceptible d'évoluer en un autre processus ou d'en induire (Martinsen 1994). Ainsi, un processus peut opérer dans une partie et durant une phase bien définies de la mise en place du glissement (Bull *et al.* 2009).

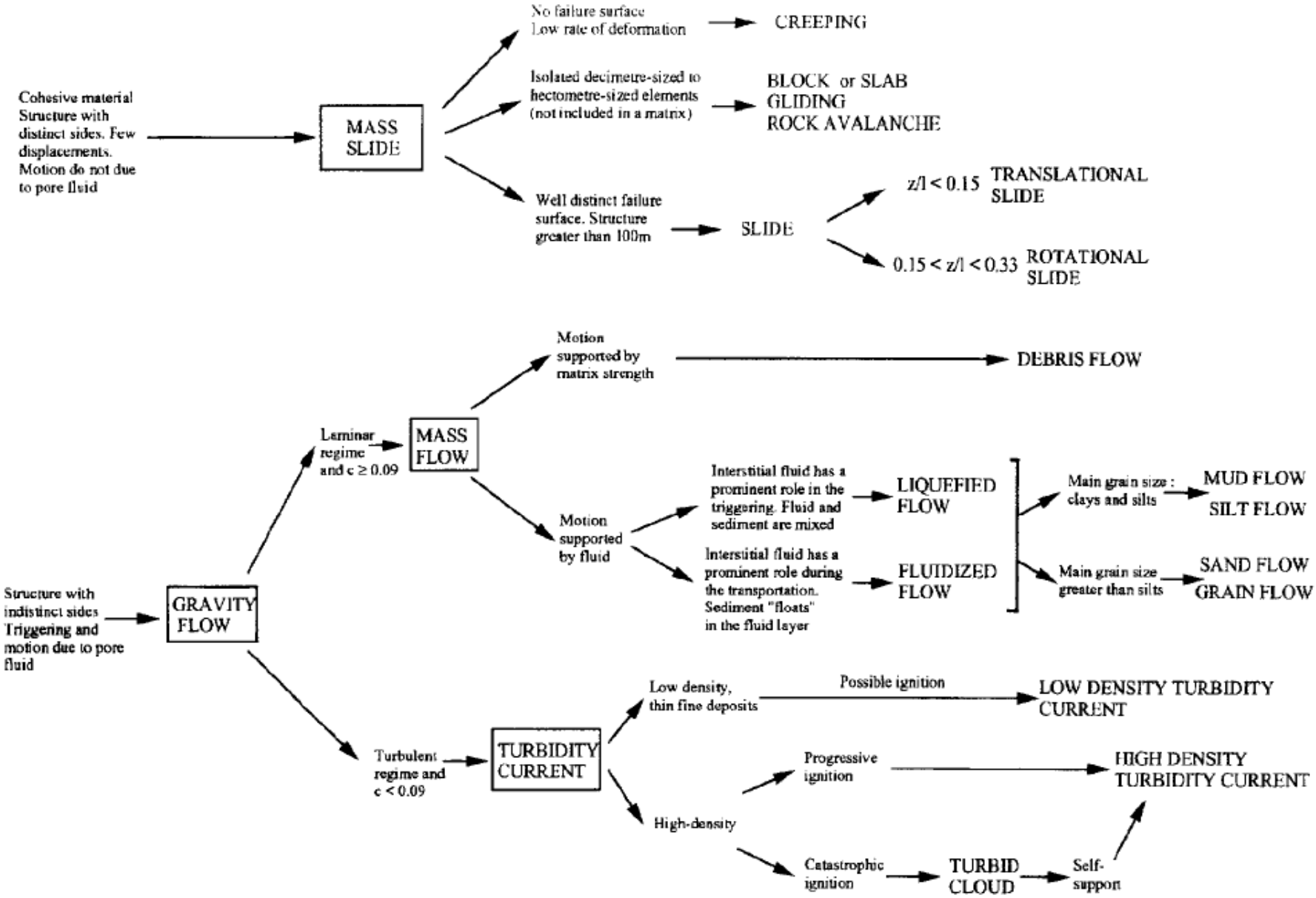


Figure II-5. Classification statique des différents types de mouvements en masse sous-marins (d'après Mulder and Cochonat 1996).

Ces processus sont regroupés dans deux classifications (Martinsen 1994; Mulder and Cochonat 1996) ; la première concerne les glissements terrestres et sous-marins ; et la dernière ne concerne que les glissements sous-marins (Figure II-5). Ils sont répartis en trois catégories.

(i) **Les mouvements de masses cohésives** dotées de dimensions finies, dont le vecteur de transport est faible et dont la mise en mouvement est causée par la pression interstitielle, mais où cette dernière ne régit pas le transport. Parmi eux se trouvent les glissements qui possèdent une cicatrice d'arrachement bien définie morphologiquement, et dont la masse mise en mouvement dépasse les 100 m. Ils sont eux-mêmes répartis entre les glissements translationnels (*slides*) si $h/l < 0,15$; et rotationnels (*slumps*) si $0,15 < h/l < 0,33$.

Les deux autres catégories **résultent** également de la **mise en mouvement d'une masse** également dotée de dimensions finies à cause de la pression interstitielle, et qui sert de mécanisme de transport.

(ii) Les **écoulements en masse à comportement plastique** et qui suivent un régime laminaire, avec $[c] \geq 0,09$; dont font partie :

_ les coulées de débris dont la matrice supporte le mouvement ;

_ les écoulements liquéfiés où le fluide interstitiel a in rôle dominant dans le déclenchement du phénomène et où fluide et sédiments fins sont mélangés ;

_ les écoulements fluidisés où le fluide a un rôle prépondérant durant le transport, et où les grains de sable flottent au sein de l'écoulement fluide.

(iii) **Les courants de turbidité** qui obéissent à un régime turbulent, avec $[c] < 0,09$ et où sont différentiés les courants de faible et de haute densité.

II.2.3. Facteurs de contrôle et modèles de déformation interne

Le mécanisme de rupture ainsi que la morphologie de la pente sur laquelle se déplace le glissement sont à l'origine de sa morphologie finale ainsi que de sa déformation interne. Il est notamment possible de retracer l'histoire des contraintes subies par le glissement et de créer un modèle cinématique de sa mise en place, par l'analyse et la caractérisation de sa géométrie externe ainsi que de la distribution interne de ses structures de déformation (Strachan 2002; Lucente and Pini 2003). Le régime de déformation à l'œuvre au sein de la masse est influencé par la rhéologie des sédiments, qui dépend elle-même de la lithologie ainsi que du taux de contrainte qui y est appliqué (Cosgrove 2007).

Le modèle classique de distribution de la déformation interne des glissements considère qu'ils comportent trois domaines structuraux, dont chacun est caractérisé par un régime de déformation spécifique mais qui sont tous reliés par une unique surface basale de décollement (Prior *et al.* 1984) (Figure II-6):

(i) le domaine amont ou de tête (*headwall domain*) qui est en extension ;

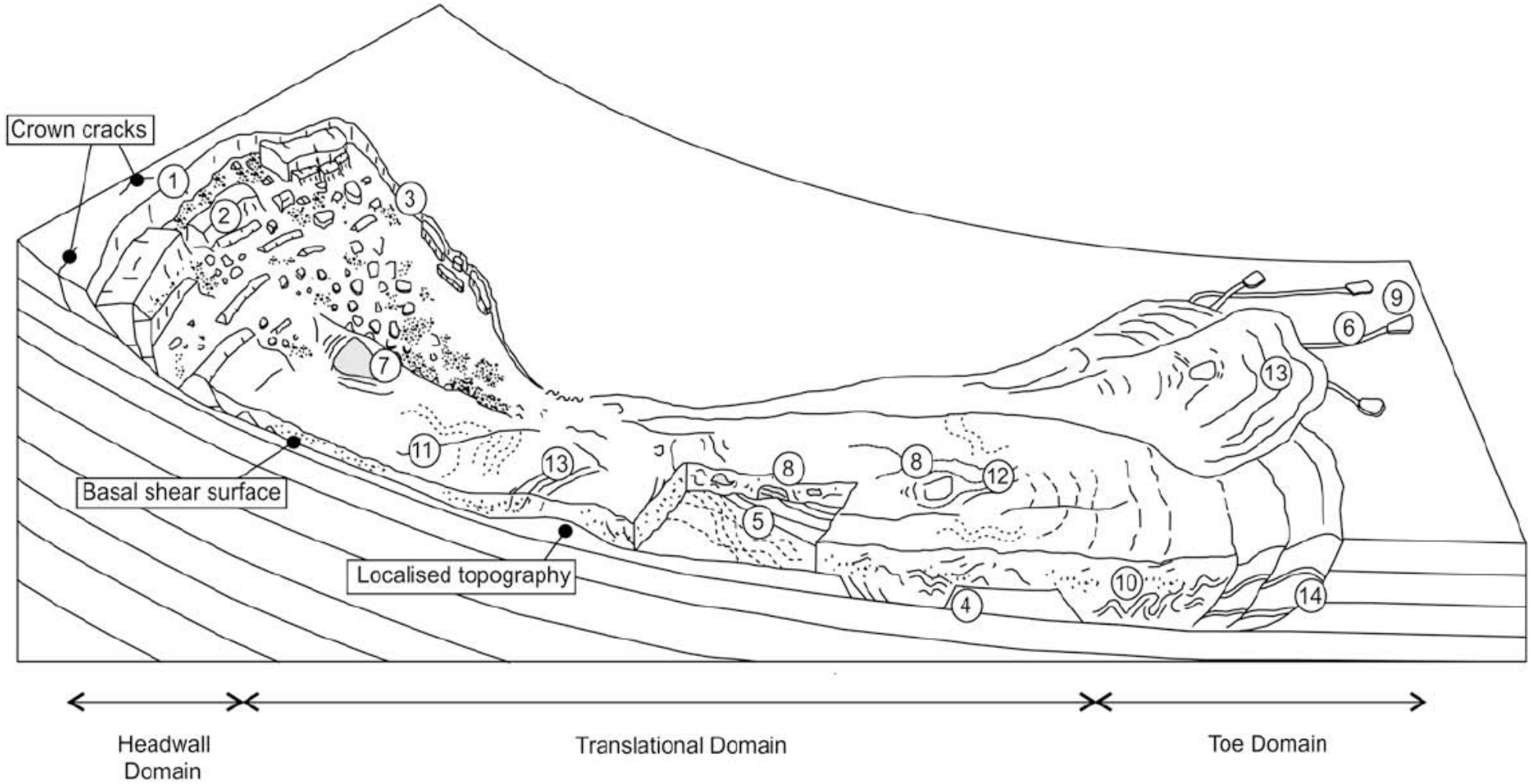


Figure II-6. Schéma conceptuel de représentation des trois domaines de déformation d'un glissement sous-marin ainsi que des indicateurs cinématiques qui y sont associés (d'après Bull et *al*. 2009, modifié d'après Prior et *al.* 1984).

(1) Cicatrice d'arrachement (*headwall scarp*) et fractures en couronne en amont dans l'encaissant (*crown cracks*). (2) Blocs basculés (*extentional ridges and blocks*). (3) Bordures latérales (*lateral margins*). (4) Surface de décollement basale en rampes et plats (basal shear surface ramps and flats). (5) Cannelures basales (*basal shear surface grooves*). (6) Stries basales (*basal shear surface striations*). (7) Bloc préservé (*remnant block*). (8) Blocs transportés / translatés (*translated blocks*). (9) Blocs éjectés (*outrunner blocks*). (10) Plis (*folds*). (11) Plans de cisaillement longitudinaux / fabrique de courant de 1er ordre (*longitudinal shears / first order flow fabric*). (12) Fabrique de courant de 2^{e} order (*second order flow fabric*). (13) Rides de compression (*pressure ridges*). (14) Systèmes de plis et de chevauchements (*fold and thrust systems*).

(ii) le domaine intermédiaire (*translational domain*) qui est en translation, et qui constitue la majeure partie du glissement selon son axe longitudinal (Bull *et al.* 2009) ;

(iii) le domaine frontal (*toe domain*) qui est en compression.

Néanmoins, de nombreux cas ne correspondent pas à ce modèle et peuvent même montrer un régime compressif qui se superpose à des structures extensives, et vice versa (Farrell 1984; Martinsen and Bakken 1990; Strachan 2002). Une configuration composite existe également, où deux doublets domaine extensif-domaine compressif se succèdent le long de la masse glissée (Scarselli *et al.* 2019) (Figure II-7).

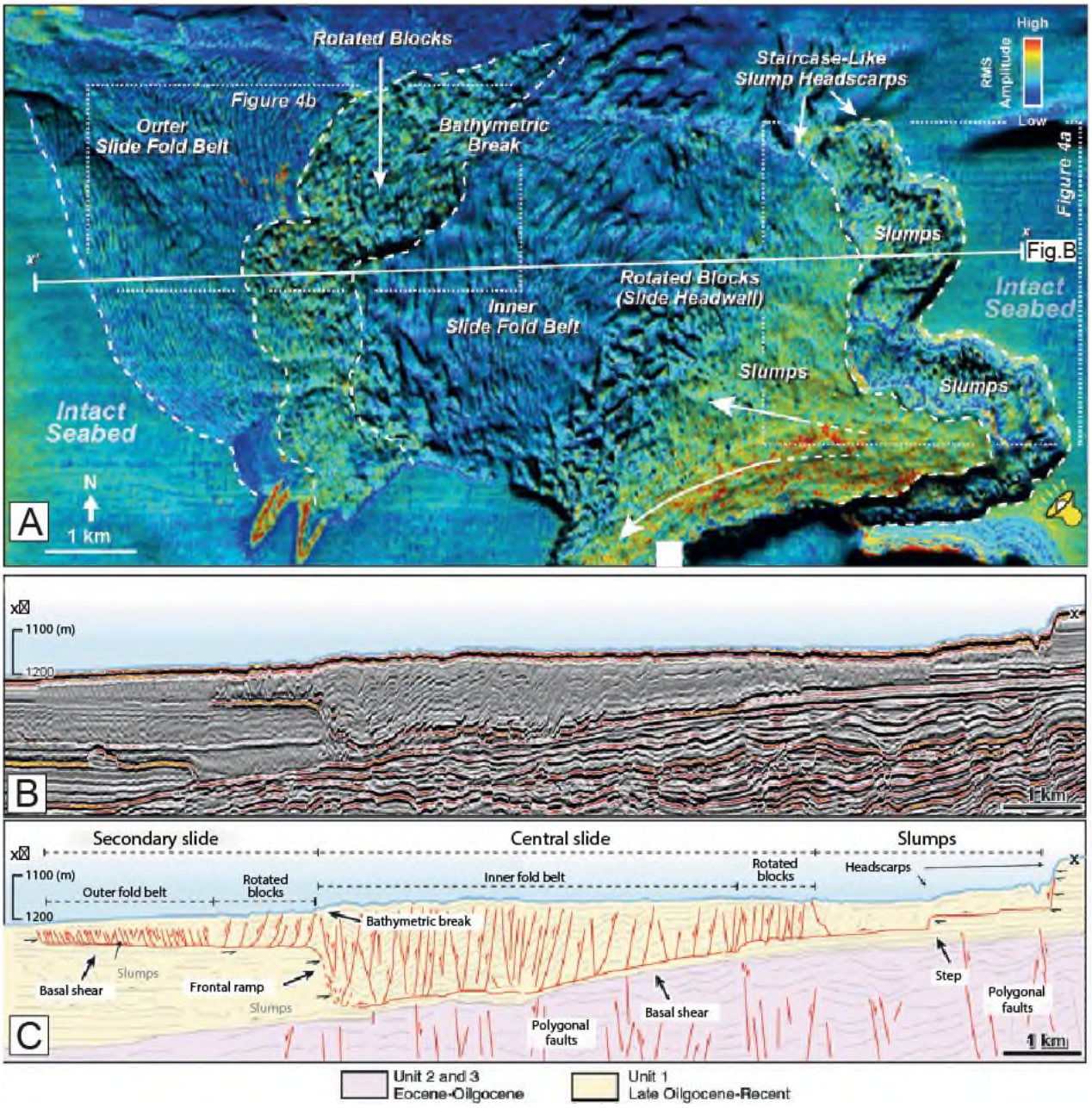


Figure II-7. (A) Carte d'amplitude moyenne extraite le long du fond marin au niveau du glissement Thebe sur la marge ouest-australienne. (B) Profil sismique longitudinal non interprété du glissement Thebe. (C) Profil sismique longitudinal interprété du glissement Thebe. Toutes les figures sont modifiées d'après Scraselli et al. (2019).

Afin de simplifier la variété des cas, la classification de Bull et *al.* 2009 place les indicateurs cinématiques là où ils sont le plus probable d'apparaître au sein de la structure tripartite, en se basant sur des synthèses antérieures (Prior *et al.* 1984; Martinsen 1994)

II.2.4. Domaine extensif

II.2.4.1. Cicatrice d'arrachement et fractures en couronne

La cicatrice d'arrachement est définie comme la limite ou l'escarpement qui constitue la bordure amont du glissement, et où la surface basale de cisaillement remonte et intersecte la surface (Figure II-6). Elle représente une surface de rupture en extension et par conséquent se forme de la même manière qu'une faille normale (Bull *et al.* 2009), et se propage latéralement dans la direction qui est perpendiculaire à la contrainte la plus faible (Anderson 1937). Cette dernière correspond généralement à la direction de la pente à cause de l'effet de la gravitée appliquée sur la masse de sédiments (Bull *et al.* 2009). Ainsi, l'orientation de la cicatrice peut valoir d'indicateur cinématique qui informe sur le sens grossièrement emprunté par la masse pendant l'initiation de son glissement (Bull *et al.* 2009).

En vue plan, elle peut apparaître arquée et dotée d'un (Figure II-10) ou plusieurs saillant(s) (Figure II-7 et Figure II-8) (Prior *et al.* 1984).

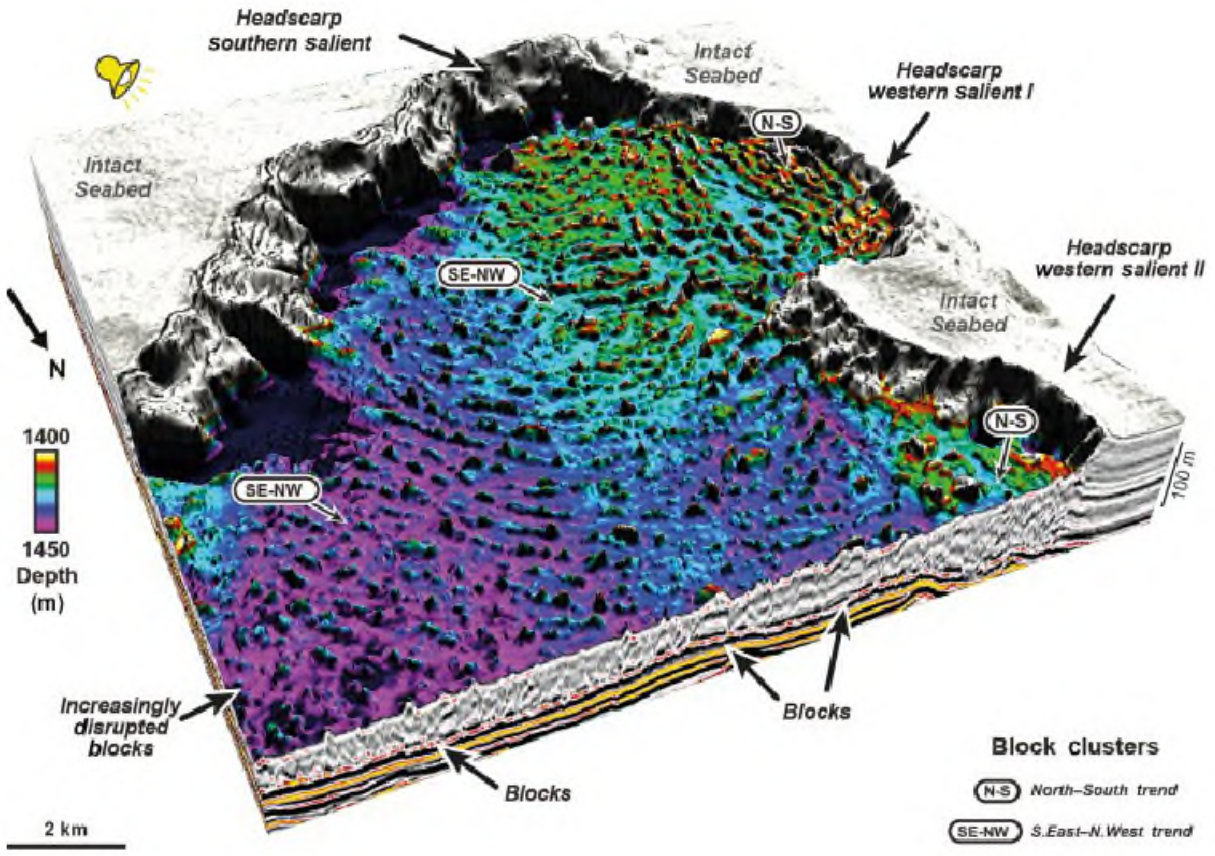


Figure II-8. Bloc diagramme sismique qui montre l'agencement en 3D des blocs translatés qui forment la partie extensive du glissement du Centaure et qui sont issus d'une cicatrice d'arrachement en trois saillants (d'après Scarselli et *al.* 2019).

Elle peut également apparaître très sinueuse (Lastras *et al.* 2004) ce qui peut être attribué à de l'érosion régressive l'affectant (Trincardi and Argnani 1990), ou encore apparaître fragmentée comme si elle était constituée de plusieurs sections (Lastras *et al.* 2006).

Les saillants de la cicatrices d'arrachement peuvent également être de forme polygonale et étagée ce qui est caractéristique d'une rupture en régime cassant, au sein de plusieurs niveaux stratigraphiques isolés les uns des autres par des niveaux ductiles (O'Leary 1991).

Le régime cassant engendre un type de glissement appelé *slab slide* d'aspect tabulaire, et qui possède un ratio h/l ~ 0,1 (Varnes 1978). Une variante de ces glissements tabulaires présente une trainée de débris dans la zone d'évacuation en amont du domaine extensif, et un domaine translationnel qui est peu marqué (O'Leary 1991) (Figure II-9). De plus, une dynamique d'érosion régressive séquentielle vers l'amont de la pente peut également créer l'étagement de plusieurs cicatrices d'arrachement (Gauer *et al.* 2005).

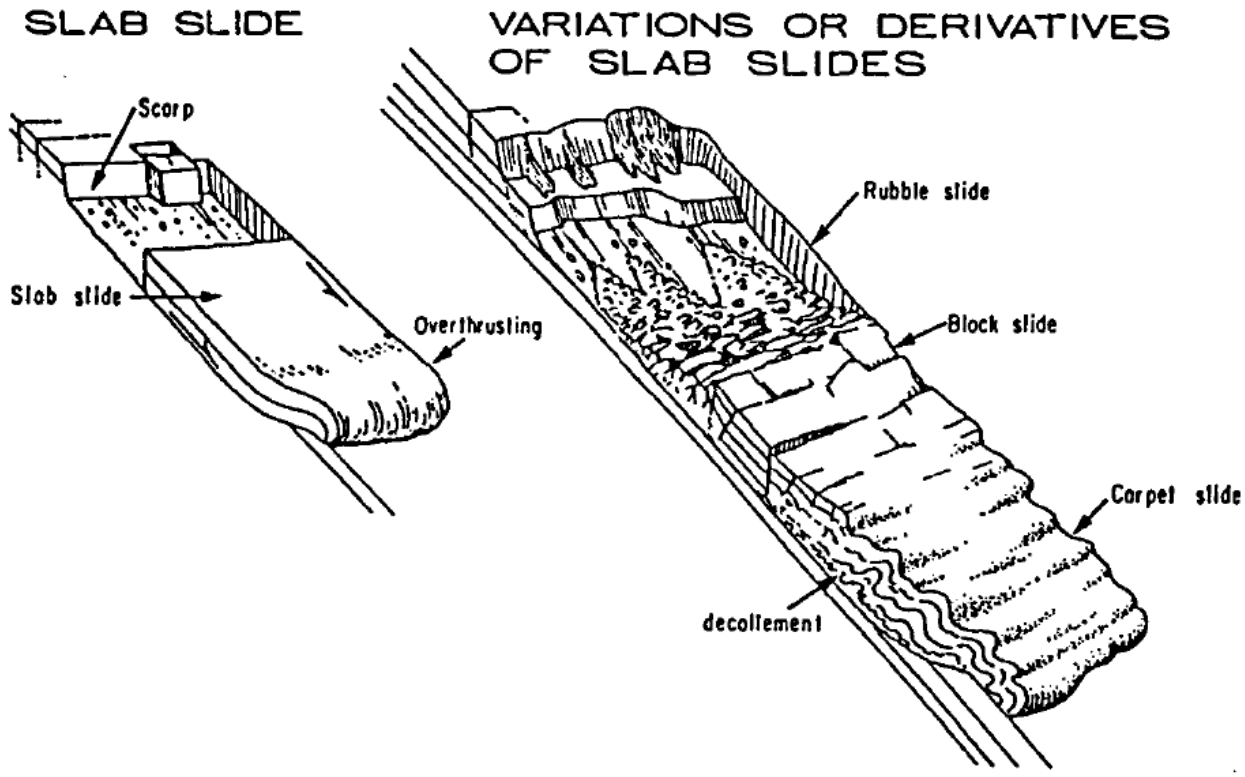


Figure II-9. Les glissements tabulaires et leurs variantes (d'après O'Leary 1991).

La hauteur et la largeur des cicatrices d'arrachement est très variable, elles peuvent mesurer moins de 10 m de haut et quelques dizaines de mètres de long (Bull *et al.* 2009) ; alors que celle du glissement du Hinlopen sur la marge du Svalbard dépasse les 1600 m de haut (Vanneste *et al.* 2006; Winkelmann *et al.* 2008), et celle du glissement du Storegga sur la marge norvégienne s'étend sur 300 km de long (Bryn *et al.* 2005).

La pente des cicatrices d'arrachement n'est pas uniforme, et présente des valeurs moyennes d'inclinaison de l'ordre de 15 à 35° dans les matériaux non consolidés (Imbo *et al.* 2003; Bryn *et al.* 2005; Frey Martinez *et al.* 2005; Vanneste *et al.* 2006; Winkelmann *et al.* 2008). Le vecteur de

déplacement principal sur le plan de la cicatrice est normal avec le matériel directement évacué vers le bas de la pente, mais la courbure en vue plane de cette première implique également des vecteurs obliques situés à ses extrémités (Bull *et al.* 2009).

Enfin, les fractures en couronne ou *crown cracks*, sont des fractures ou des failles de petite dimension, pouvant induire une légère dépression (Frey-Martínez *et al.* 2006) (Figure II-6). Elles se forment par la propagation de l'érosion régressive au sein du matériau en place et non déformé situé à l'amont du glissement (Varnes 1978; Frey-Martínez *et al.* 2006).

II.2.4.2. Blocs basculés et rides d'extension

La zone amont zone d'un glissement peut être complètement évacuée et alors exposer la surface basale de cisaillement (Haflidason *et al.* 2005), ou bien n'être déplétée que partiellement suite à une translation limitée du matériel (Solheim *et al.* 2005) (Figure II-10).

La plupart du temps, la zone extensive présente un cas intermédiaire dotée de nombreux blocs à section carrée ou rectangulaire, qui sont basculés et/ou détachés et qui peuvent former des rides s'ils possèdent une continuité latérale conséquente (Figure II-10).

L'élongation des blocs est parallèle à subparallèle à l'arrachement principal (Figure II-10), par propagation de chaque faille normale perpendiculairement à la contrainte minimale, située dans le sens de la pente (Varnes 1978; Bøe *et al.* 2000; Laberg and Vorren 2000; Frey-Martínez *et al.* 2006; Lastras *et al.* 2006). Néanmoins l'alignement entre les blocs peut être moins bien marqué si la cicatrice d'arrachement est irrégulière ou dotée de plusieurs saillants (Bull *et al.* 2009; Scarselli *et al.* 2019) (Figure II-8).

Enfin, un profil longitudinal en « escaliers » (Figure II-7) peut être symptomatique d'un domaine extensif qui a subi une dynamique de rupture régressive (Kvalstad *et al.* 2005; Solheim *et al.* 2005; Lastras *et al.* 2006; Scarselli *et al.* 2019).

II.2.5. Domaine translationnel

II.2.5.1. Marges latérales

Les marges latérales forment les bordures du glissement qui sont parallèles à la pente. Elles se forment grossièrement de manière parallèle au flux de matière et offrent donc un indicateur approximatif du sens de transport moyen (Bull *et al.* 2009) (Figure II-11A). Elles sont associées à un mouvement décrochant (Martinsen and Bakken 1990; Martinsen 1994; Frey Martinez *et al.* 2005) qui s'accompagne de déformations en transpression ou en transtension si les bordures s'élargissent ou se rétrécissent (Martinsen 1994). Il n'est pas toujours facile de suivre la continuité en aval des marges latérales, car leur relief escarpé (Figure II-11B) a tendance à diminuer rapidement en s'éloignant de la cicatrice d'arrachement, et de par la capacité du matériel glissé et déformé à s'épandre au-dessus du plancher marin dans le domaine compressif (O'Leary 1991; Frey-Martínez *et al.* 2006).

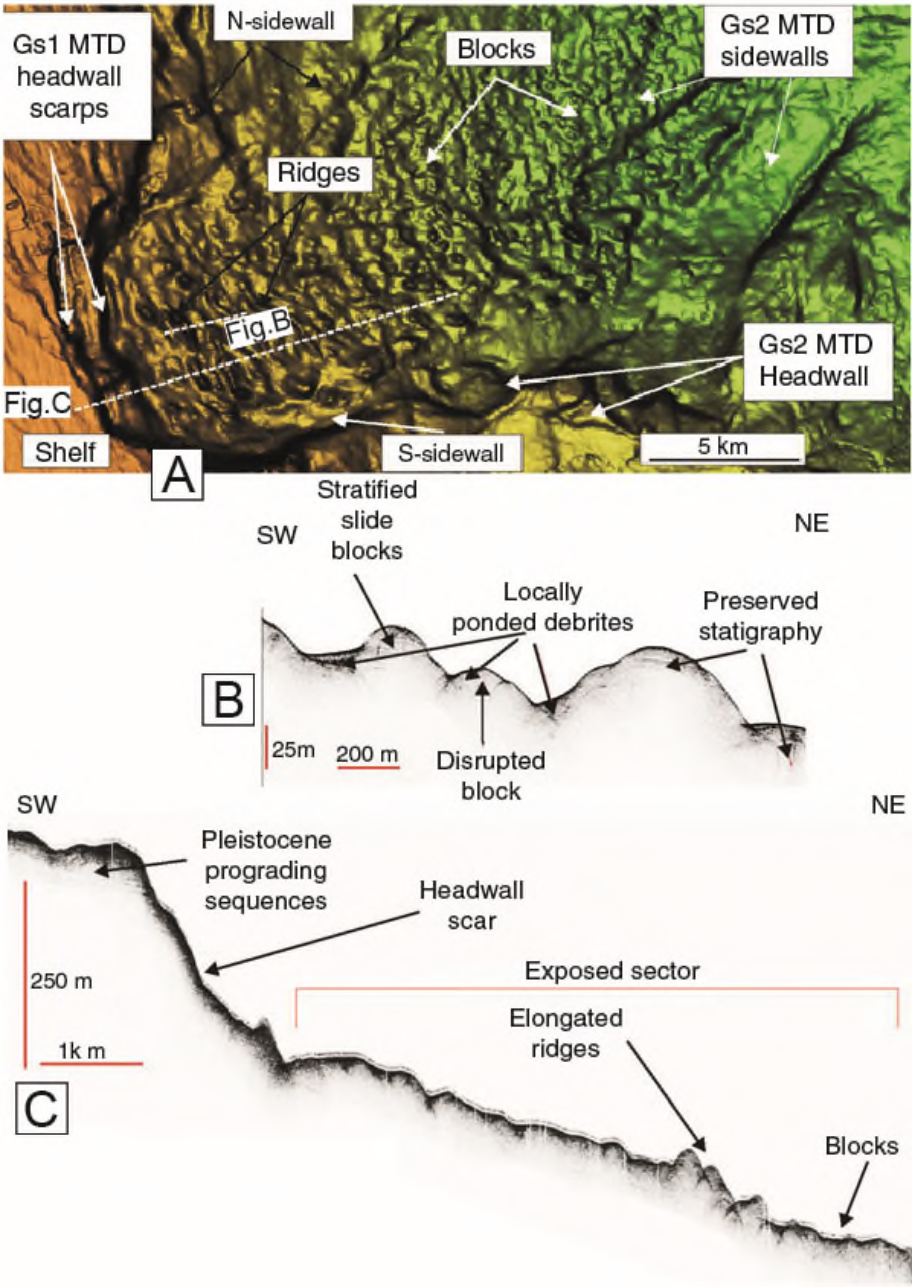


Figure II-10. Domaine extensif d'un glissement sous-marin actuel de Gondola sur la marge sud-ouest adriatique qui montre des rides d'extension ainsi que des blocs translatés (modifié d'après Della Valle et *al*. 2014). (A) Carte bathymétrique par acquisition multifaisceaux du domaine extensif du glissement de Gondola. (B) Profil au sonar Chirp transverse aux rides d'extension. (C) Profil au sonar Chirp qui est transverse aux rides d'extension et aux blocs translatés, et qui sont exposés sur le fond marin à cause des courants de contours.

Elles séparent donc par l'intermédiaire d'un escarpement ou d'une structure rectiligne, d'une part le plancher marin peu ou pas déformé, du matériau glissé et déformé d'autre part (Figure II-11B). Dans le cas d'un glissement dans le bassin du Levant, les bordures latérales forment des escarpements en échelon de forme sigmoïdale (Bull *et al.* 2009) (Figure II-11C) à cause de la rotation subie par centrale de la fracture (Twiss and Morres 2007). Enfin, au sein des zones translationnelle et compressive, les bordures latérales peuvent également apparaitre en structures au relief positif à cause de l'accumulation locale du matériau glissé (Prior *et al.* 1984; Trincardi and Normark 1989).

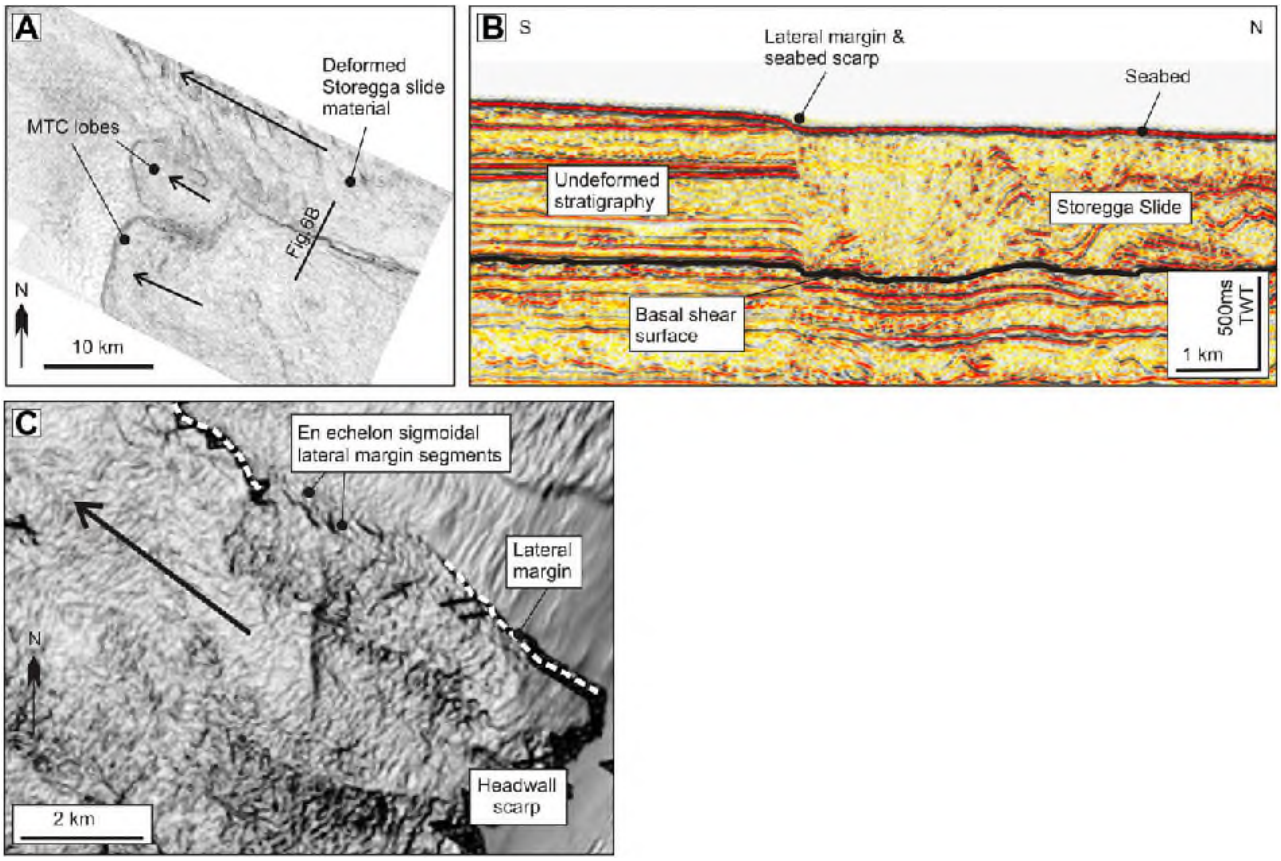


Figure II-11. Exemples de marges latérales de glissements sous-marins (d'après Bull et *al*. 2009).

(A) carte des pentes du fond marin au niveau d'une partie du glissement du Storrega qui fait apparaitre nettement la bordure méridionale d'un de ses lobes, les flèches indique le sens de glissement de chaque lobe ; et localisation de la section sismique (B). (B) Section sismique à travers la bordure latérale méridionale d'un des lobes du glissement du Storegga, dont le matériel très déformé au Nord contraste fortement avec celui préservé au Sud. (C) Carte des pentes du fond marin au niveau d'un glissement dans le bassin du Levant, et zoomée sur la bordure latérale du glissement, et qui met en évidence des segments en échelon traduisant un régime décrochant ; la flèche indique le sens du glissement.

II.2.5.2. Surface basale de cisaillement

La surface de détachement basale apporte des informations cinématiques importantes sur la dynamique de mise en place du glissement (Gee *et al.* 2005), et sa reconnaissance apparait même comme indispensable dans l'étude de celui-ci (Varnes 1978; Martinsen 1994). Elle est souvent continue et concordante avec les strates sous-jacentes, mais elle peut être également affectée par des failles (Varnes 1978), tandis que le mouvement et les variations de rhéologie du matériel sus-jacent peuvent également l'affecter et fournir d'importants indicateurs cinématiques (Bull *et al.* 2009).

II.2.5.3. Rampes, plats, promontoires et fosses

Une rampe est un segment de la surface basale de cisaillement qui intersecte de manière discordante la stratigraphie, et qui lui permet de s'élever ou de s'approfondir à travers cette dernière, tandis qu'un plat est un segment qui est subparallèle à la stratigraphie (Bull et *al*. 2009 et références citées) (Figure II-12C). Ainsi, les rampes connectent la surface basale de cisaillement à différents

niveaux stratigraphiques (Trincardi and Argnani 1990). Elles peuvent également s'observer en vue carte par des structures linéaires (Figure II-12A) qui sont généralement perpendiculaires au sens principal du glissement (Gawthorpe and Clemmey 1985), et qui montrent des variations abruptes d'élévation de la base du glissement (Trincardi and Argnani 1990) voire même de son sommet (Bull *et al.* 2009) (Figure II-12C).

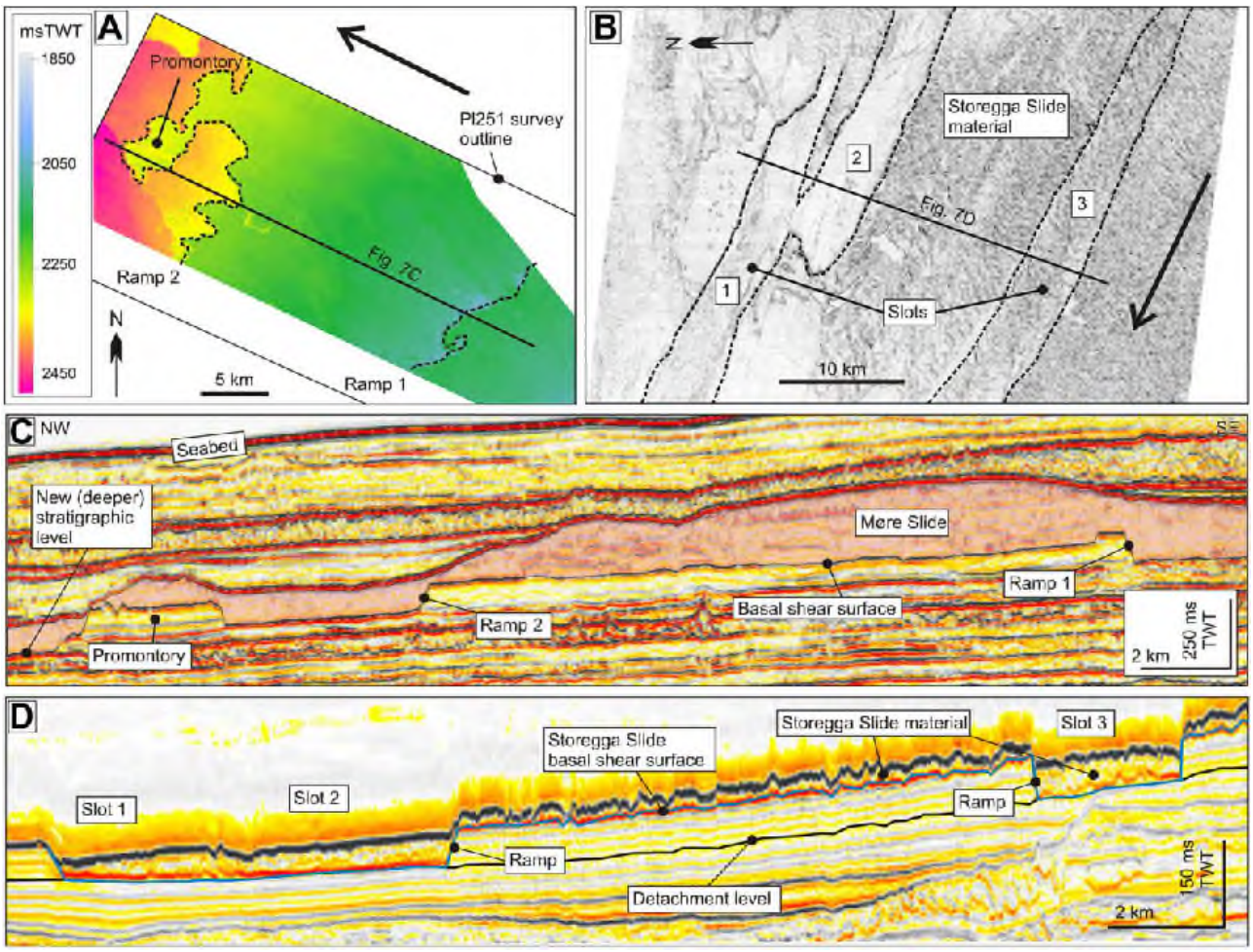


Figure II-12. Exemples de rampes et plats de la surface basale de cisaillement (d'après Bull et *al.* 2009).
(A) Carte isochrone de la surface basale de cisaillement d'une portion du glissement Møre et localisation de la section C, la flèche indique le sens de glissement. (B) Carte des pentes du fond marin au niveau du glissement du Storegga dans sa partie amont qui montre des fosses ou *slots*, et localisation de la section D. (C) Section sismique à travers la surface basale de cisaillement du glissement Møre sur la marge norvégienne. (D) Section sismique à travers les fosses du glissement du Storegga, qui utilisent le même niveau stratigraphique de décollement.

Les mécanismes de formation des rampes sont encore mal compris (Bull *et al.* 2009), mais elles peuvent potentiellement être dues à des changement de propriété de la surface basale de décollement, ou de la masse transportée, ou d'une combinaison des deux (Frey-Martínez *et al.* 2006).

Deux rampes bordant une zone haute de la surface basale de cisaillement forment un promontoire (Figure II-12A et C) ; tandis que deux rampes bordant une zone basse de la surface basale de cisaillement forment une fosse (ou *slot*), cette-ci étant souvent orientée parallèlement au

sens de glissement (Bull *et al.* 2009) (Figure II-12B et D). Ces géométries engendrent donc une variation brutale de faciès sismique. Dans le cas où la fosse est particulièrement étroite, elle peut former un puits érosif ou *erosional pit* (Mosher and Campbell 2011).

II.2.5.4. Rainures, rails de glissement et blocs solitaires.

En ce qui concerne les glissements sous-marins, les rainures (ou « *grooves* », Bull et *al*. 2009) qui peuvent également être appelées *« furrows »* (Gee *et al.* 2006) ; sont des sillons continus dont la longueur peut atteindre plusieurs kilomètres, qui sont orientés dans la direction de la pente (Figure II-13A) et qui divergent généralement en aval (Posamentier and Kolla 2003; Gee *et al.* 2006, 2007).

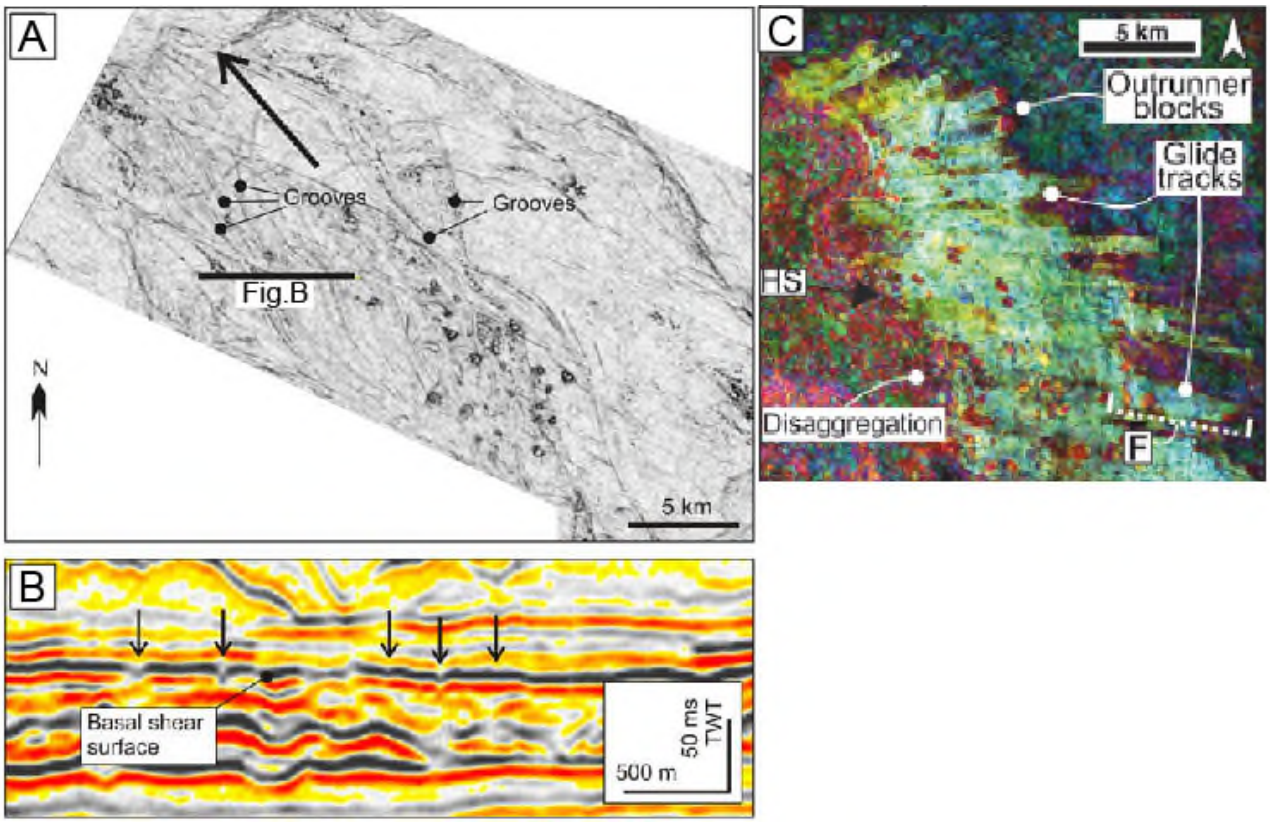


Figure II-13. Exemples de rainures, rails de glissement et blocs éjectés.

(A) Carte des pentes d'une partie de la surface basale de décollement du glissement Møre sur la marge norvégienne et qui permet l'observations de rainures, son sens de glissement est indiqué par la flèche ; et localisation de la section sismique (B) ; d'après Bull et *al.* 2009. (B) Section sismique illustrant le profil transverse des rainures basales ; d'après Bull et *al.* 2009. (C) Carte de décomposition spectrale des rails de glissements et des blocs éjectés du front « désagrégé » du glissement Halibut, bassin de la Mer du Nord ; d'après Soutter et *al*. 2018).

De plus, leur profil transverse est en forme de « V » (Posamentier and Kolla 2003) et peut être profond de plusieurs mètres (Bull *et al.* 2009) (Figure II-13B). Ces motifs résultent de l'action érosive de blocs transportés à la base d'un écoulement semblable à une coulée de débris (Posamentier and Kolla 2003; Gee *et al.* 2007). Enfin, leur visualisation est plus aisée sur les cartes d'attributs sismiques de la surface basale de cisaillement, telles que les cartes de cohérence/pente ou d'amplitude (Bull *et al.* 2009).

Les rails de glissement ou « *glide tracks*» (Nissen *et al.* 1999; Soutter *et al.* 2018) ou « *striations* » (Bull *et al.* 2009) sont semblables aux rainures mais sont plus larges (Figure II-13C), possèdent un profil transverse à fond plat et ne présentent pas de divergence en aval (Gee *et al.* 2005, 2006). Elles résultent aussi de l'action érosive de blocs durant leur transport (Gee *et al.* 2005) ; mais qui sont appelés *outrunner blocks* car ils proviennent d'arrachements situés au front du glissement, et progressent individuellement en aval de ce dernier (Bull *et al.* 2009). Dans un cas situé sur la marge nigériane, des rails de glissement de plus de 9 km de long, de 200 m de largeur et de 15 m de profondeur ont été observées (Nissen *et al.* 1999; Gee *et al.* 2005).

II.2.5.5. Aspect « en blocs basculés » de la surface basale de cisaillement

Parmi les autres motifs qui peuvent affecter la surface basale de cisaillement d'un glissement, la plus singulière montre une déformation distribuée selon des crêtes de hautes amplitudes et des zones basses de basses amplitudes (Figure II-14A).

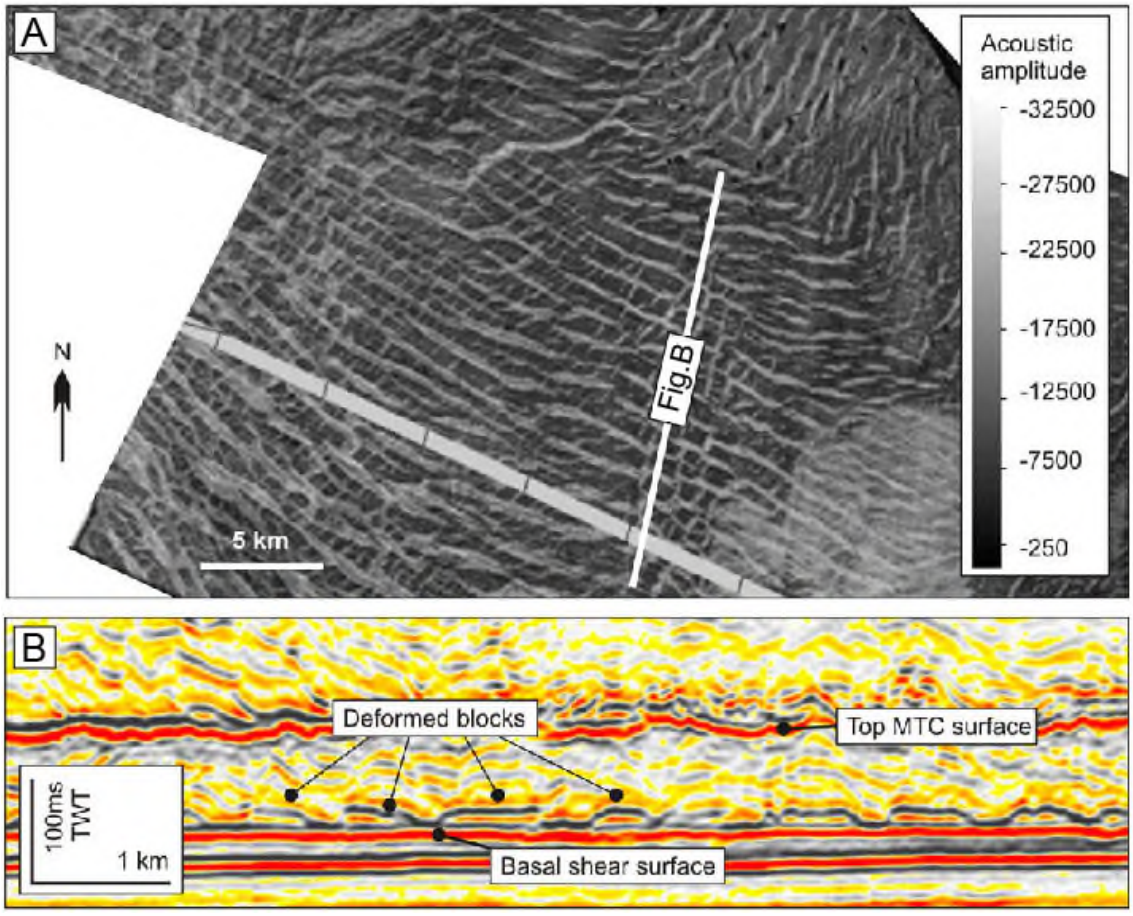


Figure II-14. (A) Carte d'amplitude et (B) section sismique illustrant la surface basale de cisaillement du glissement Tampen sur la marge norvégienne (d'après Bull et al. 2009).

L'aspect discontinu de la déformation résulte de présence de blocs basculés et déformés au sein du glissement (Evans *et al.* 1996; Huvenne *et al.* 2002; Solheim *et al.* 2005; Bull *et al.* 2009) et qui sont délimités par des failles normales de petites dimensions (Figure II-14B). Une extension à la fois parallèle et orthogonale au sens de glissement semble indiquer que ce dernier est constitué d'un matériau relativement consolidé (Prior *et al.* 1984).

II.2.5.6. Blocs transportés ou translatés et blocs préservés

Les blocs transportés ou translatés (ou « *translated blocks* », « *rafted blocks* », « *intact blocks* » (Masson *et al.* 1993; Bøe *et al.* 2000; Lastras *et al.* 2002; Homza 2004; Frey-Martínez *et al.* 2006; Gee *et al.* 2007) sont des blocs de sédiments qui ont été transportés au sein (Figure II-15A) ou au front de la masse glissée et qui sont souvent resédimentés au sein du domaine translationnel (Bull *et al.* 2009).

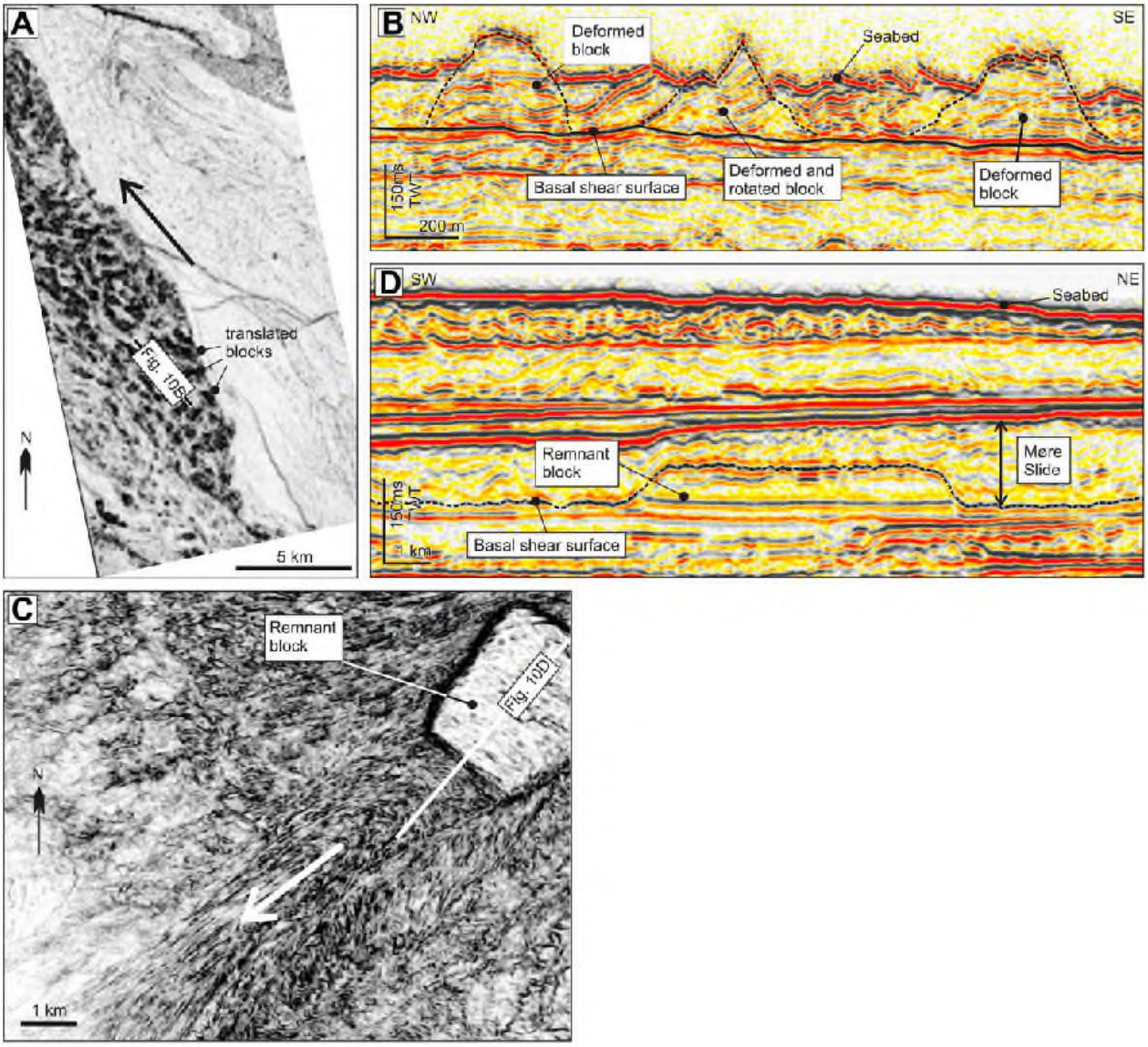


Figure II-15. Exemples de blocs translatés et préservés (d'après Bull et *al*. 2009).

(A) Carte des pentes du fond marin au sein du glissement du Storegga sur la marve norvégienne qui montre un nombre important de blocs translatés qui sont peu espacés les uns des autres ; la flèche indique le sens du glissement ; et localisation de la figure (B). (B) Section sismique à travers la zone de blocs translatés qui montre le relief positif formé par le sommet des blocs au-dessus entouré par le corps chaotique du glissement. (C) Carte de cohérence générée pour une partie du glissement Møre sur la marge norvégienne montrant un bloc préservé de plusieurs kilomètres de largeur, et localisation de la figure D. (D) Section sismique à travers le glissement Møre ainsi qu'à travers le bloc préservé qui présente une continuité stratigraphique avec la série stratifiée qui forme le sous-bassement du glissement.

Les blocs transportés montrent un faciès sismique interne qui est relativement continu et qui diffère fortement de celui chaotique du reste du corps du glissement qui l'entoure, les deux étant séparés par les flancs abrupts du bloc (Gee *et al.* 2005; Frey-Martínez *et al.* 2006; Bull *et al.* 2009) (Figure II-15B).

Même si les blocs transportés sont composés d'un matériau relativement compétent, leur déformation augmente avec la distance parcourue ou du temps de glissement (Laberg and Vorren 2000; Huvenne *et al.* 2002; Gee *et al.* 2005; Lastras *et al.* 2005; Bull *et al.* 2009).

La taille des blocs translatés varie fortement allant d'une longueur plurimétrique (Bull *et al.* 2009) à une longueur plurikilométrique et une hauteur pluri hectométrique (Vanneste *et al.* 2006; Winkelmann *et al.* 2008; Joanne *et al.* 2010).

Les blocs préservés sont constitués de la série analogue à celle glissée mais qui n'a été ni mise en mouvement, ni déformée, et qui forme ainsi des ilots au milieu de la masse glissée (Figure II-15C). Ils montrent par conséquent un faciès sismique continu comme celui de la série sédimentaire sous-jacente au glissement, mais sans surface de décollement venant les découpler mécaniquement (Frey-Martínez *et al.* 2006) (Figure II-15D). Les blocs préservés peuvent mesurer plusieurs dizaines de mètres de haut pour quelques kilomètres de long (Bull *et al.* 2009).

Enfin, des lignes de courant se forment au sommet de la masse glissée et sont situées latéralement aux blocs translatés et préservés (Figure II-15C). Elles représentent une vitesse de la masse glissée environnante qui est supérieure à celle des blocs translatés ou des blocs stationnaires (Masson *et al.* 1993; Lastras *et al.* 2005).

II.2.5.7. Plis de slump

Plusieurs types de plis sont observables au sein des glissements sous-marins, et ont été à l'origine décrits à partir d'exemples de terrain (Bull et *al*. 2009 et références citées). Le modèle classique considère qu'au sein des glissements s'étant peu déplacé, se forment initialement des plis droits par flambage, et que les glissements plus déformés suite à un transport plus conséquent voient se former des plis serrés à isoclinaux, et basculés (Farrell and Eaton 1987, 1988). Ces structures se forment suite au cisaillement simple (Escher and Watterson 1974) qui au cours du déplacement induit une rotation : (i) des plans axiaux afin de maintenir le parallélisme des surfaces basale et sommitale du glissement ; et (ii) des charnières de plis qui s'alignent alors dans la direction de la pente (Farrell and Eaton 1988). Ainsi, les plis formés au sein du domaine translationnel (Figure II-16A-B) peuvent constituer des indices sur les directions de transport et de la pente, et de potentiellement renseigner sur le degré de transport de la masse glissée (Bull *et al.* 2009). Dans le cas du glissement du Storegga, des plis dysharmoniques d'environ 2 km de longueur, 1 km de largeur et de 250 d'épaisseur ont été observés (Bull *et al.* 2009) (Figure II-16B-C).

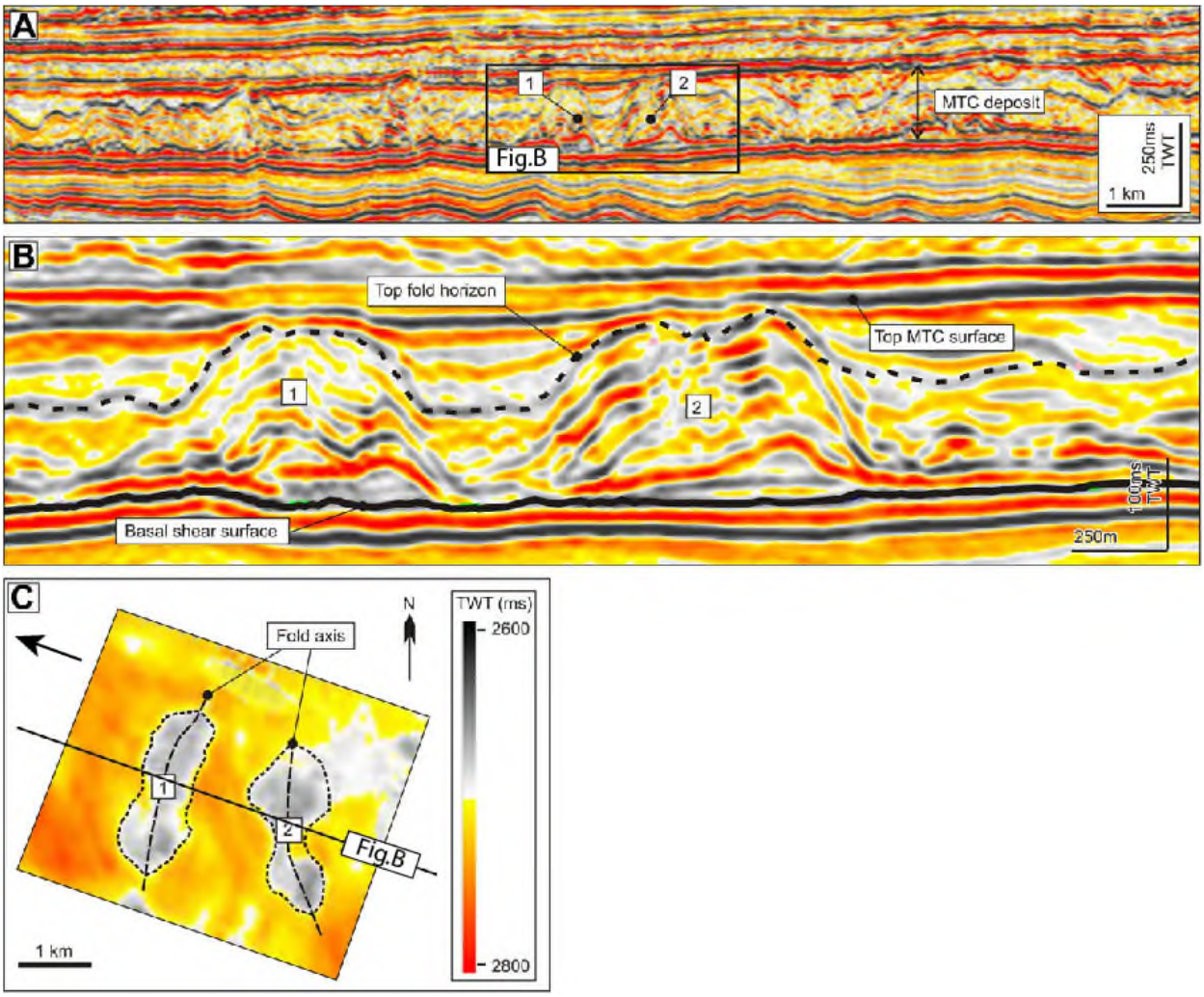


Figure II-16. Exemples de plis de slump au sein du domaine translationnel du glissement du Storegga (modifié d'après Bull et *al.* 2009).

(A) Section sismique à travers un glissement enfoui de la marge norvégienne, et localisation de la figure B. (B) Section sismique zoomée sur les plis de slump. (C) Carte d'isochrone du sommet du glissement qui montre la géométrie des plis de slump, localisation de la figure B, et sens approximatif de la pente indiqué par une flèche.

II.2.5.8. Zones longitudinales de cisaillement et fabrique de courant secondaires

Au sommet des glissements sous-marins sont communément observés des linéaments continus et orientés dans le sens de la pente (Figure II-17C), et qui se présentent souvent sous la forme d'un escarpement peu marqué (Prior *et al.* 1984; Masson *et al.* 1993) (Figure II-17D). Ils sont interprétés comme des zones longitudinales de cisaillement qui délimitent deux masses qui se sont déplacées à des vitesses ou à des périodes différentes au sein du glissement, et donc que son activité est polyphasée (Prior *et al.* 1984; Masson *et al.* 1993; Gee *et al.* 2005). De plus, elles découplent mécaniquement le glissement sur toute son épaisseur en plusieurs parties qui se présentent sous la forme de bandes (Bull *et al.* 2009) (Figure II-17D), ce qui peut également signifier que plusieurs processus sont à l'œuvre de manière synchrone durant le transport (Prior *et al.* 1984).

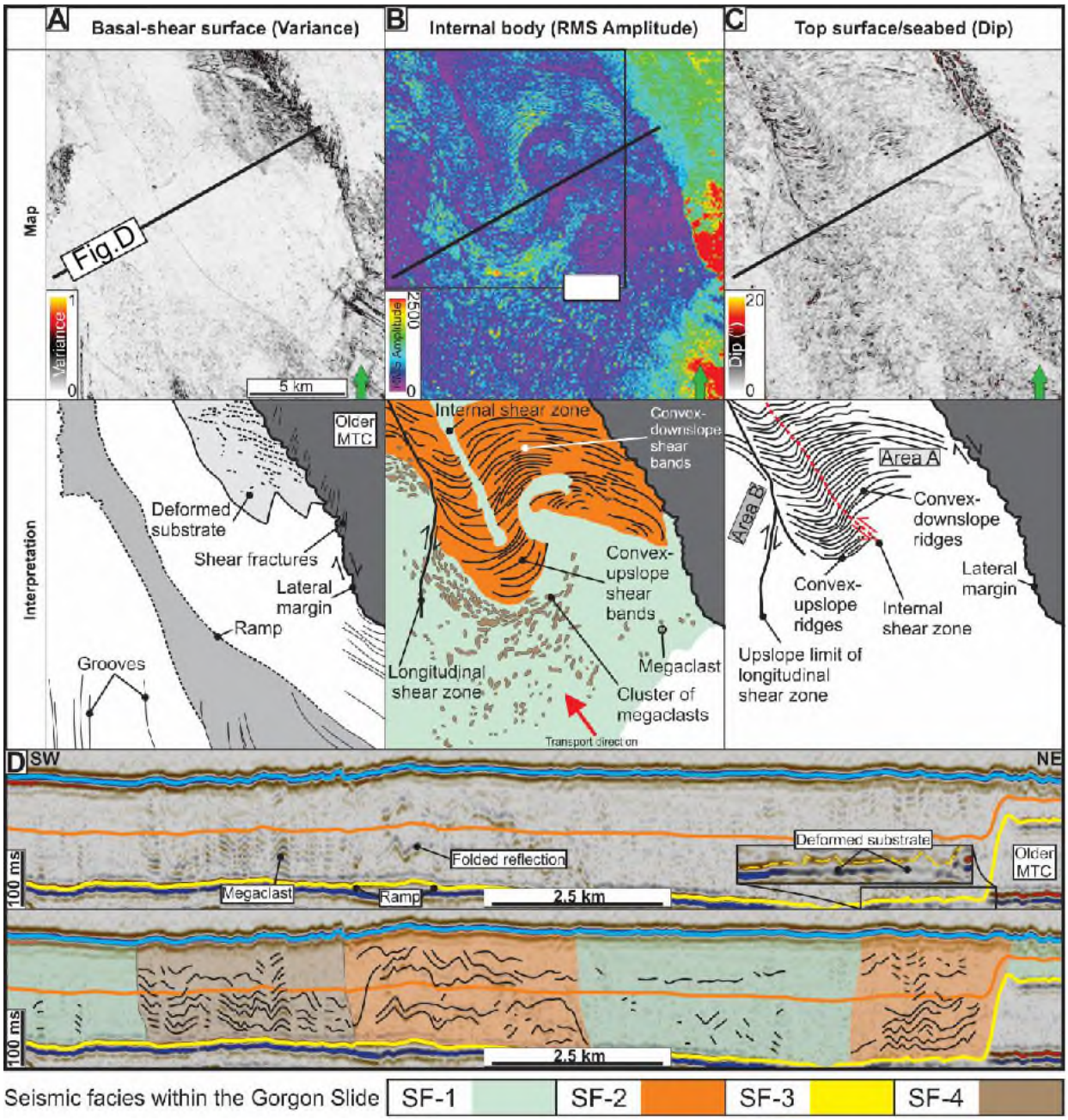


Figure II-17. Différentes cartes d'attributs sismiques et vue en section des zones de déformation longitudinales au sein du glissement Gorgon sur la marge nord-ouest de l'Australie (d'après Nugraha *et al.* 2020).

(A) Carte de variance au niveau de la surface basale de cisaillement, et localisation de la figure D. (B) Carte d'amplitude moyenne au sein du glissement, et localisation de la figure D. (C) Carte des pentes de la surface sommitale du glissement, et localisation de la figure D. (D) Section sismique vierge et interprété, transversale au glissement et aux zones longitudinales de cisaillement. L'horizon interprété en jaune est la surface basale de cisaillement qui est illustrée en figure A ; l'horizon interprété en bleu est celui interne au glissement qui est illustré en figure B; l'horizon interprété en bleu est la surface sommitale du glissement qui est illustrée en figure C. Il faut noter les changements de faciès sismiques de part et d'autre des zones longitudinales de cisaillement, ainsi que les petits escarpements qu'elles induisent en surface du glissement.

Bull et *al*. (2009) considèrent les zones longitudinales de cisaillement comme des fabriques de courant primaires, car elles peuvent recouper voire complètement altérer des fluctuations de petites dimensions induites par le courant (Masson *et al.* 1993). Ces dernières sont ainsi nommées fabriques secondaires (ou « *secondary flow fabrics* »), et consistent en des linéations ou des courbures qui sont discontinues (Bull *et al.* 2009) (Figure II-17B-C), dont l'amplitude verticale est inférieure au mètre et qui sont généralement associées à des obstacles tels que des blocs translatés ou préservés (Figure II-15C), ou des variations topographiques ou de texture de la surface basale de cisaillement (Masson *et al.* 1993).

II.2.6. Domaine compressif

Le domaine compressif forme la partie distale du glissement ainsi que sa partie la plus frontale (Prior *et al.* 1984; Bull *et al.* 2009) (Figure II-6), et cette dernière possède souvent une morphologie convexe orientée dans le sens de la pente (Prior *et al.* 1984; Frey Martinez *et al.* 2005). Les indicateurs cinématiques qu'elle contient sont les rides de compression et les systèmes de plis et chevauchements (Prior *et al.* 1984; Frey Martinez *et al.* 2005; Frey-Martínez *et al.* 2006; Bull *et al.* 2009).

II.2.6.1. Rides de compression

Les rides de compression ou *pressure ridges* sont des rides continues de forme linéaire ou arquée, au relief positif, qui sont parallèles à sub-parallèles entre elles, et qui sont orientées perpendiculairement au sens principal de glissement (Prior *et al.* 1984; Masson *et al.* 1993; Martinsen 1994; Bøe *et al.* 2000; Laberg and Vorren 2000; Posamentier and Kolla 2003; Frey-Martínez *et al.* 2006; Lastras *et al.* 2006; Moscardelli *et al.* 2006) (Figure II-18) ; et le long duquel s'oriente la contrainte compressive maximale induite et qui résulte de la gravité (Frey-Martínez *et al.* 2006; Lastras *et al.* 2006). Elles sont interprétées comme le résultat de failles inverses d'extension et de rejet limités (Bull *et al.* 2009). Des glissements épisodiques peuvent en être la cause (Prior *et al.* 1984; Lucente and Pini 2003). Il est également supposé que la résistance des sédiments sous-jacents non déformés puisse également être la cause de leur formation (Prior *et al.* 1984). De plus, elles peuvent se former au sein d'écoulement cohésifs tels que les coulées de débris (Posamentier and Kolla 2003).

Leur forme arquée ou lobée, avec la face convexe orientée dans le sens de la pente (Figure II-18), signifie que la partie concernée du glissement est libre de s'épandre de manière non confinée (Prior *et al.* 1984; Lucente and Pini 2003; Frey-Martínez *et al.* 2006). Elles sont généralement limitées au domaine compressif du glissement mais peuvent aussi être générées en cas d'obstacle à l'écoulement ou de variations topographiques de la surface basale de cisaillement (Masson *et al.* 1993; Posamentier *et al.* 2011). Sur les flancs du front du glissement et en fonction de sa position par rapport à l'axe central, la réorientation de la contrainte compressive maximale peut notamment

induire différents taux de déplacement, et donc des changements d'orientation des rides de compression (Frey-Martínez *et al.* 2006).

Dans certains cas, leur hauteur peut se limiter à une dizaine de mètres ce qui est inférieur à la résolution verticale sismique, et les rend alors uniquement détectable grâce à des cartes d'attributs sismiques (amplitude ou pente) ou par la génération de volumes de cohérence (Bull *et al.* 2009).

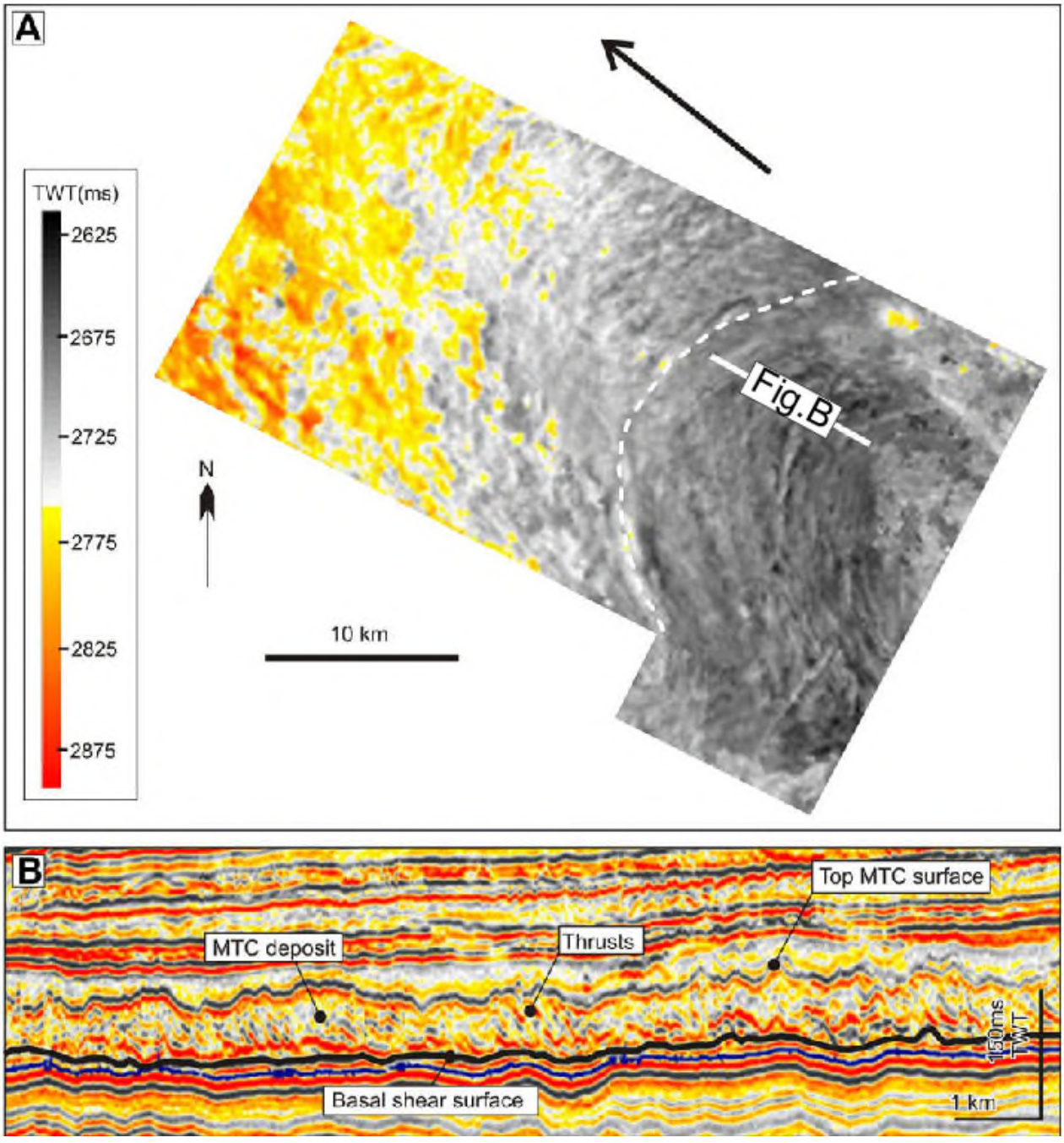


Figure II-18. Exemple rides de compression provenant d'un des glissements sous-marins de la marge norvégienne (d'après Bull et al. 2006). (A) Carte d'amplitude moyenne, la flèche indique le sens moyen de glissement. (B) ligne sismique qui recoupe les rides de compression.

II.2.6.2. Systèmes de plis et de chevauchements, et types de front compressif

Les systèmes de plis et de chevauchements sont communément décrits dans la partie frontale des glissements sous-marins (Lewis 1971; Martinsen 1989; Trincardi and Argnani 1990; Frey-

Martínez *et al.* 2006). Les chevauchements affectent typiquement toute l'épaisseur de la série glissée, et viennent s'ancrer sur la surface basale de cisaillement qui leur sert de niveau de détachement (Bull *et al.* 2009). Pour les cas étudiés dans le bassin du Levant, l'angle moyen des rampes de chevauchement est de l'ordre de 9 à 22°, pour une longueur d'onde moyenne allant de 550 à 1200 m et un déplacement individuel supérieur à 60 m (Huvenne *et al.* 2002; Frey-Martínez *et al.* 2006). Dans les cas les plus imposants, **les systèmes de plis et de chevauchement peuvent affecter une épaisseur de série allant jusqu'à 500 m** (Gafeira *et al.* 2007) et former des chevauchements d'extension allant jusqu'à la vingtaine de kilomètres (Bull *et al.* 2009), ce qui les place à la même échelle que certains chevauchements d'origine tectonique (Bull *et al.* 2009).

Dans le cas d'un glissement frontalement confiné, la formation de ces systèmes compressifs est typiquement marquée par la présence d'une rampe frontale à la géométrie abrupte ainsi que d'un front compressif au sommet convexe localisé à proximité de la rampe (Figure II-19). Le glissement a un effet bulldozer vis-à-vis de la pente, et le mouvement est freiné lorsque la contrainte appliquée par la masse du glissement devient inférieure à la résistance des couches en place situées en aval (Frey-Martínez *et al.* 2006).

Les glissements au front non-confiné quant à eux se déplacent librement sur le fond marin au-dessus de strates non affectées par quelconque déformation (Figure II-20), et peuvent évoluer librement en coulées de débris ou en courants de turbidité (Frey-Martínez *et al.* 2006).

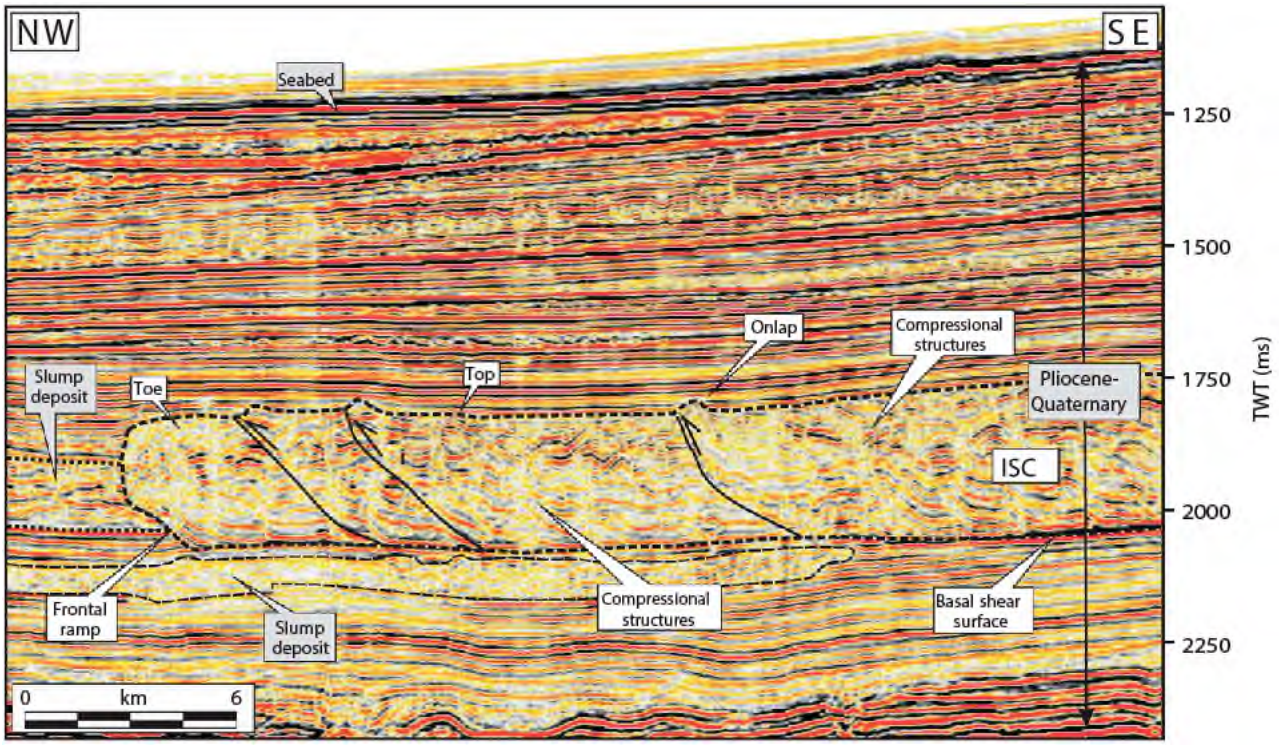


Figure II-19. Ligne sismique qui illustre un exemple de de glissement sous-marin au front compressif confiné (d'après Frey-Martinez et *al.* 2006).

.



Figure II-20. Ligne sismique qui illustre un exemple de glissement sous-marin au front compressif non confiné (d'après Frey-Martinez et *al*. 2006).

La différence de géométrie et de comportement entre ces deux types de fronts compressifs réside dans la position de leur centre de gravité, elle-même fonction la profondeur du détachement, de sa longueur et de l'inclinaison de la pente (Frey-Martínez *et al.* 2006)

Ainsi sous des conditions identiques et pour une longueur donnée, une profondeur plus importante d'enracinement favorise d'avantage l'apparition de glissements au front confiné (Frey-Martínez *et al.* 2006).

Enfin, les blocs en *pop-up* sont des structures communément associées à aux systèmes de plis et de chevauchements (Figure II-21), et qui dans le cas du glissement du Storegga possèdent d'une longueur d'onde dépassant le kilomètre et sont formées par deux failles inverses à vergence opposée, et d'inclinaison supérieure à 40°, pour un déplacement vertical moyen d'environ 65 m à partir d'un niveau de détachement commun (Bull *et al.* 2009).

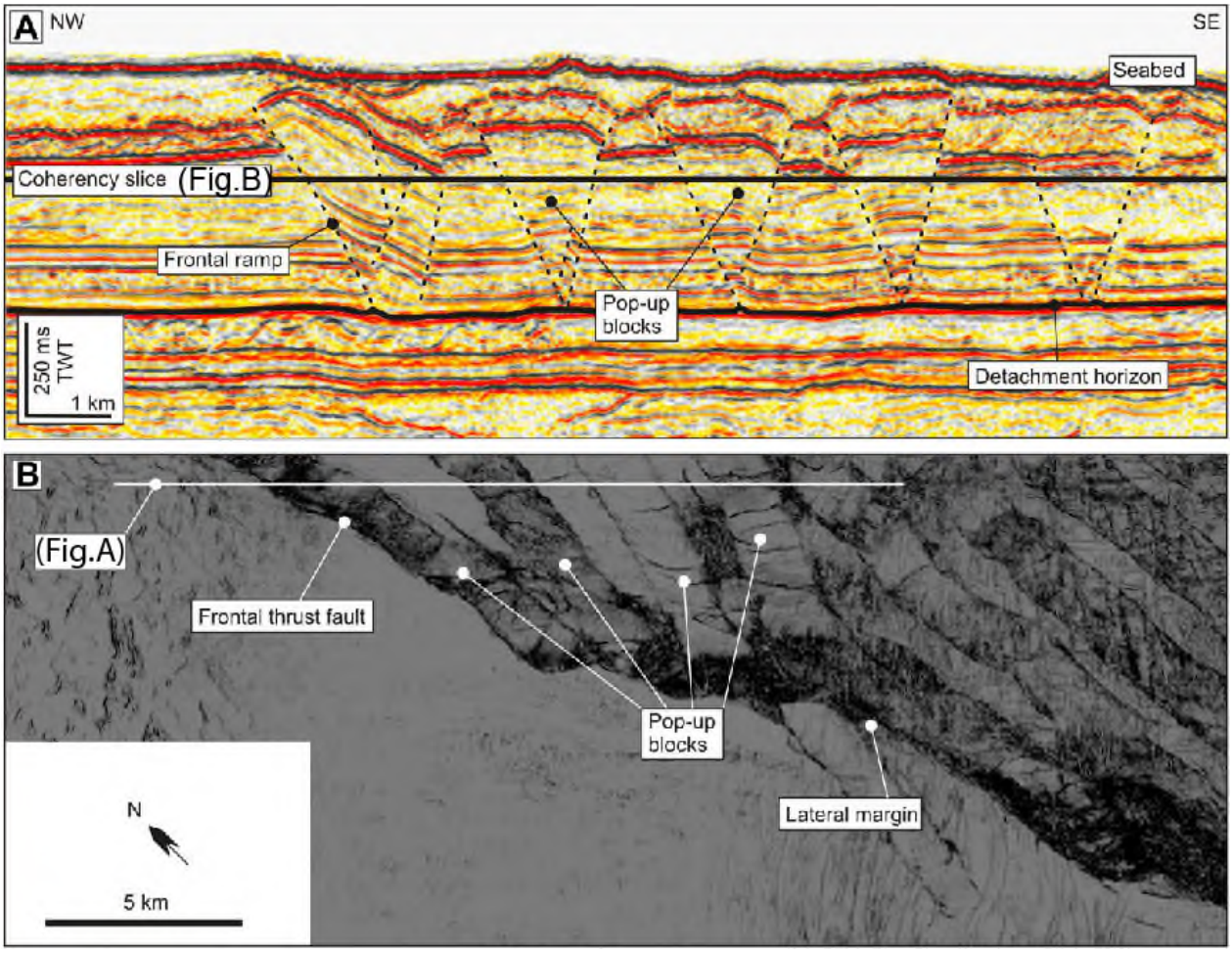


Figure II-21. Exemple en coupe (A) et en carte (B) de systèmes de plis et de chevauchement provenant de la partie frontale méridionale du glissement du Storegga, et présentant des blocs en *pop-up* (d'après Bull et *al*. 2009).

(A) Les failles délimitent des blocs en *pop-up* régulièrement espacés (distance moyenne de 1,43 km). Elles fonctionnent par paire de vergence opposée, possèdent une inclinaison supérieure à 40° et un déplacement supérieur à 65 m, et sont encrées sur un horizon commun. (B) Section horizontale à travers un volume de cohérence (localisation illustrée en figure A). Les linéaments d'orientation N-S sont les failles qui bordent les blocs en *pop-up*.

II.2.7. Synthèse des indicateurs cinématiques et de leurs caractéristiques

Le diagramme illustré en Figure II-22 résume les différentes caractéristiques des indicateurs cinématiques appartenant aux trois domaines structuraux des glissements sous-marins, et qui sont majoritairement compris au sein du domaine translationnel.

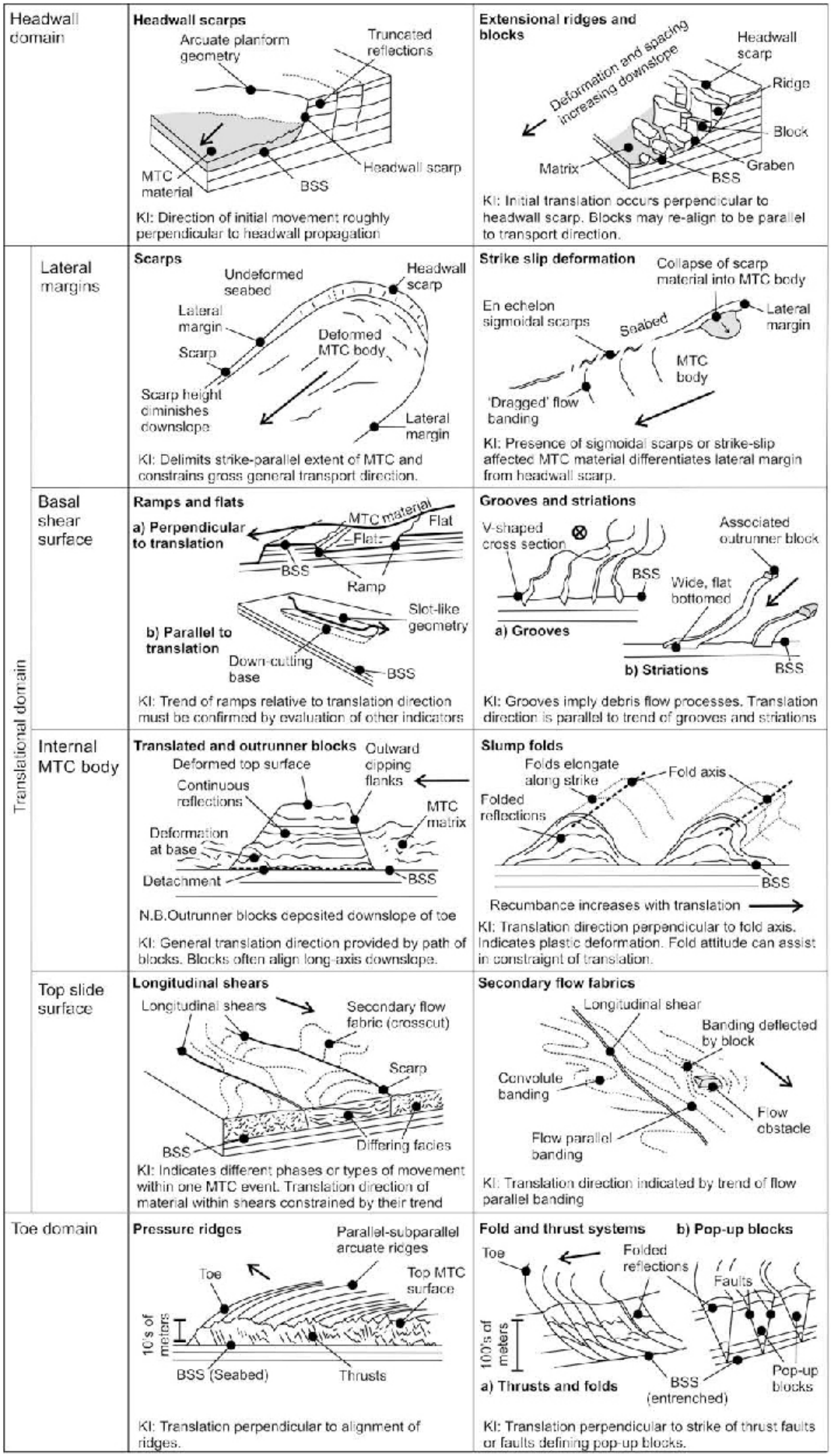


Figure II-22. Diagramme synthétique des différents indicateurs cinématiques appartenant aux glissements sous-marins (d'après Bull et *al*. 2009).

CHAPITRE III. LES CANYONS SOUS-MARINS

Les canyons sous-marins sont communément décrits comme des conduits érosifs aux flancs échelonnés, et permettent le transport des particules depuis les plates-formes continentales vers les plaines abyssales (Menard 1955 ; Shepard 1981; Normark and Carlson 2003). Néanmoins, certains systèmes se développent en condition de sédimentation nette et s'approfondissent grâce à leur caractère aggradant (Goff 2001; Jobe *et al.* 2011; Amblas *et al.* 2012; Soulet *et al.* 2016). Par ailleurs, canyons incisent la plupart des marges continentales des mers et des océans à travers le monde (Shepard and Dill 1966; Shepard 1972; Harris and Whiteway 2011). La première section de ce chapitre permet de constituer une revue des différents types de canyons sous-marins, ainsi que de leurs différents composants morphologiques. Dans la seconde section de ce chapitre, les périodes de formation et de comblement des canyons seront précisées au sein du modèle théorique de la stratigraphie séquentielle. Elle fera également l'inventaire exhaustif des processus responsables de la formation de ces objets géologiques remarquables, mais aussi du contrôle morphologique que certains exercent durant l'évolution des canyons. Parmi ces facteurs, le contrôle structural syn-sédimentaire a été particulièrement détaillé, et servira de référence pour les Parties II, III et IV de ce mémoire. Ceci s'appuiera notamment sur des exemples actuels et anciens issus de contextes géologiques variés.

III.1. DÉFINITIONS ET CRITÈRES MORPHOLOGIQUES

III.1.1. Canyon versus « gully »

Un canyon sous-marin est une structure géomorphologique en dépression et de nature érosive ou constructive, dont l'incision peut s'étendre du plateau continental interne jusqu'au pied de la marge, en domaine abyssal. Les flancs des canyons sous-marins sont étagés, et les dimensions des canyons varient en largeur entre plusieurs centaines de mètres et plusieurs kilomètres ; et en amplitude verticale entre plusieurs dizaines de mètres et plusieurs kilomètres (Pratson *et al.*, 2007). Le relief formé par l'incision du canyon est le plus important dans les parties supérieure et médiane de la pente continentale (Pratson *et al.*, 2007).

Un canyon diffère d'une ravine ou d'un « gully » à la fois en termes d'échelle et de processus de formation. Amblas *et al.* (2018) définissent morphologiquement le « gully » de manière similaire aux ravines aériennes décrites par Neuendorf *et al.* (2005), à savoir qu'il s'agit d'une morphologie de petite échelle (longueur < 10 km), souvent linéaire, de premier ordre (sans chenal tributaire) et à chenal confiné, et généralement dotée d'une profondeur d'incision de quelques dizaines de mètres. De plus, les « gullies » sont des cicatrices morphologiques fréquentes sur les flancs des canyons sous-marins (Amblas *et al.*, 2018 ; Figure III-1).

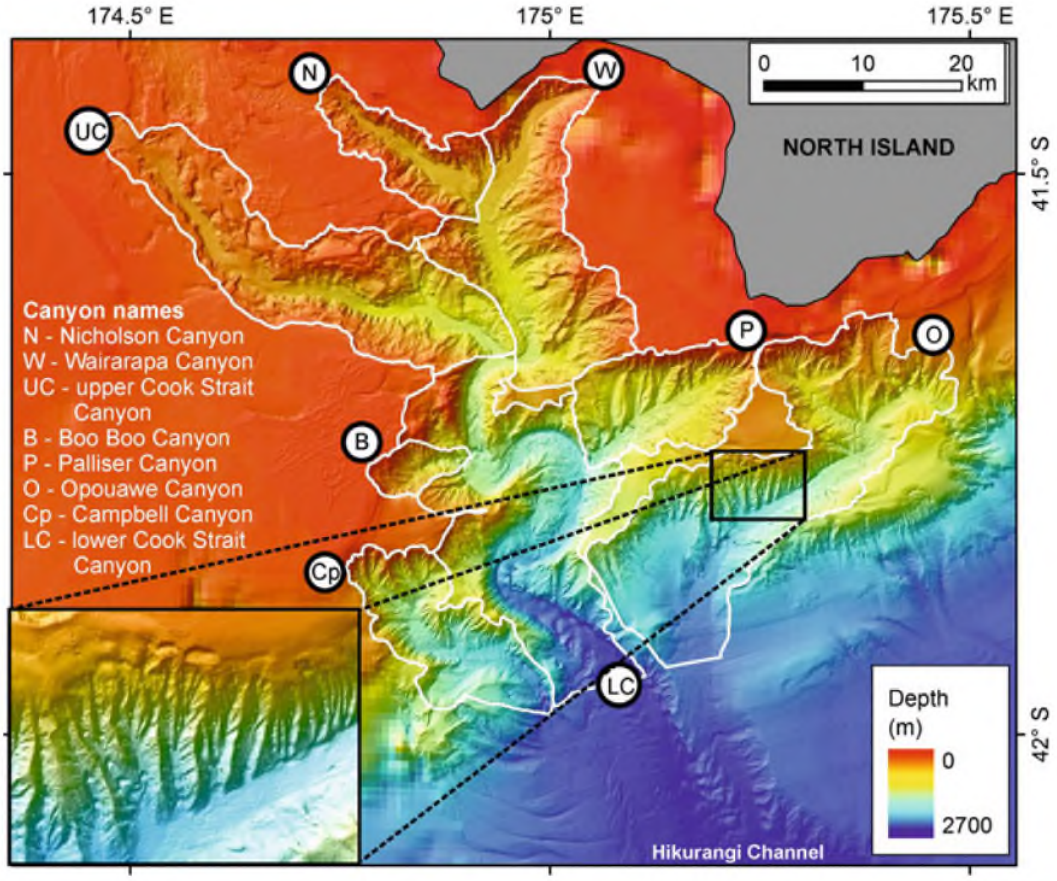


Figure III-1. Le Cook Strait Canyon et ses canyons tributaires (Nouvelle Zélande), et comparaison de morphologie et d'échelle entre le Opouawe Canyon et ses « gullies » (d'après Amblas *et al.,* 2018 ; adapté d'après Micallef et *al.* 2014).

III.1.2. Les canyons sous-marins : généralités

Les canyons sous-marins sont morphologiquement similaires aux grands canyons subaériens incisés par les rivières, et ce sur plusieurs points :

(i) leur profil en section transversale est généralement en forme de « V » (Shepard, 1977) ;

(ii) leur profil longitudinal peut être concave (Pratson *et al.*, 2007) ;

(iii) ils constituent des réseaux de drainage par la convergence de tributaires (Figure III-2), ce qui permet le captage des sédiments sur la marge continentale sur de vastes étendues, afin d'assurer le transit des particules jusqu'au pied de pente continentale (Pratson, 1993).

La similitude frappante entre les canyons sous-marins et subaériens implique potentiellement des processus similaires responsables de leur évolution, menant alors à de nombreuses recherches dans celle des canyons sous-marins, qui est à ce jour encore débattue (Pratson *et al.,* 2007).

Un canyon possède une incision axiale dont la trajectoire est variable au sein de la une vallée majeure. Elle peut être méandriforme (Von der Borch *et al.,* 1985). Il convient alors d'appeler les morphologies associées des méandres (Amblas *et al.,* 2018). Pratson et al. (2007) observent que les vallées sous-marines les plus profondes sont souvent linéaires. Le tracé d'un canyon peut également être doté de changements abrupts de direction et former des coudes (Figure III-3), ce qui est

généralement causé par une structuration par failles (Song *et al.,* 2000). Les canyons sous-marins montrent souvent une convergence avec des canyons tributaires, qui se produit alors au niveau de leur cours supérieur ou inférieur (Amblas *et al.,* 2018; Figure III-2). De plus, le thalweg d'un canyon est communément bordé d'une ou plusieurs terrasses (Gaudin *et al.,* 2006; Paull *et al.,* 2013; Amblas *et al.,* 2018), voire de levées confinées (Soulet *et al.* 2016) ce qui peut correspondre à un stade de remplissage précoce voire avancé (Tournadour et *al*. 2017).

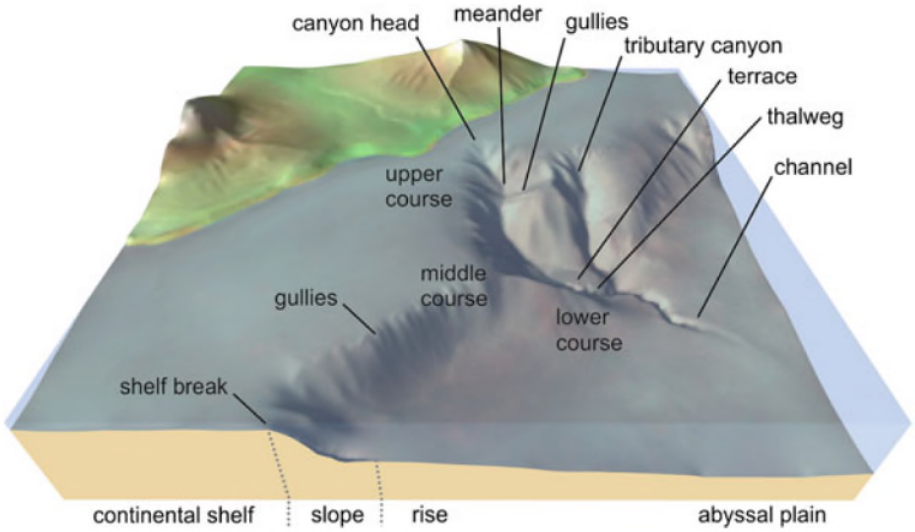


Figure III-2. Physiographie typique d'un canyon mature (d'après Amblas *et al.,* 2018).

III.1.3. Les différents types de canyons

De l'amont vers l'aval, un canyon sous-marin est généralement constitué de quatre parties (Pratson *et al.,* 2007):

(i) **La tête** (« canyon head ») (Figure III-2);

(ii) **Le cours supérieur** (« upper course ») (Figure III-2);

(iii) **Le cours intermédiaire** (« middle course ») (Figure III-2); le cours supérieur et le cours intermédiaire forment le corps du canyon (Figure III-3).

(iv) **L'embouchure** ou **le cours inférieur** (« lower course ») (Figure III-2) ;

Il est possible qu'une ou plusieurs de ces composantes soi(en)t absente(s).

À partir d'une étude globale sur les grands canyons sous-marins, Harris and Whiteway (2011) ont établis une classification des canyons sous trois types différents :

Type 1 : canyon qui incise la plate-forme et associé à un système fluviatile ;

Type 2 : canyon qui incise la plate-forme (Figure III-3) ;

Type 3 : canyon aveugle « blind » ou sans tête « headless », confiné à la pente continentale (Figure III-3).

Pour Orange & Breen (1992), McAdoo *et al.* (1997) et Harris and Whiteway (2011), les canyons **confinés** sur la pente sont **aveugles** car **dépourvus de tête**, et le terme de **tête ne correspond qu'à la partie du canyon qui incise le plateau continental ou le haut de la pente continentale**.

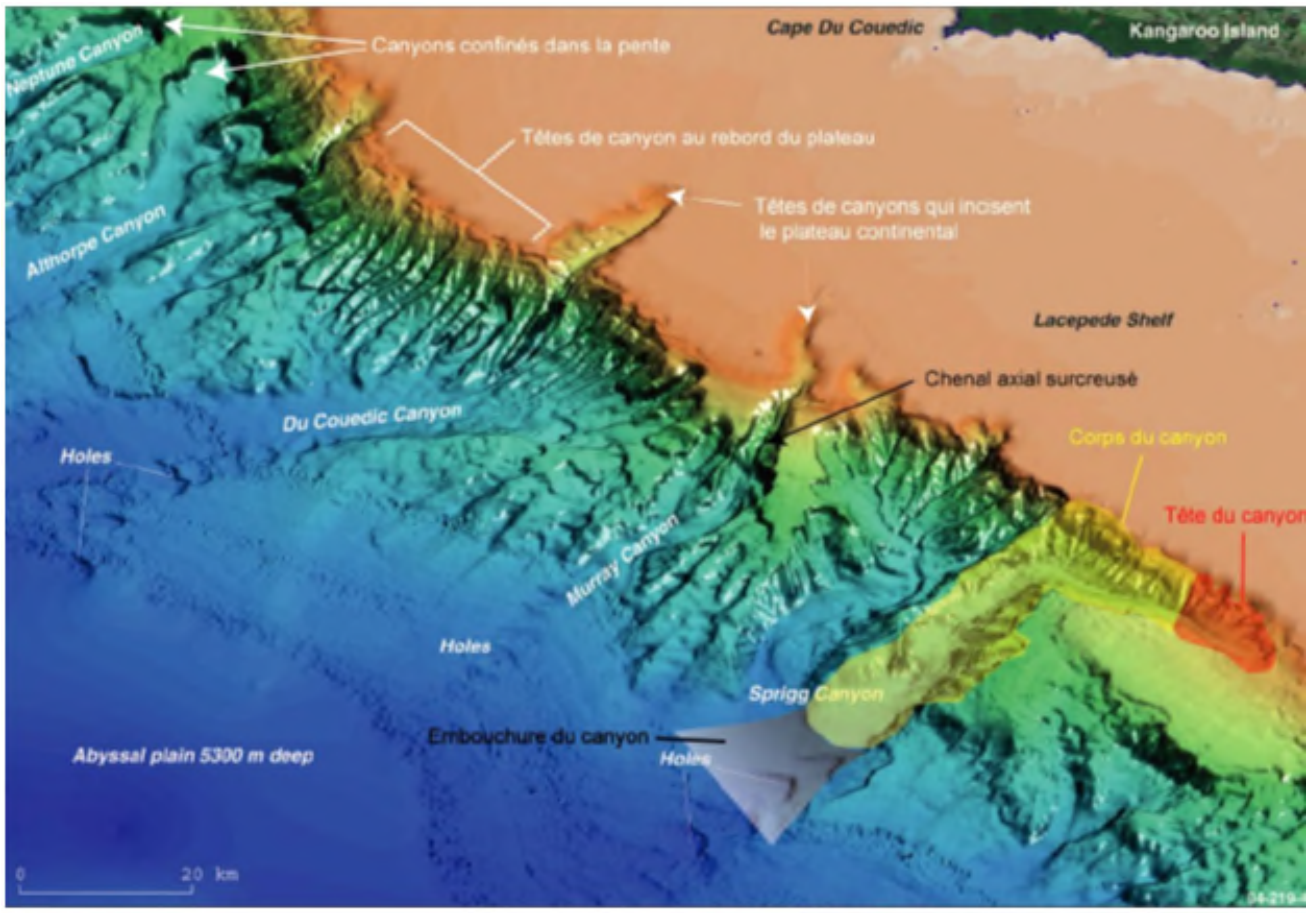


Figure III-3. Carte bathymétrique en 3D de la marge sud-est de l'Australie montrant des canyons sous-marins confinés et matures, ainsi que leur morphologie (d'après Gaudin 2006; modifié d'après Hill *et al.*, 2005).

III.1.4. La tête de canyon

L'entrée dans le canyon est définie par une brusque augmentation locale de la pente par rapport à la pente régionale du bassin, notamment celle de la plate-forme. En effet, de nombreuses études du profil longitudinal des canyons montrent que la tête possède une pente plus forte que le reste du canyon, et peut dépasser la dizaine de degrés, mais néanmoins sa longueur n'excède pas la dizaine de kilomètres (Yu & Jiunn Chenn Lu, 1995; Lewis & Barnes, 1999; Babonneau *et al.*, 2002; Popescu *et al.*, 2004; Baztan *et al.*, 2005; Mitchell, 2005; Antobreh & Krastel, 2006). Sa morphologie est généralement un amphithéâtre de largeur hectométrique à plurikilométrique, mais peut également être variable : ramifiée, parfois dendritique, et parfois même absente du système. Elle peut se situer :

(i) À proximité du trait de côte actuel (Figure III-4), avec des profondeurs d'eau inférieures à 50 m, proche de l'embouchure d'un fleuve voire directement connectée (Twichell and Roberts 1982 ; Farre *et al.*, 1983; Cirac *et al.*, 2000 ; Burger *et al.*, 2001).

(ii) à la rupture de pente de la plate-forme, entre 90 et 200 m de profondeur, voire à 500 m de profondeur en contexte de marge glaciaire, comme en Antarctique (Donda *et al.*, 2003; Amblas *et al.*, 2018);

(iii) isolée sur la pente continentale et sans lien apparent avec le système amont (Gaudin, 2006).



Figure III-4. Tête du canyon de Cirò (Calabre, Italie) localisée à seulement quelques dizaines de mètres de la marina (d'après Amblas et *al*. 2018).

III.1.5. Le corps du canyon : cours supérieur et intermédiaire

Les canyons dotés d'un cours supérieur sont ceux de taille importante, parmi lesquels sont différenciables deux variantes :

(i) La majorité des canyons s'étendent de la plate-forme au bassin ; ils sont souvent imposants et peuvent avoir une section transversale en forme de « V » ou de « U » (Mountain, 1987) ;

(ii) Les canyons plus imposants sont ceux qui s'enracinent dans la rupture de pente continentale, particulièrement ceux qui sont ou qui étaient à une époque connectés à un système fluviatile (Twichell & Roberts, 1982; Farre *et al.,* 1983) ; parmi eux prédominent les canyons dont la section transversale est en forme de « V » (Pratson *et al.,* 2007).

En opposition aux cas précédents, les canyons les plus modestes sont dépourvus de cours supérieur et s'ancrent alors dans la pente continentale médiane. Ce sont les canyons généralement les plus étroits et ceux qui incisent le moins leur substratum, et qui montrent communément une section transversale en forme de « U » (Pratson *et al.,* 2007).

Le corps du canyon est globalement parallèle à l'inclinaison de la pente continentale et marque une incision étroite et profonde, pouvant atteindre un millier de mètres, et dont la vallée peut avoir une forme en « V » ou en « U ». Les flancs sont escarpés avec une pente moyenne de 25°, pour une variation de pente comprise entre 10° et 45°. Le corps représente le segment le plus long du canyon, et peut atteindre plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres de long (Yu & Jiunn Chenn Lu, 1995; Lewis & Barnes, 1999; Babonneau *et al.*, 2002; Popescu *et al.*, 2004; Baztan *et al.*, 2005; Mitchell, 2005; Antobreh & Krastel, 2006).

III.1.6. L'embouchure ou le cours inférieur

Le canyon se termine par son embouchure, caractérisée par une forte diminution de la hauteur des flancs, et qui peut éventuellement déboucher sur un système de chenal-levées ou de lobes turbiditiques (Amblas et *al*. 2018).

III.1.7. La morphologie en festons

Une morphologie typique des canyons sous-marins est celle en festons (ou « arcuate scarp » / « re-entrant ») (Paull et *al*. 2013, Soulet et *al*. 2016, Tournadour et *al*. 2017). Les festons sont des cicatrices d'arrachement en arc de cercle, ou en amphithéâtre, et sont diagnostiques de l'érosion régressive opérant lors de l'évolution morphologique des canyons sous-marins. De plus, cette morphologie caractéristique est observée autant dans l'actuel, que dans l'ancien, comme le révèlent les cubes sismiques 3D (Figure III-5).

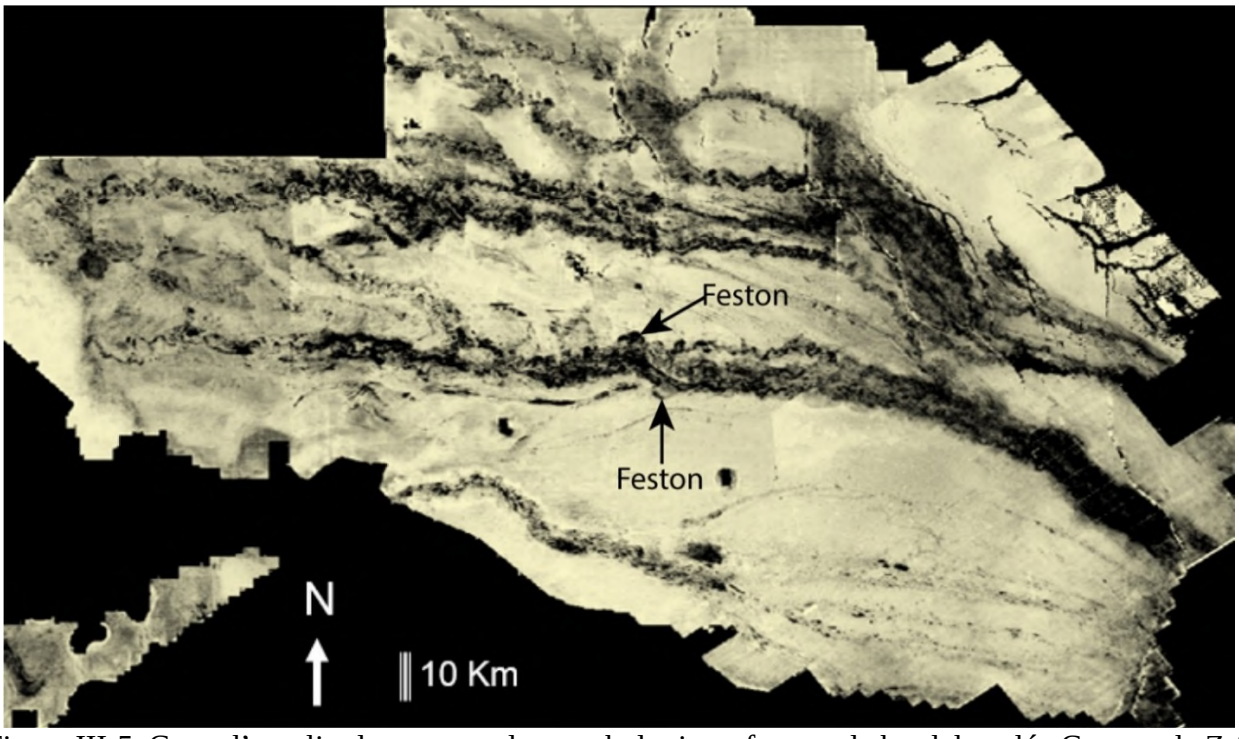


Figure III-5. Carte d'amplitude montrant la morphologie en festons du bord du paléo Canyon du Zaïre durant le Miocène (image Total Energies).

Une étude morphologique à haute résolution du canyon de La Jolla en Californie du Sud menée par Paull *et al.* (2013) (Figure III-6) montre que les festons (ou « arcuate scarps » / AS) se situent dans de nombreuses parties des canyons, et peuvent dépasser la centaine de mètres de largeur. Les festons peuvent être observés (Figure III-6) ;

(i) Sur le bord du chenal axial (Figure III-6), pouvant ainsi délimiter le bord interne des terrasses basses ;

(ii) Sur le bord externe des terrasses basses (Figure III-6) ;

(iii) Sur le bord externe des terrasses et des levées les plus hautes, et/ou ancrés sur la partie externe de la vallée, contribuant ainsi à la morphologie en chou-fleur de la vallée sous-marine (Figure III-6).

(iv) Le long du thalweg du chenal principal, formant alors des marches arquées orientées vers l'aval (ou « DCFS » / « distinctive canyon floor arcuate scrap ») (Figure III-6), pouvant donner des géométries resserrées ressemblant à des ravines (Figure III-6) ou plus évasées et sous forme d'amphithéâtre comme dans le cas des festons présents dans les autres parties du canyon, et énumérées dans trois les points précédents.

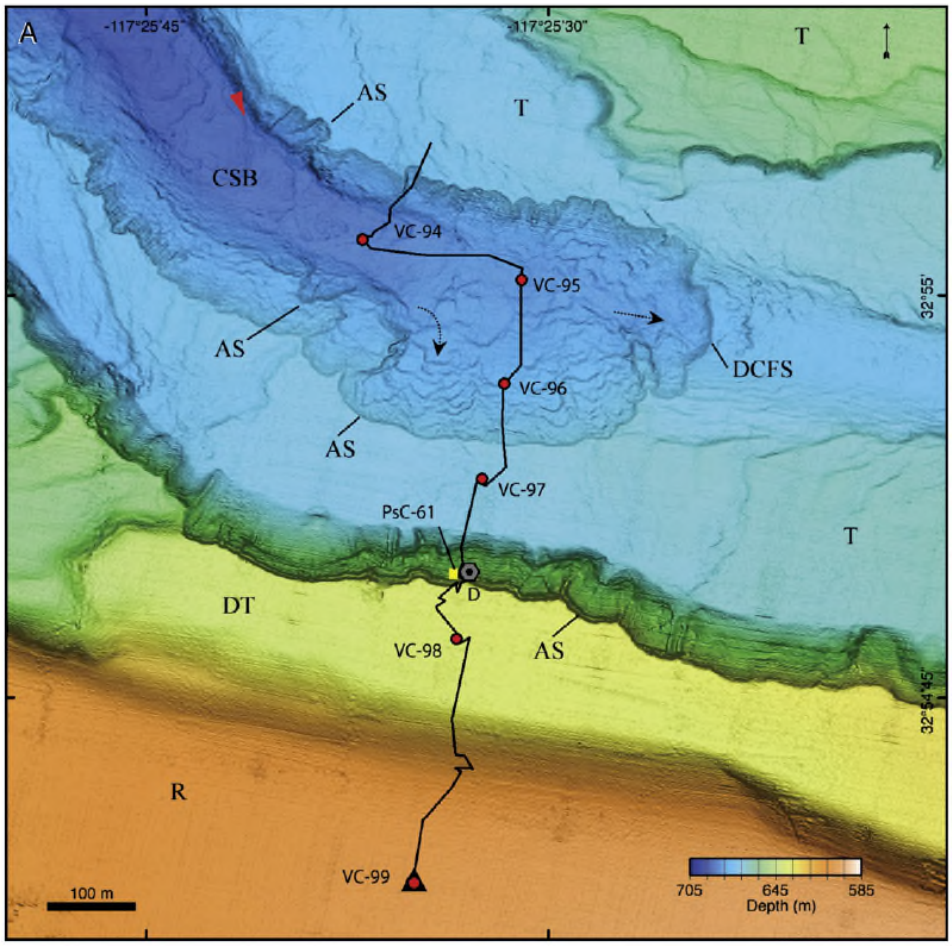


Figure III-6. Morphologies du flanc et du thalweg du Canyon de La Jolla, Californie du Sud (d'après Paull et *al.* 2013). AS, arcuate scarp ; CSB, crescent shaped bedforms ; DCFS, distinctive canyon floor arcuate scarp ; DT, hemipelagic sediment-draped terrace, T, terrace.

IV.1.8. Les terrasses de canyons

Les terrasses sont des morphologies communément observables dans les canyons sous-marins. Elles peuvent posséder des bords à géométries variables (Gaudin *et al.*, 2006); se situer à différents niveaux sur les flancs du canyon (Paull *et al.*, 2013) ; et sans forcément se présenter sous forme de paires (Paull *et al.*, 2013) comme ce qui s'observe sur les flancs des chenaux fluviatiles (Van den Berg & Van Hoof, 2001; Wegmann & Pazzaglia, 2009).

Dans le cas du canyon de La Jolla, les cartes de gradient de pente établies par Paull *et al.* (2013) montrent que les terrasses peuvent être couvertes de marches de faible hauteur, inférieure au mètre, particulièrement sur les terrasses les plus basses (Figure III-6). Selon les auteurs, elles sont dues à l'érosion de strates sub-horizontales. Les terrasses situées dans des niveaux plus hauts du canyon sont quant à elles relativement plates, ce qui suggère qu'elles sont drapées d'une couche plus épaisse de sédiments (Figure III-6). Lorsque le flanc extérieur de la terrasse est constitué par de nombreuses de cicatrices d'arrachement arquées (Figure III-6), il n'y a pas de cône de débris qui repose sur la terrasse, ce qui marque une transition abrupte entre la terrasse et le mur du canyon (Paull *et al.*, 2013).

Au sein du canyon de Capbreton Gaudin et *al.* 2006 mettent en évidence quatre types de morphologie de bord de terrasse (Figure III-7):

T1 : en sabot (« horseshoe ») ;

T2 : hémisphérique ;

T3 : allongée et arrondie ;

T4 : allongée.

Leurs caractéristiques morphologiques sont résumées dans le Tableau III-1.

Tableau III-1. Caractéristiques morphologiques des différents types de terrasses au sein du canyon de Capbreton (d'après Gaudin et *al.* 2006).

	Morphologie	**Longueur**	**Largeur**	**h au-dessus du thalweg**
T1	Haut topographique allongé et arrondi délimité par un bord interne plat et arqué.	0,5 à 2 km	0,5 à 1 km	Quelques 10 m à x 100 m
T2	Arquée. Les T2 d'altitude intermédiaire à haute possèdent également un relief plus haut de quelques m au corps principal de la T2.	0,5 –à 2 km	0,5 à 2 km	x 10 à x 100 m
T3	Arrondie et allongée, dans la partie interne des méandres,	0,2 à 2 km	0,1 à 0,5 km	Quelques m à x 100 m
T4	Plate et allongée, parallèle à l'axe du thalweg.	0,5 à 1 km	0,1 à 0,5 km	Quelques m à quelques 10 m

De plus, chaque type de terrasse est structuré de par plusieurs faciès sismiques parmi les suivants : basse amplitude, haute amplitude, homogène et, chaotique (Gaudin *et al.*, 2006). La structuration des terrasses selon ces faciès ne sera pas décrite dans ce manuscrit de thèse. Elle est néanmoins illustrée à titre indicatif par la Figure III-8.

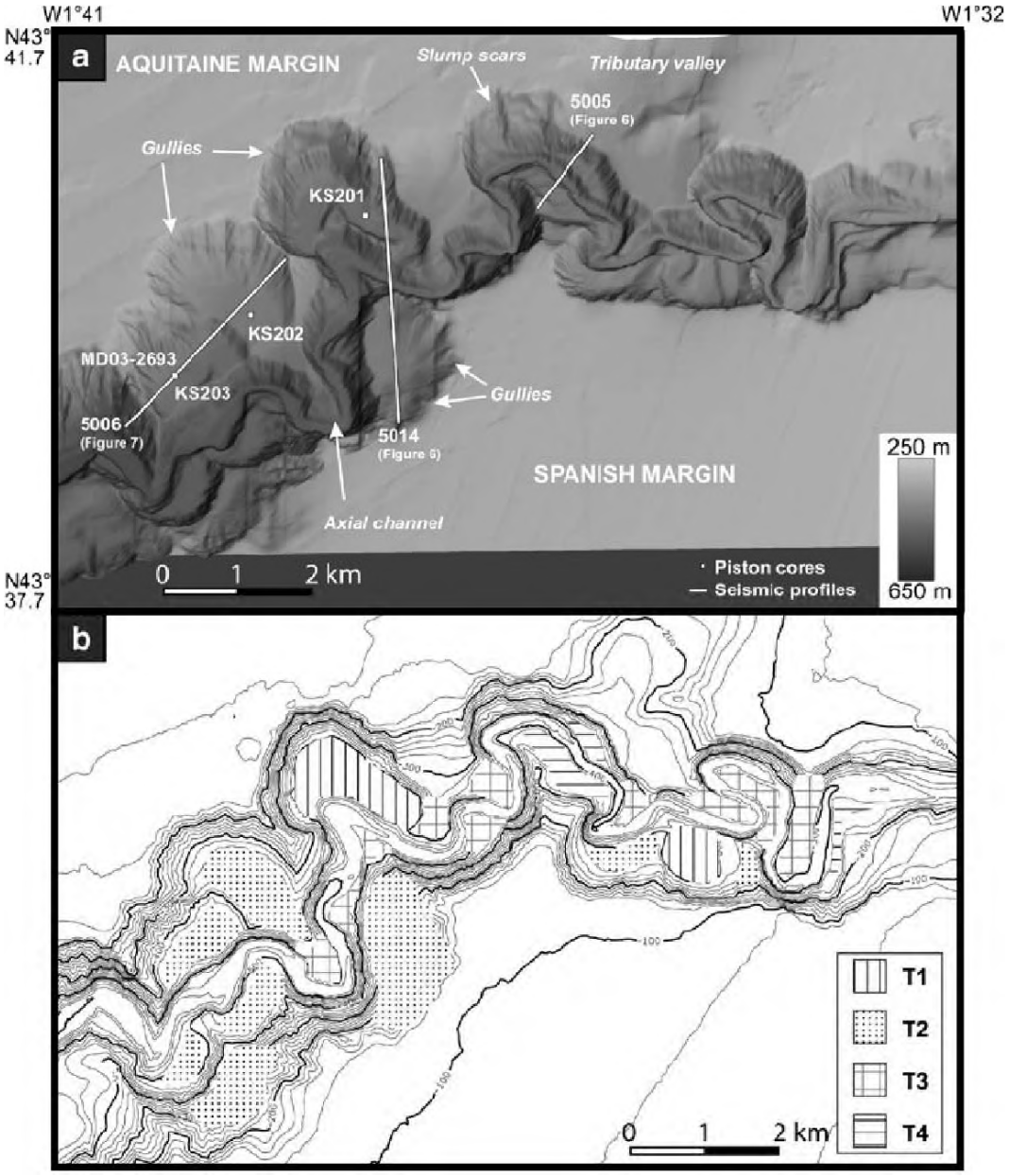


Figure III-7. Les quatre types de terrasses observés par Gaudin et *al.* 2006 dans la vallée majeure du canyon de Capbreton.

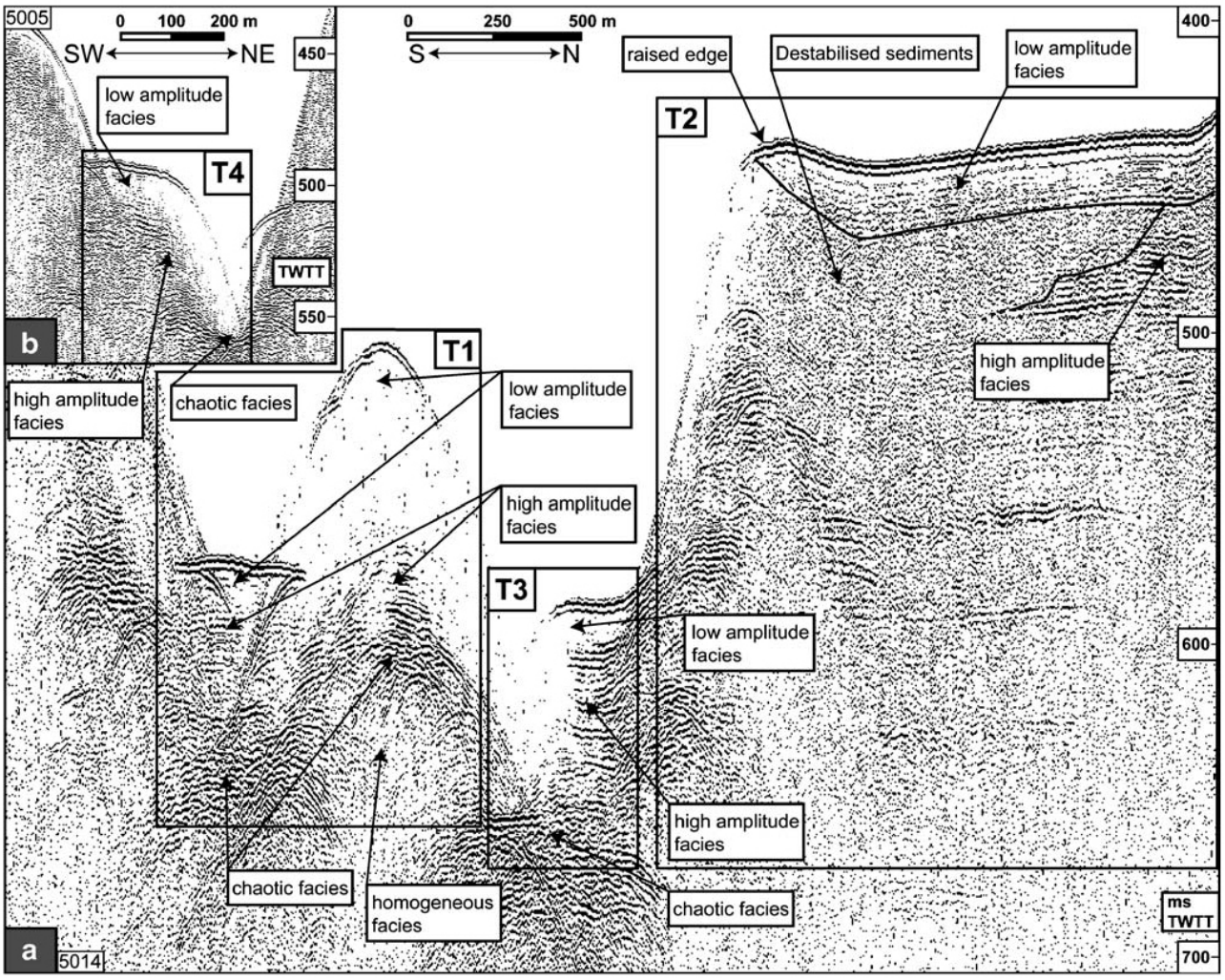


Figure III-8. Faciès sismiques structurant les différents types de terrasses au sein du canyon de Capbreton (d'après Gaudin et al. 2006).

III.2. MODÈLES D'INITIATION ET DE CROISSANCE DES CANYONS

Depuis leur découverte à la fin du XIXe siècle, la genèse des canyons sous-marins suscite de nombreuses questions parmi la communauté scientifique. Par conséquent, plusieurs courants de pensée ont vu le jour au fil du temps concernant les processus responsables de l'apparition et de l'évolution morphologique des canyons sous-marins. Ils sont notamment résumés en grande partie par Pratson *et al.* (2007) et sont repris dans la section suivante.

III.2.1. Le problème de la datation des canyons et de leur activité

La chronologie de formation d'un canyon peut être rarement établie (Miller *et al.*, 1987), car les canyons sous-marins sont des enveloppes érosives qui viennent en troncature de l'empilement sédimentaire, ce qui marque alors le début de leur formation (Pratson *et al.*, 2007). La problématique de la datation des canyons est d'autant plus complexe du fait de leur formation et de leur évolution, qui résultent souvent de processus multiples (Shepard, 1981). Certains canyons ont une grande longévité et/ou ont des évolutions compliquées à cause d'épisodes répétitifs de ré-incision, de remplissage et de rajeunissement (Ryan *et al.*,1978; Goodwin & Prior, 1989; Mountain *et al.*, 1996;

Baztan *et al.,* 2005) ; et peuvent également montrer une dynamique complexe de migration de leur thalweg principal au cours du temps (Gaudin et *al*. 2006 ; Collot et *al.* 2019). La relation avec le niveau marin relatif est également compliquée, car le transport de sédiments au sein des canyons peut avoir lieu en d'autres périodes que ceux de bas niveau marin relatif (Carson *et al.,* 1986; Kuehl *et al.,* 1989; Weber *et al.,* 1997; Droz *et al.,* 2001; Mulder *et al.,* 2001).

III.2.2. L'hypothèse de l'incision fluviatile

Le lien entre les morphologies des canyons sous-marins et des réseaux fluviatiles, en considérant alors les canyons comme d'anciens fleuves submergés, est la plus ancienne hypothèse de formation des canyons, qui fut premièrement établit par Shepard (1933), puis soutenue par Dauvillier (1961). Les travaux des géologues du Quaternaire permettent à Bourcart (1958) de la contredire, du fait de l'amplitude des régressions marines qui atteint au maximum 200 m, ce qui ne peut expliquer l'existence de vallées sous-marines les plus profondes.

III.2.3. Les canyons sous-marins dans un cadre stratigraphique théorique

Daly (1936) approfondit l'hypothèse du lien entre fleuves et canyons, et suggère quant à lui que les canyons sont plus actifs et se forment durant les périodes de bas niveau marin relatif, lorsque les fleuves délivrent des sédiments au trait de côte, qui se situe alors à proximité ou en dessous de la rupture de pente continentale.

Le modèle de la stratigraphie séquencielle oppose initialement les dépots de plateforme de haut-niveau marin et de bassin de bas niveau marin, avec des appareils turbiditiques nommés « fans » et sensés se déposer au pied de la pente (Vail *et al.* 1977). Par la suite, ces derniers sont intégrés au sein du cortège de bas niveau marin (« **lowstand system tract** ») et qui est alors subdivisé en trois unités : (i) le « **basin floor fan** »; (ii) le « **slope fan** » ; et qui sont succédées par le dépôt du (iii) « **lowstand wedge - prograding complex** » (Posamentier *et al.* 1988) (Figure III-9).

Les conditions favorables au développement d'appareils sédimentaires gravitaires sont plus facilement réunies durant les périodes de chute du niveau marin, et consistent en :

(i) un apport conséquent de sédiments sur une pente assez forte et instable, ce qui induit des glissements ;

(ii) une longueur assez importante de cette même pente pour permettre l'évolution des glissements en courants de turbidité.

(iii) la capture et la canalisation par les **canyons sous-marins** des apports fluviatiles ou des sédiments apportés par la dérive littorale (Posamentier *et al.* 1991).

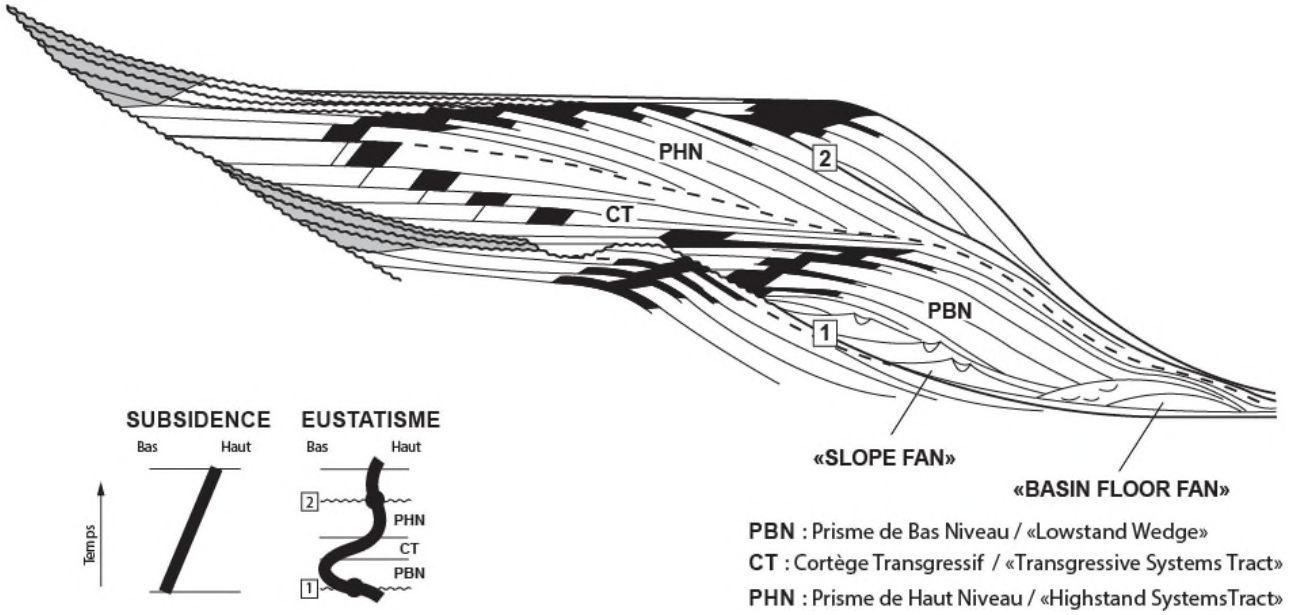


Figure III-9. Le modèle de stratigraphie séquentielle suite à l'intégration du "basin floor fan" et du "slope fan". La limite de séquence de type 1 correspond à un système de vallée incisée sur la plateforme ainsi qu'à un système de canyon sous-marin en rebord de plateforme et sur le talus (Broucke, 2004 ; modifié d'après Posamentier *et al.*, 1988; Broucke, 2004).

Néanmoins, suite aux révisions successives du modèle de stratigraphie séquentielle, plusieurs définitions voient le jour en ce qui concerne la caractérisation des appareils sédimentaires gravitaires (Posamentier *et al.* 1988, 1991). Leurs périodes de formation relatives au niveau marin, ainsi que les relations temporelle et géométrique qu'elles impliquent par rapport aux phases de création et de comblement des canyons sous-marins sont également explicitées.

Pendant la **phase de chute maximale du niveau marin**, l'appareil gravitaire du « **basin floor fan** » se construit par l'accumulation de sables massifs, mais pas nécessairement au fond du bassin (Posamentier *et al.* 1988) (Figure III-9).

Pendant la **phase de ralentissement de la chute du niveau marin**, le « **slope fan** » se forme par le dépôt de chenaux-levées, mais pas nécessairement sur la pente (Posamentier *et al.* 1988) (Figure III-9).

Pendant la **phase de chute du niveau marin**, le « **lowstand fan** » se caractérise par un by-pass au sein du réseau fluviatile et du réseau de canyons sous-marins, et dont les apports vont le plus loin dans le bassin (Figure III-10A). Il présente un ratio sable/argile plus élevé que celui des dépôts gravitaires ultérieurs (Posamentier *et al.* 1991).

L' « **early lowstand wedge** » est constitué de complexes de chenaux-levées qui se déposent au fond du canyon ainsi qu'au-dessus du « lowstand fan » (Posamentier *et al.* 1991) (Figure III-10B et D).

Lors du « **late lowstand wedge** » le système fluvio-detlaïque peut éventuellement se déposer au sein du canyon, en downlap sur l' « early lowstand wedge » (Posamentier *et al.* 1991) (Figure III-10C-D).

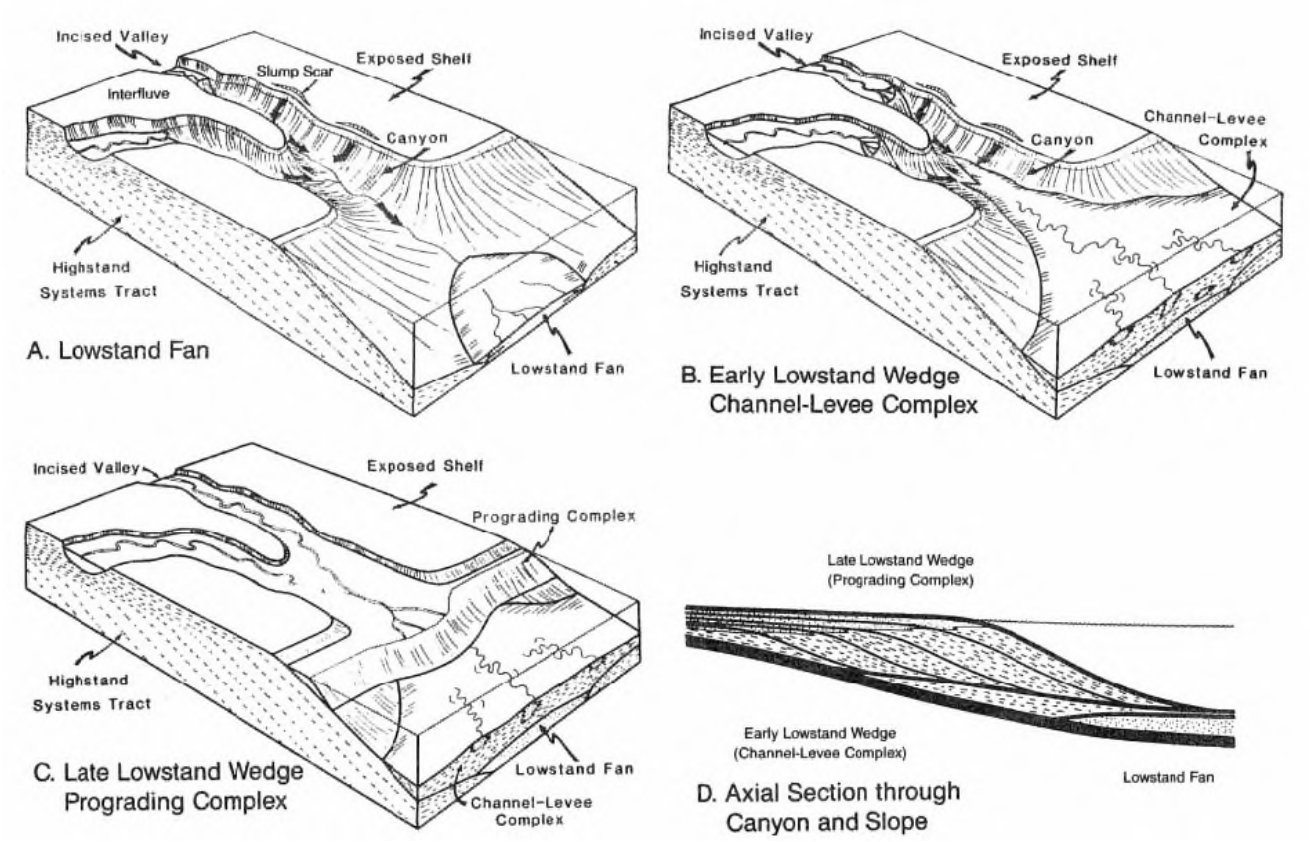


Figure III-10. Blocs diagrammes conceptuels qui illustrent les trois phases successives du « lowstand systems tract » : A, « lowstand fan » ; B, « early lowstand wedge » ou « channel-levee complex » ; C, « late lowstand wedge » ou « prograding complex » ; et D, coupe longitudinale à travers le canyon et la pente explicitant les relations géométriques entre les trois unités (d'après Posamentier et *al*., 1991).

Ainsi, lorsque le bassin présente la physiographie adéquate :

(i) le « **lowstand fan** » et le « **basin floor fan** » sont la même unité qui est synchrone de la création d'une discordance sur la plate-forme et la partie supérieure de la pente ;

(ii) l' « **early lowstand wedge** » et le « **slope fan** » sont la même unité ;

(iii) le « **lowstand wedge** » se caractérise par la synchronicité des dépôts turbiditiques de remplissage de canyons et des dépôts fluvio-deltaïques de remplissage de vallées incisées.

III.2.3. Connectivité fleuve-canyon et variation du niveau marin relatif : exemples

L'hypothèse de formation des canyons en phase de bas niveau marin est renforcée par l'observation commune de chenaux qui incisent la plate-forme et qui débouchent sur des têtes de canyons, et qui se retrouvent soit abandonnés (Emery & Uchupi, 1972), soit enfouis (McMaster & Ashraf, 1973; Berryhill *et al.,* 1986; Burger *et al.,* 2001). Burger *et al.* (2001) observent notamment sur la plate-forme d'Eel River en Californie du Nord (Figure III-11), que plusieurs générations d'incisions fluviatiles ont marqué la plate-forme continentale durant le Pléistocène (Figure III-12A, B). Ces chenaux suivent un motif d'érosion dendritique et furent connectés à la tête d'Eel Canyon (Figure III-12B).

Burger *et al.* (2001) supposent également que les festons de la tête du canyon sont des morphologies résultant des apports fluviatiles en période de bas niveau marin relatif (Figure III-12C). Or, la fréquence d'incision excède le nombre de bas niveaux marins d'origine glacio-eustatique connus sur les derniers 500 ka. Burger *et al.* (2001) montrent donc que certaines de générations d'incisions du plateau continental par les fleuves sont liées à des bas niveaux marins résultant d'un soulèvement tectonique local. Enfin, Burger *et al.* (2001) observent également qu'actuellement, en période de haut niveau marin relatif, les apports sédimentaires provenant d'Eel River, même suite à une crue, sont majoritairement stockés sur le plateau continental par les vagues et les courants (Figure III-12D). La réduction significative des apports en période de haut niveau marin relatif peut également être observée par le ralentissement de la croissance des levées internes, comme dans le cas du Canyon de Capbreton (Gaudin *et al.*, 2006).

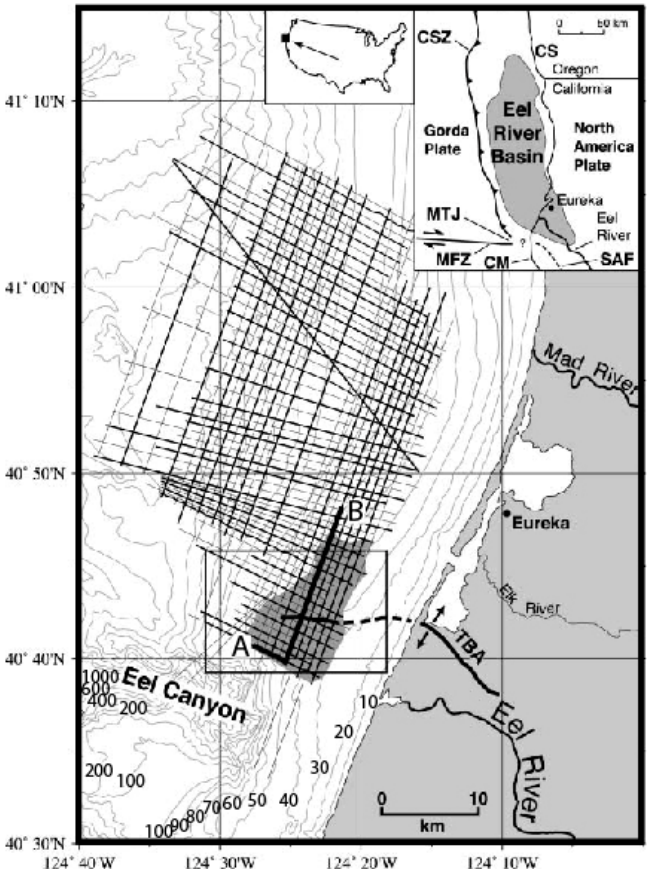


Figure III-11. Carte de localisation d'Eel Canyon et des profils sismiques illustrés en dans la figure suivante (d'après Burger *et al.*, 2001).

Le Canyon Bourcart situé dans le Golfe du Lion occidental (Figure III-13A), est un exemple typique de réponse sédimentation/incision en fonction de l'eustatisme. Baztan *et al.* (2005) observent que sur les derniers 400 ka, la connectivité entre fleuve Hérault et canyon s'établit selon un cycle de 100 ka, correspondant aux périodes de chute du niveau marin relatif durant des maximums glaciaires. Ils analysent alors deux profils sismiques Sparker, tirés transversalement à la partie amont de la branche BBC2 (Figure III-13B). Baztan *et al.* (2005) interprètent la chronologie sédimentation/érosion durant ce dernier cycle en plusieurs étapes.

L'étape 1 correspond à l'incision D60 est une surface d'érosion fossile résultant du maximum glaciaire survenu il y 140 ka environ (Baztan *et al.*, 2005 ; Figure III-13C-1, D).

Durant l'étape 2, la tête du canyon est partiellement comblée par des sédiments provenant de panaches fluviatiles et de couches limites benthiques (Figure III-13C-2). Les réflexions résultantes sont conformes (Figure III-13C-2), ce qui implique que durant l'étape 2 le remplissage et les flancs du canyon sont stables (Baztan *et al.*, 2005).

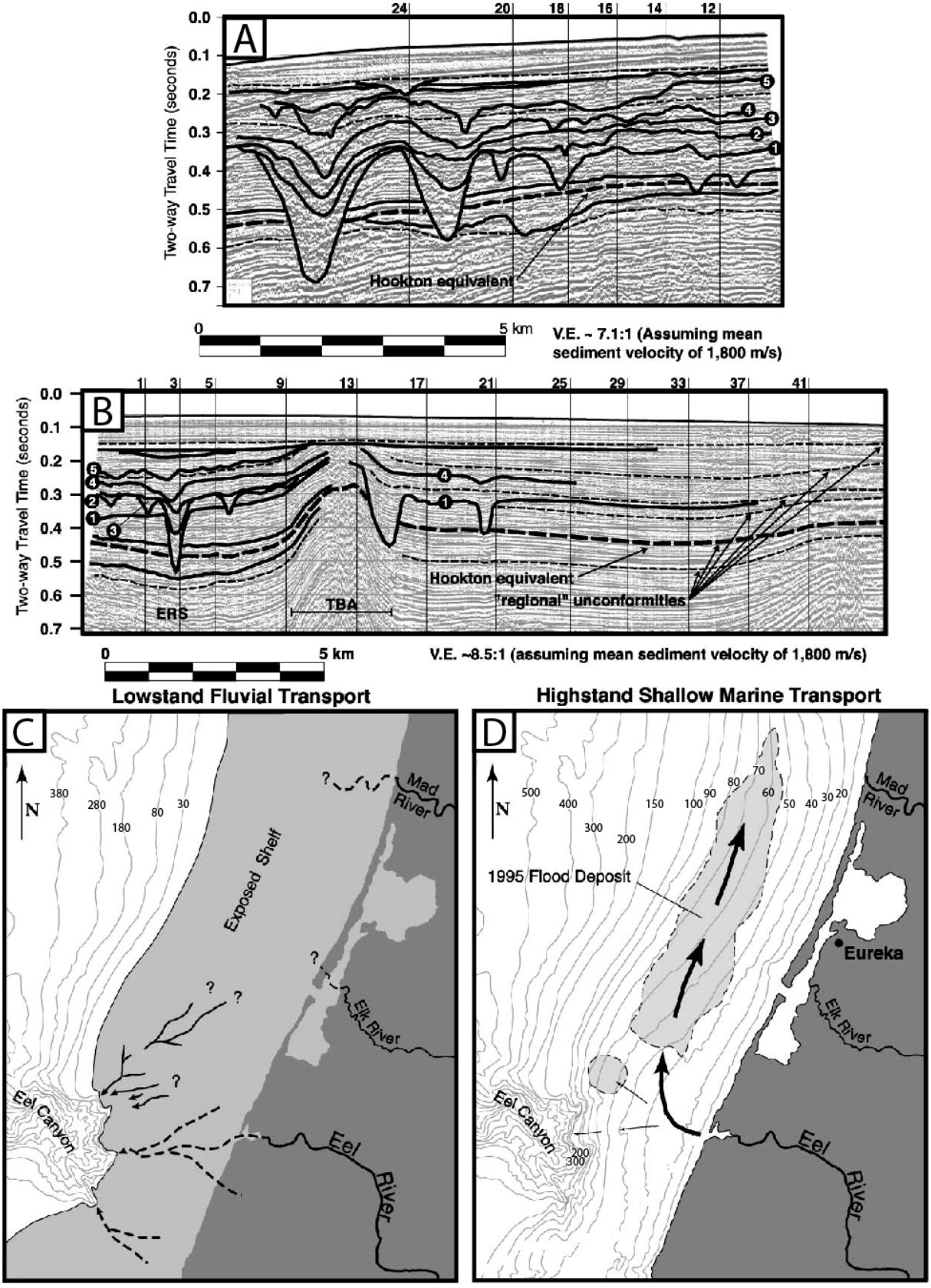


Figure III-12. Chenaux comblés qui incisent le plateau continental du bassin de Eel River et qui étaient connectés à la tête d'Eel Canyon durant le Pléistocène (adapté d'après Burger *et al.*, 2001).

(A et B) Sections sismiques (localisation sur la Figure III-11) montrant les différentes générations d'incisions fluviatiles sur la plate-forme, lors de périodes de bas niveau marin relatif. Hookton est un datum de nature érosive généré par une chute glacio-eustatique du niveau marin relatif, survenue il y a environ 500 ka (d'après McCrory, 1996) ; le hiatus estimé est de 450-550 ka (d'après Burger *et al.*, 2001). ERS : Eel River Syncline ; TBA :Table Bluff Anticline. (C) Les lignes en traits pleins représentent les tracés de chenaux modernes, et de ceux anciens identifiés en sismique en (A) et (B); les pointillés représentent les tracés de potentiels chenaux fluviatiles ayant drainé la plate-forme en période de bas niveau marin relatif. (D) Sédimentation sur le plateau continental en période de haut niveau marin relatif.

Lors de la troisième étape, la baisse du niveau marin provoque une avancée de la ligne de côte qui se rapproche alors de la tête du canyon, et une connexion précoce avec le fleuve se produit. Les apports sédimentaires croissent alors et les courants turbiditiques commencent à éroder progressivement le plancher du canyon (Baztan *et al.,* 2005 ; Figure III-13C-3).

Durant la dernière phase de baisse du niveau marin relatif, le taux de sédimentation augmente autour des têtes de canyons à cause de la chute du niveau marin qui réduit d'avantage la distance entre les fleuves et le bord de la plate-forme. Lorsque le trait de côte est proche de la tête de canyon, les courants de turbidités hyperpycnaux érodent le plancher du canyon et génèrent l'incision axiale (Baztan *et al.,* 2005 ; Figure III-13C-4). Durant cette phase, le recoupement du plancher par l'incision axiale provoque des glissements linéaires, ainsi que des surfaces de ruptures et de glissement de petite dimension au sein du remplissage. Ces déstabilisations engendrent alors des instabilités et des glissements régressifs le long des flancs principaux du canyon, et les sédiments remobilisés sont drainés vers l'aval (Baztan *et al.,* 2005).

Si aucun fleuve ne se connecte au canyon durant la phase de niveau marin minimal, aucune incision axiale n'est générée et le remplissage sédimentaire demeure stable (Baztan *et al.,* 2005 ; Figure III-13C-2). Baztan *et al.* (2005) observent que cycle après cycle, la partie médiane du canyon montre un élargissement et un approfondissement progressifs liés à l'activité de l'incision axiale durant les maximums glaciaires, mais que la progradation de la marge a eu pour conséquence le comblement de la partie la plus amont de la tête du canyon.

L'eustatisme semble donc jouer un rôle important dans la création et l'évolution des canyons sous-marins, comme lors de **la présence à l'échelle régionale de multiples canyons incisant une discontinuité majeure**, alors formés et comblés par un seul cycle de chute et de hausse du niveau marin (Fulthorpe *et al.,* 2000). Néanmoins ; les canyons préservés entre deux limites de séquences indiquent que **la formation des canyons** est assez variable durant l'histoire des temps géologiques, car elle **peut survenir en d'autres périodes que celles de bas niveau marin relatif** (Fulthorpe *et al.,* 2000).

Suite à la première hypothèse proposée par Shepard (1933) sur la genèse des canyons par l'incision fluviatile, deux autres courants de pensée voient également le jour. Ils ont comme point commun le stade initial de la création du canyon sous-marin qui est la ravine (ou le « gully »), mais ils diffèrent sur le processus responsable de l'apparition de cette structure morphologique et de son évolution en canyon. Il s'agit de la genèse des canyons soit par les courants de turbidité, soit par rupture du plancher marin.

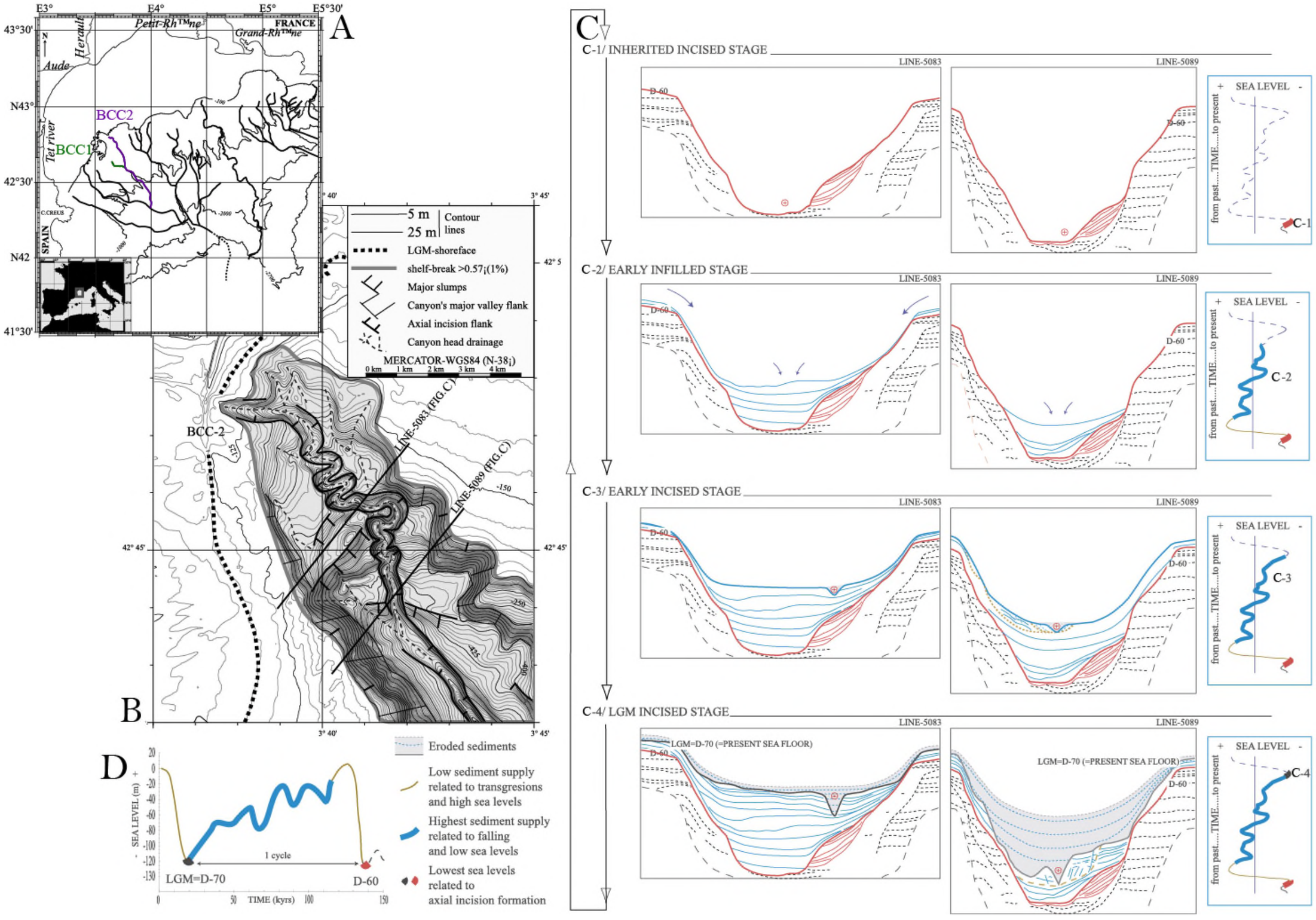


Figure III-13. Réponse du Canyon Bourcart en fonction de l'eustatisme lors du dernier cycle de 100 000 ans (adapté d'après Baztan *et al.*, 2005 ; description à la page suivante).

.

(A) Localisation du Canyon Bourcart (BCC1 et BCC2) sur la marge ouest du Golfe du Lion. (B) Bathymétrie de la partie amont de la branche BCC2 et localisation des profils sismiques Sparker interprétés en (C). (C1) Incision héritée du précédent bas niveau marin relatif ; (C2) remplissage précoce du canyon de la tête vers l'aval durant les phases de baisse du niveau marin ; (C3) étape d'incision précoce liée au dernier bas niveau marin relatif ; et (C4) incision axiale durant le bas niveau marin par la connexion au fleuve et l'action des courants turbiditiques, l'incision affecte les dépôts précédents et provoque des glissements sur les flancs et dans la tête du canyon, les sédiments remobilisés sont drainés en aval (Baztan *et al.,* 2005). Les courbes du niveau marin illustrées de C1 à D (Waelbroeck *et al.,* 2002) montrent la relation entre le niveau marin et sédimentation/érosion durant le dernier cycle glaciaire (de D-60 à LGM).

III.2.4. Initiation par les courants de turbidité

D'après Daly (1936) et Kuenen (1938), mais aussi Stanley & Kelling (1978), les courants de turbidité jouent un rôle majeur dans la formation et l'érosion des canyons sous-marins, et sont liés aux variations du niveau marin. En accord avec cette idée, Veatch & Smith (1939) montrent par la suite que les canyons se poursuivent jusqu'au bassin profond. De plus, Heezen & Ewing (1952) mettent en lumière leur fort pouvoir érosif en montrant la rupture en cascade des plusieurs câbles sous-marins suite à un seul évènement. Durant les périodes de bas niveau marin relatif, il n'y a pas d'espace disponible sur le plateau continental pour le stockage des sédiments provenant de l'érosion continentale, qui sont alors véhiculés vers le domaine profond par les courants de turbidité, qui jouent alors un rôle majeur dans l'incision des canyons (Kolla & Macurda, 1988; Rasmussen, 1994; Baztan *et al.,* 2005).

D'après Ericson *et al.* (1961), l'abondance de turbidites provenant de l'embouchure des canyons et déposées au niveau du glacis continental suggère que l'incision des canyons générée par les courants turbiditiques est un des modes principaux de formation des canyons. De plus, la localisation de canyons sous-marins actifs le long de plate-formes continentales étroites suggère clairement l'existence d'un lien entre la formation de certains canyons sous-marins, et les apports sédimentaires provenant des fleuves et/ou de la plate-forme continentale (Pratson *et al.,* 2007).

Néanmoins, la continuité dans l'espace et le temps entre le fleuve et la tête de canyon est une exception (Figure III-14A), qui n'intervient que dans des contextes morphologiques ou tectoniques particuliers (Pratson *et al.,* 2007). Certains canyons restent connectés à leur fleuve nourricier quelle que soit la tendance eustatique, mais le sont cependant de manière plus réduite en période de haut niveau marin relatif (Gaudin, 2006). Le fleuve et la tête de canyon sont souvent séparés longitudinalement et latéralement l'un de l'autre sur la plate-forme (Pratson *et al.,* 2007). Dans cette dernière configuration, les sédiments sont apportés graduellement aux canyons par des courants de plate-forme, par la remise en suspension des grains par les vagues (Gorsline, 1970; Felix & Gorsline, 1971). Les sédiments sont ensuite périodiquement déversés dans le canyon, souvent lors de la rupture de l'empilement provoquée par une mise en charge cyclique par de grandes vagues de tempêtes (Dill, 1964). L'alimentation du canyon en sédiments peut survenir sous forme de coulées de débris, mais

de nombreux canyons incisent des strates de la pente qui leur sont bien antérieures, ce qui est plus vraisemblablement l'œuvre de courants de turbidité (Pratson *et al.,* 2007).

Les canyons sous-marins qui sont couramment séparés des fleuves et des eaux proximales par de larges plate-formes continentales, apparaissent communément comme étant des morphologies vestiges d'une activité passée, survenue durant des baisses du niveau marin, lorsque le trait de côté et les apports sédimentaires étaient proches de la rupture de pente (Emery & Uchupi, 1972).

III.2.5. Initiation par rupture du plancher marin

Pratson & Coakley (1996) complètent ce modèle en attribuant un degré de maturité en fonction du stade morphologique atteint par le canyon. Le **stade initial** correspond à la première rupture qui forme la ravine (Figure III-14B). La rupture peut par la suite se développer vers l'amont par érosion régressive et constituer un **canyon juvénile**, confiné sur la pente (Figure III-14B), jusqu'à ce que sa tête atteigne le rebord du plateau et incise la rupture de pente continentale pour atteindre le **stade mature** (Figure III-14B). Il peut de cette manière piéger des sédiments stockés sur la plate-forme et devient alors sujet à l'érosion par les courants de turbidité (Pratson *et al.,* 2007). Ceci provoquerait un changement de sédimentation en bas de pente : au-dessus des dépôts issus exclusivement de la déstabilisation des bords de canyons, des dépôts turbiditiques alterneraient alors avec des dépôts de déstabilisation (Gaudin, 2006).

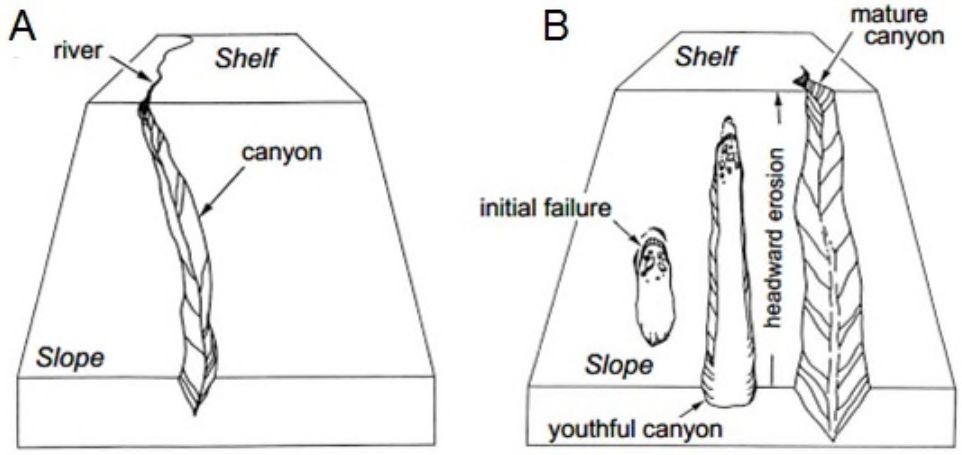


Figure III-14. Processus généralement responsables de la formation des canyons ; (A) par incision par les courants turbiditiques ; (B) par érosion rétrogressive (d'après Pratson *et al.,* 2007).

III.2.6. Initiation par les circulations hydrothermales : le sapement par résurgence

Orange & Breen (1992) ont observé que la présence de résurgences hydrothermales sur la marge de Cascadia peut générer des instabilités dans les sédiments sur la pente, alors responsables d'écoulements voire d'incisions. En effet, les déstabilisations de la pente ne se corrèlent pas forcément aux périodes de bas niveau marin et de haut taux d'apport sédimentaire sur la pente (Farre *et al.,*1983). De plus, certains mécanismes sont nécessaires à l'entretien des ruptures du mur de la tête de canyon initiée, et à la poursuite de sa croissance par érosion régressive (Pratson *et al.,* 2007). Un des processus les plus viables est le sapement par résurgence (ou « spring sapping ») (Robb, 1984;

Orange & Breen, 1992; Orange *et al.*, 1994). Dans ce processus, la résurgence des eaux souterraines au niveau de la pente continentale exerce une force de sapement sur les sédiments. Elle se combine à la pesanteur et à une absence d'atténuation de la force de cisaillement (due à des pressions de pores élevées), ce qui attire en aval les sédiments et cause leur rupture, ceci à des gradients plus faibles qu'ils ne le seraient si aucune circulation de fluide n'existait (Pratson *et al.*, 2007) (Figure III-15A-C). Lorsque le sapement par rupture est récurrent et que le matériau est évacué, un trou se forme. Le trou peut par la suite s'accroître vers l'amont si les ruptures successives recoupent le mur de la tête du trou, ce qui mène alors à des glissements par érosion régressive et à la création d'une ravine puis d'un canyon (Pratson *et al.*, 2007) (Figure III-14B).

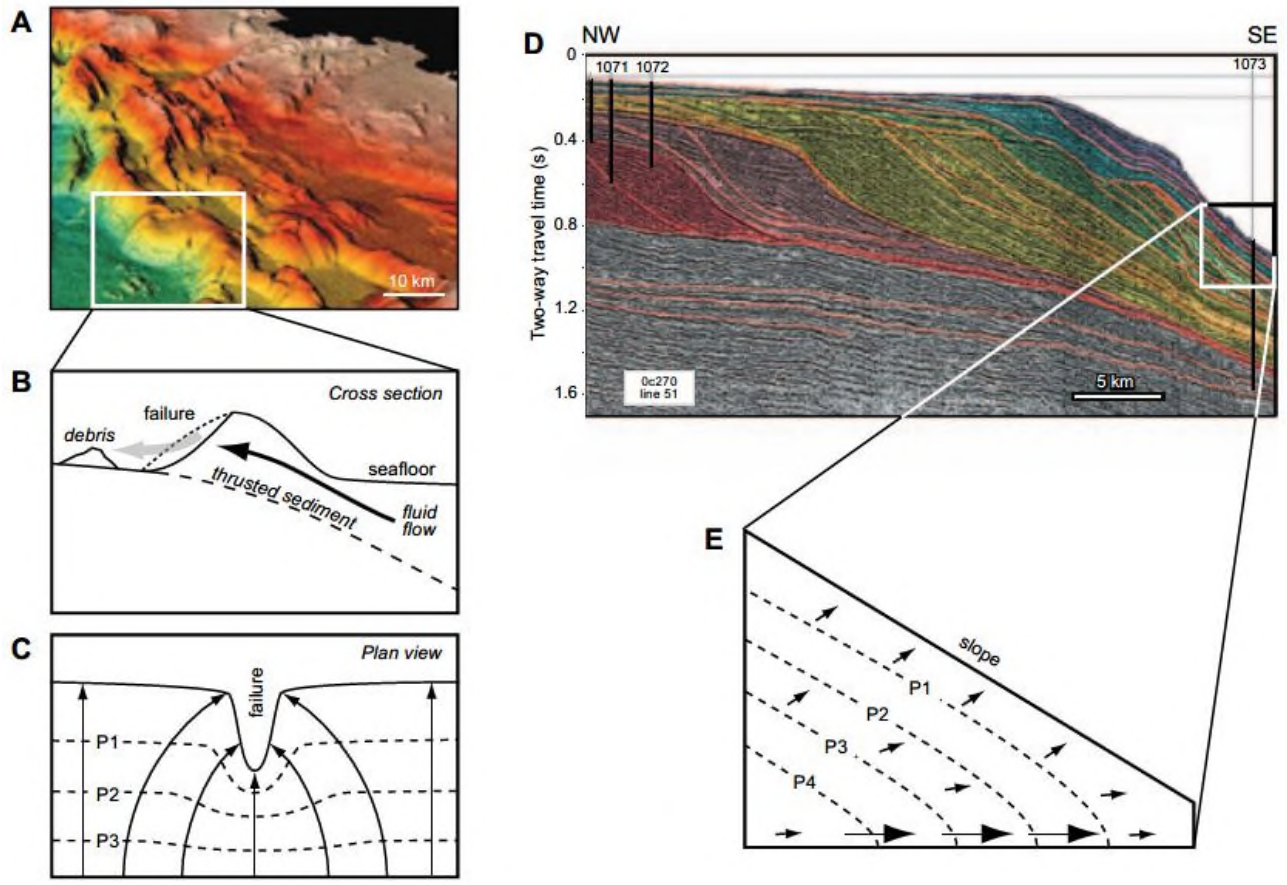


Figure III-15. Ruptures sur le plancher marin le long de marges continentales actives et passives, et associées à la circulation d'eaux hydrothermales (d'après Pratson *et al.*, 2007).

(A, B et C) Le long des marges actives, la compression, le plissement et la rupture des sédiments du prisme d'accrétion expulsent les eaux de pores, ce qui induit un flux orienté vers la surface et qui peut mener à la rupture. (A et B) Ce processus jouerait un rôle important dans de nombreux cas de ruptures, observés le long des flancs orientés vers l'aval, appartenant aux plis de roches sédimentaires localisés sur la pente continentale de l'Oregon. (C) Le processus est aussi probablement responsable d'autres ruptures, car le champ de pression de pores au sein des strates doit alors pointer dans le sens des chutes et des canyons excavés par les ruptures. (D et E) La circulation d'eaux souterraines peut également se produire sous la pente continentale en contexte de marge passive. (D) La force motrice dans ces contextes est l'augmentation de l'accumulation en sédiments sur la pente supérieure, ce qui augmente l'enfouissement et la compaction, et (E) mène les eaux de pores près de la surface de la pente inférieure. La modélisation suggère que même sans considérer la déstabilisation provoquée par la circulation de fluides, ce processus permet d'atteindre des pressions de pores avoisinant la pression

lithostatique. (A, modifié d'après Pratson & Haxby, 1996; B, modifié d'après Orange & Breen, 1992 ; C, modifié d'après Orange *et al.*, 1994; D et E, modifiés d'après Dungan & Flemings, 2000).

Néanmoins, l'activité du sapement par résurgence peut également se trouver en phase avec un bas niveau marin relatif, où la zone de mélange entre les aquifères d'eaux douces et salines peut être repoussée au-delà de la rupture de pente du plateau continental, causant alors l'échappement de l'eau douce par la pression régnant au sein de l'aquifère (Johnson, 1939).

Popescu *et al.* (2004) dans le cas du canyon du Danube ainsi que Hasiotis *et al.* (2005) dans le cas du canyon de Zakynthos, pensent également qu'une concentration anormale en résurgences hydrothermales a participé à l'apparition des canyons, mais n'en est vraisemblablement pas la cause initiale. Néanmoins, la présence de résurgences selon un alignement de pockmarks serait responsable de la cicatrice d'arrachement à l'origine de la formation du canyon de Benito sur la marge de Guinée Équatoriale (Jobe *et al.* 2011) ; du canyon du Joetsu en mer du Japon (Nakajima *et al.*, 2014), et de certains canyons confinés sur la marge du Niger (Benjamin *et al.*, 2015).

D'après Orange *et al.* (1994), le sapement par résurgence apporte également une explication plausible à l'espacement régulier des canyons observé sur certaines pentes continentales. En effet, dans les régions où les sédiments sont fortement comprimés, la formation d'un canyon augmente considérablement le gradient de pression de pores entre la subsurface et le plancher marin, ce qui mène alors à l'auto entretien du phénomène et à la croissance amont du canyon par érosion rétrogressive (Pratson *et al.*, 2007; Figure III-14B).

La convergence des flux hydrothermaux vers les têtes de canyons signifie également une divergence des circulations de fluides entre les canyons, favorisant alors la stabilité des sédiments les séparant (Pratson *et al.*, 2007). L'espacement entre les canyons est également contrôlé par plusieurs paramètres, qui sont le gradient bathymétrique de la pente, les gradients de pression de pores au sein des sédiments de la pente, ainsi que la rhéologie de ces derniers (Pratson *et al.*, 2007). Le taux de croissance des canyons ainsi que leur taille sont également des facteurs déterminants, les grands canyons pouvant capter les circulations hydrothermales des moindres, mettant alors fin à la croissance de ces derniers (Pratson *et al.*, 2007).

Enfin, certains contextes peuvent être favorables à l'apparition du sapement par résurgence, ceci indépendamment du niveau marin ou des apports sédimentaires ; et caractérisé par une expulsion de fluides suffisantes pour déstabiliser de manière répétitive les sédiments (Pratson *et al.*, 2007) ; comme lors d'une subduction (Orange & Breen, 1992) ainsi que lors de la diagénèse (McHugh *et al.*, 1993).

III.2.7. Contrôle structural des morphologies de canyons

En cas de structuration par une zone de déformation majeure, le contrôle structural apparait comme être un processus important voire même un dominant dans l'orientation des canyons sous-

marins (Greene *et al.* 1991). Or dans le monde, plus de la moitié des canyons sont présents sur les marges actives (Harris and Whiteway 2011). Dans le cas où un canyon ou un tributaire intersecte un chevauchement qui est perpendiculairement orienté par rapport à la pente du bassin, alors son tracé peut marquer localement un angle droit en s'alignant sur la structure (Hagen *et al.,* 1996; Song *et al.,* 2000). Au sein des prismes d'accrétion actifs, la ceinture de plis et de chevauchements est généralement perpendiculaire à la pente du bassin, et l'intersection successive des structures par les canyons principaux entraine la capture progressive des tributaires le long des chevauchements (Kukowski *et al.* 2001; Mitchell 2006; Mountjoy *et al.* 2009; Bourget *et al.* 2011; Ratzov *et al.* 2012; Micallef *et al.* 2014).

Ces deux caractéristiques morphologiques sont symptomatiques d'un **réseau de drainage rectangulaire**, qui a été initialement établi par l'observation de la réponse des réseaux de drainage subaériens en réponse à une famille de failles ou de joints structuraux, orientés perpendiculairement à la pente régionale du bassin versant (Zernitz 1932) (Figure III-16). De plus, une méandricité du thalweg peut également être observée en réponse à la croissance synsédimentaire d'un anticlinal (Greene *et al.* 1991) (Figure III-17). Enfin, au droit d'un chevauchement, le canyon peut également se trouver seulement affecté par un knickpoint sans modification notable de trajectoire (Noda *et al.* 2008; Migeon *et al.* 2012; Soulet *et al.* 2016).



Figure III-16. Exemple d'un réseau de drainage rectangulaire fluviatile dans l'état de New York, USA (d'après Zernitz 1932).

Sur les marges transformantes, le franchissement d'une faille décrochante par un canyon peu induire l'élargissement de celui-ci, ainsi que le passage brutal d'un profil transverse en forme de « V » à un profil transverse en forme de « U », ce qui peut s'expliquer par la juxtaposition latérale de roches dotées de propriétés rhéologiques différentes (Greene *et al.* 1991).

Sur les marges passives, le contrôle synsédimentaire des canyons par des failles normales de socle est peu documenté (Jobe *et al.* 2011; Han *et al.* 2017), ces dernières pouvant être d'anciennes structures décrochantes réactivées en jeu normal suite à une inversion tectonique (Almeida *et al.* 2015).

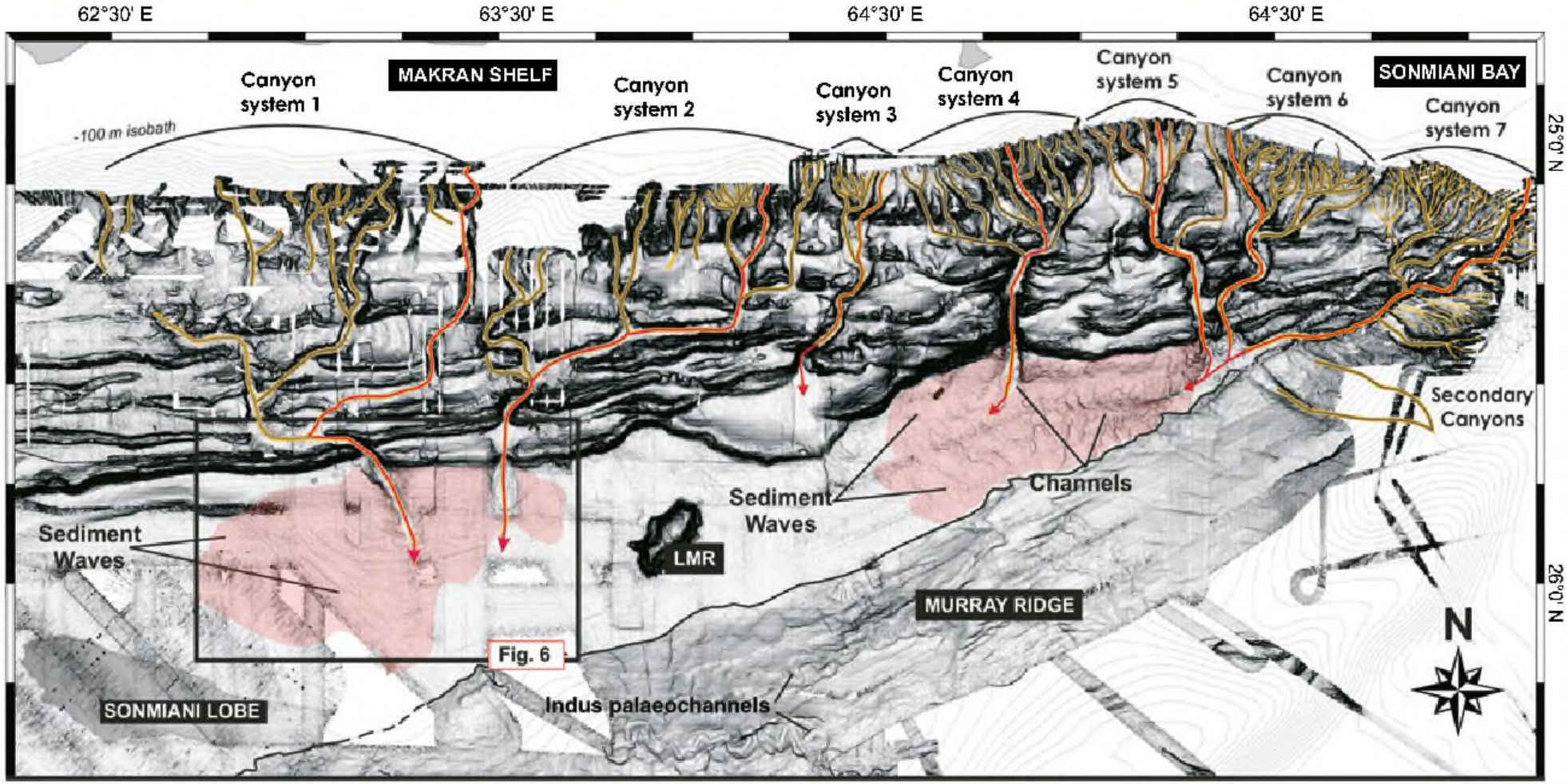


Figure III-17. Le prisme d'accrétion du Makran et son incision par sept systèmes de canyons sous-marins (d'après Bourget et *al.*, 2011).

La largeur du prime d'accrétion entre les têtes de canyons et les champs de sédiment waves est d'environ 90 km. Au sein de chaque système de canyon, la capture des différents tributaires s'effectue préférentiellement de manière parallèle aux structures, mais également ponctuellement et de manière transverse à celles-ci, entre deux anticlinaux. Elles induisent aussi de nombreux changement d'orientation par angle droit. Il faut également noter l'alignement de la majorité du cours du canyon principal du « canyon system 7 » le long du front de déformation. Certains plis induisent également une méandricité du cours d'un canyon, le plus relevant ici étant le plus occidental du « canyon system 2 ».

Dans des contextes particuliers, la formation d'un canyon peut être favorisée par la présence d'une faille majeure lorsque celle-ci est orientée de manière sub-parallèle à la pente continentale, ce qui est le cas pour le Gouf de Capbreton dans le Golfe de Gascogne, dont le tracé général a été contrôlé par le rejeu d'anciens décrochements tardi-hercyniens (Boillot *et al.*, 1974; Cirac *et al.*, 2001).

En contexte de marge passive, le changement d'orientation selon un angle droit au niveau d'une faille normale est également observé ; ainsi que l'élargissement (Figure III-18) et changement du profil transversal d'une forme en « V » à une forme en « U » suite à l'intersection d'une faille normale. De plus, les failles de socle à jeu normal peuvent influencer la position des têtes de canyons et contraindre une méandricité du canyon alors que le reste de son cours est rectiligne (Almeida *et al.* 2015).

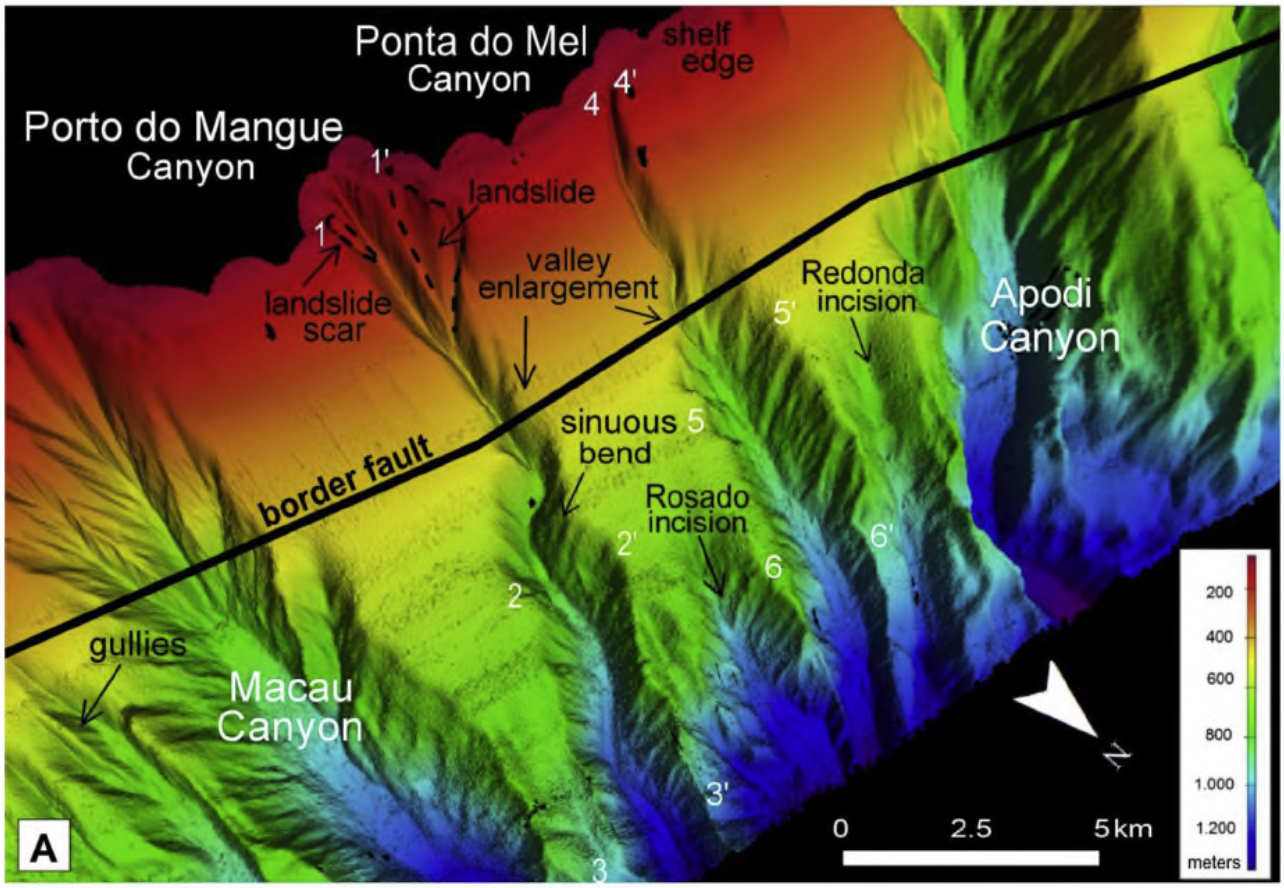


Figure III-18. Carte morphobathymétrique (exaggeration verticale d'un facteur 10 environ) illustrant l'élargissement du Porto do Mangue Canyon et du Ponta do Mel Canyon suite à leur intersection de la « faille bordière » de la marge passive du bassin de Potiguar, Nord-Est du Brésil (d'après Almeida et *al.* 2015).

En contexte deltaïque, des canyons aveugles ou atteignant le rebord de la plate-forme peuvent se former en même temps que jouent des failles de croissance qui constituent la partie extensive de la cellule de déformation gravitaire. Les failles de croissance peuvent alors :

(i) générer également un changement d'orientation à angle droit du cours du canyon (Cornish 2013; Mercier *et al.* 2021) (Figure III-19);

(ii) en plus de contrôler la position du sommet du talus (Delhaye-Prat *et al.* 2009b; Cornish 2013), contraindre la position la plus amont de la tête de canyon (Devine and Wheeler 1989; Ujowundu *et al.* 2008; Delhaye-Prat *et al.* 2009a);

(iii) servir de zone de faiblesse préférentielle au développement de l'érosion régressive (Hutchinson, 1987) ;

(iv) comme en contexte compressif, servir de zone de capture préférencielle des tributaires (Delhaye-Prat *et al.* 2009a; Cornish 2013; Cornish and Lambiotte 2016; Mercier *et al.* 2021) (Figure III-19) et d'approfondissement du système (Cornish, 2013) , et ainsi **structurer un réseau de drainage rectangulaire sous-marin**.

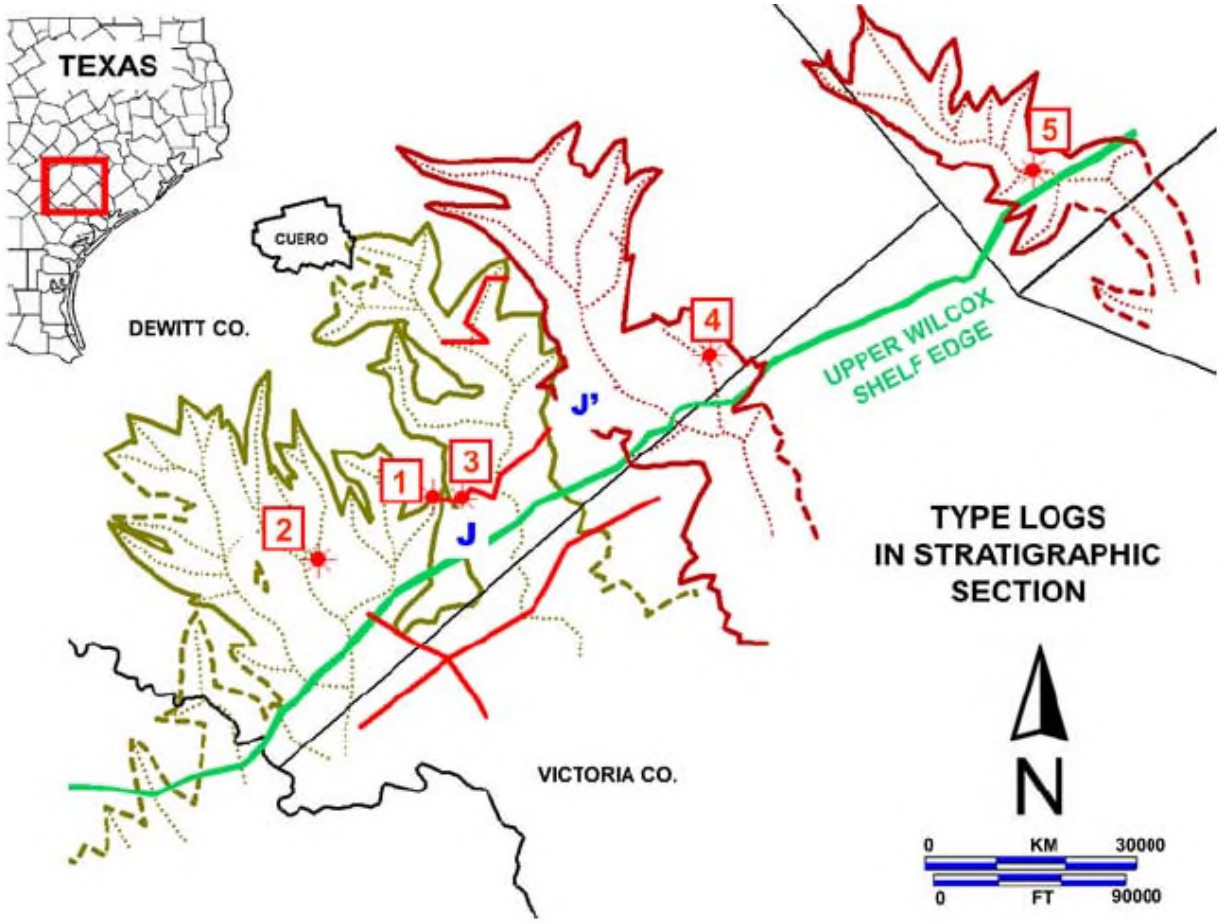


Figure III-19. Changements d'orientations à angle droit de thalwegs et coalescence de canyons avec leurs tributaires au voisinage d'une faille de croissance majeure qui contrôle la bordure de plateforme (en vert) dans l'Upper Wilcox (Texas Central Gulf Coast, U.S.A. ; d'après Cornish 2013).

Enfin, plus rarement, des structures sous-jacentes qui ne sont pas actives pendant la formation du canyon, peuvent tout de même avoir un rôle de structuration indirecte en influençant la position du thalweg, par exemple délimité au sein d'un graben déjà scellé (Collot *et al.* 2019).

À ce jour, seule une étude portant sur l'étude des systèmes de canyons contrôlés par les failles attribue le terme de réseau de drainage rectangulaire au réseau de drainage sous-marin (Mercier *et al.* 2021).

III.2.8. Autres phénomènes

D’autres processus pourraient jouer localement un rôle dans le creusement des canyons comme la dynamique des courants de marées, bien mesurée dans le canyon du Congo (Shepard, 1933). D’autres phénomènes seraient capables d’initier la formation de canyons, indépendamment des variations du niveau marin relatif ou des apports sédimentaires ; comme :

- Le sapement par résurgence (Robb, 1984) décrit précédemment (section III.2.6) ;
- Les séismes (Garfield *et al.*, 1994) ;
- La dissolution des sédiments ou des roches qui reposent sous la surface de la pente continentale (Paull & Neumann, 1987), comme ce qui se produit dans les roches carbonatées soumises aux infiltrations (Pratson *et al.*, 2007).

Plus récemment une autre hypothèse a été avancée, faisant jouer un rôle important aux courants de densité (« dense cascading ») issus du rebord de la plate-forme et causés par les tempêtes (Palanques *et al.*, 2006).

PARTIE II. INTERPRÉTATION SISMIQUE 3D DE CANYONS À REMPLISSAGE ARGILEUX DELTA DU NIGER ORIENTAL, NIGERIA : AFAM (TORTONIEN) ET BUGUMA (SERRAVALLIEN)

INTRODUCTION

Dans les deltas, la formation des canyons, y compris ceux à remplissage argileux, est communément influencée en amont du système par les failles de croissance (Ujowundu *et al.* 2008; Delhaye-Prat *et al.* 2009a, b; Akpi *et al.* 2010; Cornish 2013). Par ailleurs, le delta du Niger enregistre du Miocène moyen jusqu'au Pliocène au moins six événements de *cut and fill* argileux, dont la majorité est concentrée dans sa partie orientale (Doust and Omatsola 1990). Le Canyon d'Afam d'âge Tortonien est le plus vaste d'entre eux, de par la longueur de son cours qui avoisine la centaine de kilomètres (Doust and Omatsola 1990; Reijers 2011). Son remplissage est communément désigné comme l' « *Afam Clay Member* » (Doust and Omatsola 1990; Jubril and Amajor 1991; Reijers 2011), et permet le piégeage stratigraphique du champs de Bomu (Burke 1972). Les autres canyons orientaux sont d'extension longitudinale plus modeste, au maximum de quelques dizaines de kilomètres (Knox and Omatsola 1989; Doust and Omatsola 1990). Ils représentent également des sujets de choix pour l'étude de la thématique du piégeage stratigraphique, ainsi que pour l'étude du contrôle morphologique exercé par les failles de croissance.

Ainsi, la **seconde partie** de ce mémoire présente un résumé du contexte géologique du delta du Niger et qui est nécessaire à toute étude tectono-sédimentaire dans la région. Elle présente les résultats issus de l'étude de l'incision basale du Canyon d'Afam, du Canyon Inférieur de Buguma, et du Canyon Supérieur de Buguma, ainsi que de leur remplissage respectif. La **partie II** de ce mémoire est organisée en quatre chapitres qui sont les suivants :

- le *quatrième chapitre* introduit brièvement le contexte géodynamique du delta du Niger, son contexte tectono-sédimentaire ainsi que son système pétrolier ;
- le *cinquième chapitre* concerne l'étude morpho-structurale détaillée de l'incision basale du Canyon d'Afam, au sein d'un bloc de données sismiques 3D qui recouvre une partie relativement étendue du système, il se présente sous la forme d'un brouillon d'article qui sera soumis auprès de la revue Marine Geology ;
- le *sixième chapitre* est en lien avec le chapitre précédent, et concerne l'étude des faciès sismiques et de l'architecture du remplissage du Canyon d'Afam, et met en avant les différents types de pièges associés au remplissage ;
- le *septième chapitre* s'intéresse aux mêmes thématiques que celles traitées dans les chapitres V et VI, mais concerne le Canyon Inférieur de Buguma et le Canyon Supérieur de Buguma, ce chapitre vise également à faire ressortir les relations cartographiques et stratigraphiques qui existent entre les deux canyons de Buguma.

CHAPITRE IV. CONTEXTE GÉOLOGIQUE DU DELTA DU NIGER

Le chapitre IV a pour but de présenter brièvement le contexte géologique du Delta du Niger, qui est le cadre régional dans lequel se situent les études du Canyon d'Afam (chapitres V et VI) ainsi que des Canyons Inférieur et Supérieur de Buguma (Chapitre VII). En premier lieu, sera introduit le contexte géodynamique du Fossé de la Bénoué-Abakaliki, initié au Crétacé, et qui a permis la construction du delta depuis la transition Paléocène-Éocène à l'actuel. En second lieu, le contexte tectono-sédimentaire décrira les relations de causes à effets qui existent au sein du delta entre la sédimentation et sa tectonique gravitaire, et introduira les grandes unités lithostratigraphiques qui le composent. Enfin, le système pétrolier sera également abordé.

Le Delta du Niger s'étend au sein du Golfe de Guinée, qui se situe le long de la Marge Équatoriale Ouest-Africaine (Figure IV-1). La bordure septentrionale de la province du Delta du Niger est assurée par le flanc du Bénin, qui forme un anticlinal d'orientation ENE-WSW, et qui constitue la bordure méridionale du Massif Nigérian, qui est constitué des roches cristallines. La bordure nord-est est définie par les affleurements de roches crétacées de l'anticlinal Abakaliki et du flanc du Calabar, tandis que le linéament volcanique du Cameroun assure la bordure sud-est du bassin.

IV.1. CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DEPUIS LE RIFTING

IV.1.1. Première phase de rifting

La Marge Équatoriale Ouest-Africaine est régie par des failles transformantes d'âge crétacé inférieur qui découpent la lithosphère, et qui sont orientées N60E à N70E (Figure IV-1). La première génération de failles transformantes se manifeste par des fossés et des horsts, qui séparent la marge ouest-Africaine en bassins individuels. Au Nigéria, le fossé crétacé de la Benoué-Abakaliki, orienté NE-SO, et qui s'étend vers l'Est au sein du Bouclier Ouest-Africain, est notamment l'un d'eux. Le fossé constitue la branche avortée d'un rift à triple jonction responsable de l'ouverture de l'Atlantic Sud, qui s'est initiée à l'Aptien (Benkhelil 1989). Lors de la première phase d'ouverture, dépressions individualisées de longueur kilométrique sont créées en Haute-Bénoué, et dans lesquelles une sédimentation lacustre prend place (Popoff 1988).

IV.1.2. Deuxième phase de rifting

La deuxième phase d'extension syn-rift a lieu durant l'Albien. Elle est responsable de la séparation entre les plaques Africaine et Sud-Américaine. Le Fossé de la Benoué-Abakaliki s'est créé grâce à la subsidence le long de deux failles de transfert majeures, et qui constituent à terre la

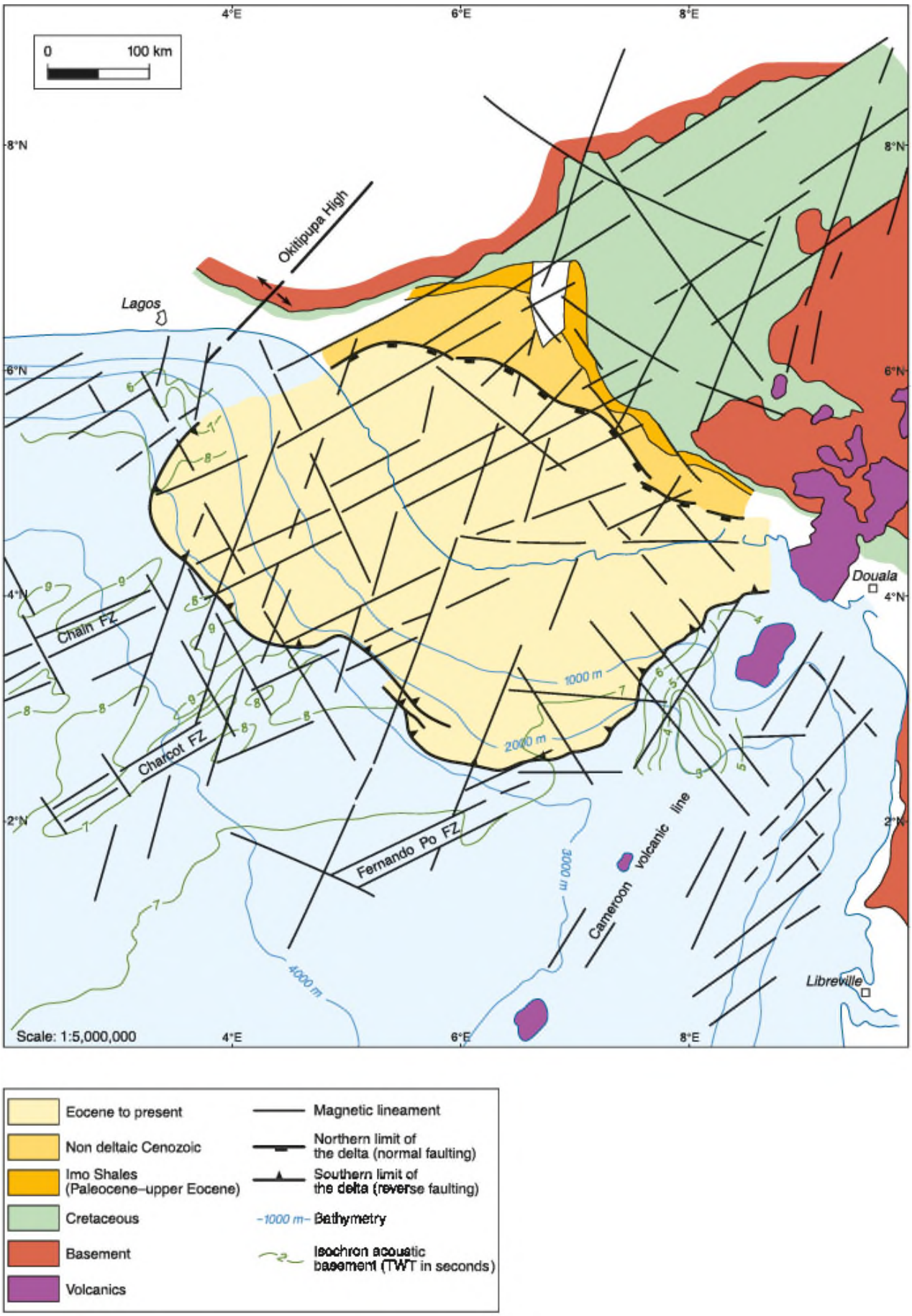


Figure IV-1. Carte géologique simplifiée de la région du Delta du Niger, qui illustre également les linéaments magnétiques et la profondeur en temps double du socle acoustique (d'après Saugy and Eyer 2003 et références citées).

continuité des zones de fractures océaniques de Chain et de Charcot (Delteil *et al.* 1974; Emery *et al.* 1975). Elles ont également par la suite contrôlé l'axe principal de subsidence du Delta du Niger.

De manière synchrone à cette phase d'extension se produit la première incursion marine au sein du Fossé d'Abakaliki, et donne ainsi la naissance aux premiers deltas. Dans le même bassin, une activité magmatique directement liée au rifting s'exprime par de nombreuses intrusions magmatiques, sous la forme de dykes basaltiques qui créent un métamorphisme de contact sur les dépôts albiens (Benkhelil 1989).

Dans le Fossé de la Bénoué, des cônes alluviaux et des réseaux fluviatiles succèdent aux premiers dépôts aptiens, et des épanchements volcaniques typiques d'un volcanisme intraplaque daté à 103 ± 5 Ma se produit également dans cette zone (Popoff 1988).

Durant le Crétacé moyen, les linéaments d'orientation N140°E qui recoupent les précédents se forment par réajustement du bassin suite à son basculement (Benkhelil 1989). Au sein du Fossé de la Benoué-Abakaliki, l'accumulation de sédiments marins dans l'intégralité du bassin s'est enclenchée à l'Albien supérieur, dès l'océanisation entre les plaques Sud-Américaine et Africaine accomplie (Doust and Omatsola 1990; Genik 1993)(Figure IV-2C).

L'ouverture du Fossé de la Benoué-Abakaliki se poursuit durant le Crétacé supérieur (Genik 1993) (Figure IV-2), et mène au dépôt d'une épaisse succession de dépôts clastiques marins et fluvio-lacustres, ainsi que de carbonates, selon des séries régressives et transgressives (Doust and Omatsola 1990).

IV.1.3. Inversion du Fossé de la Bénoué-Abakaliki

Durant le Santonien, la phase de rifting cesse. Elle est succédée par une phase de raccourcissement qui inverse le Fossé de la Bénoué-Abakaliki sous la forme de l'anticlinorium d'Akakaliki. Elle mène également à la formation du bassin d'Anambra, qui servira ultérieurement de zone de transfert sédimentaire vers le delta tertiaire (Figure IV-2D). La cause probable de l'inversion est le changement de pôle de rotation de la Plaque Africaine, ou une limitation de son mouvement vers le Nord causée par les premières phases tectoniques alpines et qui mènent à la fermeture de la Téthys (Doust and Omatsola 1990).

IV.1.4. Magmatisme tertiaire

Pendant le Paléocène dans la Haute-Bénoué, le rejeu des structures panafricaines initie la mise en place des « Granites Ultimes », dont le maximum d'activité se déroule durant tout l'Éocène (Benkhelil 1989).

Le linéament volcanique du Cameroun orienté N30E à N35E s'étend au Nord du Cameroun et au Tchad (Figure IV-1). Il s'est formé durant L'Éocène (36 Ma) et est toujours actif de nos jours, et constitue la bordure sud-est du bassin (Saugy and Eyer 2003). Il aurait été initié soit par l'existence

d'un point chaud actuellement situé sous l'île de Sainte-Hélène (Emery *et al.* 1975), soit par un régime décochant affectant le Cameroun, particulièrement au Miocène (Benkhelil 1989).

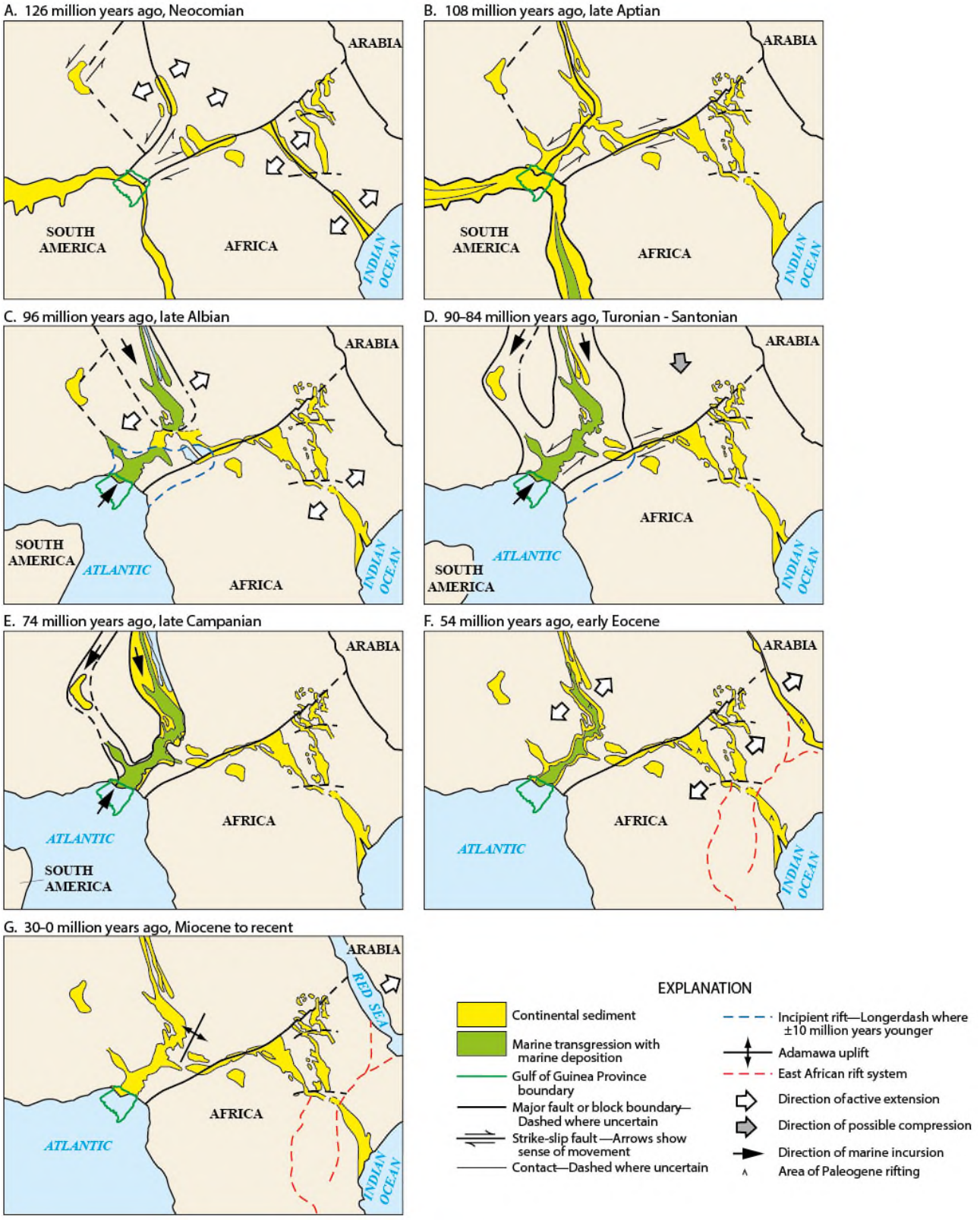


Figure IV-2. Cartes d'évolution géodynamique des marges ouest-Africaine et sud-Américaines du Néocomien à l'époque actuelle (Brownfield, 2016; modifié d'après Genik, 1993). La province du Delta du Niger est entourée en vert.

IV.2. CONTEXTE TECTONO-SÉDIMENTAIRE

IV.2.1. Morphologie du delta et bassin versant

IV.2.1.1. Dimensions du delta et réseau de drainage actuel

Le Delta du Niger est comparable à d'autres grands deltas d'âge tertiaire, qui sont celui du Mackenzie (Marge Nord de l'Alaska), du Mississippi (U.S.A.), de l'Orinoco (Venezuela) et du Mahakam (Indonésie). Au Tertiaire, ces grands deltas se composent uniquement de sédiments clastiques, apportés par de grands réseaux de drainage continentaux (Reijers *et al.* 1997).

Le Delta du Niger se situe à l'embouchure du système fluviatile du Niger-Benoué, dont le bassin versant actuel s'etend sur plus d'un million de kilomètres carrés. Il draine principalement des reliefs peu marqués au sein de larges massifs, constitués de gneiss, granites, et de quelques ceintures de schistes appartenant au Bouclier Africain. Durant la majorité de son histoire phanérozoïque, le Nigeria a été soumis à la dénudation et a occupé la partie centrale du Gondwana, lui-même intégré à la Pangée. Ces roches ont subi deux événements métamorphiques principaux : (i) le premier est daté à 2000 ± 250 Ma ; et (ii) le second est dû à l'Orogène Panafricain, et daté à 600 ± 150 Ma (Doust and Omatsola 1990).

Au sein des grands deltas, le ratio de volume sédimentaire sur la surface recouverte est très élevé. Le Delta du Niger le plus grand delta d'Afrique, il possède une épaisseur allant jusqu'à 12 km, 300 km séparent son apex de son front, et il s'étend sur une superficie subaérienne d'environ 75 000 km^2 (Doust and Omatsola 1990). L'éventail deltaïque se construit en « patte d'oiseau » et sous forme arquée, la face convexe orientée vers le large (Allen 1965) ; la plaine deltaïque progradant graduellement vers le Sud, depuis le plateau continental jusqu'à la croûte océanique (Doust and Omatsola 1990).

IV.2.1.2. Évolution du réseau de drainage au cours du temps

La construction vers le Sud du véritable delta ne débute qu'à la transition Paléocène-Éocène, une fois les sédiments marins ayant progradé au-delà des fossés créés dans le socle par le rifting avorté, et situées dans la partie septentrionale du delta actuel. Ceci coïncide également avec des apports croissants en sédiments terrigènes des rivières Bénoué et Cross, qui ont drainé durant tout le Tertiaire des zones à reliefs jeunes, et dont une quantitée importante provient du linéament volcanique du Cameroun depuis le Miocène. Le réseau de drainage complet du fleuve Niger, quant à lui, n'a été capturé que durant le Quaternaire, avant lequel la partie amont de son bassin versant alimentait les basins intérieurs du Mali (Doust and Omatsola 1990).

IV.2.1.3. Origines de la morphologie bi-lobée

Bien que l'accommodation soit initialement contrôlée par les failles décrochantes responsables de la formation du fossé de Benoué-Abakaliki, d'autres structures régionales ont eu un fort contrôle

sur la sédimentation deltaïque au cours du temps, particulièrement sur le développement de sa géométrie en deux lobes, par l'application d'une accommodation différentielle (Saugy and Eyer 2003). Cette morphologie singulière s'est mise en place suite à la transgression marine survenue durant la transition Paléocène-Eocène, et s'observe aussi bien dans la partie onshore ; que dans la partie offshore profonde où les deux systèmes turbiditiques sont également dissociés (Doust and Omatsola 1990; Stacher 1995). Il apparait que l'anticlinal d'Okitipupa a eu un rôle relativement précoce sur le positionnement du Delta à l'Ouest ; tandis que le linéament volcanique du Cameroun l'a plutôt influencé dans ses phases de progradation plus tardives, durant le Miocène supérieur et le Pliocène (Saugy and Eyer 2003).

IV.2.2. Lithostratigraphie du delta

Le Delta du Niger présente une séquence régressive qui se développe selon une succession de cycles d'offlap (Doust and Omatsola 1990). La lithostratigraphie du delta est organisée selon trois lithofaciès, chacun ayant historiquement été désigné comme une formation (Short and Stäuble 1967), et correspond respectivement à une portion d'une séquence d'offlap tripartite, qui devient plus argileuse vers le pôle distal situé au Sud (Doust and Omatsola 1990).

IV.2.2.1. La Formation Akata

La Formation Akata inclut des argiles et des silts déposés dans des environnements de prodelta ainsi que marins plus profonds, où sont également intercalés des corps sableux fins d'origine turbiditique. Elle constitue la base des dépôts dans chaque *depobelt* (Figure IV-7), avec un âge compris dans un intervalle allant du Paléocène à l'Holocène. Elle peut également atteindre jusqu'à 7000 m d'épaisseur (Doust and Omatsola 1990).

IV.2.2.2. La Formation Agbada

La Formation Agbada est composée d'une alternance de sables, de silts et d'argiles en proportions variables, qui constituent des unités individuelles granocroissantes (Doust and Omatsola 1990). Ces dépôts forment la partie à deltaïque à proprement parler qui regroupe les environnements de front de delta et de topset de delta qui sont soumis au courant de dérive littorale ; et fluvio-deltaïques (plaine deltaïque inférieure). Les corps sédimentaires sableux caractéristiques de ces environnements sont les barres d'embouchure, les barres de dérive littorale, les barres de méandre, les chenaux tidaux, les beach ridges, les barres de méandres et les chenaux distributaires (Weber and Daukoru 1975) (Figure IV-3). L'âge de la Formation Agbada varie de l'Éocène au Pleistocène. Elle peut localement dépasser les 3000 m d'épaisseur (Doust and Omatsola 1990) (Figure IV-7).

IV.2.2.2. La Formation Bénin

La Formation Bénin constitue la partie la moins profonde de la séquence d'offlap. Elle est exclusivement formée de sables continentaux qui sont déposés dans des environnement de plaine

deltaïque supérieure et de plaine alluviale, à la suite de l'avancée vers le Sud du delta au sein d'une nouvelle dépobelt (Doust and Omatsola 1990). Les corps sédimentaires dominants y sont les barres des méandre et les chenaux distributaires (Knox and Omatsola 1989) (Figure IV-3). Les grès continentaux les plus anciens sont probablement d'âge Oligocène. La Formation Bénin s'amincie au large et disparait au voisinage du rebord de plate-forme actuel (Doust and Omatsola 1990) (Figure IV-7).

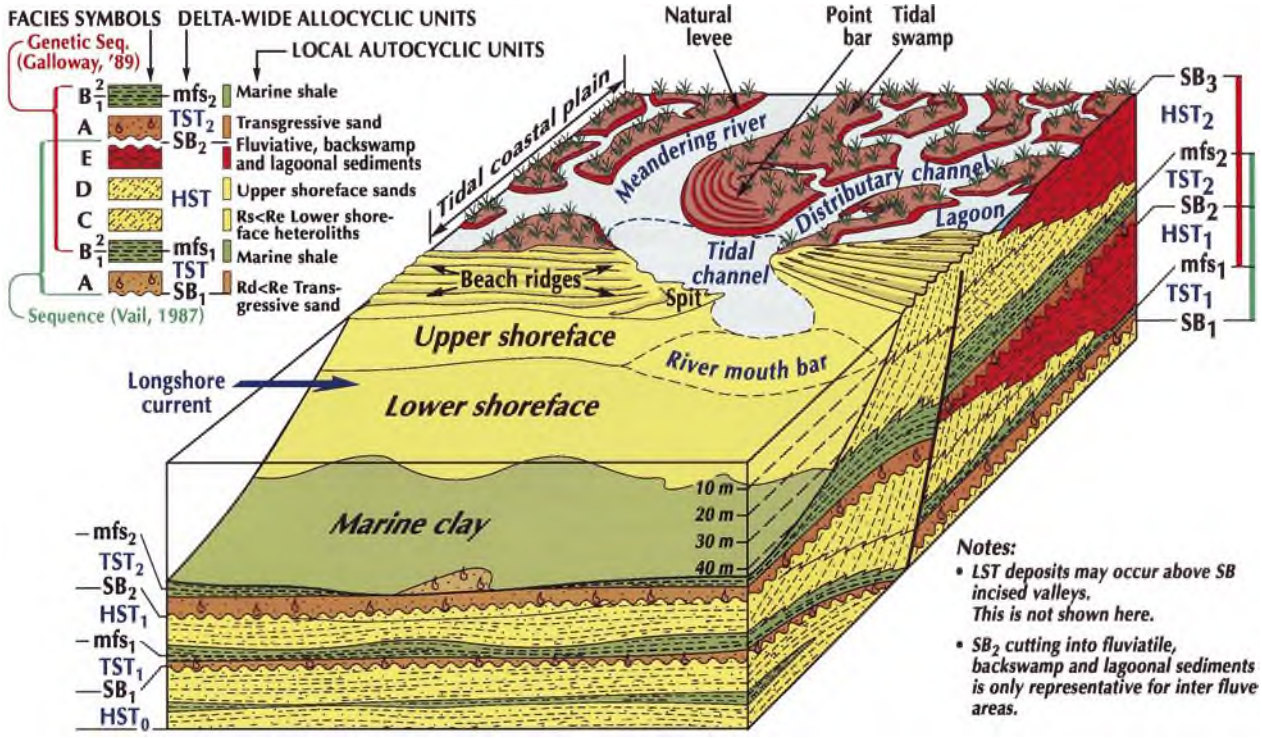


Figure IV-3. Géomorphologie et sédimentation cyclique au sein du Delta du Niger, et lien avec les failles de croissance synsédimentaires (d'après Reijers 2011 ; modifié d'après Weber 1971).

IV.2.3. Relations entre lithofaciès et structuration gravitaire du delta

IV.2.3.1. L'Escalator Regression model de Knox and Omatsola, 1989

Une fois le rifting terminé au Crétacé supérieur, la tectonique gravitaire devient le principal facteur de déformation au sein du delta du Niger. Elle entretenue par deux phénomènes regroupés au sein de l'« Escalator Regression Model » (Knox and Omatsola 1989). Ce modèle décrit la construction vers l'aval du delta au cours des temps géologiques, en utilisant la géométrie de la ligne régressive. Elle représente grossièrement la ligne de rivage, et sépare le passage des dépôts deltaïques aux sables continentaux. Elle montre des pulsations d'avancée rapide et de ralentissement au cours du temps. Le modèle introduit également la notion de *depobelts*, qui sont les phases de construction successives de croissance du delta (Figure IV-4), sous la forme de bandes larges d'environ 40 km. Le premier phénomène est la surcharge exercée par les sédiments deltaïques de la Formation Agbada qui sont plus denses, et qui progradent au-dessus des argiles peu compactées et en surpression de la Formation Akata. Chaque pulsation majeure du delta génère l'apparition d'une faille de croissance d'extension régionale, qui vient s'enraciner dans les argiles sous-jacentes qui se mettent à fluer vers

le Sud, vers le haut, et également vers les côtés du bassin. Le fluage des argiles permet alors d'accommoder la charge exercée par les dépôts deltaïques.

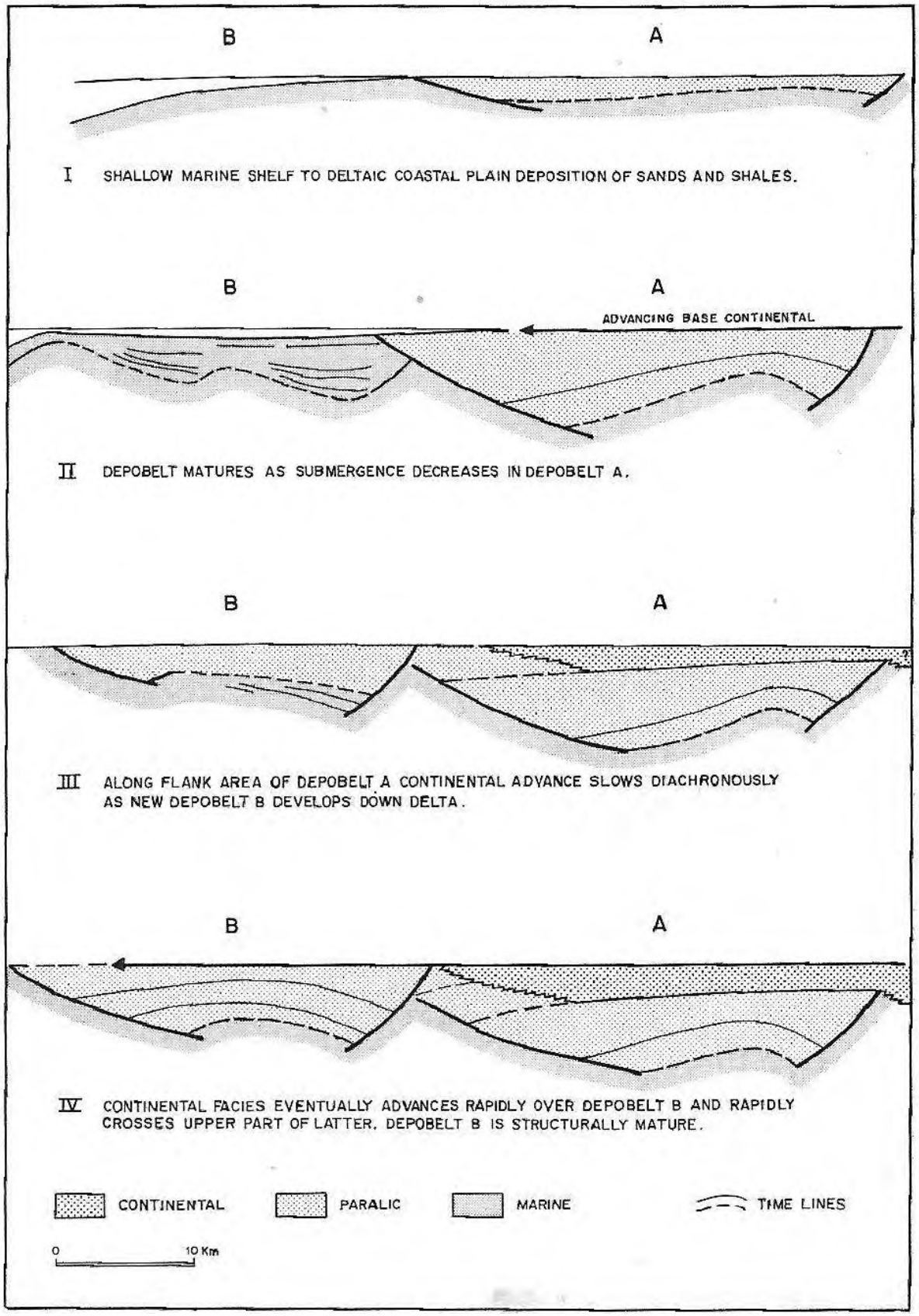


Figure IV-4. Schéma tectono-sédimentaire de construction successif de deux dépobelts au sein de l'Escalator Regression model (Knox and Omatsola 1989).

La faille régionale créée vient alors délimiter la partie proximale de la *depobelt*, tandis que son pôle distal est initialement défini par une variation de lithofaciès ainsi qu'une faille antithétique à celle régionale (Figure IV-4I).

Le second phénomène est l'absence au large de structure permettant le blocage du mouvement des argiles, qui agissent alors comme niveau de décollement régional (Figure IV-4II-IV), le tout permettant l'entretien de la déstabilisation de la pente.

Ainsi, au cours de sa construction, le delta s'est vu structuré en sept *depobelts*, qui sont des dépocentres arqués et d'âges successifs qui s'échelonnent de l'Éocène supérieur à l'Holocène. Ils sont séparés les uns des autres par les failles régionales, qui constituent les structures majeures de la cellule gravitaire (Evamy *et al.* 1978; Doust and Omatsola 1990; Stacher 1995) (Figure IV-5).

Par conséquent au sein du Delta du Niger, tout comme dans les systèmes qui lui sont analogues, les failles listriques synsédimentaires définissent des sites de subsidence et donc de sédimentation accrues. Pour une série donnée répartie de chaque côté d'une faille majeure, l'épaisseur est approximativement triplée au niveau du *hanging wall* par rapport celle du *footwall* (Knox and Omatsola 1989; Doust and Omatsola 1990). De plus, le front du delta est dominé par le remaniement des vagues qui assure la dispersion latérale des sédiments et ainsi l'homogénéité des *depobelts* (Knox and Omatsola 1989).

IV.2.3.2. Structures majeures et mineures d'origine gravitaire

La cellule gravitaire qui englobe le delta est subdivisée en trois domaines structuraux (Figure IV-5) selon le régime de déformation qui y est à l'œuvre : (i) un domaine extensif formé par les failles de croissance et principalement situé sous la plate-forme ; (ii) une zone de transition située sous la partie supérieure du talus (Weber and Daukoru 1975; Evamy *et al.* 1978; Knox and Omatsola 1989; Doust and Omatsola 1990) ; les deux parties précédentes sont compensées en aval de la cellule par (iii) une zone compressive formée d'une ceinture de plis et de chevauchements, qui est située au pied de la pente (Damuth 1994; Morley and Guerin 1996; Wu and Bally 2000; Corredor *et al.* 2005).

De plus, la tectonique gravitaire s'exprime également sous la forme d'autres structures aux dimensions plus modestes. Il s'agit d'anticlinaux en roll-over liés aux failles de croissance, de roll-over effondrés, des structures de failles dos-à-dos, des failles d'extrados densément réparties, ainsi que des diapirs d'argile (Knox and Omatsola 1989; Doust and Omatsola 1990; Stacher 1995).

IV.2.4. Épisodes érosifs-transgressifs au sein du delta

Les bords du delta sont maqués par des canyons sous-marins relativement étendus (Figure IV-5), traditionnellement appelés « channels » dans la littérature (Omatsola and Cordey 1976; Doust and Omatsola 1990; Jubril and Amajor 1991; Reijers *et al.* 1997), et qui sont dôtés d'une base erosive et d'un remplissage argileux transgressif (Burke 1972; Petters 1984).

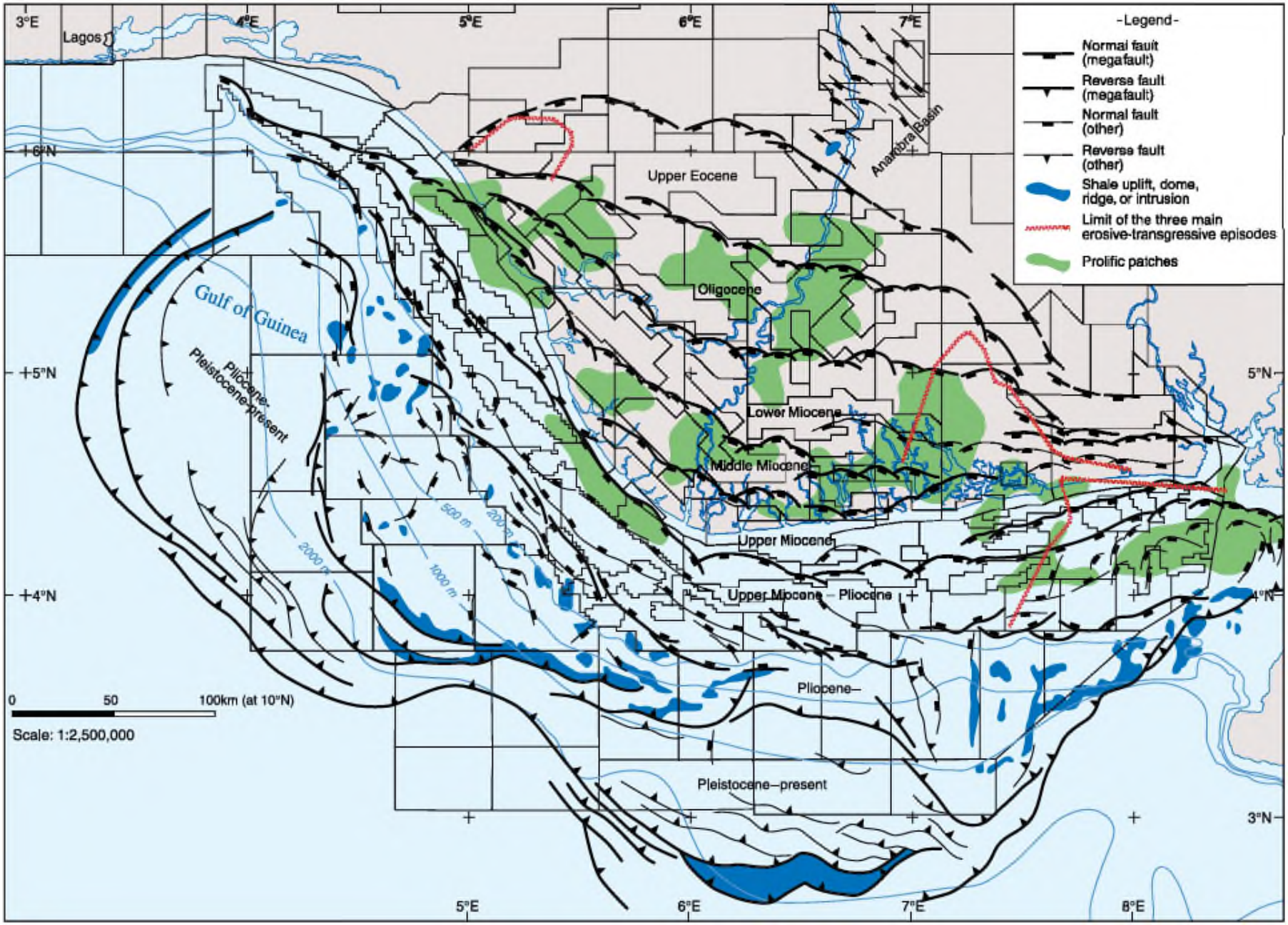


Figure IV-5. Carte structurale simplifiée du Delta du Niger (d'après Saugy and Eyer 2003).

Leur remplissage est également marqué par de nombreuses surfaces d'érosion internes (Reijers 2011), ce qui a été également observé dans la partie offshore du delta (Owoyemi and Willis 2006). Les trois principaux systèmes sont le Canyon Opuama à l'Ouest d'âge Miocène inférieur (Burke 1972), ainsi que de l'Afam à l'Est qui est d'âge Miocène moyen (Omatsola and Cordey 1976; Jubril and Amajor 1991) ou Miocène supérieur (Reijers 2011). La partie orientale du delta comporte également le grand glissement sous-marin du Kwa Iboe d'âge Pliocène basal (Knox and Omatsola 1989).

L'incision de chacun de ces systèmes survient lors d'un cycle de chute eustatique. Malgré son ampleur qui est parfois conséquente, ses effets sont restreints à la *depobelt* alors active, et ne parvient à interrompre que temporairement la dynamique régressive du delta, qui reprend rapidement le dessus. La transgression qui succède remplie alors chaque système d'argiles, avant de se répandre également dans le reste du delta (Knox and Omatsola 1989).

IV.3. SYSTÈME PÉTROLIER

La section suivante s'inspire grandement de la dernière synthèse en date sur le système pétrolier du Delta du Niger, qui a été réalisée par Brownfield (2016). Cette dernière se base également sur les éléments appartenant à des synthèses antérieures, principalement celles de Evamy *et al.* (1978), Doust and Omatsola (1990) et Stacher (1995).

IV.3.1. La province pétrolière et gazière du Delta du Niger

La province du delta du Niger est définie au Nord, à l'Est et à l'Ouest par les limites physiques du delta, et au large par l'isobathe 4000 m et/ou l'isopaque de 2000 m de sédiments (Brownfield 2016) (Figure IV-6). Elle a été explorée la première fois en 1937 par Shell, et est désormais considérée comme mature. Le Delta du Niger compte parmi les deltas d'âge tertiaire les plus prolifiques en hydrocarbures au monde, qui incluent également le Mackenzie (Marge Nord de l'Alaska), le Mississippi (U.S.A.), l'Orinoco (Vénézuela) et le Mahakam (Indonésie). À la fin des années 2000, ces provinces représentaient environ 5% des réserves mondiales en pétrole et en gaz (Reijers *et al.* 1997).

IV.3.1. Roches mères

Dans le Delta du Niger, la maturation d'hydrocarbures a débuté durant l'Éocène et continue de nos jours. Elle s'est déplacée progressivement du Nord au Sud, par l'entrée des *depobelts* les plus jeunes au sein de la fenêtre à huile. Les hydrocarbures ont été générés en premier lieu à partir de kérogènes éocènes côtiers (Formation Agbada) et pro-deltaïques (Formation Akata) de type II et III, et possiblement d'unités crétacées marines et lacustres (Ekweozor and Okoye 1980; Lambert-Aikhionbare and Ibe 1984; Doust and Omatsola 1990; Stacher 1995; Tuttle *et al.* 1999; Haack *et al.* 2000). Parmi elles, les argiles de la Formation Akata constituent un volume conséquent des dépôts

du bassin. Elles sont de plus situées sous les réservoirs de la Formation Agbada, et sont susceptibles de générer assez d'huile pour alimenter à elles seules toute la province pétrolière (Klett *et al.* 1997). Leur taux en matière organique moyen se situe entre 2,5 et 2,3 % en masse (Udo and Ekweozor 1988).

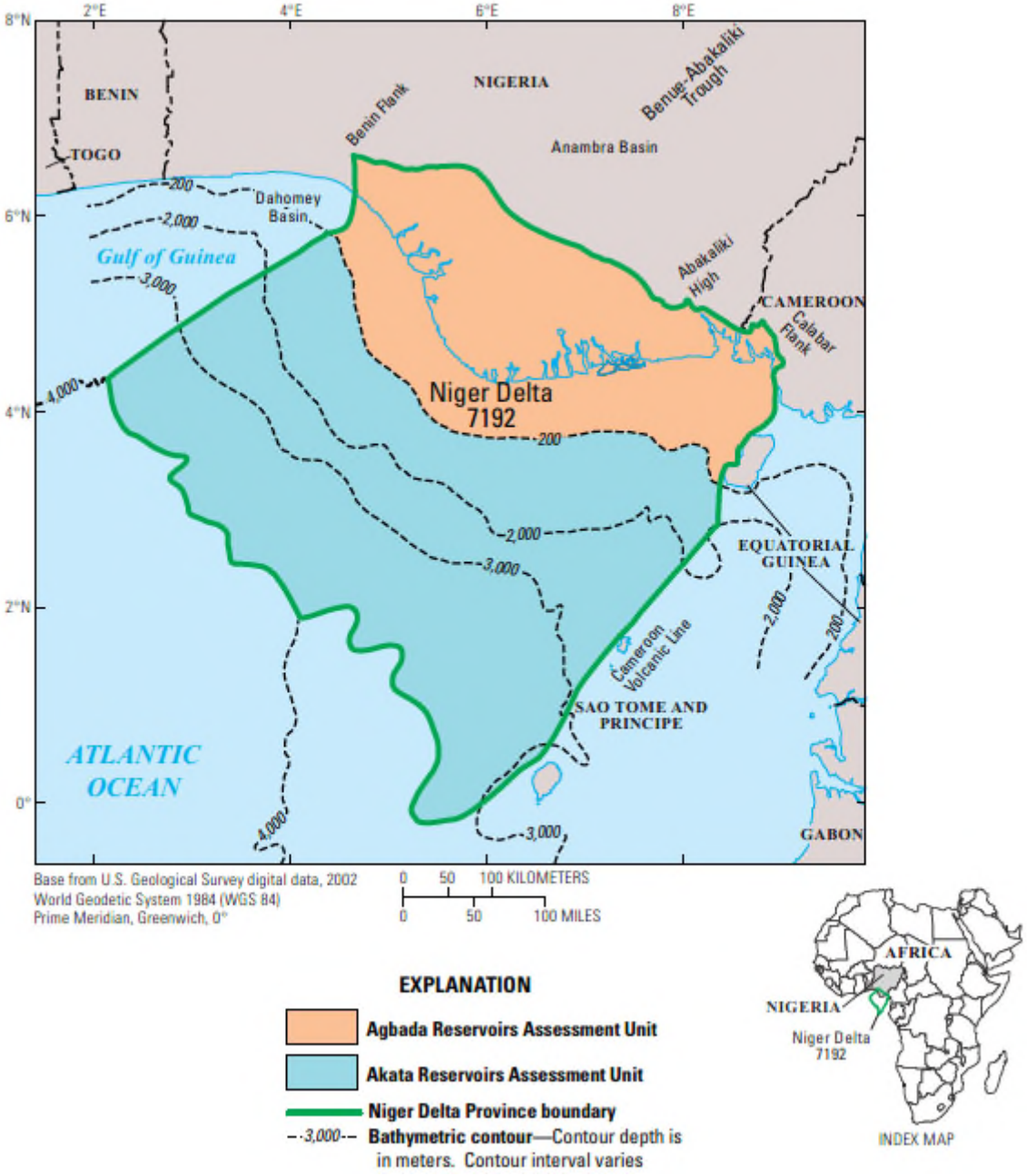


Figure IV-6. Emprise cartographique de la province pétrolière du Delta du Niger (d'après Brownfield, 2016).

En conclusion, il n'y a pas de roche mère de bonne qualité dans le delta, cette pauvreté en matière organique a été compensée par les grands volumes impliqués ainsi que par des drains d'excellente qualité (Bustin 1988).

Certains intervalles au sein de la Formation Agbada contiennent des niveaux pouvant être considérés comme de bonnes roches mères (Ekweozor and Okoye 1980), mais elles atteignent rarement une épaisseur suffisante pour être assez prolifiques, et ne sont matures que dans certaines parties du delta (Stacher 1995). Le taux de matière organique des argiles et des silts de cette formation peut montrer de forts écarts, compris dans un intervalle allant de 0,4 à 14,4 % en masse (Ekweozor and Okoye 1980). Leur taux en matière organique moyen est compris entre 1,4 et 1,6 % en masse, mais il augmente avec l'âge des dépôts, allant à 2,2 % en masse dans l'Éocène supérieur, et chutant à 0,9 % en masse dans le Pliocène (Bustin 1988).

La fenêtre à huile est la plus profonde dans la partie médiane du delta, à cause de l'épaisseur maximale de la Formation Bénin, qui est composée de sédiments continentaux, et où a lieu la circulation d'eau douce. Au contraire vers le Nord, cette dernière s'amincie et devient moins profonde, ce qui a pour effet de diminuer également la profondeur de la fenêtre à huile. Le même phénomène est a priori observé au large (Saugy and Eyer 2003) (Figure VI-7).

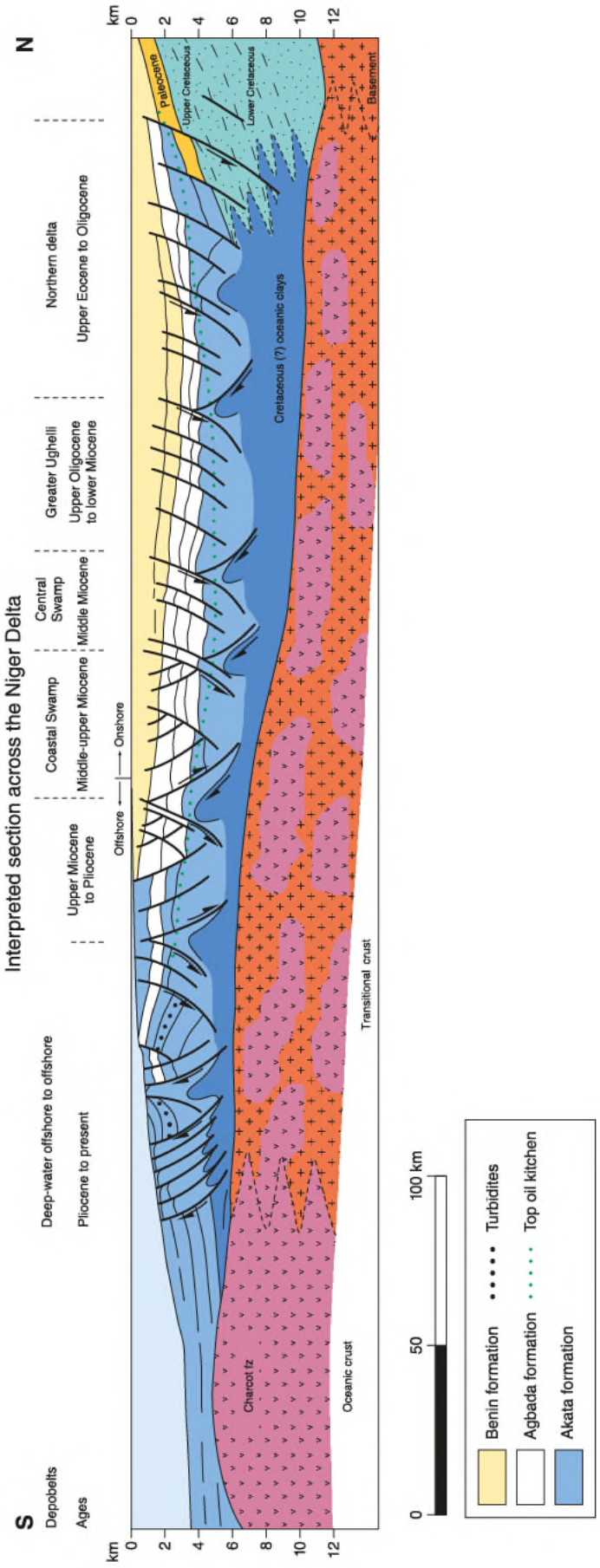


Figure IV-7. Coupe axiale simplifiée du Delta du Niger (d'après Saugy and Eyer 2003).

IV.3.2. Migration et réservoirs

Dans la partie centrale du delta, les failles de croissance constituent le chemin de migration préférentiel depuis les roches mères vers le sommet des structures, qui est généralement composé de la Formation Agbada. Cette dernière regroupe la grande majorité des réservoirs du delta, qui se présentent sous la forme niveaux de grès et de sables non consolidés (Evamy *et al.* 1978). Ils sont communément formés de barres de méandres de chenaux distributaires, et des barres de dérive littorale recoupées de manière intermittente par des chenaux sableux (Kulke 1995). Ces niveaux sont communément superposés, et leur épaisseur moyenne varie de 15 à 45 m (Evamy *et al.* 1978), mais leur épaisseur maximale peut dépasser les 100 m en cas d'amalgamation de complexes chenalisés (Doust and Omatsola 1990).

L'épaisseur des unités réservoirs est également forment contrôlée par les failles de croissance synsédimentaires, par l'épaississement des sables au niveau du *hanging wall*, à proximité de la faille (Weber and Daukoru 1975). Enfin, les meilleurs propriétés réservoirs ont été mesurées dans les grès du Miocène, avec une porosité de 40% et une perméabilité de 2 darcy (Edwards and Santogrossi 1990).

IV.3.3. Pièges et couvertures

Dans la partie onshore et offshore proximale du Delta du Niger, les champs de pétrole et de gaz sont majoritairement structuraux. Ils se développés durant la déformation synsédimentaire des séquences marines peu profondes de la Formation Agbada (Evamy *et al.* 1978; Stacher 1995). Ils peuvent prendre de nombreuses formes telles que : (i) le simple anticlinal en *roll-over* ; (ii) les structures à multiples failles de croissance ; (iii) les structures comprenant une faille antithétique ; et (iv) les crêtes de roll-over effondrées (Doust and Omatsola 1990) (Figure IV-8).

Les pièges à composante de piégeage stratigraphique majoritaire sont communs, mais ils incluent une composante structurale constituée : (i) soit d'un biseau contre faille de croissance ; ou (ii) d'une butte-témoin piégée sous et/ou contre un canyon à remplissage argileux, la butte-témoin étant la crête incisée d'un anticlinal en roll-over (Figure IV-8). Dans cette seconde configuration, il est important de noter que le doublet incision-remplissage argileux assure la couverture sommitale de champs très productifs (Doust and Omatsola 1990). Dans le cas du champ de Bomu, le réservoir piégé sous le canyon argileux Afam appartient à la Formation Bénin (Burke 1972).

En plus du remplissage des canyons, les argiles de la Formation Akata et/ou Agbada assurent le rôle de couverture dans d'autres modalités de piégeage, qui sont : (i) le beurrage de faille de croissance qui implique alors son étanchéité ; (ii) la juxtaposition latérale à un réservoir par le jeu d'une faille ; et (iii) une simple couverture sommitale (Doust and Omatsola 1990).

Dans la partie deep offshore du delta du Niger, les pièges sont majoritairement stratigraphiques. Ils sont formés à la fois avec des réservoirs et des couvertures appartenant à la Formation Akata. Les réservoirs sont composés de chenaux turbiditiques ou de fans de bas niveau marin (Beka and Oti 1995).

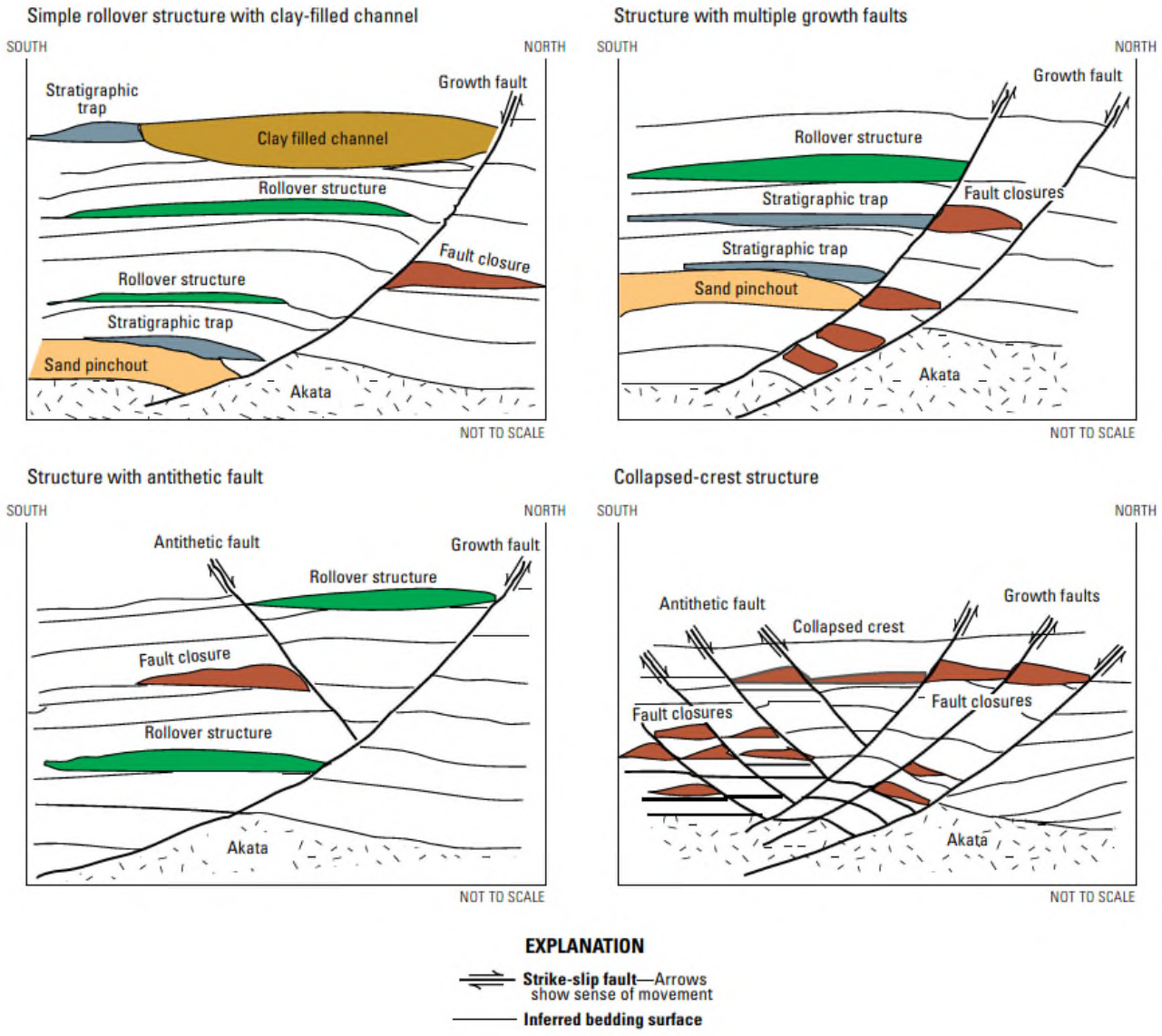


Figure IV-8. Structures des champs d'hydrocarbures et types de pièges associés au sein du Delta du Niger (d'après Brownfield, 2016 ; modifié d'après Doust and Amatsola, 1990 et d'après Stacher, 1995).

CHAPITRE V. MORPHO-STRUCTURAL ANALYSIS OF A SUBMARINE EROSION CONTROLLED BY A RECTANGULAR DRAINAGE PATTERN : THE CASE STUDY OF THE AFAM CANYON (TORTONIAN, NIGER DELTA, NIGERIA)

Louison Mercier, Massimo Dall'Asta, Sébastien Migeon, Jean-Loup Rubino, Vincent Delhaye-Prat, François Lafont, Tony Akpi.

ABSTRACT

The interpretation of three-dimensional (3D) seismic reflection data is an efficient tool in the study of ancient incision surfaces as the Afam Incision Surface (AIS) located in the onshore Eastern Niger Delta, where deposition is controlled by E-W trending growth-faults and roll-over anticlines. The 3D seismic data interpretation shows the AIS cuts deeply on about 800 m the underlying Eocene-Miocene deltaic and continental series. Its planform pattern is organized in 6 stream orders. The main conduit is N-S to NW-SE oriented and is locally controlled by E-W oriented grabens, which give it right-angle changes of direction. It perpendicularly captures most of the 5^{th} and 4^{th} order tributaries, each is controlled by one major growth-fault and has an asymmetric cross-sectional profile. All the western tributaries developed a counter-regional slope drainage within their upstream part, leading to a planform bayonet-shaped path. Whatever the stream order considered; its increase is controlled by the location of growth-faults. Therefore, the AIS planform network has the characteristics of a rectangular drainage pattern. Moreover, the depth of the AIS, the preserved knickpoints within the thalweg of the AIS conduit; and the many erosional terraces boarded by arcuate scarps which are located along the AIS conduit and its tributaries; permit us to interpret the AIS as a submarine canyon system. The AIS probably occurred during the 50 m Tor2 sea-level fall at 9.5-9.2 my, and the canyon have been initiated by by-pass currents which acted in tandem with retrogressive erosion. The last greatly participated to deepen and widen the canyon and its tributaries whatever the orientation of the local slope. Each of those processes has been favored by the high-density of growth-faults. Finally, during the last excavation phases, the canalization of longshore drift currents by the canyon and its tributaries probably participated to the destabilization of their upper margins

KEY WORDS

Niger Delta, submarine canyons, growth-faults, rectangular drainage pattern, 3D seismic.

V.1. INTRODUCTION

Submarine canyons are erosive conduits with stepped sides, which transport particles from the continental shelves to the abyssal plains (Menard 1955 ; Shepard 1981; Normark and Carlson 2003). They incise most of the continental margins of the world oceans (Shepard and Dill 1966; Shepard 1972). Their formation and evolution are often the result of multiple processes (Shepard 1981) which were resumed by Pratson et al. (2007). Canyon initiation can be confined to the slope and result from the action of retrogressive failures, eventually until a canyon head is formed and cuts into the shelf break (Farre *et al*. 1983). The head can then capture particles delivered by hyperpycnal currents generated by flooding rivers (Mulder *et al.* 2003) or transported by longshore or shelf drift currents (Lewis and barnes 1999; Canals *et al.* 2006; Mazières *et al.* 2014). All of these processes can then be active together or alternatively to excavate and refresh the canyons axis both in downslope and upslope direction (Shedarf 1981; Pratson *et al.* 1994 ; Pratson and Coakley 1996). For longer time laps, relative sea level fall is considered as a key factor in the development of submarine canyons (Baztan *et al*. 2005), but this causal relationship is not always applicable due to the formation of some canyons during high relative sea level, which implies the triggering by another factor as tectonics (Fulthorpe *et al*. 2000).

On active margins, structural control appears to be an important or even dominant factor in the planform pattern of canyons (Greene *et al.* 1991). In the case of a canyon or tributary intersecting perpendicularly a thrust, the orientation of the relevant thalweg may exhibit a bayonet shape or a right angle by locally aligning with the structure (Hagen *et al.* 1996; Song *et al.* 2000), which is also observed in extensive regime due to the control of normal faults (Cornish 2013; Almeida *et al.* 2015; Cornish and Lambiotte 2016). Such sharp changes in the canyon-axis orientation characterize a rectangular drainage pattern, although it was initially defined on land (Zernitz 1932).

On passive margins, syn-sedimentary control of canyons can come from deep normal faults and old strike-slip faults reactivated following a tectonic inversion but this process is still poorly documented (Jobe *et al.* 2011; Almeida *et al.* 2015). In areas of rapid sediment accumulation such as large deltas, the activity of growth faults together with the lowering of sea level may explain the location of canyon heads close to the shelf break (Ujowundu *et al.* 2008; Delhaye-Prat *et al.* 2009b). In extensive regime, normal faults can control the location of canyon heads (Devine and Wheeler 1989; Ujowundu *et al.* 2008; Almeida *et al.* 2015) and even thalwegs (Almeida *et al.* 2015). The widening of incisions and the change in cross-sectional profile from a "V" shape to a "U" shape following the crossing of a normal fault can occur (Almeida *et al.* 2015), which is also observed in the wrench regime because of the lateral juxtaposition of rocks with different rheological properties (Greene *et al.* 1991). Normal faults may also serve as a preferential zone of weakness focusing regressive-erosion processes (Hutchinson 1987), which can lead to a capture of tributaries (Delhaye-

Prat *et al.* 2009a; Cornish 2013; Cornish and Lambiotte 2016). The latter also contributes to the formation of a rectangular drainage pattern. Nevertheless, none of the works cited above explicitly name these fault-controlled submarine canyons as rectangular drainage patterns.

In the Niger Delta, several Plio-Quaternary canyons (Deptuck *et al.* 2007; Jimoh *et al.* 2018) and ancien canyons (Burke 1972; Orife and Avbovbo 1982; Petters 1984; Delhaye-Prat *et al.* 2009a) have been the subject of previous works, but studies of ancient canyons do not report an accurate analysis of their morphology, as they were carried out before the extensive acquisition of 3D seismic data, or without exploiting its full potential in the seismic data interpretation.

Based on 3D seismic data, the results of our study provide the first detailed analysis of an ancient submarine canyon systems in the onshore Eastern Niger Delta. The objectives of this study were: (1) to provide the first detailed morphological analysis of the basal incision surface of the Afam Canyon and (2) to infer the processes responsible for the formation and evolution of its distinctive and complex morphology. Our work provides a framework for a future detailed study of the canyon infilling, and it also contributes to a better understanding of the way fault systems control the planform pattern and the development of submarine canyons, past or present in the Niger Delta and more widely on the continental margins of the world ocean.

V.2. REGIONAL SETTINGS

The Niger Delta is one of the largest in the world. It is located in the Gulf of Guinea (Nigeria), along the Equatorial Atlantic margin of West Africa (Figure V-1). The delta has a “classical” or an arcuate shape (Allen 1965). The thickness of siliciclastic deposits locally reaches 12 km (Allen 1965; Evamy *et al.* 1978; Doust and Omatsola 1990). The progradation of the deltaic wedge has begun during the Late Eocene (Evamy *et al.* 1978), and has been estimated at ~ 300 km (Short and Stäuble 1967; Burke 1972; Evamy *et al.* 1978; Doust and Omatsola 1990; Stacher 1995). The lithostratigraphy of the Niger Delta consists of three major units: the Akata, Agbada and Benin Formations (Short and Stäuble 1967; Avbovbo 1978; Evamy *et al.* 1978; Doust and Omatsola 1990). The Agbada Formation comprises deltaic deposits which range from delta-front, delta-topset to fluvio-deltaic environments. The Benin Formation consists of alluvial to upper coastal plain deposits. The Akata Formation corresponds to marine shales (Avbovbo 1978). Both the Agbada and Benin Formations prograded over the Akata Formation (Short and Stäuble 1967). The growth of the delta was mainly controlled by syn-sedimentary gravity-driven tectonics, caused by the mobility of overpressured shales from the Akata Formation in response to gravity loading of deltaic sediments from the Agbada Formation (Knox and Omatsola 1989). The deformation leads to the partition of the delta into three major structural domains: (i) an extensional zone with growth faults located below the continental shelf, (ii) a transitional zone located below the upper slope (Weber and Daukoru 1975; Evamy *et al.* 1978; Knox and Omatsola 1989; Doust and Omatsola 1990), (iii) a compressional zone

of folds and thrusts located at the toe of the slope (Damuth 1994; Morley and Guerin 1996; Wu and Bally 2000; Corredor *et al.* 2005) (Figure V-1).

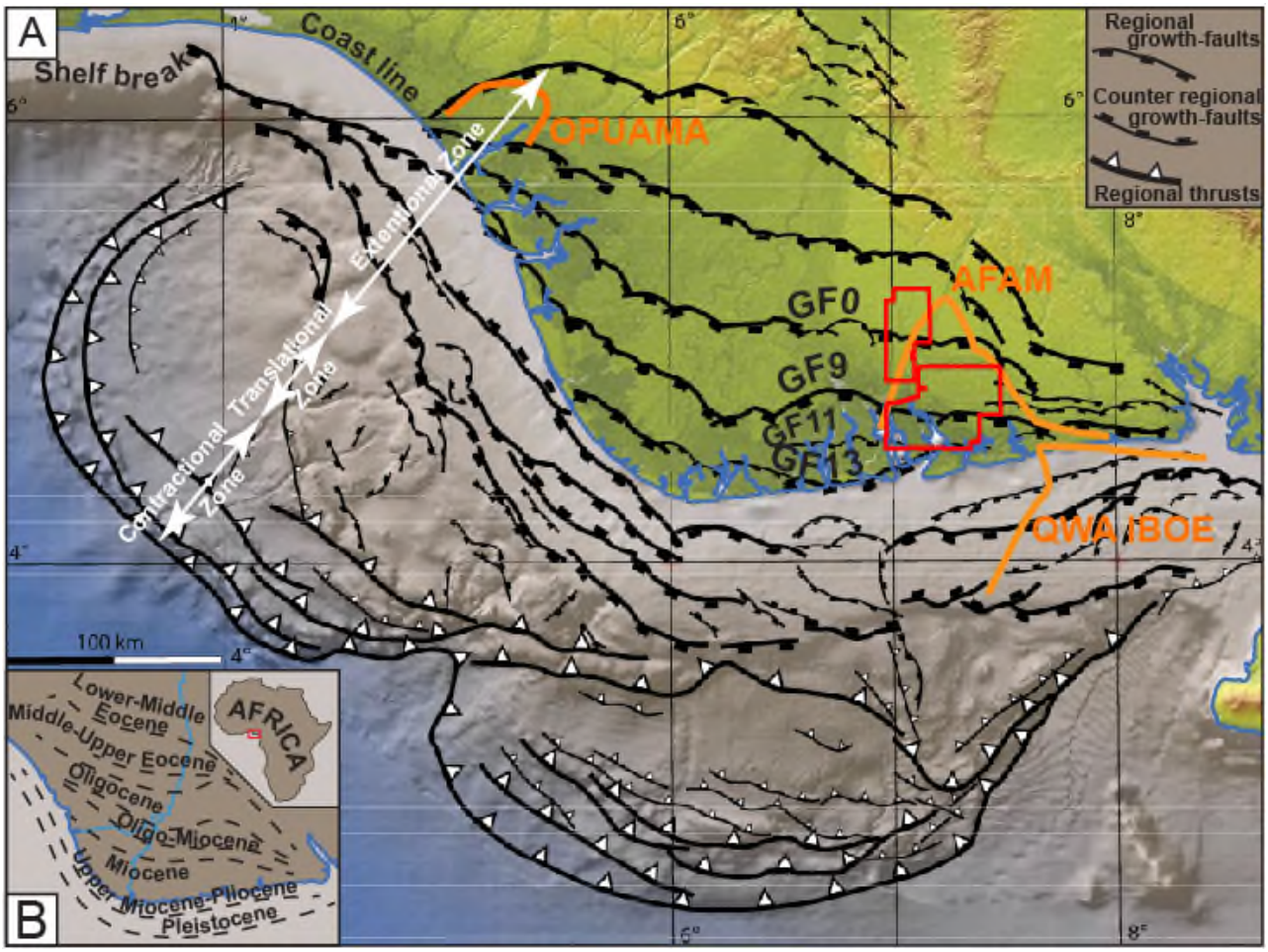


Figure V-1. (A) Structural scheme of the Niger Delta showing the extensional, translational and compressional domains, superimposed to the relief and bathymetric map. (B) Schematic map showing the southward overall progradation of the delta from the Late Eocene to the present day. The location of the two studied 3D seismic blocks are illustrated by the red polygons in map A. The red rectangle in inset map B shows the location of the Niger Delta in the Gulf of Guinea. A, B, modified after Chima et al. (2019); Rouby et al. (2011). The location of the three main erosive features of the delta are illustrated and named in orange, after Doust and Omatsola (1989).

Lithostratigraphic models usually divides the Niger Delta into several seaward diachronous depobelts or arcuate depocenters (Short and Stäuble 1967), the most advanced model being the Escalator Regression model using the association of deltaic stratigraphy, lithofacies and structure (Knox and Omatsola 1989). Nevertheless, the traditional subdivision of the delta is insufficient for optimum stratigraphic application, and needs to take into account both delta-wide and local effects of tectonics (sediment accumulation locally influenced by differential subsidence), and sea-level cyclicity (sediment dispersal controlled by transgressive/regressive cycles) (Reijers 2011). The resulting chrono-stratigraphical model includes eleven delta-wide third-order sequences bounded by unconformities (sensu Vail, 1987) with considerable internal lithological variations. In those sequences, erosional “channels” were thought to form at the low inflection points of the long-term eustatic curve, whereas delta-wide shale markers result in intra-sequence floodings which occurred

at high inflection points (Reijers 2011). During Middle-Late Miocene in the eastern delta, sedimentation was interrupted by several cut-and-fill events (Burke 1972; Petters 1984) leading to the formation of the Agbada, Buguma, Afam (Omatsola and Cordey 1976) and Soku (Murat 1972) "channels"(Figure V-2).

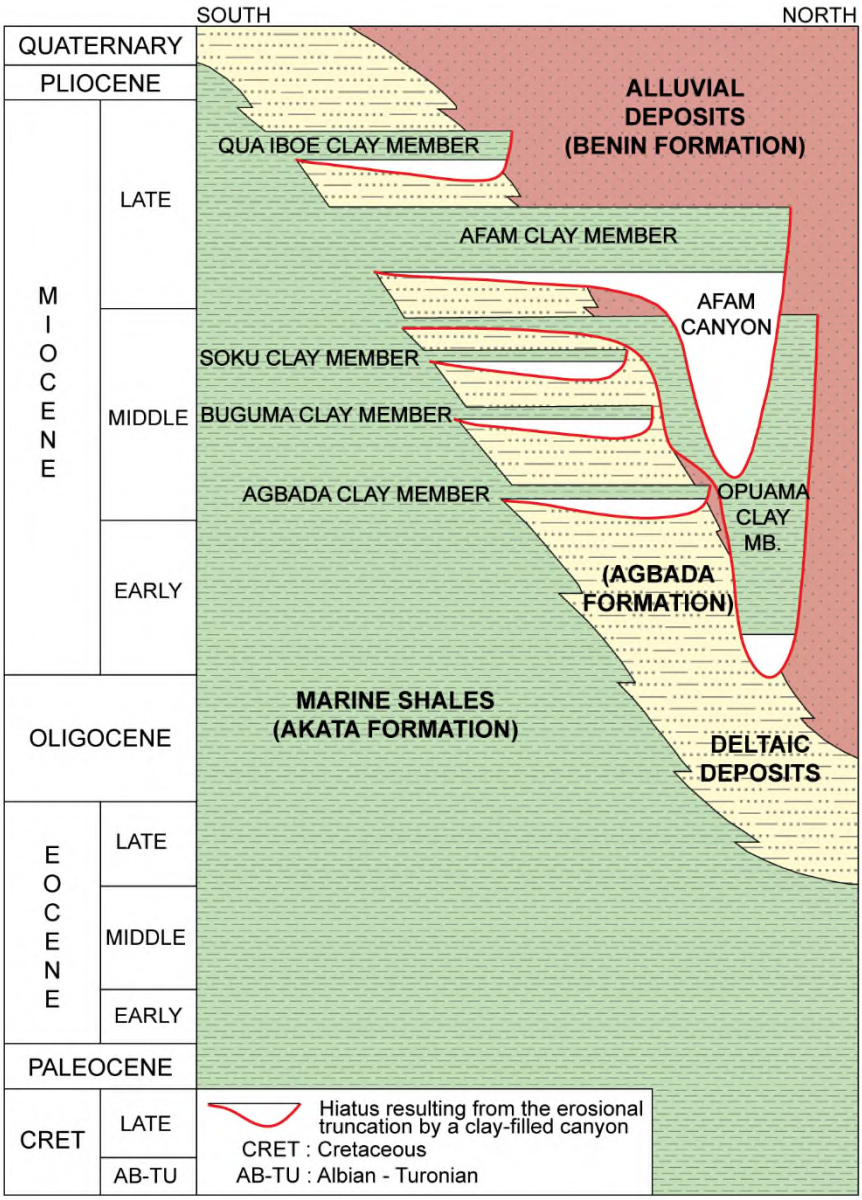


Figure V-2. Schematic lithostratigraphic chart of the Niger Delta showing the upward coarsening-up regressive-sequence resulting from the southward shift of the three lithofacies trough time (redrawn after Doust, 1989).

The Afam erosive event has been associated with the sequence boundary dated at 8.5 Ma, which corresponds to the Mid-Tortonian drop on the Haq et al. (1988) short-term sea level curve (Reijers 2011) (Figure V-3). The Afam conduit has been previously interpreted in many ways: (i) a drowned valley system (Weber 1971), (ii) a single fluvial channel (Doust and Omatsola 1990), (iii) an incised fluvial channel system (Jubril and Amajor 1991; Bideau *et al.* 2007), (iv) a very large estuary to the North feeding a prominent submarine canyon to the South (Omatsola and Cordey 1976; Knox and

Omatsola 1989), (v) a submarine canyon (Burke 1972; Petters 1984; Reijers 2011) and finally (vi) gullies (Weber and Daukoru 1975). Moreover, the location of some of the Afam tributaries has been correlated with the presence of East-West oriented normal faults (Omatsola and Cordey 1976).

Some of these previous interpretations are in complete contradiction, highlighting the need of new investigation. The present study area is located on the onshore extensional zone of the delta (Figure V-1). It covers a rectangular area, 50 km long in an East-West direction by 40 km long in a North-South direction, at depths ranging from 800 to 1800 ms twt (two-way time). The area is characterized by the presence of twelve East-West trending major growth-faults with associated synthetic and counter-regional growth-faults (Figure V-4).

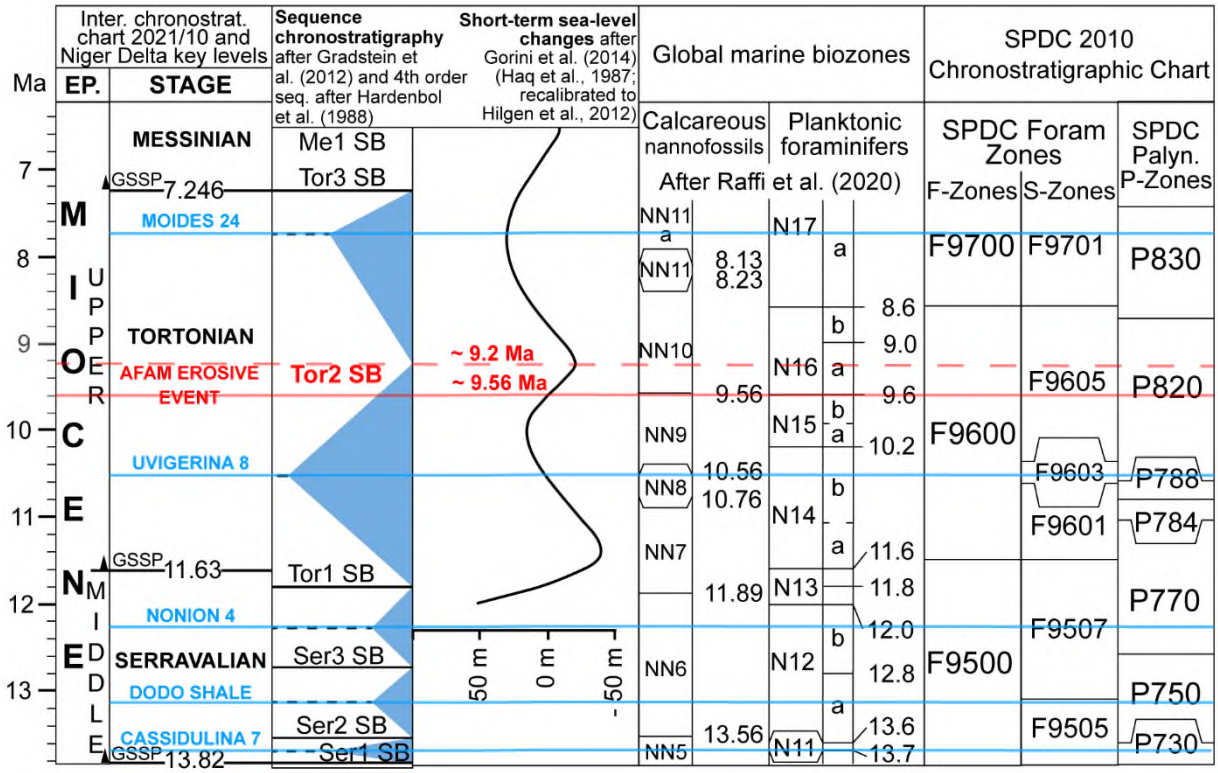


Figure V-3. Chronostratigraphic chart of the Upper Miocene of the Niger Delta showing the standard stages (after GTS, 2021); mostly 4th order cycles of Hardenbol et al. (1998) superimposed to the sequence chronostratigraphy (after Gradstein et al., 2012); short-term sea-level changes showing mostly 3rd order cycles (modified after Haq et al., 1987 and recalibrated by Gorini et al., 2014 from Hilgen et al., 2012); calcareous nannofossils zones and planktonic foraminifers zones (after Raffi et al., 2020). Shell foraminifers and palynological zones (after Shell Companies in Nigeria, 2010) and delta-wide key level shales (in blue, after Reijers, 2011) recalibrated from GTS (2021). Note that the Geological Time Scale for the Neogene period has not changed significantly between 2012 and 2021.

V.3. DATA AND METHODS

V.3.1. Data

The 3D seismic data consist of two onshore vintage 3D seismic blocks, which were historically operated by SPDC (Shell), with the collaboration of NNPC, Total Energies (initially Elf) and Eni. The 3D seismic data were acquired in the 2000s using different frequencies, resulting in contrasted vertical resolutions. The southern seismic block is a merge of three smaller blocks. They have a horizontal resolution (spacing bin) of 25x25 m (in-line and cross-line spacing), while it is of 50x50 m in the northern seismic block, which is made of a merge of two smaller blocks. The 3D seismic data were processed as a zero-phase source wavelet. Consequently, a decrease in acoustic impedance corresponds to a peak (white loop) in the wavelet, while an increase in acoustic impedance corresponds to a through (black loop) in the wavelet. For each seismic block, between 0 and 2500 ms, the velocity low employed is $z\ (m) = 0{,}000160t^2 + 0{,}86432\ t$. Furthermore, eleven boreholes were available. Nine of them has gamma-ray and resistivity logs, but two of them has only a resistivity log.

V.3.2. 3D seismic interpretation

In the southern block, the picking of the Afam basal incision surface was done using the standard seismic-stratigraphic analysis approach of Mitchum and Vail (1977). The recognition of reflector termination of the underlying well-layered deltaic series, characterizing erosional truncations, played a major role on the identification of the incision, which is in most of cases underlined by a one-phase sharp and irregular surface. The other important reflector-termination pattern is the onlap of the infilling on top of the erosional surface. The “Afam Clay Member” consists of three seismic facies, some of which being discontinuous or chaotic and showing both pronounced geometrical and amplitude contrasts with the underlying truncated deltaic series. A first interpretation grid composed of a 1 km path (each 40 lines) in both directions (in-lines and cross-lines) allowed identifying the main Afam conduits and the interfluve locations. Then a second interpretation grid with a 500 m path in both directions highlighted smaller tributaries. Finally, a third interpretation grid with a 250 m path (each 10 in-lines and cross-lines) made possible the auto-critic correction of the previous interpretation phases, with a confidence rate estimated at 95% for the final surface, which evidenced smaller-scale features such as failure scars and chutes, and knickpoints. The final interpretation is well-tied to the gamma ray and resistivity logs were the Afam Clay Member often marks high gamma ray and low resistivity values, which constitutes an ultimate verification phase. Finally, the interpreted horizon has been gridded by automatic gridding using the Sismage® software (TotalEnergies company) and smoothed, then it has been imported within the GIS software Global Mapper® where the colored depth map has been generated, and the slope gradient map computed

from the previous interpolated map. Finally, the drainage system has been redrawn and interpreted from this map.

On the northern seismic block, the Afam basal incision has not been picked but only interpreted using 4 ms twtt separated time slices between 500 and 1100 ms twtt using the Sismage software. Each of these slices allows to see a part of the drainage system, this latter has been redrawn but shows greater uncertainties than the one from the southern block. Some random lines were used to verify the location and the dimensions of the tributaries.

V.4. STRUCTURAL FRAMEWORK OF THE AFAM

V.4.1. Structural framework of the northern block

The northern block shows a relatively dense and complex structural scheme, due to the large number of growth-faults with various orientations (Figure V-4). Antithetic major and secondary faults are also observed. Some faults have an E-W trend and/or an E-W oriented part, that laterally changes of direction and evolve in a relay zone (Figure V-4). They are cartographicaly shifted by a younger generation of faults, tens of km long and showing an NNE-SSW or NE-SW trending (Figure V-4). Minor faults have not been mapped.

V.4.2. Structural framework of the southern block

The southern block comprises fourteen identified major growth-faults numbered from GF0-GF0' to GF13, and many associated secondary synthetic and antithetic growth-faults (Figure V-5). Among the major faults, GF0, GF9 and GF13 are delta-wide major faults delimiting four successive depobelts (Figure V-1 and Figure V-4): (i) the Oligocene / Greater Ughelli depobelt is located North of GF0; (ii) the Oligocene-Lower Miocene / Central Swamp depobelt is located from GF0 to GF9; the Lower-Upper Miocene / Costal Swamp I is located from GF9 to GF13, with GF11 acting as a secondary fault at the delta scale; and (iv) the Upper Miocene-Pliocene / Coastal Swamp II depobelt is located South of GF13.

The fault system is roughly East-West oriented, and most of the faults have a southward vergence, as it was already identified for delta-scale growth faults on the onshore eastern Niger Delta (Evamy et al. 1978; Doust and Omatsola 1989; Figure V-1). The mapped faults are only those that affected the Afam basal incision morphology. The decollement surface of the gravity-driven system is located deeper than the investigation depth of the seismic profiles shown in this paper (Figure V-6). GF9 is the main structure of the area and separates the latter in two structural domains: a northern and a southern domain (Figure V-5). Vertical displacements along the fifteen major growth faults generated pluri-kilometric wide roll-over anticlines which are themselves affected by extrados faults splitting them in numerous tilted blocks (Figure V-6).

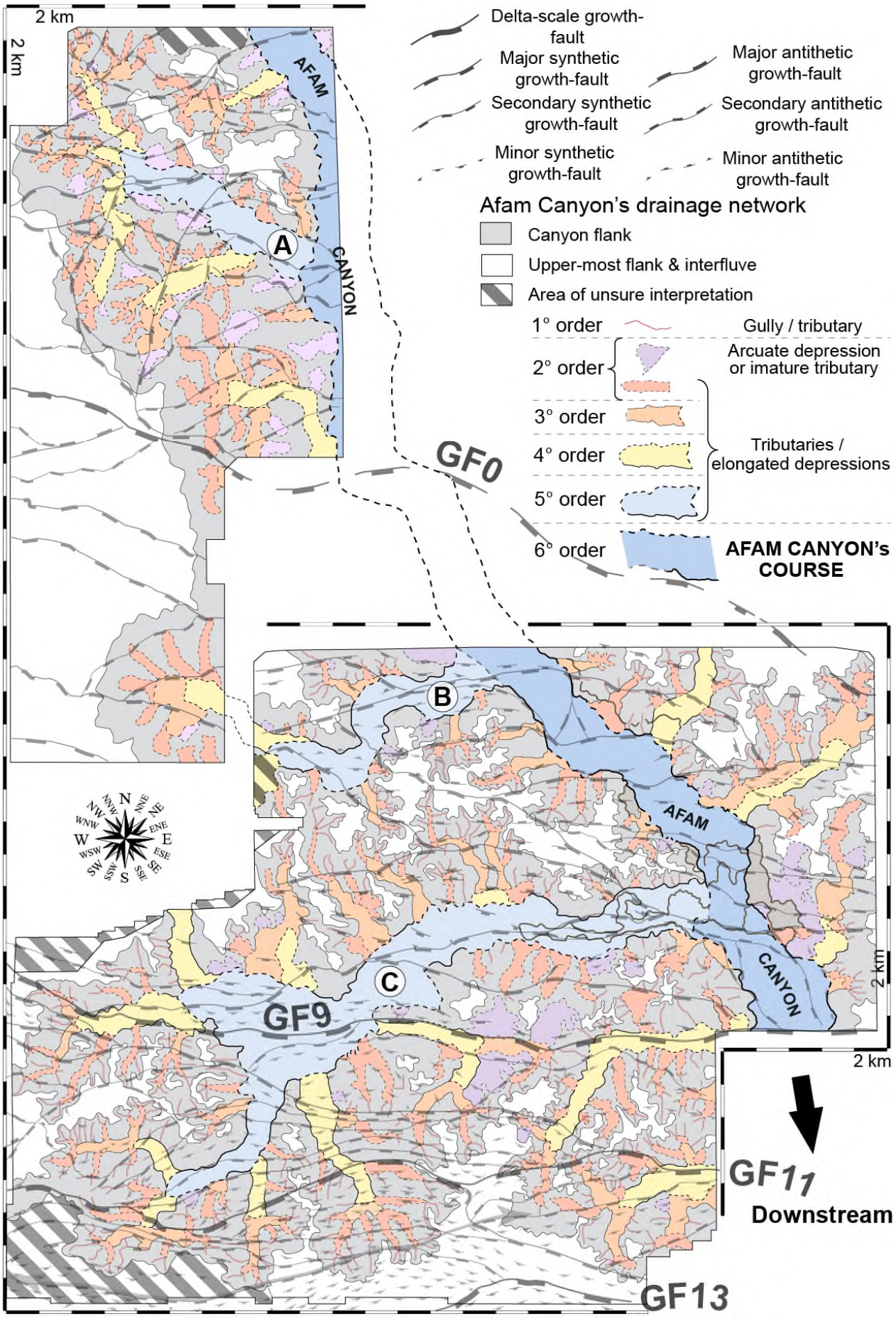

2 km
2 km
AFAM
CANYON
A
GF0
B
AFAM
CANYON
C
GF9
2 km
2 km
GF11
Downstream
GF13
N
NNE
NE
ENE
E
ESE
SE
SSE
S
SSW
SW
WSW
W
WNW
NW
NNW
Delta-scale growth-fault
Major synthetic growth-fault
Major antithetic growth-fault
Secondary synthetic growth-fault
Secondary antithetic growth-fault
Minor synthetic growth-fault
Minor antithetic growth-fault
Afam Canyon's drainage network
Canyon flank
Upper-most flank & interfluve
Area of unsure interpretation
1° order
Gully / tributary
2° order
Arcuate depression or imature tributary
3° order
4° order
Tributaries / elongated depressions
5° order
6° order
AFAM CANYON's COURSE

Figure V-4. Interpreted structural scheme superimposed on the interpreted Afam drainage network in the northern and southern 3D seismic blocks. The AIS drainage network has been interpreted using the Strahler's (1957) method. The Afam Conduit flows southeastward and has been interpreted to be a 6th order stream, because of its relatively constant width along the study area, which is greater than each 5th order tributary width. Note that neither the head nor the mouth of the Afam Conduit are present on the study area.

Moreover, some roll-over anticlines show a strong asymmetry which is expressed as a hinge, they are bounded 1 km south of the major fault by an antithetic fault. (Figure V-5 and Figure V-6B). North of GF7 and GF8, the northern domain is divided in two structural blocks separated by the NW-SE oriented relay fault GF4 (Figure V-5).

GF11 is E-W oriented and separates the southern structural domain in two elongated and ten kilometers wide structural blocks which are cut by smaller faults (Figure V-6). The southern structural domain exhibits a higher density of faults than the northern one, particularly for the minor faults associated with GF10, GF11, and GF12; which cut up the roll-over anticlines in numerous kilometric to bi-kilometric wide tilted blocks (Figure V-6). From GF9b to GF13, the central part of the southern domain is made of a composite relay zone, which is made of the succession of fault segments with SW-NE to WSW-ENE and WNW-ESE orientations; the involved faults are GF9c, GF10, GF11 and GF12 (Figure V-5).

V.5. PLANFORM PATTERN OF THE AFAM BASAL INCISION

V.5.1. Overview of the Afam drainage network

V.5.1.1. General description of the Afam incision surface (AIS)

The AIS forms a NW-SE oriented and 30-km-long conduit located in the north-eastern part of the study area (Figure V-5). The conduit is almost linear with at least two sharp (90°) bends to the east along its studied segment (Figure V-5). It is fed laterally by tributaries with various extensions and number of branches, but almost perpendicular to the conduit direction. The width of the AIS conduit slightly increases downstream from 3 to 5 km (Figure V-5). In the whole southern seismic block, the AIS has a range of depth of 1000 ms twtt (Figure V-5), its shallowest part is located at the north-eastern corner of the study area, around 800 ms twtt of depth and corresponds approximately to the eastern limit of the Afam regional incision. The greatest depth of the AIS is about 1800 ms twtt of depth and is locatedat the downstream part of the AIS conduit, as well as along its tributary H (Figure V-5 and Figure V-8).

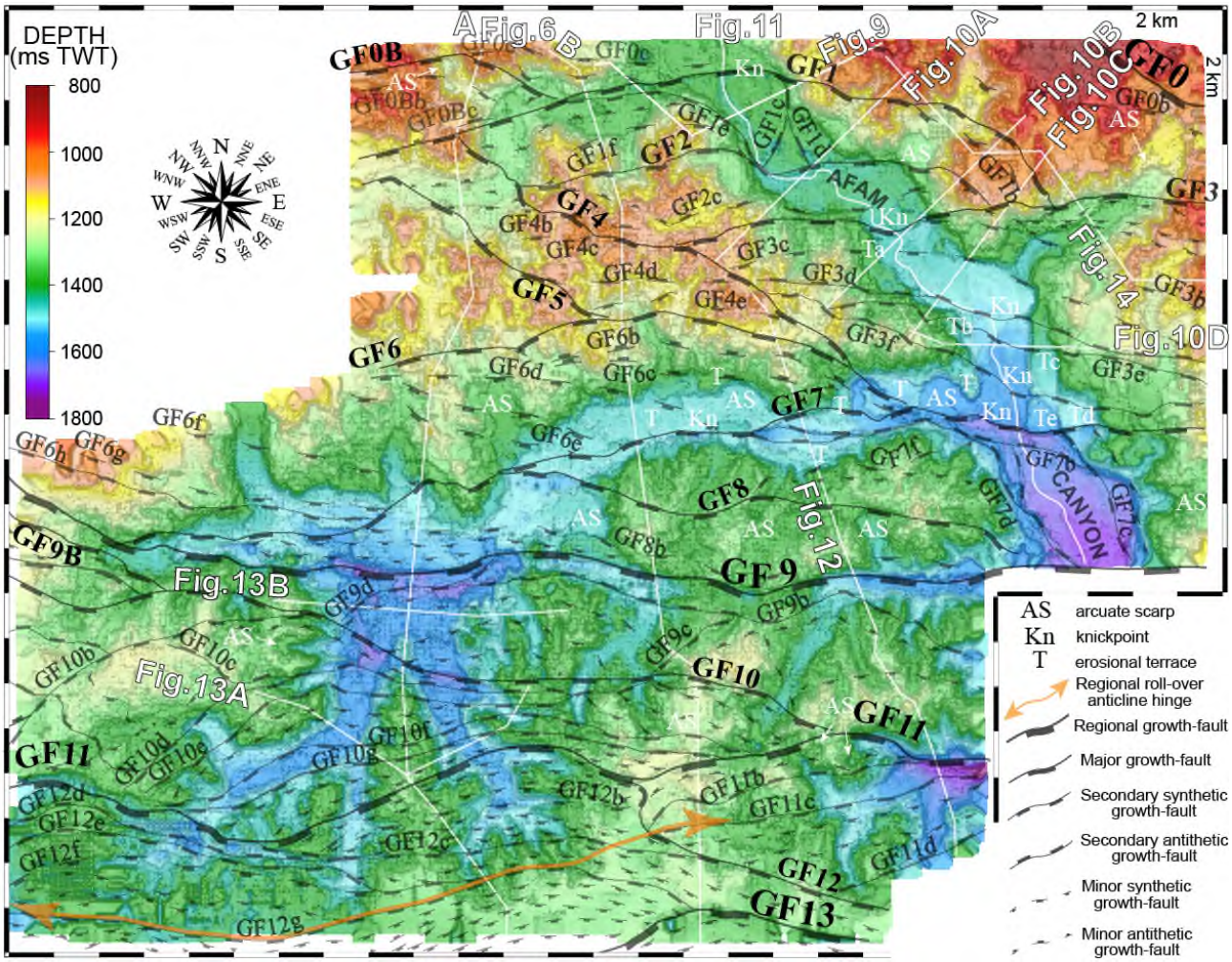


Figure V-5. Interpreted structural scheme of the southern study area, superimposed on the interpreted time map of the Afam Incision Surface, in the southern 3D seismic block.

V.5.1.2. Afam tributaries

Numerous tributaries of various extensions and number of branches are captured along the course of the AIS conduit. It has to be noted that the distribution of the tributaries is asymmetrical along the AIS conduit, most of them being located along its western side (Figure V-4). In each tributary, the size (i.e. length, width and depth of incision) of the branches gradually decreases away from the AIS conduit.

The ordination of the stream network of submarine canyons is not common (Tubau *et al.* 2013). It implies to a choose nomenclature between two opposite cases: (i) the smallest and non-branching tributaries have the first stream order; or (ii) the largest and longest conduit has the first stream order. The previous autors arbitrarily assigned the stream orders according to the method which the stream order increases by one at the downstream junction of two streams of the same order(Strahler 1954) (Strahler 1954, 1957). Even if it has been originally in terrestrial geomorphology, it corresponds to the first case previously cited.

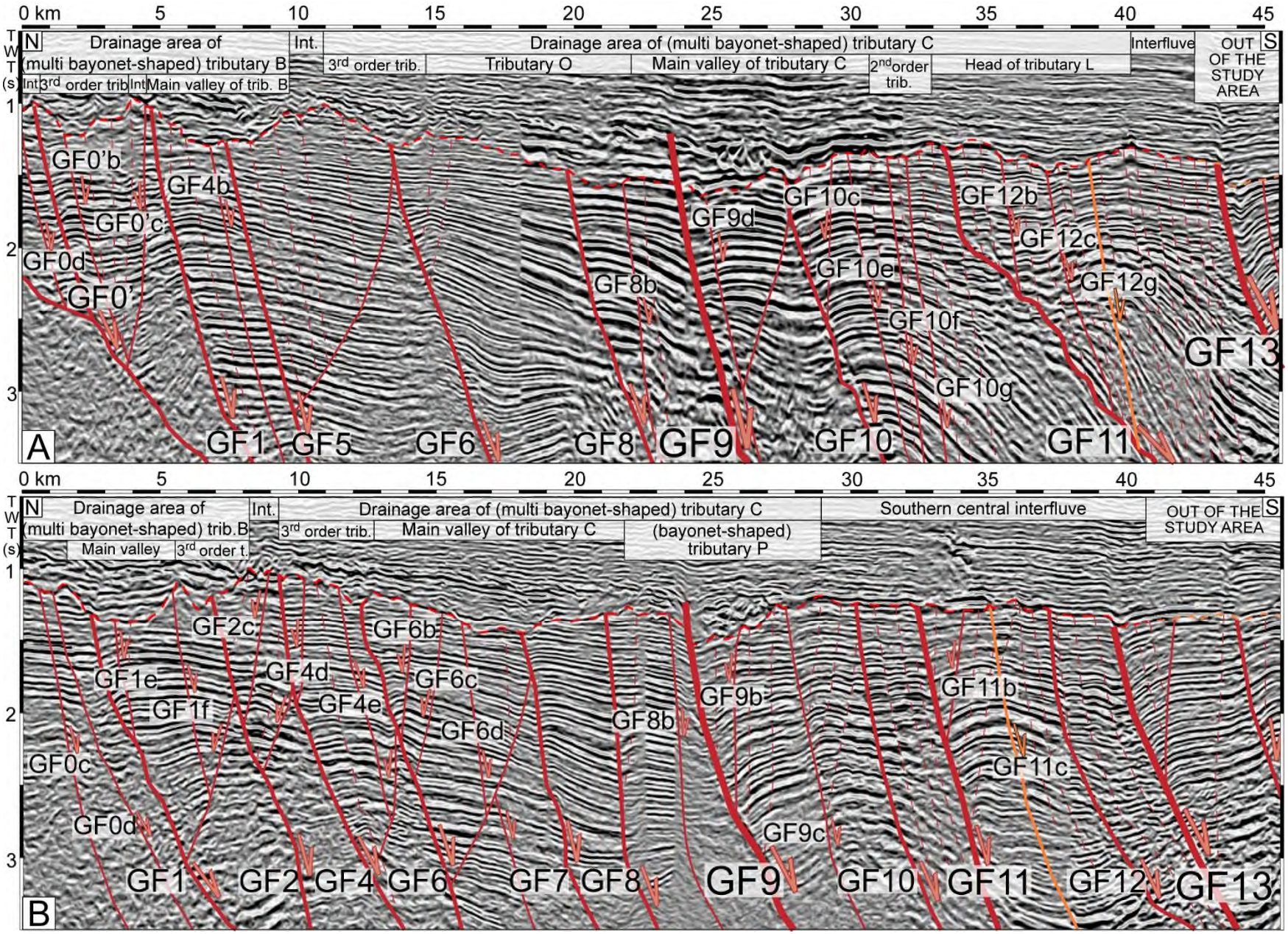


Figure V-6. North-South oriented structural profiles in the southern study area showing the growth faults and associated roll-over anticlines.

Figure V-6 legend: (A) Interpreted seismic profile in the western part of the study area. (B) Interpretated seismic profile in the central part of the study area The location of the whole majority of each profile is illustrated in Figure 5. It corresponds to the length of the AIS interpreted in red dashes in the upper part of each profile. To illustrate the GF11-GF13 anticline in its entirety, each profile is in reality about 5 km longer than its trace is Fig. 5. Those additional segments correspond to the AIS interpreted in orange dashes in the upper part of each profile. Anticline roll-over crest are particularly affected by extrados faults within the GF9-GF13 structural domain. The faulted hinge of the regional GF11-GF13 anticline is locally interpretated by the corresponding growth fault, which is illustrated in orange. Int: interfluve; trib.: tributary; W: wall.

Moreover, numerous heterogeneous tributaries are captured by the AIS conduit along its course (Figure V-5). So the second nomenclature method presents a major inconvenient for the morphological analysis of the AIS drainage pattern, because it implies that these heterogeneous tributaries would have the second stream order. As a consequence, we also chosen to use the Strahler's (1957) method for the description of the AIS drainage network (Figure V-4, Figure V-7 and Figure V-8).

In the northern and southern blocks, three tributaries (A, B and C; Figure V-4) consist of 5 branches separated by 4 successive increases of the stream order, and are named 5^{th} order tributary. The largest is the tributary C (Figure V-4). Its drainage network is about 835 km^2 and covers half of the southern block. Seven tributaries (two in the northern block, Figure V-7; D, E, F, G, H in the southern block, Figure V-8) are smaller in extension, they consist of 4 branches separated by 3 successive increases of the stream order, and are named 4^{th} order tributaries.

V.5.2. Planform pattern of the northern drainage network

In the northern block (Figure V-4and Figure V-7), the AIS conduit is only partly imaged by the data. It is about 3 km wide, it is relatively straight and N-S oriented. It is fed along its western side by a major 5^{th} order tributary and 2 smaller 4^{th} order tributaries.

The tributary A is NW-SE oriented (Figure V-7). It is 14-km long and about 2 km wide. Its upstream part consists of three 4^{th} order tributaries giving a digitized shape to the drainage area. Tributary A captures a fourth 4^{th} order tributary which is SW-NE oriented.

The comparison between the location of both the faults and the tributaries reveals many of the latter are partly aligned on faults (Figure V-7). Their many changes of orientation, which can form right angles, are also located at the crossing of faults (Figure V-7). Moreover, the coalescence of the tributaries and the increase of drainage orders as described by Strahler's (1957, 1954) are also frequently associated to fault locations, even for the catchment of the tributary A by the AIS. The lack of data did not allow to study more precisely the influence of faults on the AIS course.

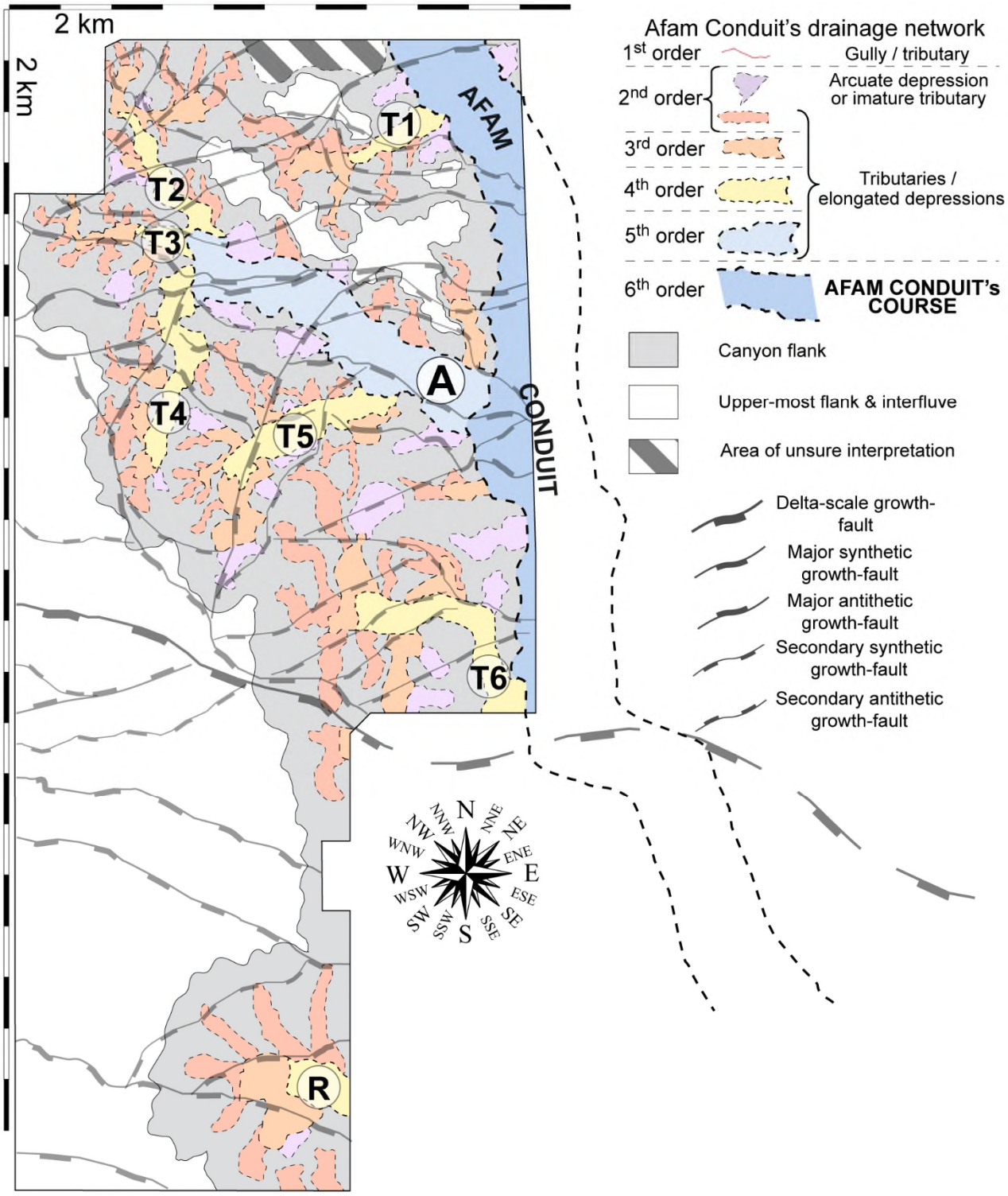


Figure V-7. Interpreted structural scheme of the northern study area, superimposed on the interpreted Afam drainage network using the Strahlers's (1957) method. The 1st order tributaries has not been interpretated due to the poor resolution of the 3D seismic data of the northern seismic block and due to the methodology used for the of interpretation of the IAS, using only time slices.

V.5.3. Morphological features of the southern drainage network

V.5.3.1. Planform pattern of the AIS

In the northern structural domain, the AIS cut through the GF0-GF7 block (Figure V-5 and Figure V-8). The GF4 footwall and part of GF3f constitute the 14-km long western interfluve which separates the tributaries B and C (Figure V-5 and Figure V-8).

The AIS conduit shows six successive segments with different orientations which gives it a sinuous shape. In details, from GF1 to GF3, the AIS exhibits two segments:

- the first one is NW-SE oriented and makes a sharp right-angle bend to the east by crossing GF2 (Figure V-5). It exhibits a U-shape profile, 500 ms twtt deep and 6 km wide (Figure V-9). It cut through GF1 without changing direction then it follows GF1d and GF1e (Figure V-5) that mark the transition between the conduit floor and the base of both the eastern and western flanks (Figure V-9). The axial incision location is controlled by a minor fault, which gives to the thalweg a slight asymmetry (Figure V-9).

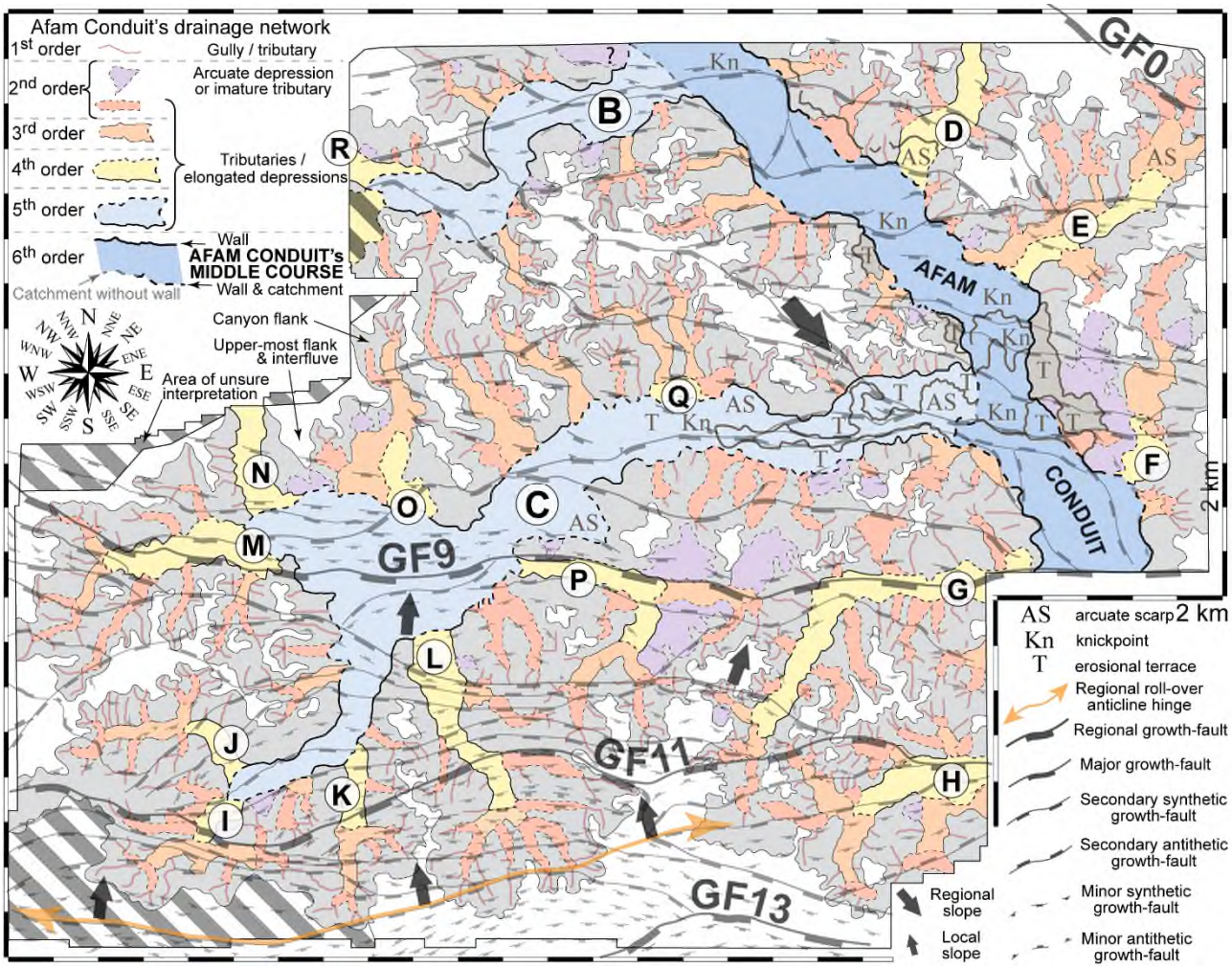


Figure V-8. Interpreted structural scheme of the southern and main study area, superimposed on the interpreted Afam drainage network using the Strahler's (1957) method. 1st to 6th stream orders have been interpretated.

- the second one is WNW-ESE oriented and follows a direction imposed by the GF2-GF2c graben (Figure V-5). Then it changes direction by crossing GF2c (Figure V-5). It is 600ms twtt deep, a 11-km wide. It exhibits an asymmetrical and crenelated-shaped cross-section profile (Figure V-10A). Along the first 4 km of the segment, the GF3-GF2c horst delimitates the right-hand flank of the conduit. The axial incision is bounded by GF2 along its left-hand side and GF2c along its right-hand side (Figure V-5 and Figure V-10A). The left-hand (north-eastern) flank and interfluve are structured by GF1 without significative morphological impact (Figure V-5andFigure V-10A).

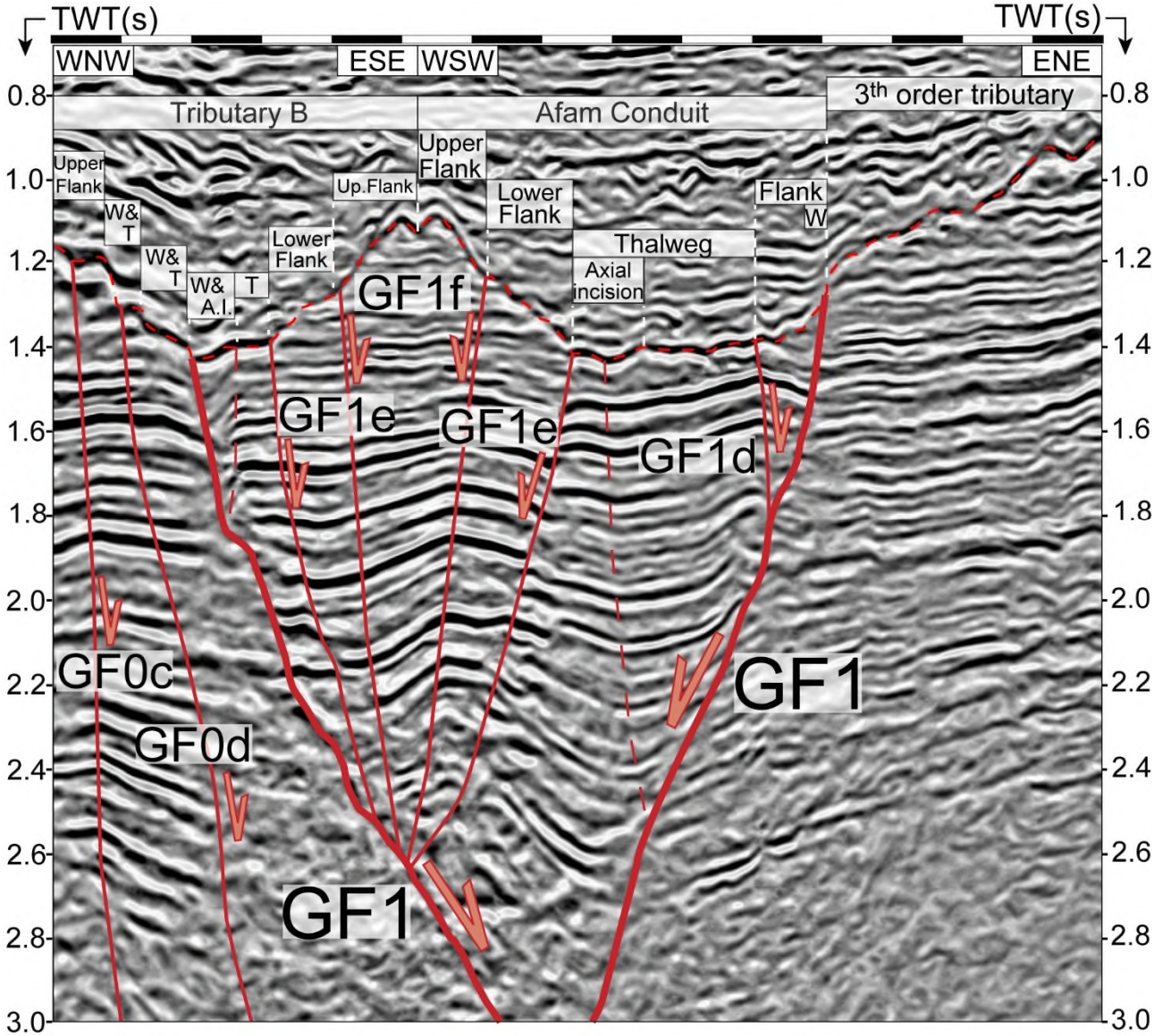


Figure V-9. WNW-ENE oriented cross-section profile of the catchment area of tributary C by the Afam Conduit in the southern study area. Note the different locations of GF1 with regard to the morphology it controls within the tributary C (northern thalweg margin) and within the Afam Conduit (northeastern mid-flank). A.I. : axial incision; T: erosional terrace; Up : upper; W: wall.

From GF2c to GF7, the AIS consists of three segments separated by bayonet bends:

- the third segment is NNW-SSE oriented and it cuts through the GF2c-GF3 horst and GF3-GF3c hemi-graben. Within the hemi-graben, the conduit cross-section exhibits an asymmetrical crenelated U-shaped profile, 400ms twtt deep and 8-km wide (Figure V-10B). Both the right-and left-

hand sides of the conduit cuts perpendicularly GF2c and GF3 without being affected by the vergence of these two faults (Figure V-5and Figure V-10B). The axial incision emplaced against GF3, on its hanging-wall (Figure V-10B).

- the fourth one is WNW-ESE oriented and follows the GF3c-GF3d graben (Figure V-5). Within the graben, the conduit shows an asymmetrical and crenelated U-shaped cross-section profile, 650 ms twtt deep and 9-km wide (Figure V-10C). The thalweg is entrenched between two structured walls: (i) the right-hand flank is 250 ms twtt high and it is controlled by the presence of GF3e but not by the fault dip; (ii) the left-hand flank is 40 ms twtt high and it is bounded by the GF3c footwall (Figure V-10C). The axial incision emplaced in a graben made of minor faults.

- the fifth one is N-S oriented and cuts through GF3d to GF7, without any change of direction. The conduit cross-section has a crenelated and relatively symmetrical U-shape, 350ms twtt deep and 7-km wide

(Figure V-5) of which the upstream limit is formed by GF3d knickpoint, and the head of the axial depression is a plunge-pool structured by GF3e (Figure V-11). Moreover, the axial incision is locally structured within a graben made of minor faults (Figure V-10D).

Finally, the sixth segment is NW-SE oriented and cut through GF7, GF7b and GF9 (Figure V-5). The thalweg is 4 km wide; it is strictly confined within a graben bounded by GF7c and GF7d.

By comparing the location and direction of both the conduit segments and the major and associated faults, it appears that the changes in orientation of the conduit course mainly occur at the intersection of E-W faults (Figure V-5).

Finally, the internal flanks of the AIS conduit exhibit five erosional terraces (Figure V-5), 2 to 4 km long and 1-2 km wide. They are located between the GF3 hanging-wall and the GF7-GF7c hemi-graben (Figure V-5 and Figure V-8). Although some terraces are laterally of longitudinally bounded by faults on seismic profiles (Figure V-10and Figure V-12), the relationship between terraces and faults is less clear on map view (Figure V-5). Along the western flank at the transition between the third and fourth segments, Ta developed on the GF3 hanging-wall, bounded to the N and S by GF3 and GF3d respectively. Ta is about 50 ms twtt above the floor of the AIS conduit. In the fifth segment, Tb developed along the western flank between GF3e and GF3f, while Tc developed along the eastern flank between GF3c and GF3f. Tc is the longest terrace. Tb and Tc are at about 120 ms twtt above the conduit floor. Then T4 can be seen in the extension of Tc to the South at the same elevation above the conduit floor, between GF3f and GF7b but it is slightly shifted to the east. Finally, Te is entrenched within the conduit, at an elevation of about 60 ms twtt, and it is confined between GF3f and GF7. The terraces are bounded by two walls, each lower wall being controlled by at least one fault (Figure V-10D).

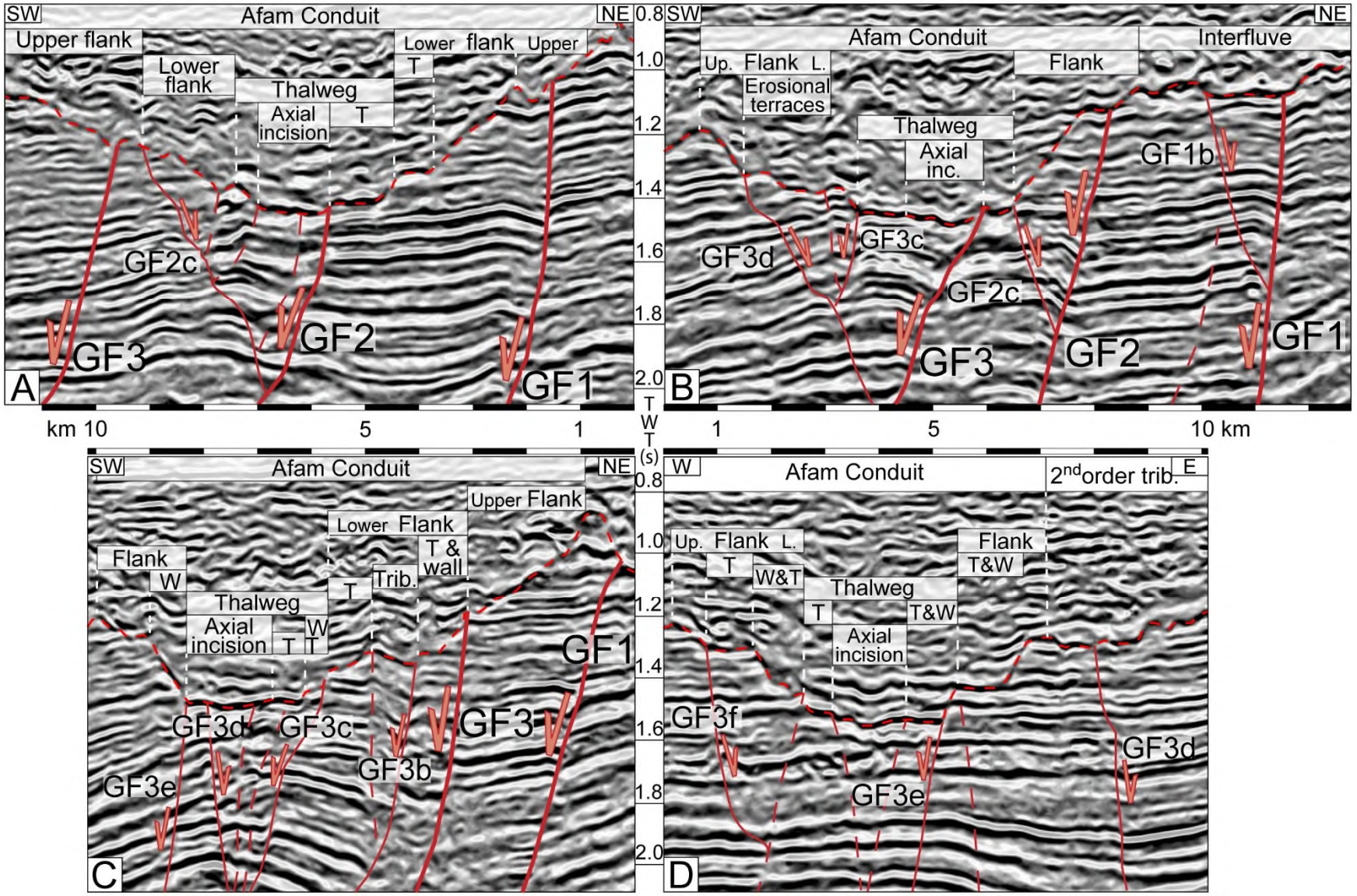


Figure V-10. Cross-section profiles of the Afam Conduit in southern study area along segments within various orientations. The rest of the legend is on the next page.

V.5.3.2. Longitudinal profile of the Afam conduit

As shown above, the AIS intersects five major faults (GF1 to GF7), few secondary faults and a minor fault (Figure V-5 and Figure V-8). GF2c and GF3d are the only two to have a northern dip (Figure V-5). A pluri-kilometric wide and asymmetric roll-over anticline is associated with each major fault with the exception of GF3f for which a monoclinal and southward dipping structure is observed between GF3e and GF7 (Figure V-11).

The longitudinal profile generated following the center and deepest part of the AIS is linear in shape (Figure V-11). It is locally disturbed by two morphological features: 1) abrupt morphological steps interpreted as a knickpoints and 2) concave-down structures 1-2 km long, separated by higher points and interpreted as plunge-pools (Figure V-11). The highest knickpoints fit with the crossing of the major faults GF1, GF3 and GF7 (Figure V-11). Here, knickpoints are 50 ms twtt, 30ms twtt and 120 ms twtt high respectively. Three plunge pools are found downstream of GF1 and only one downstream of GF3 and GF7 (Figure V-11). Minor faults GF3d and GF3f also generated knickpoints, about 30 ms twtt high, while a plunge pool was found associated with GF3e. Finally, a knickpoints developed on the downstream flank of the small-scale roll-over anticline associated with GF3e (Figure V-11).

V.5.4. Planform pattern of the 5th order tributaries

In the study area, three 5th order tributaries (A, B, C; Fig. 4) are connected to the AIS conduit. They are oblique or almost perpendicular to the direction of the latter. Although they differ in size, the three 5th order tributaries have common morphological characteristics and formation contexts (Fig. 4). Most of the following descriptions will therefore be based on the example of tributary C which is the largest one of the Afam drainage network. It is about 50 km long. Its course can be divided into two segments: (i) a downstream segment that extends from the western side of the AIS conduit to the footwall of GF8b, and (ii) an upstream segment that developed between the GF8b hanging-wall and the GF12g footwall (Figure V-5and Figure V-8).

V.5.4.1. General morphology of the downstream segment

The downstream segment has a West-East orientation that follows GF7 (Figure V-5 and Figure V-8). It is almost linear in shape, with three slight changes of direction. The northern interfluve is the most complex, with a sinuous crest line formed by a succession of pinnacles distributed from GF3f, GF4 and GF6 footwalls, then a more linear eastern termination mainly guided by GF3f. The southern interfluve is simpler in shape as its crest is roughly located along GF8 (Figure V-5and Figure V-8). The flanks of the conduit are strongly eroded by 4th to 1st order tributaries (Figure V-8). They are larger and more abundant along the northern (left-hand) flank.

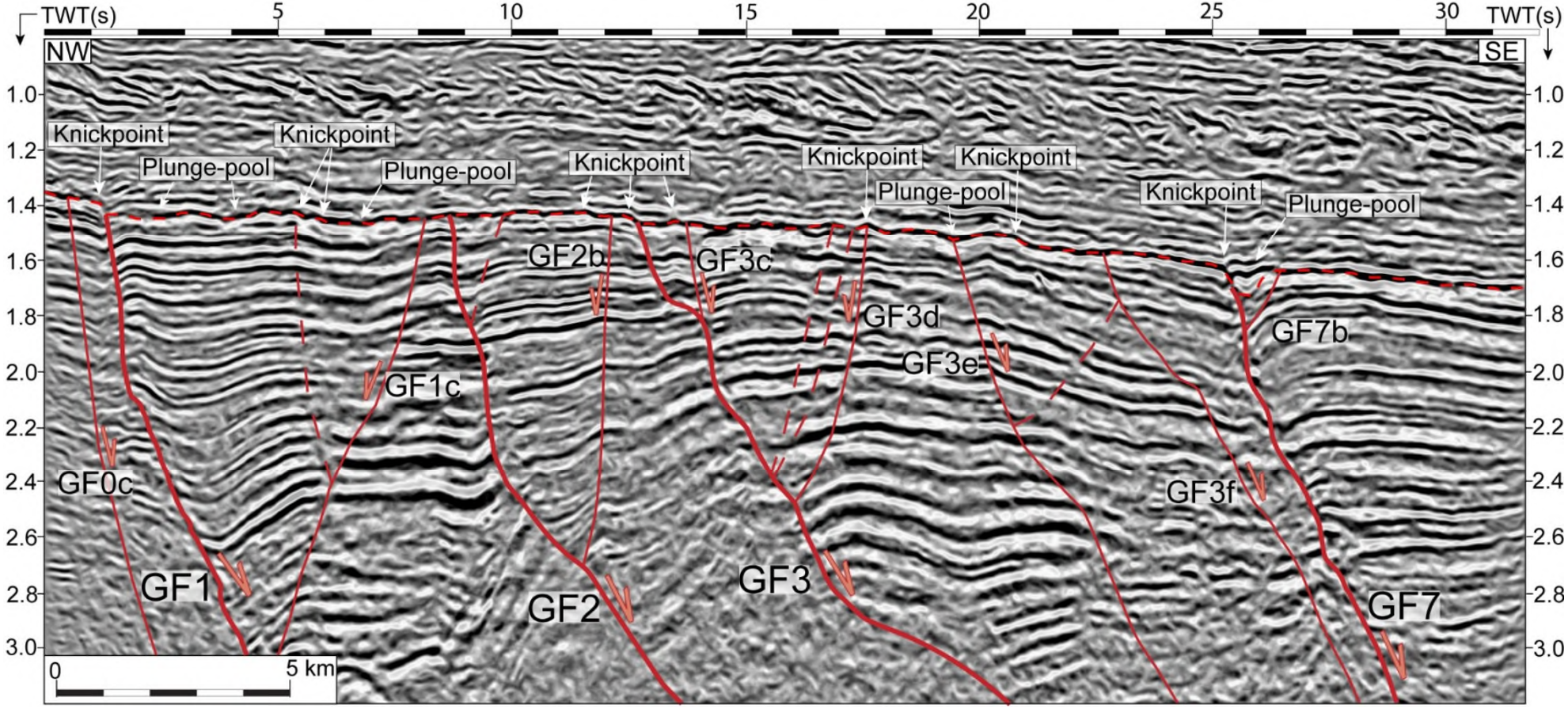


Figure V-11. Longitudinal profile of the Afam Conduit in the southern study area. It exhibits many knickpoints, most of them are controlled by a growth-fault footwall or by the southern limb of a small roll-over anticline. Plunge-pool(s) can be observed downstream-ward a knickpoint, they are commonly located roll-over forelimbs and on hanging wall blocks.

Fig.V-11 legend: (A) within the 90° change of direction at the upstream part of the W-E oriented GF2-GF2c graben; (B) within the NNW-SSE oriented GF2c GF3c segment; (C) within the W-E oriented GF3c-GF3d graben; and (D) within the N-S oriented GF3d-GF7 segment. Note the progressive switch of controlled morphology by the faults GF1, GF2, GF2c, GF3, GF3d and GF3e which are generally the upper flank-interfluve transition, the mid-flank, and the thalweg or axial incision margin. This observation can be extent with the structural control of the cross-section profile illustrated in Fig. 10. L : lower; T: erosional terrace; trib: tributary; Up : upper; W: wall.

The thalweg is about 3-km wide on average but slightly enlarges upstreamward and narrows downstream. This is the direct consequence of a sharp and funnel-shaped reduction of the drainage area within and along the GF7-GF7d/GF7b graben (Figure V-5 and Figure V-12). In its funnel-shaped section, the tributary C is about 500 ms twtt deep. It exhibits a crenelated U-shaped cross-section profile with an asymmetry between the northern shorter and steeper flank and the southern longer and flatter flank (Figure V-12). The southern flank also shows the succession of steep walls and terraces. The thalweg exhibits a central narrow sinuous over-incision 50ms twtt deep, in an area where several major (GF6 and GF7) and minor (GF6bn GF6c, GF7b) faults converge (Figure V-5). The over-incision stops abruptly to the west against a knickpoint. The location of the knickpoints fits with the convergence point of GF7 and GF6d.

Then the western part of the thalweg exhibits an asymmetrical and crenelated U-shape cross-section (Figure V-6B) with an almost flat floor, with the exception of a narrow longitudinal over-incision following GF7 (Figure V-5 and Figure V-6B) and a localized lateral over-incision against the GF8 fault (Figure V-5).

V.5.4.2. General morphology of the upstream segment

Transition between the downstream to the upstream segment is characterized by a widening of the thalweg to 6-8 km (Figure V-5, Figure V-8 and Figure V-13B). The latter has a general elliptical shape with a west-east orientation. Here, this area is strongly affected by W-E trending faults, both major (GF8 and GF9) and minor (GF6g, GF6h, GF8b, GF9b, GF9d). The central part of the thalweg exhibits a strong over-incision that developed against GF9, on its hanging-wall side (Figure V-5and Figure V-13B). Eight 4^{th} order digitized tributaries (I, J, K, L, M, N, O, P) formed around the elliptical-shaped enlargement of the thalweg, giving the whole area a spider-like shape (Figure V-8). In cross-section, the tributary L is symmetrical and creneled U-shaped (Figure V-13A). Its flanks are affected by the succession of steep walls and terraces.

Tributaries M and P are almost centered on GF9 and are thus W-E oriented. Tributary P is even confined within the GF9-GF9b graben (Figure V-6B and Figure V-8). It is 6 km wide and 300 ms twtt deep, with a 2 km wide thalweg. It has an asymmetrical and crenelated U-shaped cross-section profile.

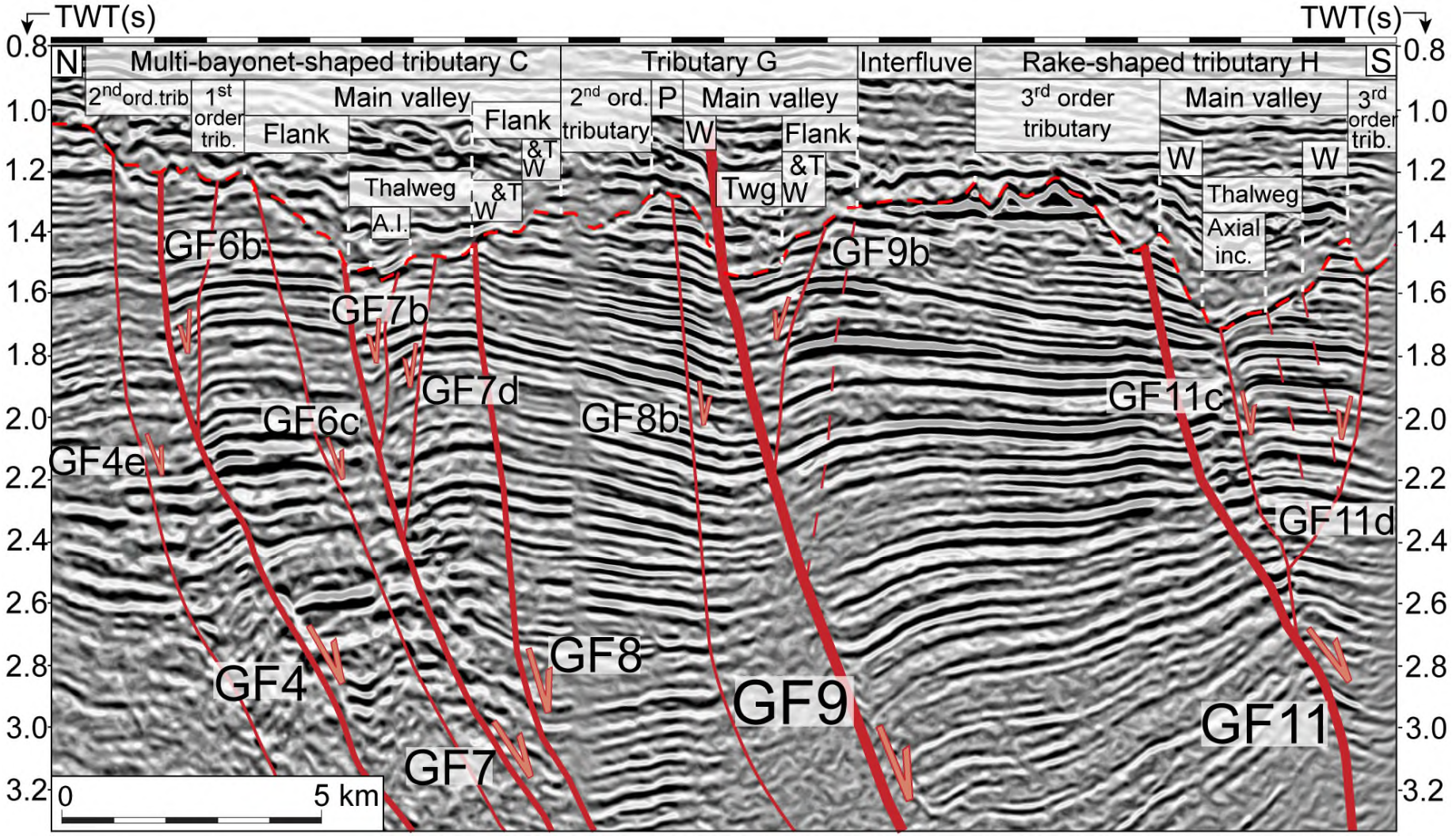


Figure V-12. North-South oriented and asymmetrical cross-section profile through the tributaries C, G and H in the southern study area. A.I. / Axial Inc.: axial incision; ord.: order; P: pinnacle; T: erosional terrace; trib: tributary; Twg: thalweg; W: wall.

The post-incision offset of GF9 is about 50 ms twtt high. Its axial incision is 40-m deep; it is confined against GF9, and its shape roughly follows the structural dip of the GF9-GF9b roll-over strata (Figure V-6B). North of GF9, tributaries N and O are N-S oriented while south of GF9, tributaries I, K and L are S-N oriented i.e. opposite the regional slope. The 3rd to 1st order tributaries belonging to tributaries M and P and located south of GF9 also exhibit a direction opposite to the regional slope (Figure V-8). With the exception of the M and P tributaries which are clearly aligned with GF9 and some 3rd and 2nd order tributaries aligned with GF11 or mostly with minor faults, the majority of the branches are rather perpendicular or slightly oblique with respect to the fault network.

Within these 4th order tributaries, the upward increase of drainage order produces increasingly large and digitate planform patterns, as observed for tributaries I, K, L (Figure V-8). The change between drainage order occurs at the crossing of faults and the lateral capture of distributaries is located along the faults.

V.5.5. Planform pattern of the 4th order tributaries

Seven 4th order tributaries are also directly connected to the AIS conduit: two are located in the northern block and five in the southern one (Figure V-4, Figure V-7-Figure V-8). At their point of connection with the AIS, an important observation is that the mouth of these tributaries is perched above the conduit floor, at about 300 m for tributary F and about 150 m for tributaries D and E (Figure V-5). This information is not available for tributaries G and H.

These tributairies are 12 to 20-km long. They are oblique or almost perpendicular to the direction of the AIS conduit. Depending on their orientation, two main planform patterns can be discriminated.

V.5.5.1. Asymmetrical planform pattern

This concerns the tributaries G, H, and E that are almost perpendicular to the AIS conduit. Their direction is controlled by at least one major fault and several minor faults on which their thalwegs have aligned and deepened: GF9 for tributary G, GF11, GF11b and GF11c for tributary H, and at a lesser degree GF3 plus local minor faults for tributary E (Figure V-8). These tributaries exhibit a dendritic morphology due to their division into smaller and smaller 3rd to 1st order tributaries that developed preferentially on one side of the main tributary, giving the asymmetrical planform pattern. The tributary G has a clear bayonet shape, with a downstream West-East oriented segment aligned along GF9 and an upstream South-North oriented segment roughly located between GF9, GF10 and GF11. Its higher-order tributaries are mainly located south of GF9 (Figure V-5 and Figure V-8). The tributary H has also an asymmetrical drainage network almost only developed south of GF11.

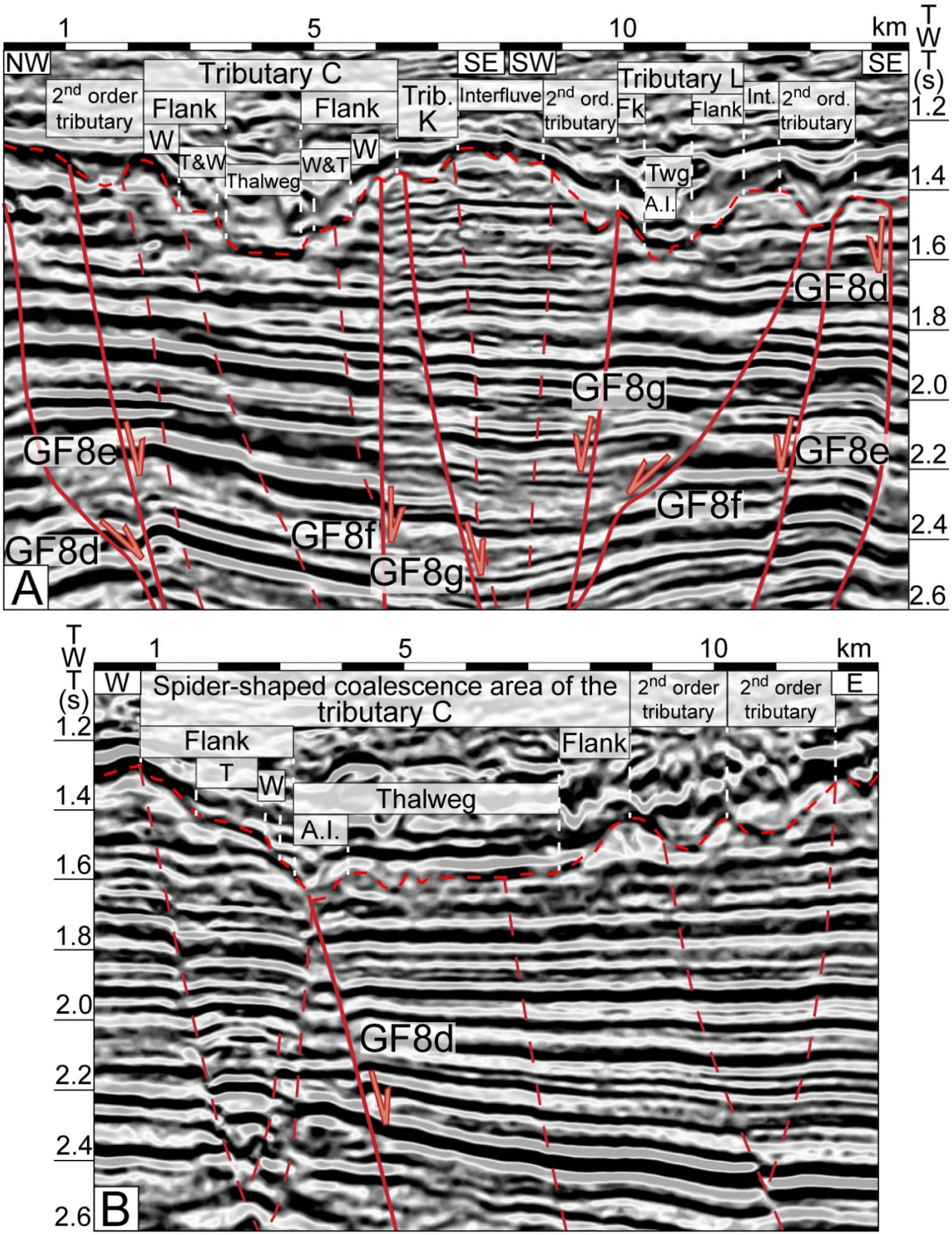


Figure V-13. (A) NW-SE oriented cross-section profiles of the upstream portion of the tributaries C and L in the southern study area. Note the mirror morphologies between the two conduits and controlled by GF8e, GF8g, and a minor fault which controls the middle interfluve margins. (B) E-W oriented cross-section profile of the planform spider-shaped coalescence area of the tributary C. A.I.: axial incision; Fk: flank; Int.: interfluve; ord.: order; T: erosional terrace; trib: tributary; Twg: thalweg; W: wall.

In both cases, their upstream part is formed by 2-3 branches of the same length but in opposite directions. Their upstreammost limits correspond to the position of the faults. For the tributary E, most of its higher-order tributaries developed north of GF3.This asymmetry in plan view is also observable in cross section. These tributaries have a pronounced asymmetrical U-shape, with a northern flank which is strongly controlled faults (Figure V-12). For the tributary G, the lower part of the incision is shifted over a 50 m thickness due to the post-incision activity of GF9; but the majority of the northern flank incision is preserved and exhibits a 200 m high sidewall, while the southern flank is segmented due to the structuration by GF9b of a kilometric wide erosional terrace (Figure V-12). The same morpho-structural relationships are observed for tributary H. It shows a northern flank with: (i) a 300 ms twtt high sidewall whose the foot location is controlled by GF11c, and (ii) a 200 m high upper flank whose the location of the foot is controlled by GF11 (Figure V-12). Its southern flank consists of a 200 ms twtt high wall whose the foot location is controlled by a minor antithetic fault, while GF11d controls the thalweg location of a small tributary (Figure V-12).

The particular shape of the drainage network may be the consequence of the orientation and the regular spacing of secondary faults (Figure V-5and Figure V-8). The asymmetrical planform shapes of the southern 4th order tributaries are directly induced for each of them by the control of a major fault but also by its antithetic faults (Figure V-5and Figure V-8).

V.5.5.2. Symmetrical planform pattern

This concerns tributary T2 in the northern seismic block and the tributaries D, E and F in the southern seismic block (Figure V-7-Figure V-8). Each of them intersects several major and minor faults almost perpendicularly with no significant change of direction. They follow successive hanging-walls of faults to deepen gradually towards the AIS conduit. Their connection with the AIS conduit is located at one or more fault(s), which are the GF2-GF2c graben for the tributary D, GF3c for the tributary E, and GF7c for the tributary F (Figure V-5). Higher-order tributaries have developed equally on both sides of the main 4th order tributary axis, giving the symmetrical planform pattern. The higher-order tributaries are often aligned along the intersected faults.

The cross-section profile of the tributaries D, E and F is also relatively symmetrical (Figure V-14). The thalwegs of the tributaries D and E are entrenched between two walls which are about 200 ms twtt high for the tributary D. Each tributary is separated from its neighbors by a kilometric wide interfluve, and each tributary has also an axial incision, the last one is well marked for the tributary E due to its entrenchement between two walls or pronounced slopes. The high density of faulting provides a majority of locally fault-controlled canyon morphologies, such as walls, terraces, flanks, thalweg and axial incision (Figure V-14).

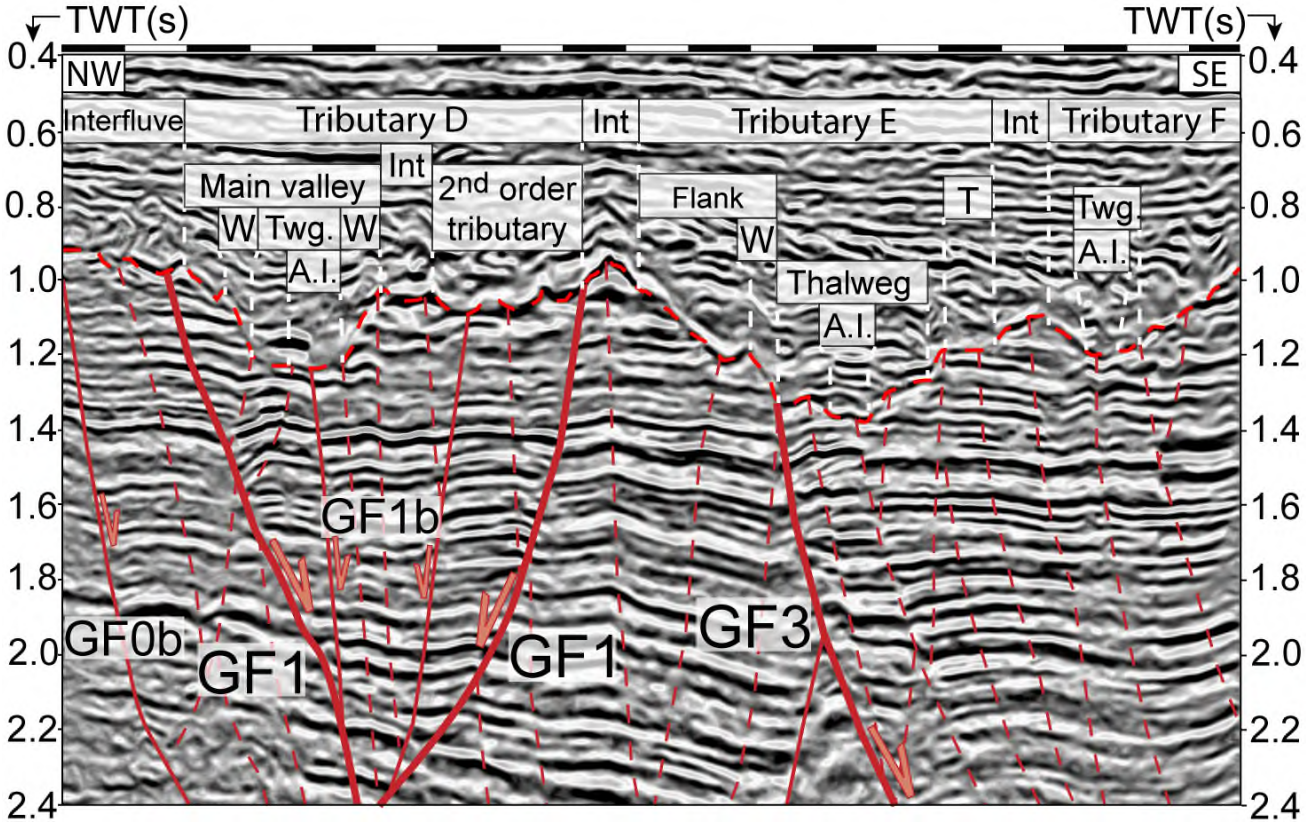


Figure V-14. NW-SE oriented cross-section profile of the upstream portion of the tributaries D, E and F in the southern study area. A.I.: axial incision; Int: interfluve; T: erosional terrace; Twg.: thalweg; W: wall.

V.6. DISCUSSION

Formation and evolution of submarine canyons are known to be controlled by various factors, including among others sea level changes, tectonics with uplift and subsidence processes modifying the regional slope angle and direction, frequency and nature of sediment supplies coming from onland watersheds. In the following discussion, we will focus on the role of growth faults and some of their related structures as strongly controlling the formation and planform pattern of submarine canyons.

V.6.1. Nature and significance of the Afam Incision Surface

The detailed morphological analysis of the Afam Incision Surface allowed us to identify several criteria to propose a robust interpretation of this latter.

V.6.1.1. The Afam erosive surface results from a submarine erosion

As stated before, the Afam conduit has been previously interpreted in ways as different as (i) a drowned valley system (Weber 1971), (ii) a single fluvial channel (Doust and Omatsola 1990), (iii) an incised fluvial channel system (Jubril and Amajor 1991; Bideau *et al.* 2007), (iv) a very large estuary to the North feeding a prominent submarine canyon to the South (Omatsola and Cordey 1976; Knox and Omatsola 1989), (v) submarine canyons (Burke 1972; Petters 1984) and finally (vi) gullies

(Weber and Daukoru 1975). Based on the 3D geomorphological approach, new arguments can be put forward to give a more robust interpretation.

Firstly, on the southern block, the depth of the incision is close to 1000 m, more likely around 900 m by subtracting the post-incision vertical offset of GF9 and other faults located further South. It justifies its description as the biggest erosive morphology preserved within the Eastern Niger Delta (Knox and Omatsola 1989). Whatever the values of the incision depths considered along this conduit, their order of magnitude is not compatible with an interpretation as a fluvial channel and a continental-shelf incised valley formed during the Tortonian, where the maximum drop of the eustatic curve is about 50 m (Miller *et al.* 2005) (Figure V-5).

Secondly, both the interfluve and inner flanks of the main conduit and its tributaries are molded by numerous arcuate scarps (Figure V-5). Those morphological features resulted from the triggering of small-scale failures, which have left a head-wall scar bounding an erosional terrace oriented toward the local thalweg (Figure V-10A). This means that retrogressive erosion played an important role in the excavation of the conduits. Such a process may be a common feature of both sub-aerial and submarine conduits. Failure-related scarps being particularly abundant along present-day active submarine canyons (Paull *et al*. 2013; Soulet *et al*. 2016), the preservation of similar features along the AIS argues in favor of formation and evolution in a submarine setting.

Thirdly, the thalweg base-level of the eastern tributaries is perched at least 150 m above the Afam conduit (Figure V-5A and Figure V-8). Similar observations were done along the Cap-Breton submarine canyon (Brocheray 2015) . Preservation of those lateral morphological steps is not possible in a subaerial drainage network. It is thus an additional evidence to interpret the Afam incision as a submarine conduit triggered by retrogressive erosion.

Fourthly, the longitudinal profiles of thalwegs of the Afam Canyon and of the tributary C are marked by several knickpoints which can have a cartographic extent, some are also longitudinally followed by plunge-pools (Figure V-5, Figure V-11 and Figure V-13).

Therefore, those four arguments imply to eliminate the terminology used to describe the Afam incision as a subaerial erosion surface, at least at the time of the incision formation, such as :“drowned valley system” (Weber 1971); “single fluvial channel” (Doust and Omatsola 1990); “incised fluvial channel system” (Jubril and Amajor 1991; Bideau *et al.* 2007). The hypothesis of a very large estuary to the North leading to a prominent submarine canyon to the South (Omatsola and Cordey 1976; Knox and Omatsola 1989) is based on the presence of either estuary or deep-water microfauna found in boreholes intersecting the Afam-conduit infilling. But the origin of the infilling itself cannot be directly linked to the origin of the basal erosive surface. Thus, if the morphology of the AIS cannot be directly linked to an estuarine morphology, the presence of an estuary to the North of the AIS can neither be confirmed nor confirmed on the basis of our data.

Consequently, both the dimensions of the incision and its morphological features favor an interpretation of the Afam erosive conduit and its tributaries as a submarine canyon system: the drainage network is formed by a NNW-SSE oriented and 100-km long main conduit called the Afam Canyon, and by several lateral 5th and 4th order tributaries that are also of submarine origin (Figure V-5).

V.6.2. Age of the AIS

The Afam Incision Surface is commonly dated at 8.5 Ma (Reijers 2011; Dim 2016). It fits with the Tor2 sequence boundary referring to the sequence chronostratigraphy used by oil and gas companies to homogenize the stratigraphy of the Niger Delta during the Cenozoic (Niger Delta Stratigraphic Commission 1996b). On this stratigraphic chart, the Ser4/Tor1 SB appears at 10.4 Ma. The ages of these two SB imply that a first update has been proposed, because the Tor2 SB was initially defined at 8.2 Ma and the Ser4/Tor1 SB at 10.5 Ma (Haq *et al.* 1987, 1988). Nevertheless, major changes occurred during the two last decades about the definition of GSSPs of the Middle-Upper Miocene stages, and the Ser4/Tor1 SB has gradually shifted to 11.65 Ma (Gradstein *et al.* 2012, 2020; GTS 2021). About the Tor2 SB, Gorini et al. (2014) proposed that this latter is instead associated with the maximum rate of sea level fall, which would lower its age to 9.5 Ma (Fig. 3). Considering the regional extent of the Afam Canyon system, and because submarine-canyon initiation could commonly take place on the eustatic curve between the maximum rate of sea level fall and the lowest sea level (Posamentier and Vail 1988), the AIS should have been generated during a significant sea level drop. The Tor2 SB being the major phase of sea level fall, the age of the Afam Incision Surface could rather be in the order of 9.5-9.2 Ma (Figure V-3).

V.6.3. Fault-control on the planform pattern of the Afam Canyon System

In the study area, the location of the Afam Canyon itself is not directly controlled by the faults as its direction is almost perpendicular to the latter and follows the regional slope. External factors such as particle fluxes and the type and frequency of gravity processes participating in the erosion of the canyon had to play a major role through time. However, the tributaries of 5th order connecting to the Afam Canyon are completely controlled by the position of the faults. The role played by faults on the formation/development of the Afam Canyon System can thus be observed at several spatial scales.

V.6.3.1. Rectangular drainage pattern

As shown in the section 5, the Afam Canyon System exhibits very specific morphological features, which are:

(i) the initiation and excavation of tributaries along fault lines (Figs 5 and 8);

(ii) the change of orientation, in some cases at right angle, of the course of the main canyon and the tributaries when crossing a fault (Figure V-8),

(iii) the coalescence of tributaries when crossing one or more fault(s),

(iv) the increase of the drainage orders when crossing faults (Strahler 1954, 1957).

Those characteristics can be observed whatever the drainage order is (Figure V-4). They are typical of a rectangular drainage pattern (Zernitz 1932). Although it was initially defined for the subaerial domain (Zernitz 1932), the name of rectangular drainage pattern was never used before in the submarine setting while such drainage pattern can be found associated with many submarine canyon systems. Most of the documented examples are found on the accretionary prisms of active convergent margins (Mascle *et al.* 1990; Kukowski *et al.* 2001; Chiang and Yu 2006; Mitchell 2006; Mountjoy *et al.* 2009; Bourget *et al.* 2011; Ratzov *et al.* 2012; Micallef *et al.* 2014; Han *et al.* 2017; Chiang *et al.* 2020) or on reactivated passive margins (Soulet *et al.* 2016). Sharp bends of the thalwegs occurred in response to syn-sedimentary growth of an anticline (Greene *et al.* 1991), or aligned with a normal fault while the rest of the canyon is straight (Almeida *et al.* 2015). Nevertheless, the thalweg of a canyon that intersects a syn-sedimentary normal or reverse fault may also respond only by creating a knickpoint, without significant modification of its pathway (Noda *et al.* 2008; Migeon *et al.* 2012; Soulet *et al.* 2016). In the case of the Afam Canyon System, major and minor faults must be responsible for sufficiently strong slope changes to affect the pathway and direction of gravity flows responsible for the formation and evolution of the canyon system.

V.6.3.2. Multi-bayonet planform pattern

In the study area, bayonet-like bends are present along the main Afam Canyon and along the tributaries located west of the Afam Canyon (Figure V-8). They can affect tributaries of all drainage orders but their formation is associated with two different cases depending on whether we consider 6^{th} to 4^{th} order tributaries or 3^{rd} to 1^{st} order tributaries (Figure V-8). Both the major and secondary faults delimitate successive grabens and hemi-grabens, which are mainly perpendicular or slightly oblique to the direction of the regional slope (Figure V-8). The study of the Afam Canyon System reveals that major and minor faults control in many cases the location of some specific morphologies, which are: (i) the foot of the canyon flanks, (ii) the mid-flanks, (iii) and the upper flank-interfluve limits (Figure V-6 and Figure V-9-Figure V-13).

Considering first the 6^{th} to 4^{th} order thalwegs, bayonet-like or sharp bends correlate with grabens. These latter are formed in the footwall space left between two faults of opposite dip and facing each other. Gravity flows will be thus trapped within grabens and forced to follow their direction until their depth is no longer sufficient to confine the flows that will be able to follow again the direction of the regional slope. Along the Afam Canyon, the passage between two successive grabens is made in areas marked by the succession of 2-3 major or secondary faults with the same southward dip. This could have had the consequence of smoothing the relief separating the two grabens and allowing flows to pass more easily. As the two grabens are not at the same depth, the

slope between them would allow the flows to accelerate locally. The repeated passage of flows would then favor the digging of the segment joining the 2 grabens. The repetition of this phenomenon in space, between the different grabens, and in time will allow the formation of a continuous incision surface with sharp bends. Then, the thalweg sinuosity is the morphological response of the thalwegs which try to smooth the sharp changes of orientation guided by the faults and grabens.

Considering the 3rd to 1st order tributaries, bayonet-like bends appear on a fault, at the point of intersection between a tributary of higher order perpendicular to the fault and a tributary of lower order which emplaced on the fault.

V.6.3.3. Asymmetrical cross-section profile

In the Afam Canyon System, thalwegs showing an asymmetrical cross-section profile emplaced along an asymmetric syn-sedimentary structure consisting of a growth-fault plus a roll-over and its extrados antithetic growth-fault(s) (Figure V-12). The thalwegs followed the major-fault line and the axial incision is constrained between the major-fault plan and the base of the roll-over structure. Erosion by gravity processes is thus constrained by a weakness zone corresponding to the fault and a pre-existing channelizing morphology imposed between the fault plan and the base of its associated roll-over. The thalweg flank controlled by the major fault exhibits a steep wall morphology, hundreds of meters high, while the opposite flank has a softer and segmented morphology marked by the succession of erosional terraces bounded by smaller walls (Figure V-12). The latter correspond to the head-wall scarps of failures whose location is controlled by the minor antithetic-faults (Figure V-12). The type of faults, major or antithetic, and their density thus seem to produce locally contrasting morphologies. The control by the major fault seems to stabilize the steep flank, both in its width and longitudinal extension and in its morphology. Its steepness is probably maintained by the basal erosion due to the repeated passage of gravity flows and potential events of fault reactivation. No clear occurrence of failure events is identified despite of the steep slope that should prevail sediment deposition except on the narrow interfluve. In contrast, the opposite softer flank is able to extend and smooth laterally through the successive triggering of small-scale failures that used minor antithetic faults as anchoring zones. The softer flank widens as the number of antithetic faults increases.

V.6.3.4. Small-scale fault-control

Finally, the dense network of major and antithetic faults strongly controls locally the occurrence of some morphologies, such as erosional terraces on the thalweg flanks and knickpoints on the thalweg floor, whatever the vergence of the faults (Figure V-10A-D). The largest erosional terraces are found located along the Afam Canyon where they are bounded by one or more major or antithetic fault(s) while smaller erosional terraces are associated with antithetic faults on the flanks of tributaries. In both cases, because of their semi-circular planform pattern, they are interpreted as

failure-related scarps. Faults will contribute to the local weakening of the thalweg-flank deposits. Because of the gradual erosion and deepening of the thalweg floor, the steepness of the flanks will increase locally and favor landsliding processes. The hanging wall of the faults will thus glide from the fault plane towards the thalweg, following a basal decollement, while the footwall of the faults will be completely or partly preserved. Successive phases of failure should occur in a retrogressive way, leaving step-like morphologies.

As in many canyon systems, location of knickpoints along the Afam Canyon fits with fault planes (Figure V-5 and Figure V-11). Depending on the fault activity and their offset at the seafloor, a step-like topography will be more or less pronounced but will cause a local increase then decrease of the slope angle which is known to affect the gravity-flow dynamics by forcing the flow to accelerate then decelerate abruptly, generating a hydraulic jump (Bourget et al., 2011; Migeon et al., 2012 among others). A knickpoint structure will be then created, together with a plunge-pool located immediately downstream. The good preservation of the knickpoints on the Afam Incision Surface and their strict correlation with the fault planes (Figure V-11) suggest either a phase of rapid infilling of the canyon which would have allowed the preservation of these structures or a reactivation of the faults which would have allowed the morphologies to be maintained on the canyon floor until they were buried.

V.6.4. Impact of faults, roll-overs and slope-angle variations on the development of tributaries

A large number of tributaries developed along the Afam Canyon (Figure V-4). Because they are restricted to the continental slope and their orientation is perpendicular or oblique to the regional slope, they should have been generated by a process of retrogressive erosion. However, they exhibit either asymmetrical or symmetrical planform patterns suggesting that retrogressive erosion could have been controlled and guided differently locally.

The most intriguing feature of some tributaries is their counter-slope development as it was identified along the 5th order tributary C where 4th order tributaries exhibit locally a S-N trending (Figure V-5 and Figure V-8) while the main component of the Eastern Niger Delta progradation is southward oriented during the Upper Miocene (Reijers 2011). The counter-slope orientation of a submarine drainage network is uncommon because it is in contradiction with the two main types of erosion processes: (i) the downslope transport of particles by gravity flows and (ii) the retrogressive erosion related to the triggering of small-scale failures to restore an equilibrium profile (Shepard 1981b; Pratson *et al.* 1994; Pratson and Coakley 1996b). In our case, this anomaly is clearly driven by faults and roll-overs leading to local slope-angle changes.

Two delta-wide growth faults (GF9 and GF13) and three growth faults only located in the eastern delta (GF10, GF11, GF12) cross the southern block of the study area (Figure V-5). They bound

asymmetric roll-over anticlines 5 to 10-km wide (Figure V-6). Their northward limbs are steeper than the southern limb, even for the shallowest strata affected by the Afam Incision Surface.

While the orientation of all the reflectors between GF1 and GF9 highlights a southward slope direction (Figure V-6), the succession of the rollovers between GF9 and GF10, GF10 and GF11 and more locally between GF11 and GF12 or GF11 and GF13 generates a modification of this arrangement and instead produces a local bulge of low elevation but generating a northward counter slope (Figure V-6). The bulge was partly truncated by the tributaries C, I, J, K and L (Figure V-5 and Figure V-6). Without clear evidence of deformation of the erosive surface left by these tributaries, the bulge should have existed before their initiation and thus constituted a paleo-relief that guided their formation.

Because there were no direct particle supplies that could have been delivered more or less continuously from this paleo-relief, the formation of the tributaries should be related to retrogressive erosion. Following this hypothesis, initiation of 5th order tributary C was first guided from the Afam Canyon right-hand flank following GF7 (Figure V-5 and Figure V-8). It propagated by retrogressive erosion to the west following GF7, then to the south-west following the hanging-wall of GF8 until it reached GF9 (Figure V-6A). From this area, retrogressive erosion still slightly propagated to the west until the point of convergence of GF8 and GF9 was reached but it mainly propagated northwards up the continental slope and southwards up the paleo-relief (Figure V-5 and Figure V-8). The southernmost extension of tributaries I, K, L fitting with the composite hinge line of the GF11-GF13 roll-overs, retrogressive erosion stopped at the very top of the paleo-relief where the slope angle was very low or close to 0°.

A similar process could also explain the development of 4th order tributaries G and H on the north-eastern termination of the paleo-relief (Figure V-8). The 5th order tributary B began to develop westwards along GF1 (Figure V-4 and Figure V-5) and then its 4th-1st order tributaries formed mainly northwards, either guided by faults such as GF5, or because regressive erosion naturally propagated up the continental slope whose general direction is southwards. More generally, the asymmetrical planform pattern characterized by a greater development of 4th-1st order tributaries to the north is explained by the simple control of the regional slope dipping to the south.

This paleo relief also played a role on the south-eastward orientation of the Afam Canyon's thalweg, which is deviated toward the Southeast, where GF11 and so the GF11-GF13 fold are not present (Figure V-5and Figure V-8).

V.6.5. Formation of initial canyon basal incision

Based on the observations and interpretations proposed above, a scenario of initiation of the different types of submarine morphologies controlled by syn-sedimentary structures, and the different sedimentary processes involved is detailed below (Figure V-15A-D).

V.6.5.1. First phase: initial erosion

It is assumed that the initiation of the Afam Canyon started during the 50-m fall in sea level associated with the Tor2 SB (Figure V-3). There is little paleogeographic information for this period but the Afam area is thought to correspond to a low-angle continental shelf-continental slope transition fed by a delta front (Knox and Omatsola, 1989). A slope to the south should have existed in any case (Figure V-6). Sediment supply delivered by the delta at sea generated gravity flows that participated in the formation of a shallow submarine canyon directly incising the continental shelf (Figure V-15A). Although the environmental context is different, strongly-incised shelf canyons existed offshore estuaries like the Zaire Canyon that can be up to 1300 m deep with a slope angle of 1° on average (Babonneau *et al*. 2002). Due to the low slope angle, gravity flows can be more affected by the slight changes in morphology and slope direction of the seafloor, like those generated by major growth faults and their antithetic/synthetic secondary faults that formed graben- and horst-like structures. Locally, these pre-existing structures guided gravity flows. The first basal erosion was probably not linear in shape but rather exhibited already sharp bends imposed by the layout of tectonic structures on the seafloor. The strong activity of gravity flows and the seafloor erosion are evidenced during this period by the deposition of a thick turbidite accumulation located downslope within the Upper Miocene-Pliocene depobelt (Omatsola and Cordey 1976).

During this early phase, hydraulic jump should also occur due to the local variations of slope induced by the syn-sedimentary activity of the major growth-faults, leading to the formation of fault-related knickpoints and plunge-pools and participating in the excavation of the Afam Canyon.

V.6.5.2. Second phase: development of the Afam Canyon

In the absence of a change in sea level that maintains sustained gravity flow activity, erosion and by-pass dominated, causing the canyon to deepen and widen. Lateral excavation should be dominated by retrogressive erosion, whose slided materials are evacuated downslope by the gravity flows. The presence of faults bounding the canyon allowed it to locally acquire an asymmetrical cross-section, which is favored by over-incision generated by gravity flows at each change of direction of the canyon, and leading to the initiation of an axial incision. The excavation is more effective laterally along the major faults which are perpendicular to the canyon axis (Figure V-15B).

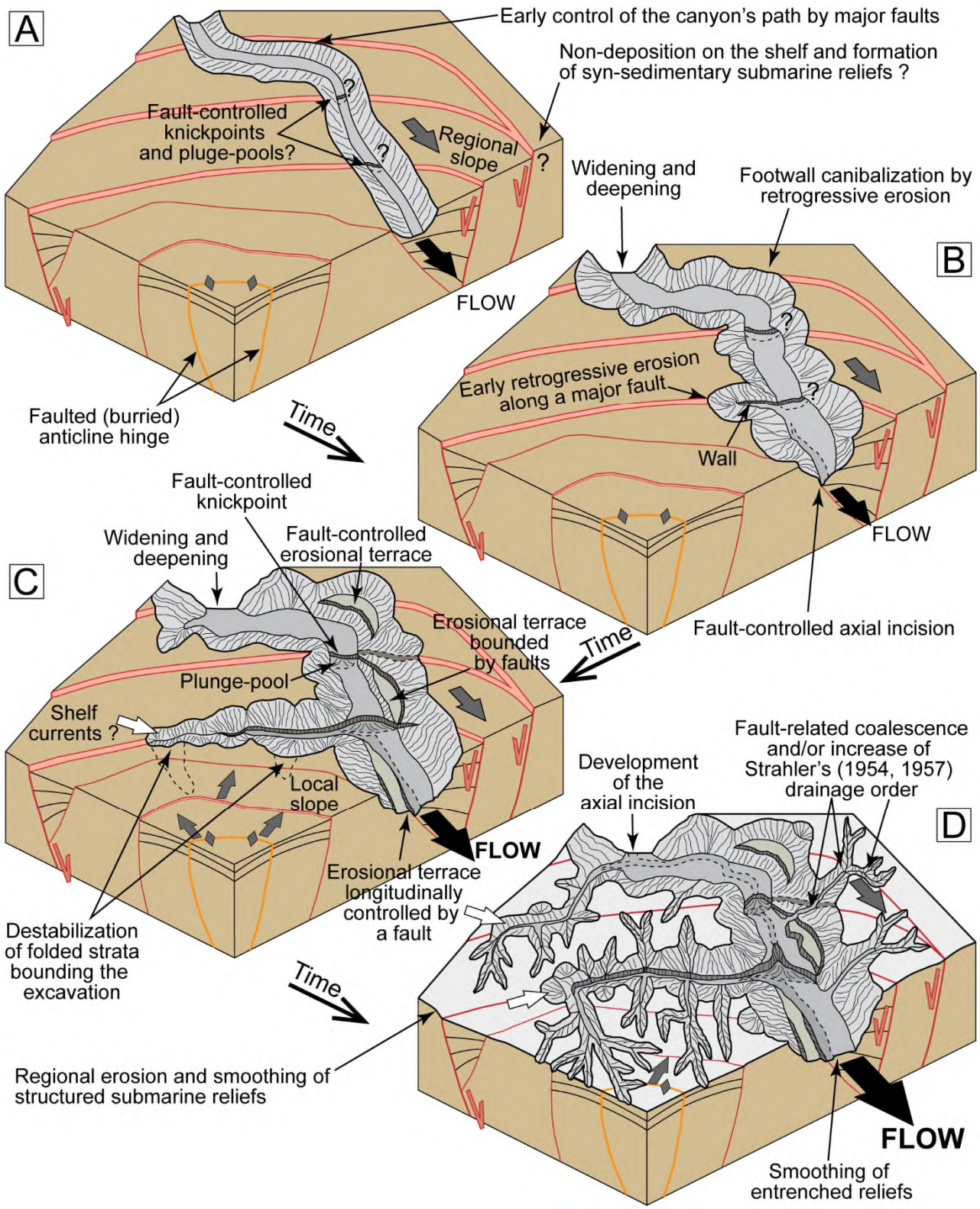


Figure V-15. Schematic block diagrams illustrating the evolution of the Afam Incision Surface and the processes involved within its excavation. (A) First erosional phase: the fluvio-deltaic sourced by-pass currents excavate the early canyon, and may cause the formation of structured knickpoints. The path of the canyon is controlled by main faults. (B) Second erosional phase: deepening and widening of the canyon by retrogressive erosion and by-pass currents, and initiation of linear retrogressive erosion along major faults. (C) Third erosional phase: deepening and widening of the canyon by retrogressive erosion and by-pass currents; initiation of fault controlled erosional terraces and remarkable of linear retrogressive erosion along major faults; the last begins to be influenced by local slopes; and the canalization of shelf currents within immature tributaries is possible. (D) Fourth

erosional phase: development of the final rectangular planform pattern of the submarine system. The canyon's axial incision is also formed and the erosional terraces, knickpoints and plunge-pools acquire their final position and/or morphology. Tributaries are formed, they incise even counter-regional oriented slopes. Entrenched reliefs and structured submarine reliefs has been smoothed, partly with the help of shelf currents which are canalized.

V.6.5.3. Third phase: lateral extension

The third phase shows the development of most of the tributaries (Figure V-15C). Gravity flows coming from the shelf/canyon head and retrogressive erosion work synchronously to deepen and widen the canyon conduit. These processes also refresh or accentuate the knickpoints related to the activity of the main faults. The lateral action of retrogressive erosion on the canyon flanks leads to the development of more mature morphologies such as erosional terraces and steep walls. Laterally, retrogressive erosion guided by faults and pre-existing paleo-reliefs induced by the rollovers gradually participates in the formation and extension of the network of tributaries. The main 5^{th} order tributaries acquire an asymmetrical cross-section profile characterized by a steep fault-controlled basal wall.

Then, whatever its origin which is necessarily tectonically-induced (section V.6.4), the destabilization of the southern flank of the fault-controlled tributaries is also initiated, and takes abruptly the advantage against the linear erosion propagated along the main faults. (Figure V-15C). In the most upstream part of the system, the destabilization of upper flanks of both the canyon and its immature tributaries can be favored by shelf currents (Burke 1972), as it is the case for the present-day Zaire Canyon (Babonneau *et al*. 2002) and Cap-Breton Canyon (Mazières *et al.* 2014) among others examples.

V.6.5.4. Fourth phase: rectangular drainage pattern

During the last phase, the deepening and the widening of the main canyon conduit continue but at a lower rate. The asymmetrical cross-sectional profile of the Afam Canyon located along faults is gradually smoothed. An axial incision develops locally and extends longitudinally under the erosive action of gravity flows. It cannibalizes knickpoints by up-dip erosion, and participates in the deepening of some plunge-pools, until a longitudinal topographic profile closer to equilibrium is reached. The bounding walls of some erosional terraces can be also slightly modified by retrogressive erosion (Figure V-15D).

Due to the morphological maturity of the main canyon acquired during the third phase, the last phase allows the widening of the main 5^{th} order tributaries by retrogressive erosion, and the development of 4^{th}-1^{st} order tributaries either up to the regional slope or the opposite to the latter when regressive erosion is controlled by the presence of low reliefs. The lateral extension of the tributaries in at least two main opposite directions leads to the formation of a rectangular drainage planform pattern (Figure V-15D). Finally, retrogressive erosion may stop before or during the

maximum rate of the following sea-level rise, which also marks the initiation of deposition and/or preservation of the "Afam Clay Member (Jubril and Amajor 1991) within the Afam Canyon.

V.7. CONCLUSIONS

We identified that the Afam Incision Surface is submarine canyon system whose depth of incision is about 800 m. It is organized into 6 stream orders whose planform is organized in a rectangular drainage pattern, due to the syn-sedimentary activity of growth-faults and roll-over anticlines. They particularly control: (i) the increase of stream order whatever the considered stream order; (ii) the planform bayonet-shaped changes of directions of the Afam Canyon and its tributaries; (iii) the knickpoint locations; and (iv) the counter regional-slope development of the western 5^{th} and 4^{th} order tributaries due to the northward dipping of anticline forelimbs. Moreover, the AIS exhibit many erosional terraces boarded by arcuate scraps which also indicate that retrogressive erosion played a major role in the excavation of the submarine canyon system.

Acknowledgments

Louison Mercier is a PhD student funded by the Total Energies Company and the ANRT. The authors are grateful to Total Energies and NPDC (Shell) for giving permission to publish this work.

CHAPITRE VI. ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE DU REMPLISSAGE DU CANYON D'AFAM (TORTONIEN)

Suite aux résultats et aux interprétations portant sur l'analyse morpho-structurale de l'incision basale (Chapitre V), le chapitre suivant porte sur l'étude du remplissage du Canyon d'Afam. Il a pour but de comprendre quels processus sédimentaires agissent pour combler ce vaste réseau de drainage formé en domaine sous-marin, mais aussi comment intégrer ce cycle de comblement dans la stratigraphie régionale, à savoir la construction du delta du Niger au Tortonien. La thématique industrielle des pièges stratigraphiques et des pièges combinés qui sont associés au remplissage du Canyon d'Afam est également abordée, afin de préciser dans quelles conditions celui-ci forme ou non une couverture efficace.

VI.1. DONNÉES ET MÉTHODES

L'analyse du remplissage sédimentaire du Canyon d'Afam n'a été effectuée que sur le bloc sismique 3D qui est localisé dans la partie sud du système (Figure V-1 et Figure VI-1), et n'a été initiée qu'une fois l'étude morpho-structurale de l'incision basale du système effectuée.

Le pointé des surfaces stratigraphiques internes au remplissage, ainsi que celle délimitant son sommet, a été réalisé selon la procédure d'interprétation sismique stratigraphique de Mitchum and Vail (1977). La reconnaissance des terminaisons de réflecteurs en troncature d'érosion a joué un rôle majeur dans l'identification de ces surfaces, puis celle de terminaisons en onlap/downlap sur ou sous ces surfaces a permis de préciser localement le pointé. Les surfaces internes au remplissage sont le plus souvent surlignées par une surface tranchée et irrégulière d'une phase d'épaisseur. Chaque unité peut présenter un ou plusieurs faciès sismiques.

Le remplissage historiquement désigné par l'appellation lithostratigraphique d' « *Afam Clay* » (Short and Stäuble 1967; Doust and Omatsola 1990) ou d' *« Afam Clay Member »* (Jubril and Amajor 1991) est composé de plusieurs faciès sismiques : (i) lités continus et plans ou lités continus et inclinés, (ii) lités discontinus et inclinés, ou même (iii) chaotiques. Ces faciès contrastent dans la géométrie et l'amplitude de leurs réflecteurs avec les séries deltaïques tronquées par l'incision basale du canyon

Pour chaque surface stratigraphique d'intérêt, la méthode de pointé a consisté en une première grille d'interprétation dotée d'un pas de 1000 m (toutes les 40 lignes) dans la direction NW-SE ainsi que NE-SW.

Une seconde grille d'interprétation présentant un pas de 500 m a ensuite permis d'affiner ce premier pointé et de corriger une partie des erreurs. L'utilisation des diagraphies de *gamma-ray* ou de résistivité sur neufs puits de référence, numérotés de W1 à W9 et situés principalement à l'Est et au Sud de la zone d'étude (Figure VI-1), a permis de mieux contraindre les limites des unités.

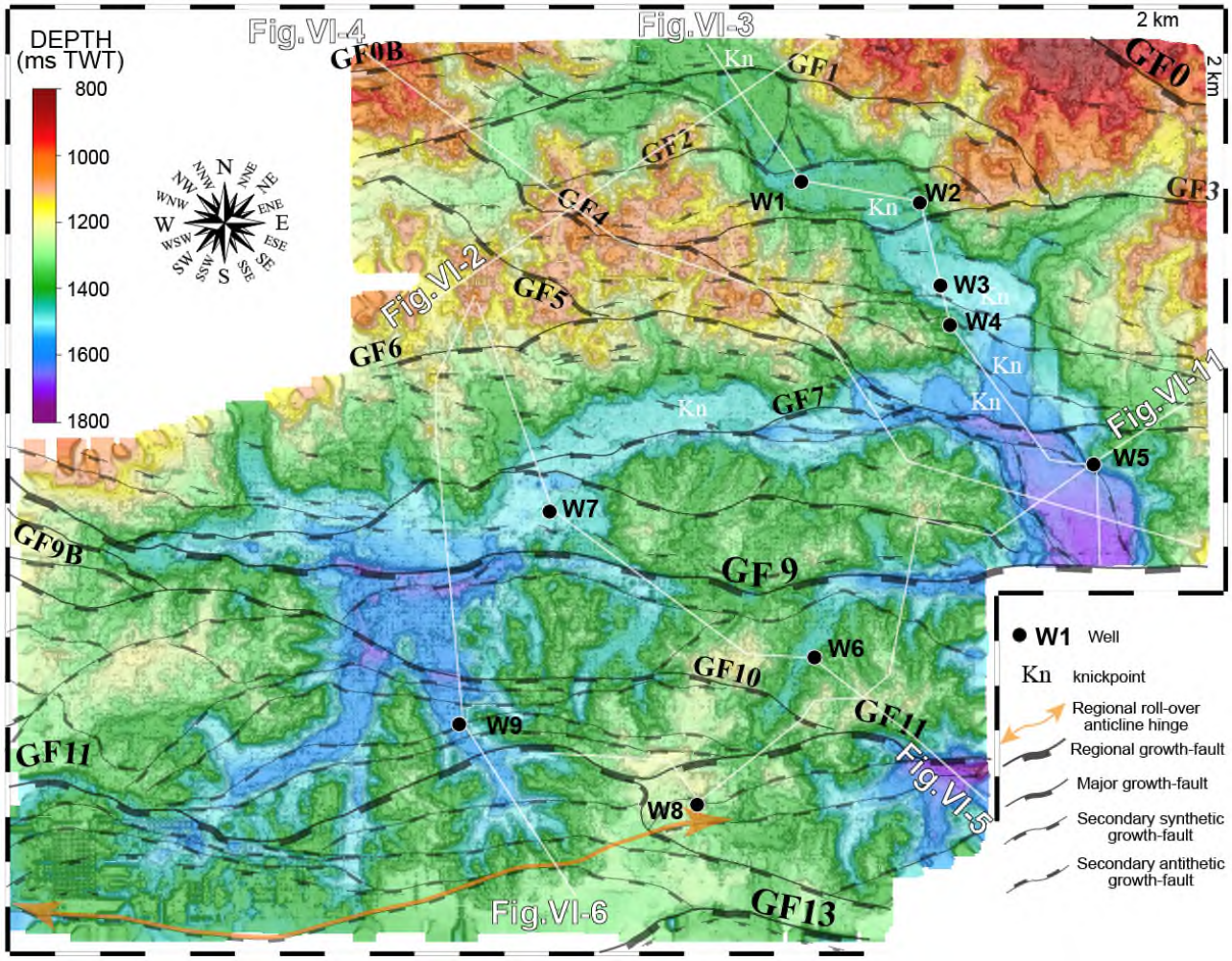


Figure VI-1. Schéma structural simplifié superposé à la carte de profondeur en temps (ms twt) de l'incision basale du Canyon d'Afam, au sein du bloc sismique 3D méridional. Sont également localisées les figures VI-2 à VI-6 et la figure VI-11 ; ainsi que les puits de référence W1 à W9 pour l'étude du remplissage du Canyon d'Afam.

Les horizons obtenus ont été griddés par interpolation (avec un pas d'un kilomètre) et lissés sous Sismage®. La carte d'attribut sismique de cohérence de chaque horizon a aussi été générée automatiquement sous Sismage® à partir de la carte de profondeur lissée. Des cartes d'épaisseur ont été calculées automatiquement sous Sismage® par soustraction des cartes de profondeur entre deux horizons d'intérêt. Enfin, les couleurs des cartes d'épaisseur ont été manuellement redéfinies sous Global Mapper® et superposées par transparence à la morphologie basale du canyon et au schéma structural. Une carte d'attribut sismique d'amplitude moyenne le long de l'incision basale a également été calculée sous Sismage®.

VI.2. RECONNAISSANCE DES ÉLÉMENTS ARCHITECTURAUX ET DES FACIÈS

VI.2.1. Définition du sommet du remplissage

Avant de commencer l'analyse détaillée de l'architecture interne du remplissage du canyon, il faut d'abord définir l'intervalle stratigraphique qu'il englobe.

Il repose physiquement au-dessus de l'incision basale du système Afam (Figure VI-1). La série sous-jacente montre des réflecteurs bien stratifiées, et qui est notamment affectée par de nombreuses failles de croissance. Ces propriétés s'observent à la fois selon la direction transverse (Figure VI-2A) et longitudinale (Figure VI-3A) au système Afam.

La définition du sommet du remplissage est quant à elle moins évidente. La série qui repose au-dessus de l'incision basale comporte deux faciès dominants :

i) des clinoformes, dont la composante de progradation de l'Ouest vers l'Est est plus marquée en coupe transversale au Canyon d'Afam (Figure VI-2), et d'autres situés plus haut stratigraphiquement, et dont la composante de progradation est plus marquée du Nord vers le Sud (Figure VI-3),

ii) un faciès chaotique également observable à différents niveaux stratigraphiques au-dessus de de l'incision basale (Figure VI-2 - Figure VI-3).

Au-dessus de 0,9s (twt) dans la partie septentrionale et au-dessus de 1,0 s twt dans la partie méridionale de la zone d'étude, la série est globalement mieux stratifiée que celle qui comble le Canyon d'Afam et ses tributaires (Figure VI-2 -Figure VI-4). Les deux séries sont délimitées par une surface d'érosion qui tronque les séries de clinoformes à la progradation N-S bien marquée. De plus, à l'échelle de la zone d'étude, la série sommitale repose en onlap et en downlap sur la surface d'érosion (Figure VI-3 - Figure VI-4). Cette dernière est donc définie comme le sommet du remplissage du Canyon d'Afam, et nommée TASB (*Top Afam Sequence Boundary).*

Dans la partie méridionale de la zone d'étude, la série sommitale est particulièrement bien stratifiée, et de composition homogène et sableuse (puits W1, Figure VI-3). Dans la partie méridionale de la zone d'étude, elle montre des séquences d'offlap qui respectivement ne dépassent pas la centaine de ms (twt) d'épaisseur. Ces séquences se composent de clinoformes peu inclinés qui progradent également vers le Sud (puits W3 et W5, Figure VI-3, et Figure VI-4).

Enfin, il est toutefois important de noter que la zone d'étude ne comprend ni les bords du système Afam, ni sa tête (Figure V-1). Répondre à la question de la définition du sommet du remplissage nécessiterait en théorie d'accéder à ces données, pour y observer la géométrie à grande échelle du biseau sédimentaire en onlaps contre l'incision basale, à la fois latéralement et vers l'amont.

VI.2.2. Reconnaissance des incisions internes et des unités sédimentaires associées

Le remplissage sédimentaire du Canyon d'Afam a été divisé en 7 unités séparées par des incisions internes (Figure VI-2). Leur épaisseur est au plus de l'ordre de 100 ms (twt) au Nord de la zone d'étude, voire un peu plus au Sud, au sein de la partie supérieure du remplissage du canyon (Figure VI-3).

VI.2.2.1. Les unités basales associées à i1 et i2

Les premières unités présentent des réflecteurs bien stratifiés, et dont les amplitudes sont faibles à très fortes en valeur absolue. Ils viennent sceller les failles et les structures de fond de canyon telles que les *knickpoints* et les *plunge-pools*. Ces 2 unités et particulièrement l'unité 1 pourraient être sableuses comme en attestent les faibles valeurs de *gamma-ray* et les fortes résistivités issues des puits W1, W2, W3 et W5. Le contenu en sable de l'unité 2 est variable et semble décroissant vers son sommet (Figure VI-3).

VI.2.2.2. Unités comprises entre les incisions internes i3 et i6

Le reste du remplissage est surtout caractérisé par deux autres faciès sismiques. Il est dominé par des réflecteurs inclinés d'amplitude faible à forte, interprétés comme des clinoformes, qui peuvent passer localement à un faciès chaotique d'amplitude faible à forte.

Dans les unités comprises entre l'incision 3 et l'incision 6, les clinoformes sont dotés d'une composante de progradation orientée de l'Ouest vers l'Est (Figure VI-2). Le faciès chaotique vient principalement remplir de petites dépressions formées par les incisions internes. Il se situe en variation de faciès longitudinale des clinoformes, situés sur le haut morphologique du bord amont de la dépression (Figure VI-2).

Au sein de cette série médiane, seule l'unité comprise entre l'incision interne 5 et l'incision interne 6 parvient à recouvrir les interfluves de la partie nord de la zone d'étude. Elle comble les dépressions de faible dimension formées par les tributaires perchés du système (Figure VI-2 et Figure VI-4).

Enfin, dans l'axe du Canyon d'Afam, les unités comprises entre les incision internes 3 à 6 seraient exclusivement argileuses, comme en témoignent les fortes valeurs de *gamma-ray* et les faibles valeurs de résistivité issues des puits W1 à W5 (Figure VI-3).

VI.2.2.3. Unités sommitales

Dans ces dernières, les clinoformes ont un sens de progradation avec une forte composante du Nord vers le Sud (Figure VI-3) et une composante de l'Ouest vers l'Est aussi très marquée (Figure VI-4). Ceci suggère un sens de propagation NNW-SSE, ou NW-SE, ou WNW-ESE. L'inclinaison moyenne de clinoformes est de l'ordre de 5°.

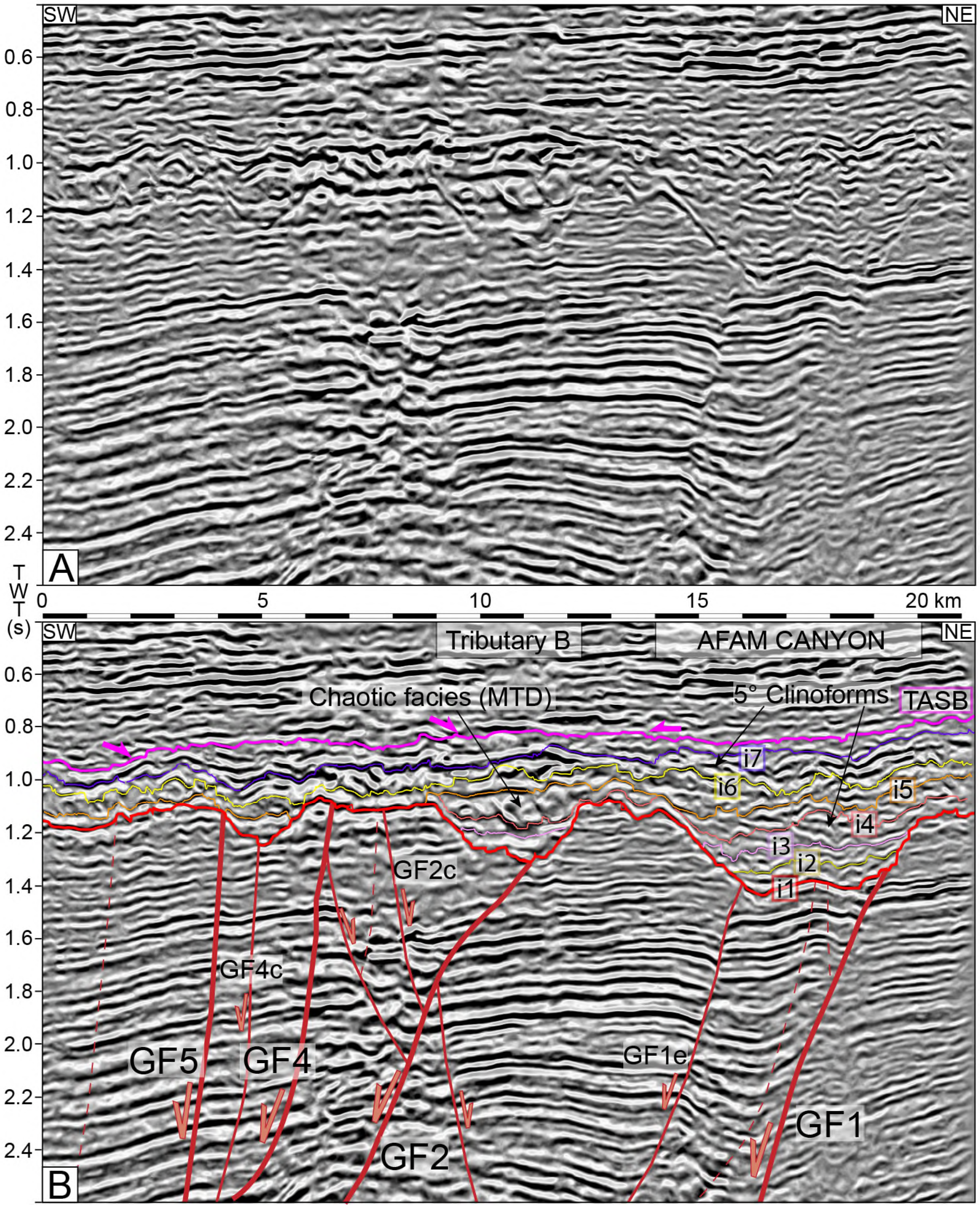


Figure VI-2. Coupe transversale à la vallée principale du Canyon d'Afam, et d'orientation SW-NE, dans la partie nord de la zone d'étude ; A, ligne sismique vierge ; B, ligne sismique interprétée. La surface indexée « i1 » est la surface d'érosion basale du Canyon d'Afam ; celles indexées de « i2 » à « i7 » sont les surfaces d'érosion internes ; et « TASB » est la limite érosive qui délimite le sommet du remplissage

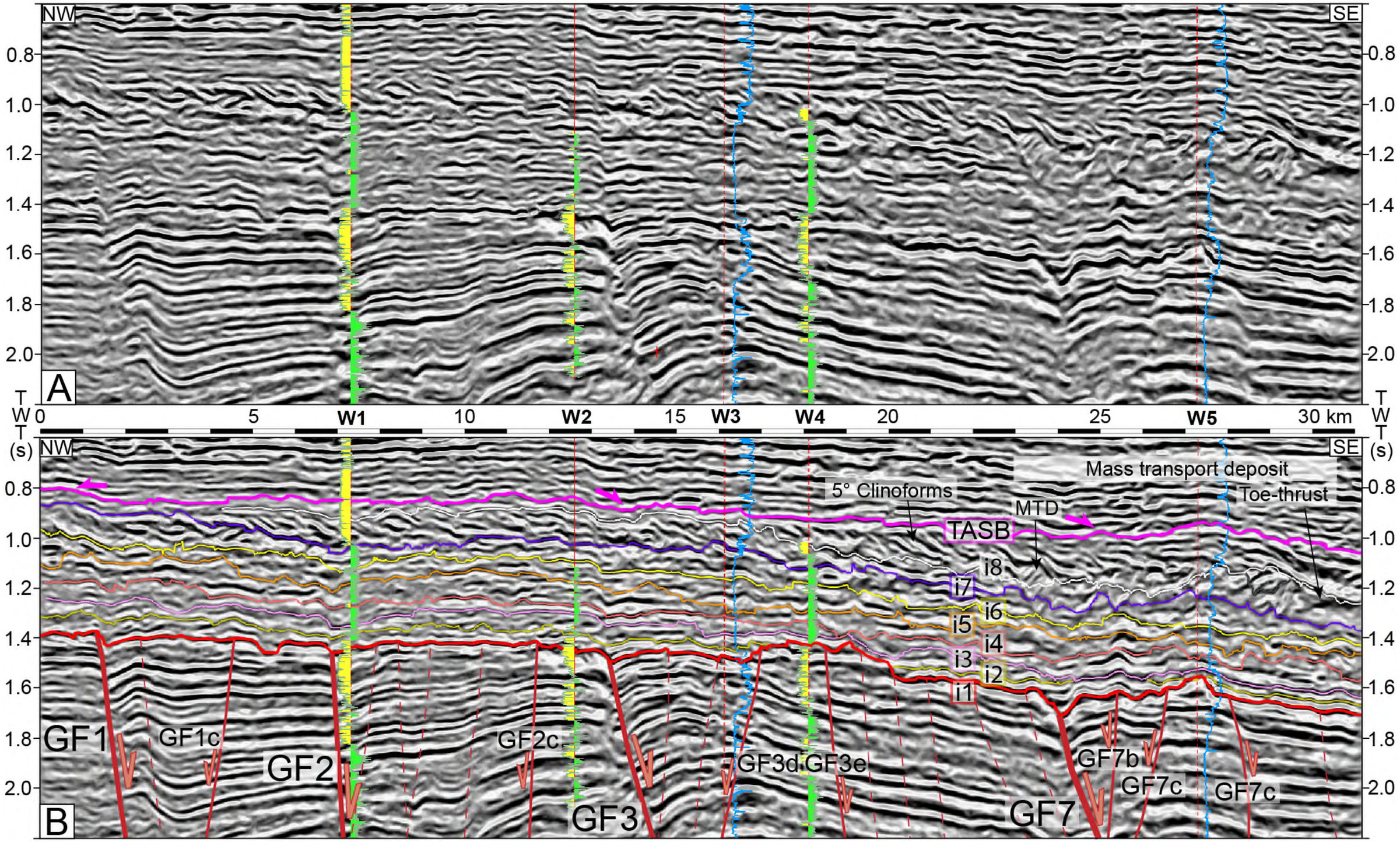


Figure VI-3. Profil sismique longitudinal au Canyon d'Afam et corrélation de son remplissage grâce aux puits W1 à W5. (A) Profil sismique vierge. (B) Profil sismique interprété. Le *gamma-ray* est affiché aux puits W1, W2 et W4, tandis que la résistivité est affichée aux puits W3 et W5.

Dans les puits situés dans l'axe du Canyon d'Afam, l'unité comprise entre i6 et i7 apparait exclusivement argileuse (Figure VI-3). Des réflecteurs de forte amplitude sont localement observables au sein de paquets de clinoformes de longueur kilométrique, au-dessus du canyon principal ou du reste du système et surtout dans la partie nord de la zone d'étude (Figure VI-2).

Au sein des deux dernières unités dont les surfaces basales sont respectivement i7 et i8, les clinoformes sont particulièrement marqués, et cet ensemble sommital forme un biseau sédimentaire qui s'épaissit fortement vers le Sud, notamment grâce à l'approfondissement régulier par plats et rampes des incisions basales. Le long du Canyon d'Afam, ces rampes sont majoritairement situées à proximité des failles majeures scellées par le remplissage basal (Figure VI-3). Latéralement au canyon, elles se situent au-dessus des tributaires de 5^{e} ordre, qui sont situés en bordure nord-ouest du Canyon d'Afam (Figure VI-4).

De plus, même au sein de cette série sommitale, la topographie de l'incision basale s'observe toujours, de façon lissée, à cause de la remontée topographique de i6, i7 et i8 au-dessus de l'interfluve séparant le Canyon d'Afam du tributaire C (Figure VI-4). Entre l'interfluve précédent et le flanc oriental du Canyon d'Afam, l'unité 7 contient deux MTDs :

(i) le premier, de longueur kilométrique, est localisé dans une dépression formée par i8 sur le *hanging wall* de GF7f. Son front présente des réflecteurs dont l'orientation est opposée au sens de progradation des clinoformes (Figure VI-4),

(ii) le second est de longueur pluri kilométrique à déca kilométrique, son épaisseur peut atteindre 150 ms dans sa partie compressive. Cette dernière comporte également des réflecteurs au pendage plus fort et opposé à celui des clinoformes, voire inversé. Elle vient buter contre l'interfluve oriental du canyon, tandis que la cicatrice d'arrachement correspond à une dépression réutilisée par l'incision i8 (Figure VI-3 et Figure VI-4).

À l'échelle de la zone d'étude, les dernières unités du remplissage forment donc des prismes de progradation qui terminent le comblement vers le Sud ou le Sud-Est des incisions internes sous-jacentes, ce qui peut s'effectuer également par déstabilisation des clinoformes comme pour les unités intermédiaires (U3 à U6) du remplissage.

VI.2.3. Spécificités de la zone méridionale

La partie sud-ouest de la zone d'étude comporte des morphologies sous-marines particulières, à savoir le tributaire de 5^{e} ordre C, ainsi que plusieurs tributaires en baïonnette de 4^{e} ordre, tous étant orientés à contre-pente de la pente régionale (Figure VI-1 et Figure V-8). Ces tributaires ont des profils transverses asymétriques de par leur contrôle par une ou plusieurs failles majeures syn-sédimentaires d'orientation Est-Ouest (Figure VI-1 et Figure V-12).

VI.2.3.1. Recoupement des différentes incisions internes au voisinage de GF9

Le réseau de drainage du tributaire C constitue l'essentiel de la partie sud-ouest du réseau de drainage du Canyon d'Afam. Son architecture interne de remplissage montre les mêmes caractéristiques que celles décrites précédemment dans les parties nord-ouest et est, i.e. un découpage en plusieurs unités sédimentaires séparées par huit incisions internes. Néanmoins, cette organisation stratigraphique se complexifie au voisinage de GF9.

Le long des 2 km du *footwall* de GF9, l'incision interne i4 est tronquée vers l'aval par i5, qui est à son tour tronquée par i6 (Figure VI-5). De plus, i6 se confond avec l'incision basale au droit de GF9b et au moins sur tout le flanc sud du tributaire P. Au sein du remplissage des tributaires G et H, les incisions internes antérieures à i7 n'ont pas pu être identifiées.

Sur le bloc GF8b-GF9, l'incision interne i4 est tronquée vers l'amont par i5 au voisinage de GF8, et i5 est également tronquée vers l'aval par i6 (Figure VI-6). L'architecture continue de se complexifier sur le bloc GF9-GF10, où i6 puis i4 sont tour à tour tronquées vers l'aval par i7 qui entaille donc profondément la série sous-jacente. Il faut également noter que dans la même zone, i8 est tronquée vers l'amont par la surface d'érosion sommitale (Figure VI-6). Enfin, sur la bordure sud du dépocentre formé par i7, cette dernière est tronquée à son tour vers l'aval par i8 (Figure VI-6).

Par conséquent, la zone sud-ouest, les multiples réincisions se concentrent au voisinage de GF9, avec pour résultat un remplissage constitué en majorité des unités les plus récentes.

À ces observations s'ajoutent l'activité de GF9 qui perdure durant tout le remplissage du Canyon d'Afam (Figure VI-5 et Figure VI-6), et le scellement de GF10 supposé par i7 (Figure VI-6).

Les **clinoformes** des unités U6 et U7 montrent aussi des propriétés singulières dans la zone méridionale. Premièrement, ils montrent **une valeur de pente moyenne de 9 à 10°, lorsque l'incision interne sur laquelle ils reposent en downlap s'approfondit vers le Sud.**

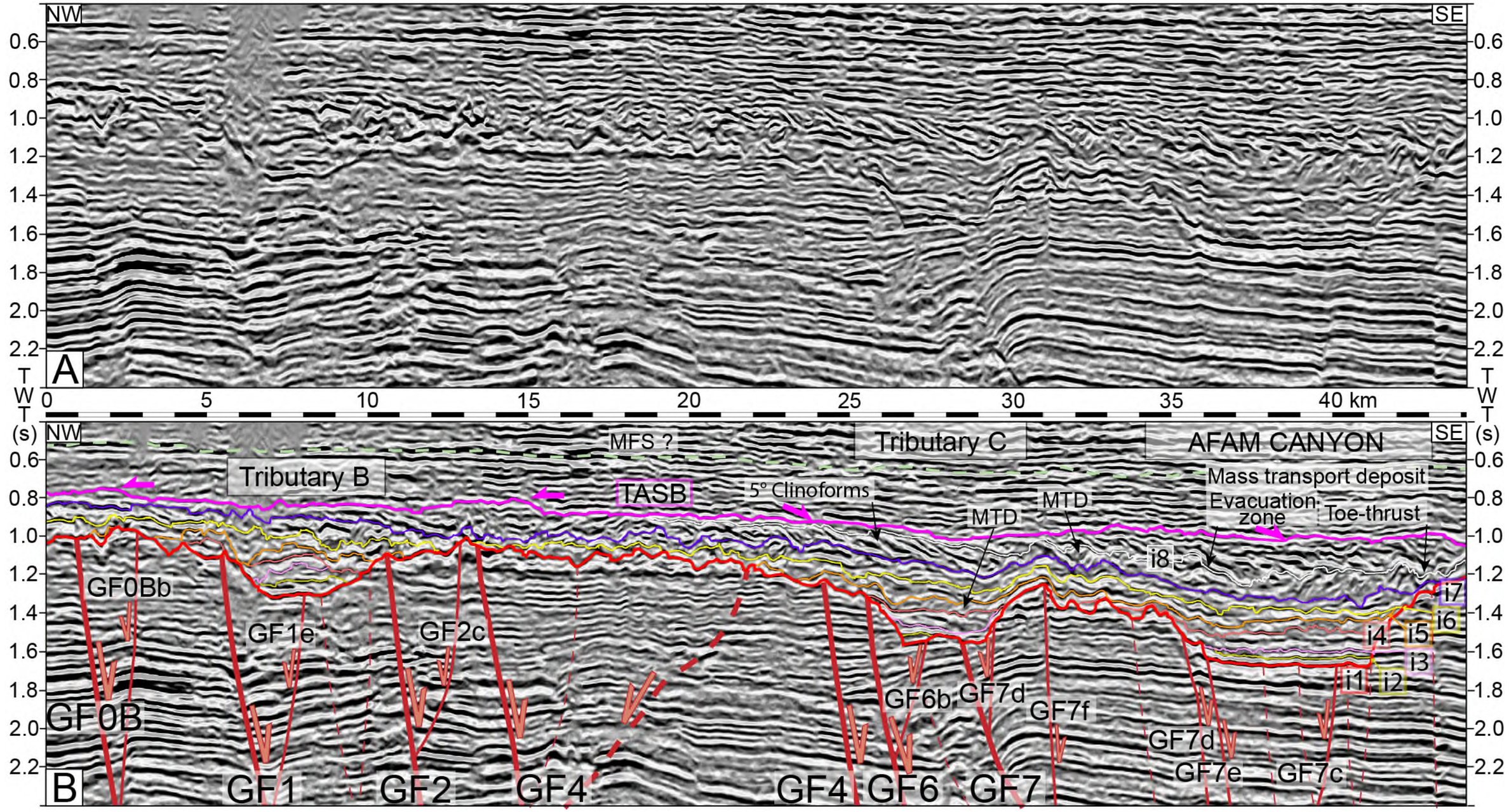


Figure VI-4. Profil d'orientation NW-SE et transverse au tributaire B de 5^{e} ordre, à la partie aval du tributaire C de 5^{e} ordre, et au Canyon d'Afam ainsi qu'aux interfluves qui les séparent. (A) ligne sismique vierge, (B) ligne sismique interprétée.

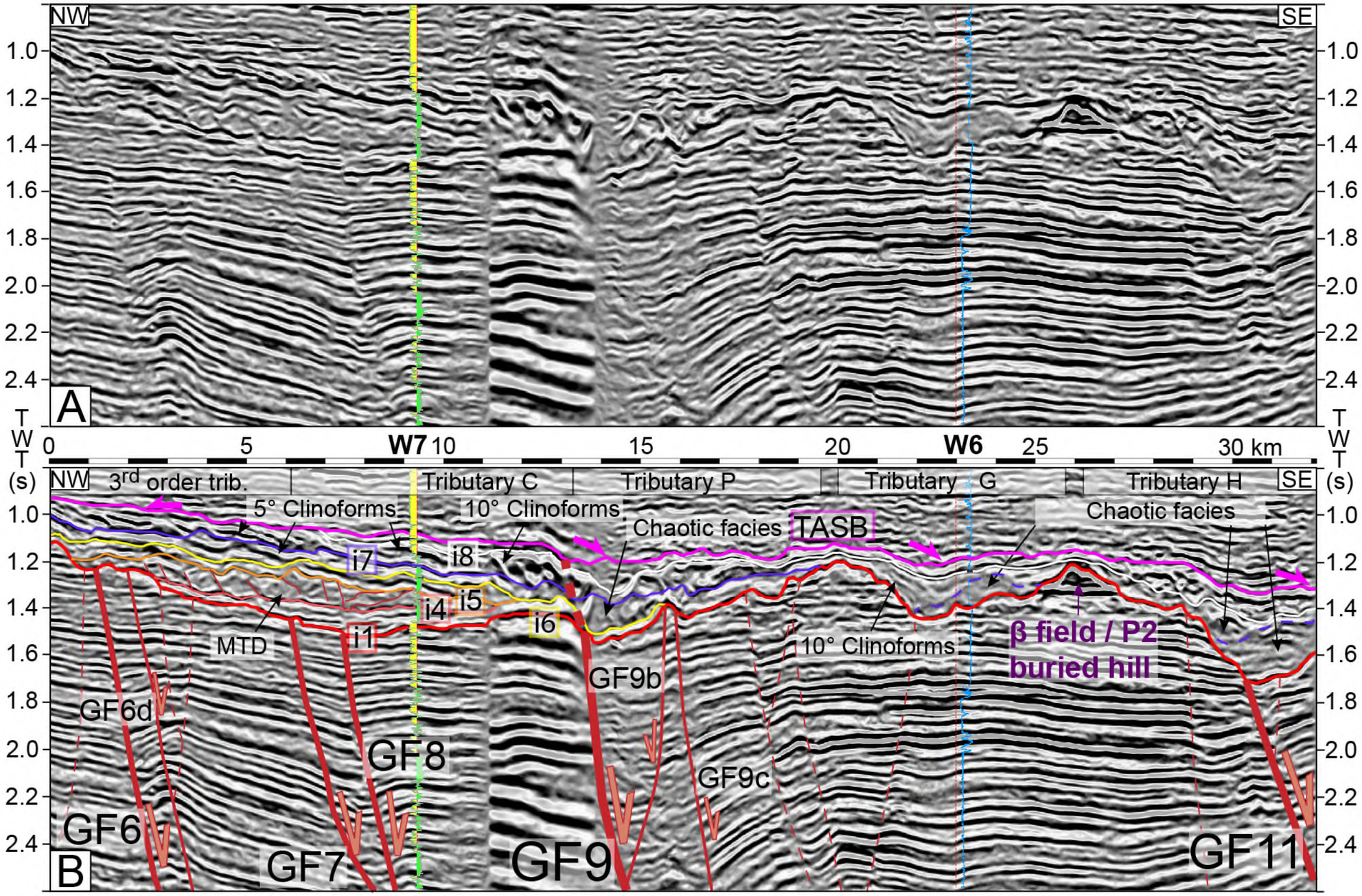


Figure VI-5. Profil d'orientation NW-SE et calibré par les puits W6 et W7 ; il recoupe longitudinalement un tributaire de 3e ordre sur le bloc GF6-GF9, puis recoupe de manière sub-transverse le tributaire de 5e ordre C, et les tributaires de 4e ordre P, G et H. (A) ligne sismique vierge, (B) ligne sismique interprétée. La résistivité est affichée au puits W6, tandis que le *gamma-ray* est affiché au puits W7.

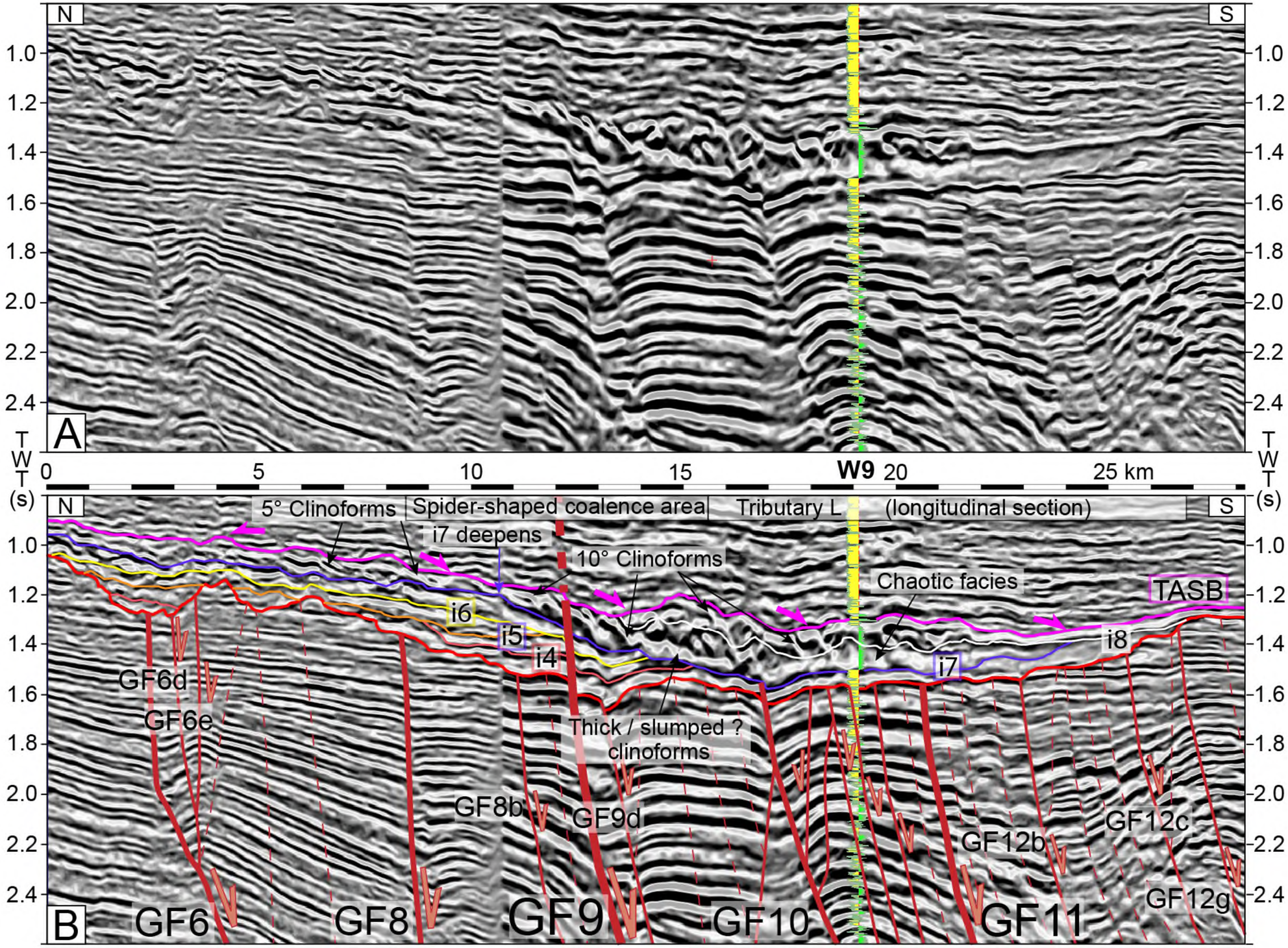


Figure VI-6. Profil d'orientation Nord-Sud qui est calibré par le puits W9. Il recoupe la zone de coalescence du tributaire C, et recoupe longitudinalement le tributaire L, dont le sens de drainage est orienté à contre-pente régionale. (A) ligne sismique vierge, (B) ligne sismique interprétée. La résistivité est affichée au puits W9.

Cette valeur est environ le double de celle des clinoformes qui recouvrent le Canyon d'Afam **(**Figure VI-3 et Figure VI-4).

Ce changement de pente des clinoformes survient :

(i) au voisinage de GF7 au-dessus du Canyon d'Afam et de la partie aval du tributaire C (Figure VI-3 et Figure VI-4),

(ii) au voisinage de GF9 et de GF11 au sein de le la zone de coalescence en araignée du tributaire C et au sein du tributaire H (Figure VI-5 et Figure VI-6).

Ensuite, ces clinoformes à forte pente qui composent les unités 6 et 7 montrent également un épaississement dans la partie distale de leur profil de dépôt, voire même des géométries lenticulaires ou sous forme de bourrelets (Figure VI-5 et Figure VI-6).

VI.2.3.2. Dominance du faciès chaotique

Comme précédemment indiqué (section VI.2.2.3), la partie supérieure du remplissage du Canyon d'Afam comporte plusieurs glissements sous-marins qui sont reconnaissables par un faciès chaotique et une zone frontale présentant des réflecteurs très redressés. Leur pendage est opposé à celui des clinoformes constituant principalement ces unités dans la partie nord de la zone d'étude (Figure VI-1, Figure VI-3 et Figure VI-4). Il faut également noter que ce type de corps est également présent localement au sein du remplissage du tributaire B (Figure VI-2).

Pour la zone située au sud de GF6/GF7 (Figure VI-1), le faciès chaotique prend une proportion globalement croissante vers le Sud au sein du remplissage des tributaires et de la vallée principale du Canyon d'Afam. Il constitue en grande majorité l'unité 4 qui est préservée au sein de la terminaison Est du tributaire C (Figure VI-4). Au sein de ce dernier, les valeurs élevées de *gamma-ray* relevées au puits W9 indiquent que ce type de corps est de nature argileuse, du moins dans sa partie frontale et compressive. Il possède également une partie extensive longue de plusieurs kilomètres. Il est recouvert par les clinoformes des unités 4 et 5 (Figure VI-5).

De plus, il est possible d'observer une variation latérale entre deux faciès à clinoformes et le faciès chaotique dans plusieurs types de configuration :

i) dans l'unité 6, cette variation s'observe au passage du f*ootwall* de GF9 à moins de 2 km de la faille, puis seul le faciès chaotique est présent au sein du tributaire C (Figure VI-5). La partie inférieure de l'unité 7 montre la même variation au droit de la faille GF9 (Figure VI-5).

ii) dans la zone de coalescence en araignée du tributaire C, cette variation s'opère à partir de la charnière du *roll-over* GF9-GF10 (Figure VI-6).

iii) au niveau du biseau sédimentaire compris entre i7 et i8, cette variation est associée à la transition entre le *footwall* et le *hanging-wall* de GF10. Dans ce cas, la lithologie du MTD est argileuse comme l'indique les fortes valeurs de *gamma-ray* du puits W9 ; il sert notamment de couverture sommitale au faciès sableux sous-jacent (Figure VI-6). Le biseau sédimentaire compris

entre l'incision basale et l'incisions interne i7, dans sa partie Sud, est majoritairement composé d'un faciès présentant de faibles amplitudes et une stratification peu marquée. Il peut s'agir d'une variante du faciès chaotique (Figure VI-6).

iv) au sein de l'unité 7, sur le flanc le plus abrupt du tributaire G (Figure VI-1 et Figure VI-5).

v) encore plus au Sud, ce n'est plus que le faciès chaotique, le plus souvent de faible amplitude, qui est présent au sein des tributaires comme c'est le cas pour le tributaire H (Figure VI-5).

En conclusion, la dominance du faciès chaotique dans la partie méridionale résulte d'une variation de faciès longitudinale des clinoformes. Elle est générée au droit des zones d'approfondissement de l'incision basale et des incisions internes (Figure VI-5). Cette variation de faciès se produit également au sein du tributaire C, dans la même zone où survient le changement de géométrie entre les deux faciès de clinoformes (Figure VI-5-Figure VI-6), et qui a été décrite en section VI.2.3.1.

VI.3. ANALYSE SPATIO-TEMPORELLE DES INCISION INTERNES

L'étude cartographique des cartes de profondeur des incisions internes successives au sein du remplissage met en évidence le comblement du Canyon d'Afam en plusieurs étapes. Les cartes d'épaisseur complètent ces observations en faisant apparaitre la présence de dépocentres.

VI.3.1. Incision interne i4

Jusqu'à la formation de l'incision interne i4 incluse (Figure VI-7A), les unités sédimentaires se limitent au comblement des dépressions les plus profondes et les plus larges, telles que le thalweg du Canyon d'Afam, ou les zones aval des tributaires C et B. Par conséquent, la surface i4 montre une largeur relativement restreinte, et vient se confondre avec les bords du canyon de ses tributaires principaux. Ceci forme une géométrie identique à celle d'un onlap, ou bien des zones avec une épaisseur de série sous-jacente très restreinte, entre i1 et i4 (Figure VI-3). L'incision interne i4 s'approfondit au-dessus des knickpoints de l'incision basale qui sont contrôlés par les failles principales GF2, GF3 et GF7, et quelques failles secondaires (Figure VI-1 et Figure VI-7A), bien ces derniers soient scellés à la base du remplissage (Figure VI-3). La surface montre par conséquent un approfondissement qui se fait dans le sens du drainage du Canyon d'Afam. Au sein du tributaire B, i4 est également décalée verticalement par le jeu syn-sédimentaire de GF9 (Figure VI-6 et Figure VI-7A).

VI.3.2. Incision interne i5

L'incision interne i5 s'approfondit également selon le sens de drainage du Canyon d'Afam (Figure VI-7B). Elle montre aussi des zones d'approfondissement au niveau des morphologies de fond de canyon structurées par GF1, GF2, GF3 et GF7, et par quelques failles secondaires, mais qui

sont scellées à la base du remplissage (Figure VI-1 et Figure VI-3). Cette surface d'incision interne montre de « onlaps » sur les flancs du canyon plus large que celui de la série sous-jacente. Il atteint environ la mi-hauteur de l'interfluve commun aux tributaires B et C, ainsi que les embouchures perchées de tributaires de plus petite dimension. Au sein du réseau de drainage du tributaire B, elle est érodée en bordure du *footwall* de GF9 par i6 (Figure VI-6 et Figure VI-7A).

VI.3.3. Incision interne i6

La surface d'incision interne i6 n'a pas été interprétée dans la bordure nord-est de la zone étude, puis elle est tronquée sur le *hanging wall* de GF9 dans la zone médiane du tributaire C, et elle apparait juste sous forme d'une fenêtre érosive de forme ovale et d'extension plurikilométrique sur le *footwall* de GF9 (Figure VI-6 et Figure VI-7C).

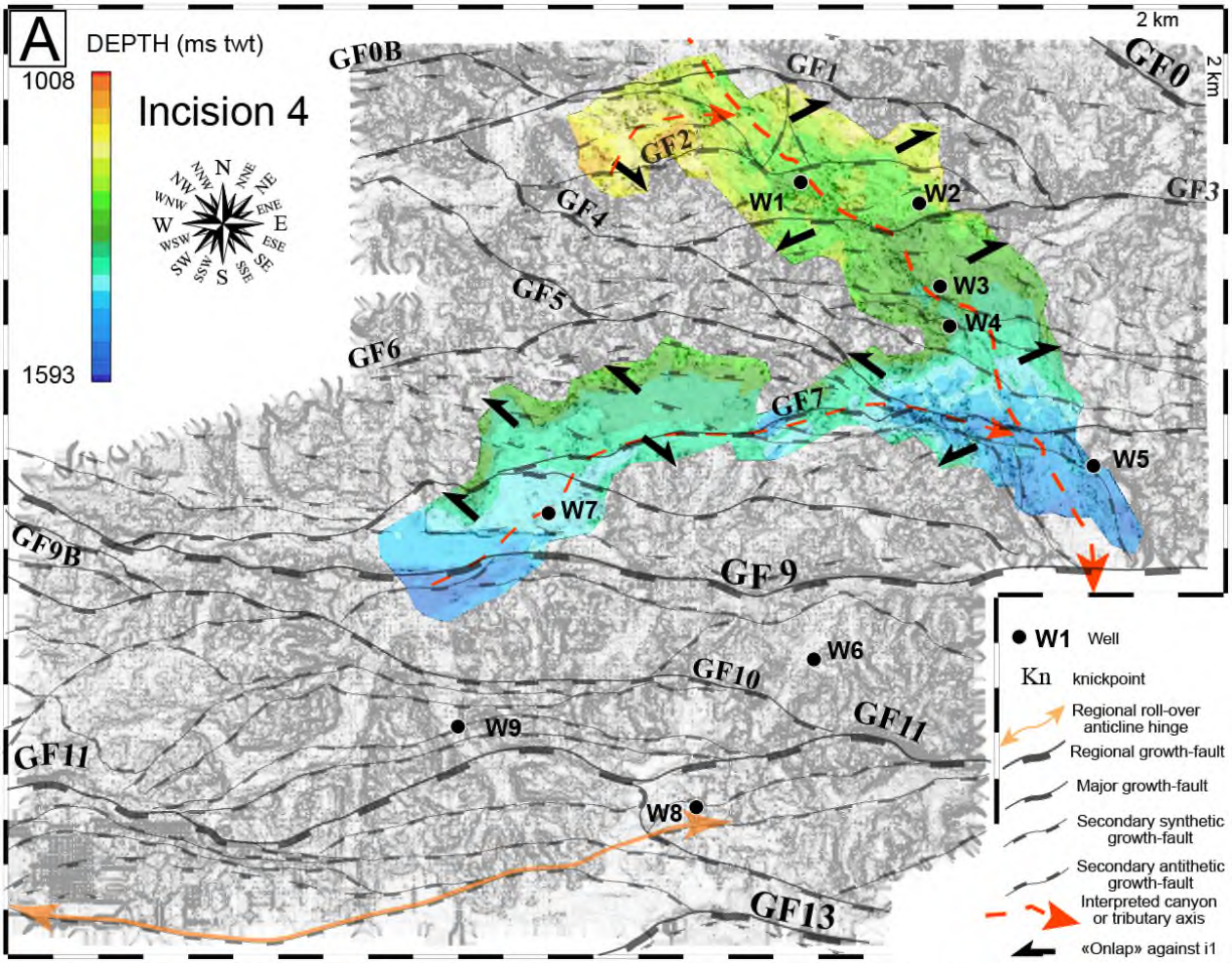
Par contraste avec les précédentes, elle montre un développement généralisé à toute la partie Nord de la zone d'étude, et se situe y compris au-dessus des interfluves de l'incision basale du Canyon d'Afam. Le long de l'interfluve guidé par GF4, sur le bloc GF7-GF8 et le long de GF8, la surface i6 possède un aspect très irrégulier (Figure VI-1 et Figure VI-7C). Enfin, GF7 influence indirectement l'approfondissement de i6, avec l'approfondissement du canyon i6 au-dessus du *knick-point* structuré du Canyon d'Afam, et de la partie occidentale de i6 au-dessus du tributaire C sous-jacent (Figure VI-1 et Figure VI-7C).

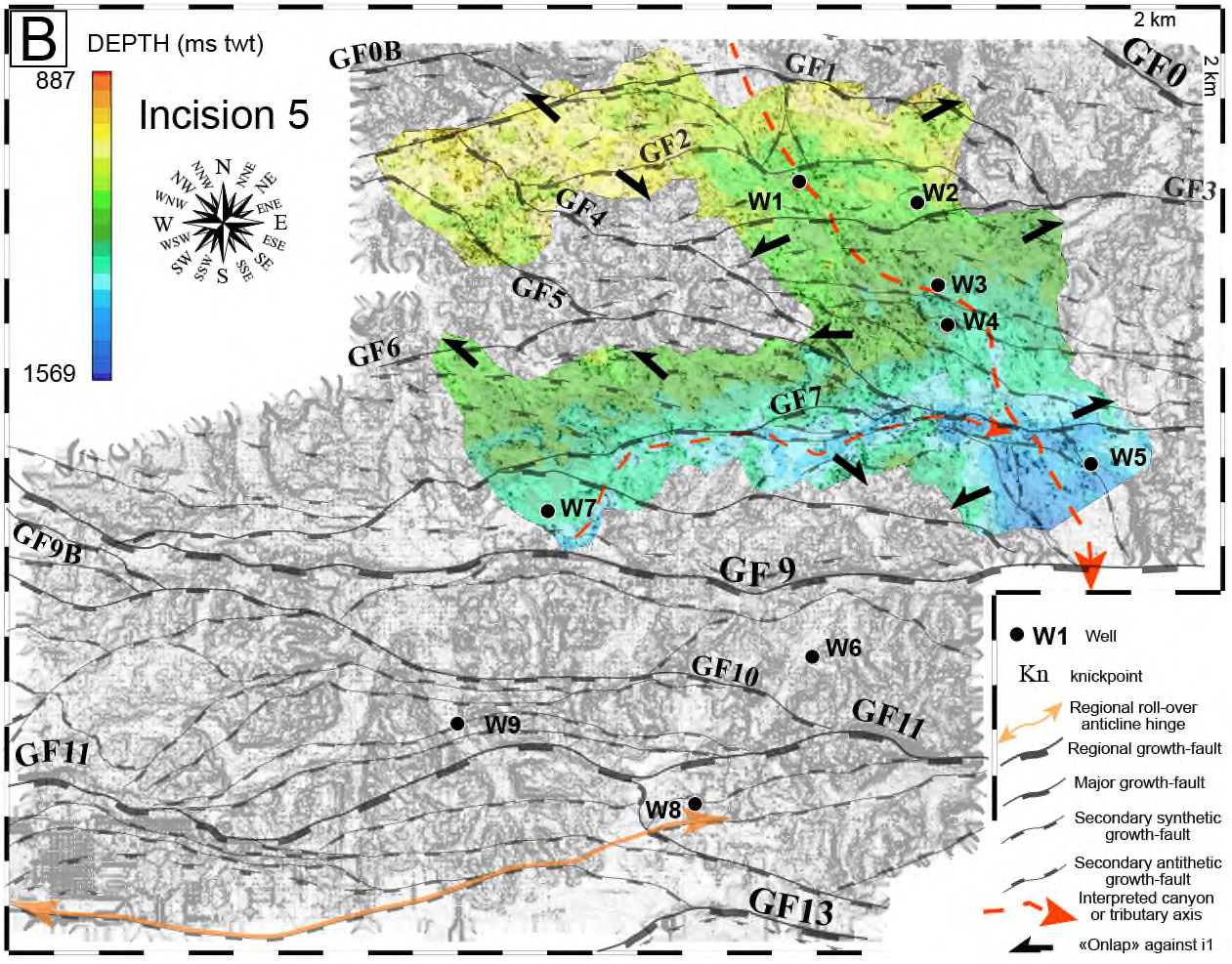
VI.3.4. Incision interne i7 et unité 7 du remplissage

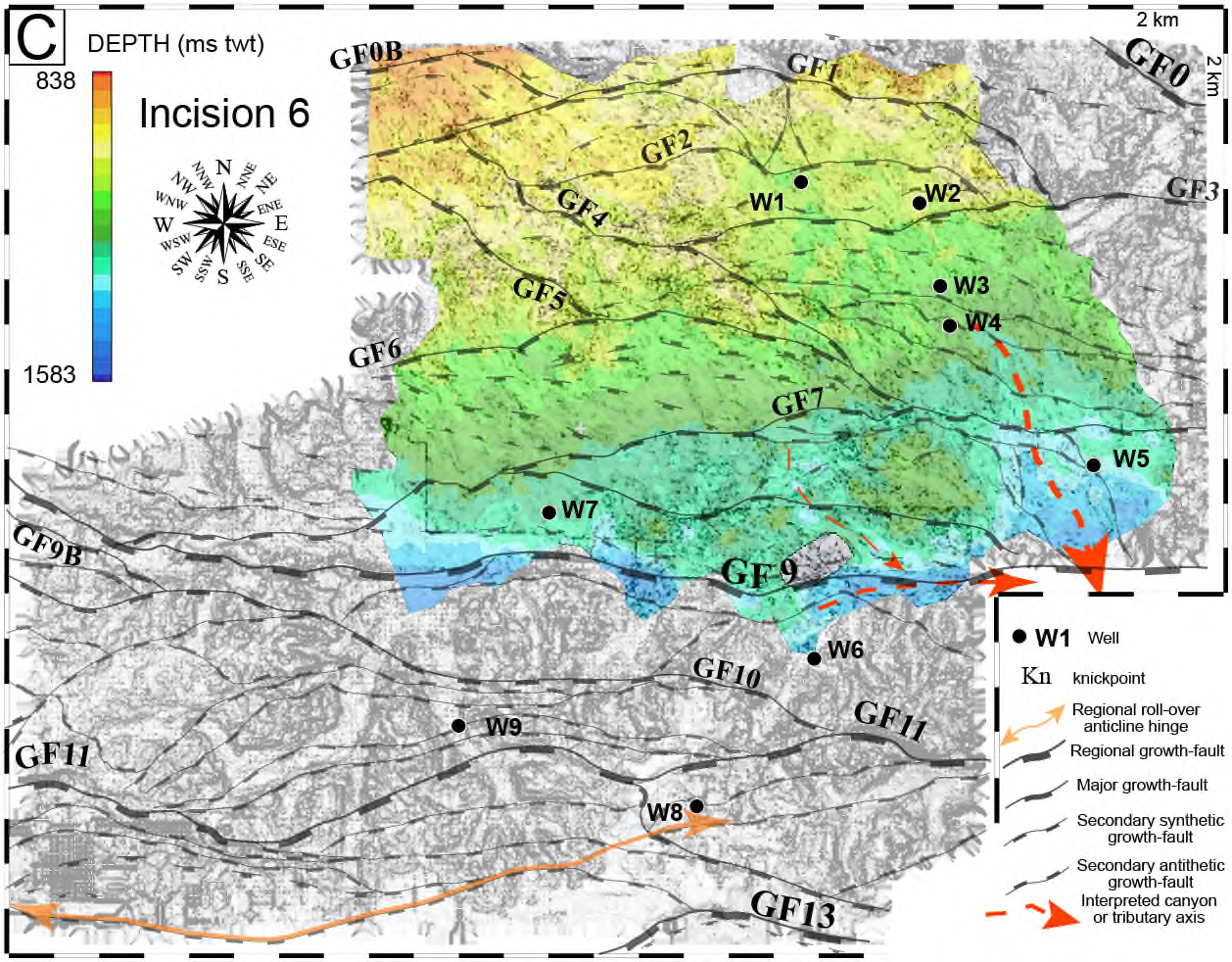
VI.3.4.1. Incision interne i7

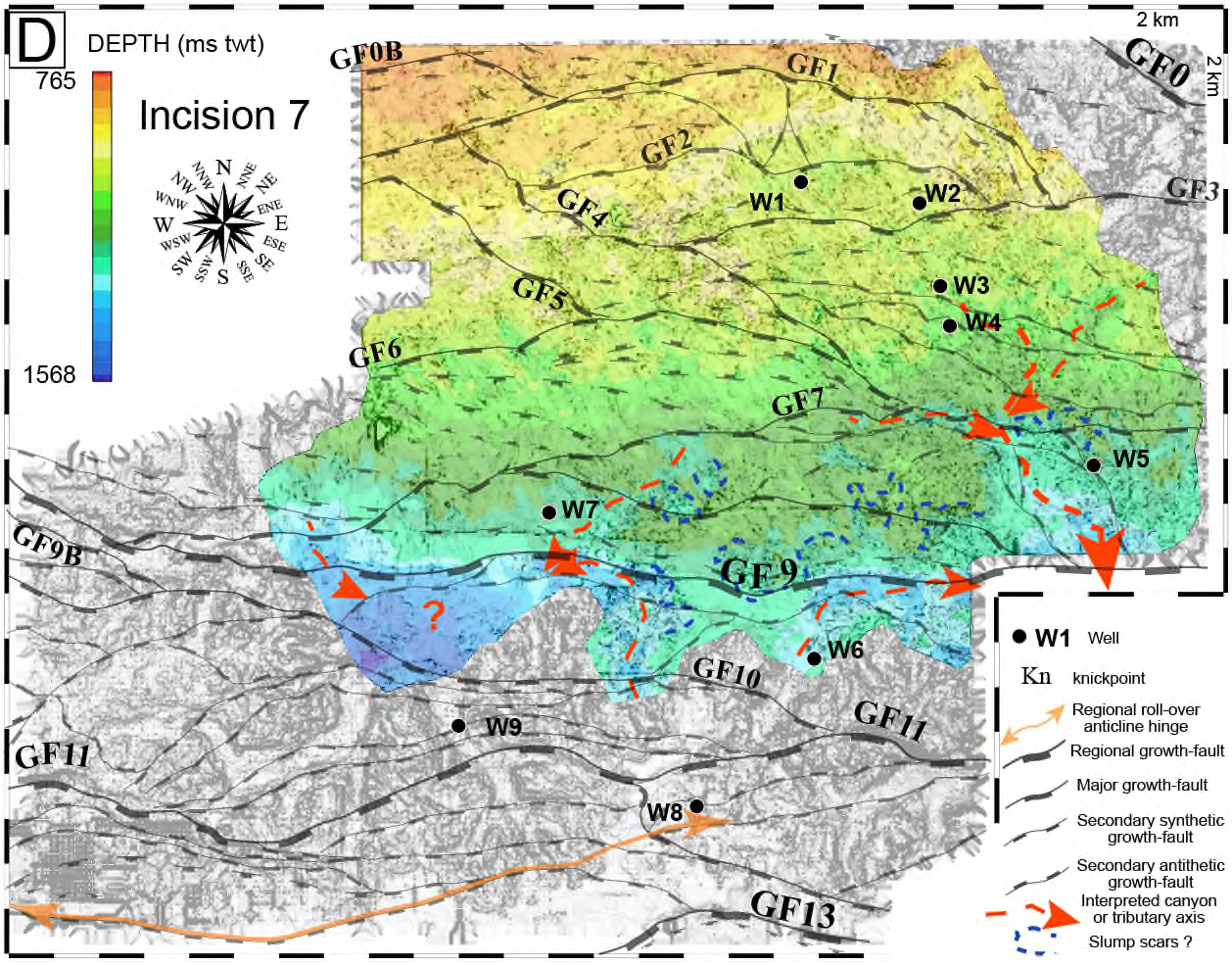
L'incision interne i7 montre des zones d'approfondissement au-dessus des failles, les plus marquées étant celles associées à GF6, GF7, GF8 et GF9 (Figure VI-7D). La pente formée par l'incision dans sa partie la plus septentrionale se différencie progressivement en deux dépressions vers le Sud.

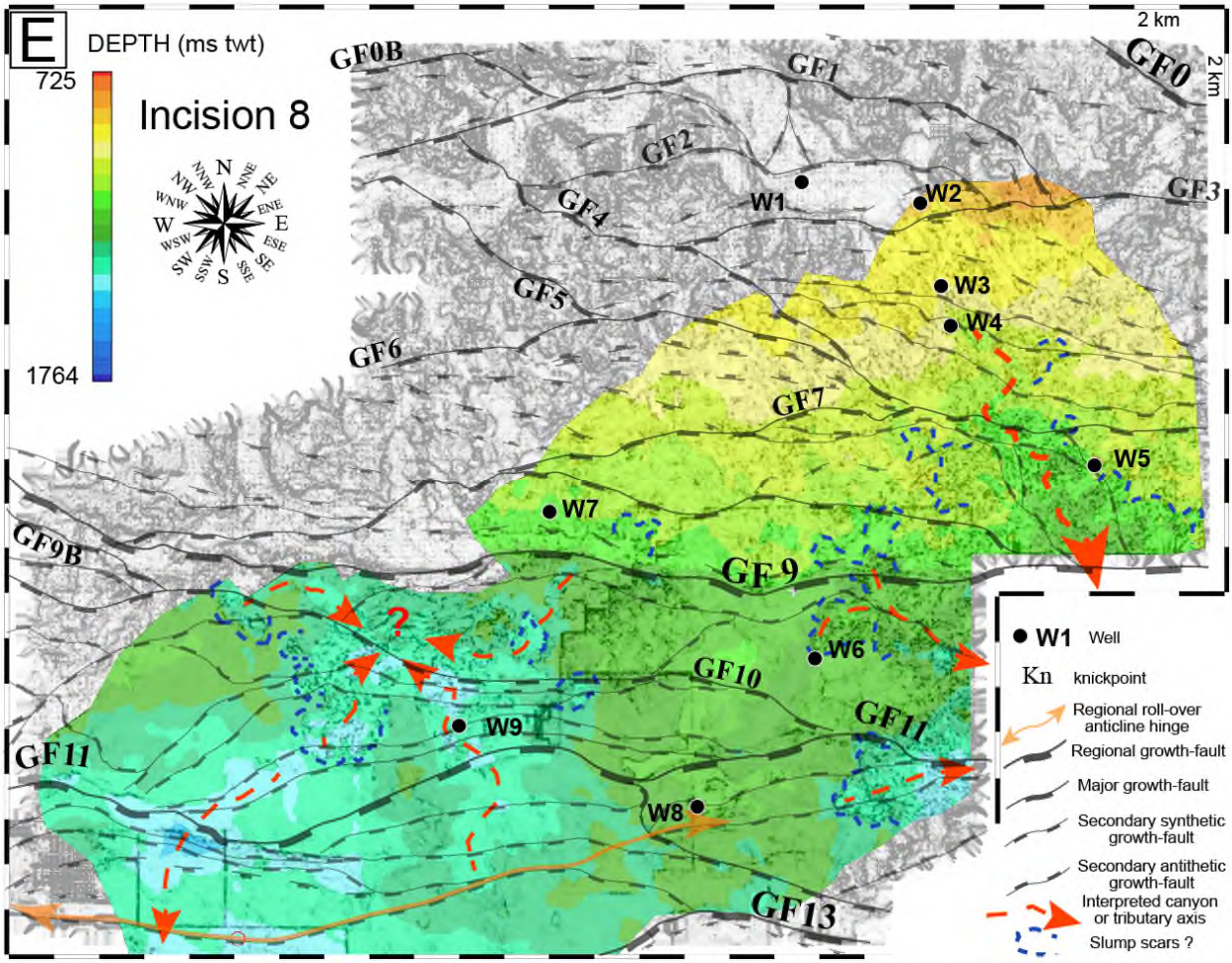
Le corps du canyon oriental se développe sur le *hanging wall* de GF7, qui structure également longitudinalement un tributaire à l'Ouest de celui-ci. Le canyon i7 est situé au-dessus du Canyon d'Afam basal (Figure VI-1), et est de ce fait, probablement plus long que la dépression occidentale. Le réseau de drainage de cette dernière est incertain, à cause d'une interprétation incomplète de l'horizon, et de sa troncature par les incisions postérieures (Figure VI-6). La dépression occidentale est isolée du canyon probablement à cause d'une erreur d'interprétation de l'espace qui les sépare le long de GF9. Ce couloir doit logiquement servir de drain pour la dépression occidentale vers le canyon situé à l'Est. GF9 sert d'axe de développement préférentiel pour les tributaires, et de zone de coalescence avec les deux dépressions principales (Figure VI-7D), de manière semblable au réseau de drainage de l'incision basale (Figure VI-1).


A
DEPTH (ms twt)
1008
1593
Incision 4
2 km
2 km
GF0B
GF1
GF0
GF2
GF3
GF4
W1
W2
GF5
W3
W4
GF6
GF7
W5
W7
GF9B
GF 9
W6
GF10
GF11
W9
GF11
W8
GF13
W1 Well
Kn knickpoint
Regional roll-over anticline hinge
Regional growth-fault
Major growth-fault
Secondary synthetic growth-fault
Secondary antithetic growth-fault
Interpreted canyon or tributary axis
«Onlap» against i1


B
DEPTH (ms twt)
887
1569
Incision 5
2 km
2 km
GF0B
GF1
GF0
GF2
GF3
GF4
W1
W2
GF5
W3
W4
GF6
GF7
W5
W7
GF9B
GF 9
W6
GF10
GF11
W9
GF11
W8
GF13
W1 Well
Kn knickpoint
Regional roll-over anticline hinge
Regional growth-fault
Major growth-fault
Secondary synthetic growth-fault
Secondary antithetic growth-fault
Interpreted canyon or tributary axis
«Onlap» against i1


C
DEPTH (ms twt)
838
1583
Incision 6
2 km
2 km
GF0B
GF1
GF0
GF2
GF3
GF4
W1
W2
GF5
W3
W4
GF6
GF7
W5
W7
GF9B
GF 9
W6
GF10
GF11
W9
GF11
W8
GF13
W1 Well
Kn knickpoint
Regional roll-over anticline hinge
Regional growth-fault
Major growth-fault
Secondary synthetic growth-fault
Secondary antithetic growth-fault
Interpreted canyon or tributary axis


D
DEPTH (ms twt)
765
1568
Incision 7
2 km
2 km
GF0B
GF1
GF0
GF2
GF3
GF4
W1
W2
GF5
W3
W4
GF6
GF7
W5
W7
GF9B
?
GF 9
W6
GF10
GF11
W9
GF11
W8
GF13
W1 Well
Kn knickpoint
Regional roll-over anticline hinge
Regional growth-fault
Major growth-fault
Secondary synthetic growth-fault
Secondary antithetic growth-fault
Interpreted canyon or tributary axis
Slump scars ?


E
DEPTH (ms twt)
725
1764
Incision 8
2 km
2 km
GF0B
GF1
GF0
GF2
GF3
GF4
GF5
GF6
GF7
GF9B
GF 9
GF10
GF11
GF11
GF13
W1
W2
W3
W4
W5
W6
W7
W8
W9
W1 Well
Kn knickpoint
Regional roll-over anticline hinge
Regional growth-fault
Major growth-fault
Secondary synthetic growth-fault
Secondary antithetic growth-fault
Interpreted canyon or tributary axis
Slump scars ?

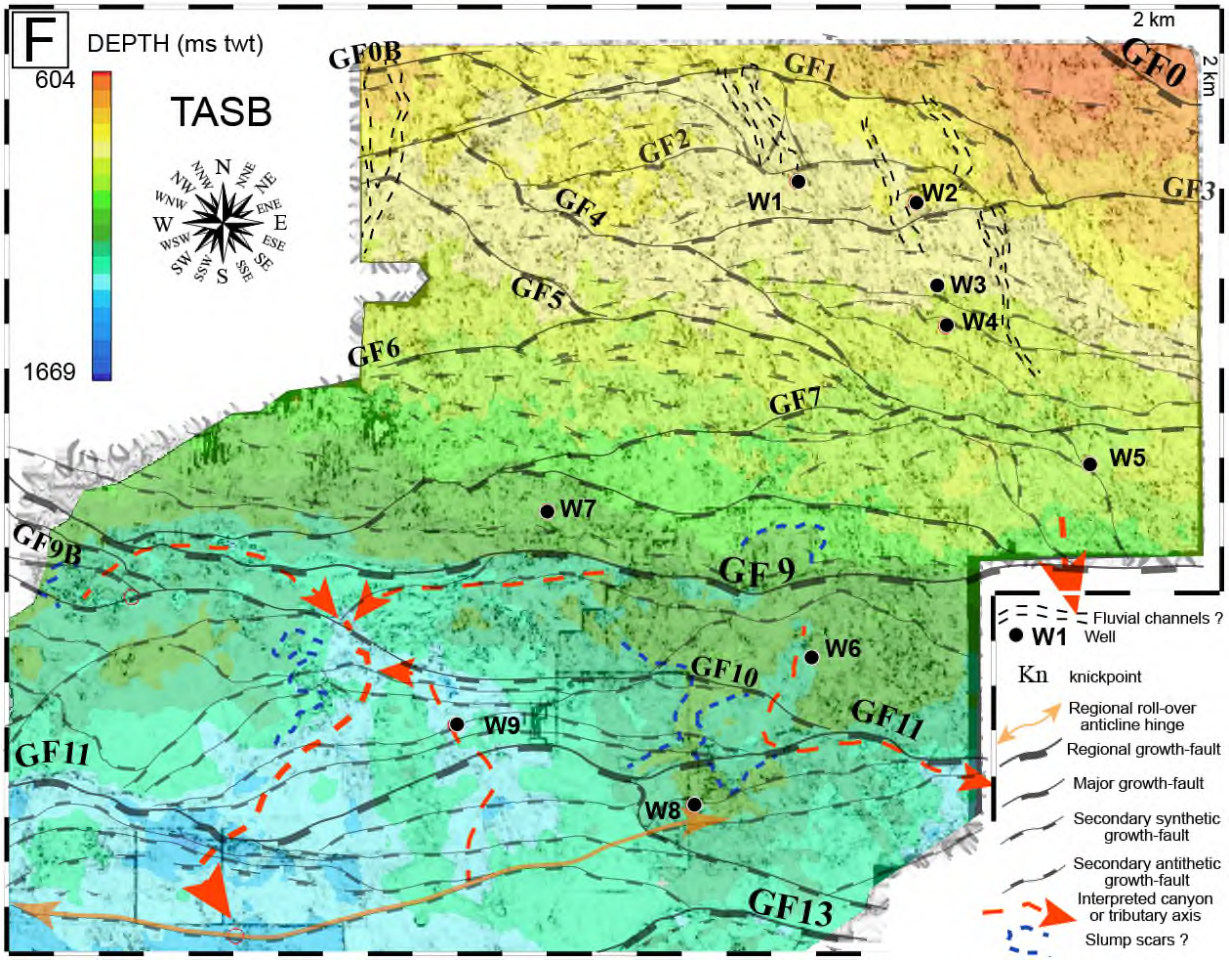

F
DEPTH (ms twt)
604
1669
TASB
2 km
2 km
GF0B
GF1
GF0
GF2
GF3
GF4
GF5
GF6
GF7
GF9B
GF 9
GF10
GF11
GF11
GF13
W1
W2
W3
W4
W5
W6
W7
W8
W9
Fluvial channels ?
W1 Well
Kn knickpoint
Regional roll-over anticline hinge
Regional growth-fault
Major growth-fault
Secondary synthetic growth-fault
Secondary antithetic growth-fault
Interpreted canyon or tributary axis
Slump scars ?

Figure VI-7. Cartes de profondeur des incisions internes i4 à i8 ainsi que de la surface d'érosion sommitale du remplissage du Canyon d'Afam. Pour chaque carte, la carte de profondeur et le schéma structural simplifié sont superposés à la carte de cohérence (carte des pentes) de la surface d'érosion concernée ; le tout est superposé à la carte des pentes de l'incision basale du Canyon d'Afam qui sert de référence, en plus de la localisation des puits W1 à W9. Le schéma structural simplifié est utilisé à titre de repère vis-à-vis des morphologies enfouies de l'incision basale. Seules les failles GF9 et GF13 sont actives durant le comblement du canyon. (A) incision i4, (B) incision i5, (C) incision i6, (D) incision i7, (E) incision i8, (F) incision sommitale.

VI.3.4.2. Unité 7

La carte d'amplitude de l'horizon i7 lissé et translaté à - 50 ms (Figure VI-8A-B) permet de caractériser le sens de progradation des paquets de clinoformes successifs qui composent l'unité 7 (Figure VI-8C). À l'extrémité Nord de la carte, l'horizon généré ne permet aucune interprétation car il recoupe des topsets. Cette zone Nord possède une limite centrale arquée, selon un grand axe orienté E-O ou ENE-OSO.

Dans la moitié Est de la zone d'étude, entre la zone nord des topsets et une zone centrale chaotique (Figure VI-8A-B), des variations d'amplitude matérialisent des structures linéaires, d'orientation ENE-OSO à NE-SO, et régulièrement espacées d'environ 1 à 2 km. Ces alignements réguliers sont interprétés comme des phases de progradation deltaïques ; elles marquent un sens de progradation NNO-SSE (Figure VI-8A-B). Ceci correspond à l'orientation moyenne du Canyon d'Afam sous-jacent (Figure VI-1). Quelques alignements d'orientation identiques sont également observables du côté Ouest de l'interfluve qui sépare le Canyon d'Afam du tributaire C (Chapitre V, Figure VI-1).

Au sein de la zone caractérisée par le faciès chaotique, quelques cicatrices d'arrachements sont présentes et sont ouvertes vers le SE ou le SO (Figure VI-8A-B). Certaines sont alignées sur des mêmes linéaments d'orientation ENE-OSO correspondant à des failles, dont GF9 qui demeure seule active pendant le comblement.

VI.3.5. Incision interne i8

L'incision interne i8 est tronquée en toplaps au Nord par l'incision sommitale selon un axe SW-NE (Figure VI-3 et Figure VI-7E), et localement de manière plus prononcée vers le Sud au-dessus de la zone médiane du tributaire C (Figure VI-6). Cette incision tardive au sein du remplissage est caractérisée par deux dépressions bien distinctes.

La première, à l'Est, est un canyon similaire à celui sous-jacent et formé pendant l'incision i7 (Figure VI-7E). Il présente une morphologie marquée par des cicatrices d'arrachement, dont les glissements sous-marins sont préservés au sein de l'unité i7. Leurs toits influenceraient donc la morphologie de l'incision i8. Les bordures de i8 sont aussi affectées par de nombreuses cicatrices arrondies de petites dimensions (Figure VI-7E) et l'unité i7-i8 est composée du faciès chaotique de faible amplitude (Figure VI-5).

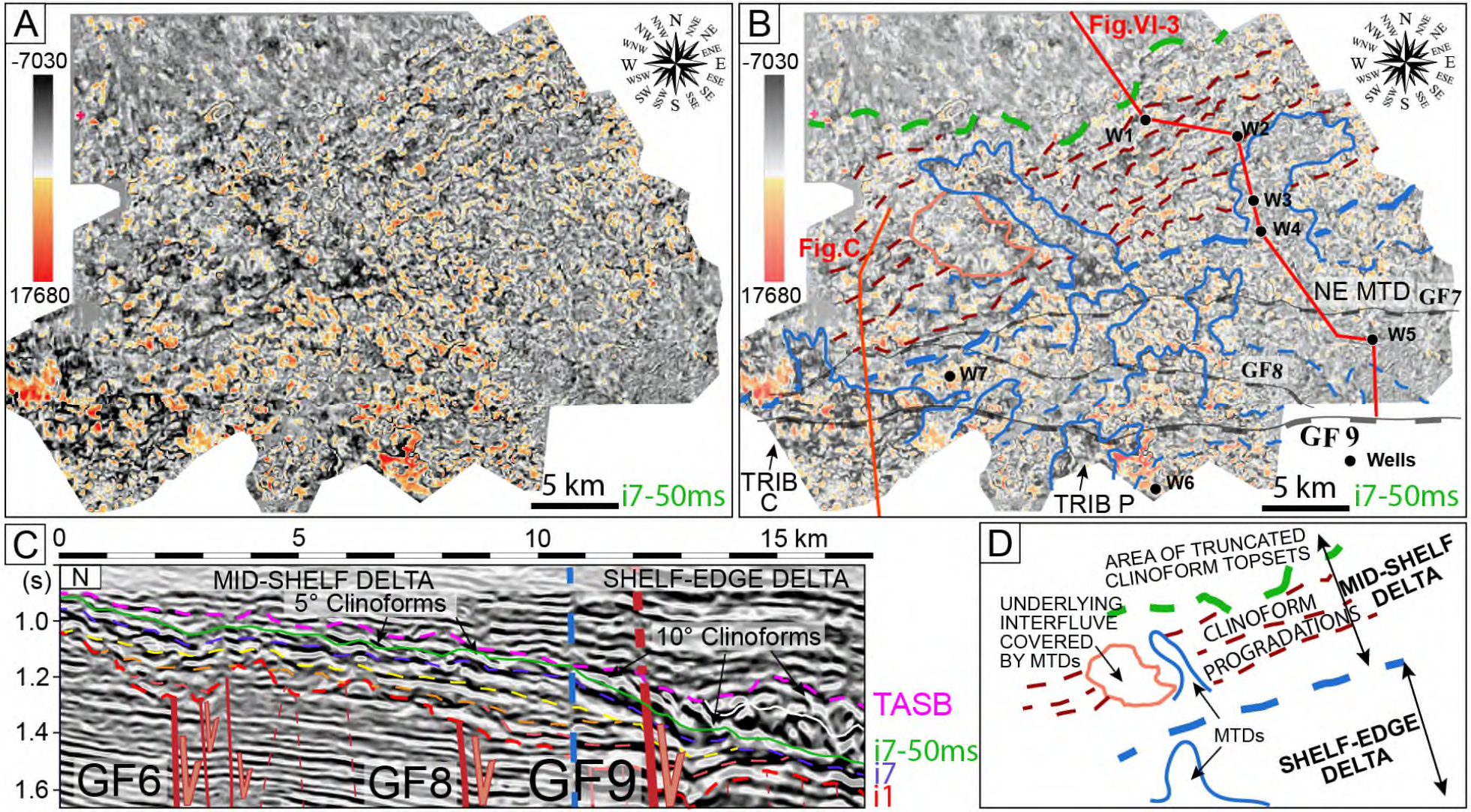


Figure VI-8. A) Carte d'amplitude vierge de l'horizon i7 translaté à -50 ms. B) Carte d'amplitude interprétée de l'horizon i7 translaté à -50 ms. C) Section sismique qui illustre le recoupement des clinoformes de la séquence 7 par l'horizon i7 translaté de -50 ms (en rouge). Le trait vertical bleu correspond à la ligne transition entre le *mid-shelf delta* et le *shelf-edge delta*, induite par l'approfondissement vers le Sud par i7. D) Schéma interprétatif.

Les processus de glissements sont donc aussi fortement liés à la formation de i8. Le réseau de drainage formé par l'incision i8 est en forme d'étoile, et ne semble pas être affecté par des pentes locales opposées à la pente régionale (Figure VI-7E), contrairement à la surface basale du Canyon d'Afam (Chapitre V ; Figure VI-1).

La seconde dépression, à l'Ouest, est un canyon qui mime la morphologie basale de la portion amont du tributaire C (Figure VI-1). Il forme une coalescence radiale de plusieurs tributaires. Sa surface est très irrégulière car influencée par la présence de glissements sous-jacents, orientés vers le centre de la dépression, ce qui suggère qu'elle n'est pas connectée au canyon oriental (Figure VI-6 et Figure VI-7E).

VI.3.6. Surface d'érosion sommitale (TASB)

La surface d'érosion sommitale coiffe le remplissage du Canyon d'Afam sur l'intégralité de la zone d'étude (Figure VI-7F). Dans sa moitié Nord, elle présente une faible inclinaison puis elle s'approfondit progressivement jusqu'à GF8. De là, son inclinaison s'accentue et elle s'approfondit encore au niveau de GF9. Quelques conduits, de largeur inférieure au kilomètre, de longueur pluri-kilométrique et de forme rectiligne à légèrement sinueuse, accentuent localement l'incision. Les plus visibles sont situés : i) dans la bordure nord-ouest de la zone d'étude, ii) au Nord du puits W1, iii) à l'Ouest et au Nord du puits W2, iv) à l'Est des puits W3 et W4. Du fait de leur contexte de mise en place au toit des progradations deltaïques, ils pourraient correspondre à des chenaux tidaux ou fluviatiles (Reijers 2011).

Dans sa partie sud-ouest, la morphologie de la TASB « mime » ou se superpose à celle de l'incision interne i8, et donc celle de l'érosion basale du tributaire C. Elle forme une zone de coalescence à plusieurs branches, également marquée par des cicatrices d'arrachements, ce qui suggère que sa formation s'est produite en domaine sous-marin (Figure VI-1 et Figure VI-7E-F). Au-dessus de la tête du tributaire C, l'orientation vers le Sud des cicatrices d'arrachement qui bordent le tributaire suggère que ce dernier possède un sens de drainage toujours orienté vers le Sud, et donc opposé au sens de drainage de l'incision basale.

Enfin, dans sa partie est/sud-est, la TASB montre un tributaire en baïonnette contrôlé par GF11, dont la tête se situe à proximité du puits W6. Il s'approfondit vers l'Est, où un autre canyon perdure au-dessus du thalweg du Canyon d'Afam, et dont la tête n'est que faiblement marquée au Sud du puits W5 (Figure VI-7F).

VI.3.7. Unité i8-TASB : phase ultime de remplissage

La carte d'épaisseur calculée entre l'incision interne i8 et la surface sommitale du remplissage (TASB) (Figure VI-9) complète la carte de profondeur de l'incision interne i8 (Figure VI-7E). Elle confirme que, dans cette ultime phase de remplissage, i8 forme un dépocentre situé sur le *footwall* de GF9 (sud-est de la zone d'étude), au-dessus de la partie médiane du Canyon d'Afam (Figure VI-7E).

Les épaisseurs maximales de l'unité i8-TASB (Figure VI-9) sont situées au-dessus de la partie compressive du glissement de longueur déca-kilométrique préservé au sein de l'unité i7-i8 (Figure VI-2).

La surface sommitale formant une surface peu inclinée vers le Sud dans cette partie est/sud-est de la zone d'étude, elle ne participe pas à l'épaississement de la série i8-TASB (Figure VI-7F). La carte d'épaisseur illustre que le thalweg Est présenterait une morphologie méandriforme (Figure VI-9).

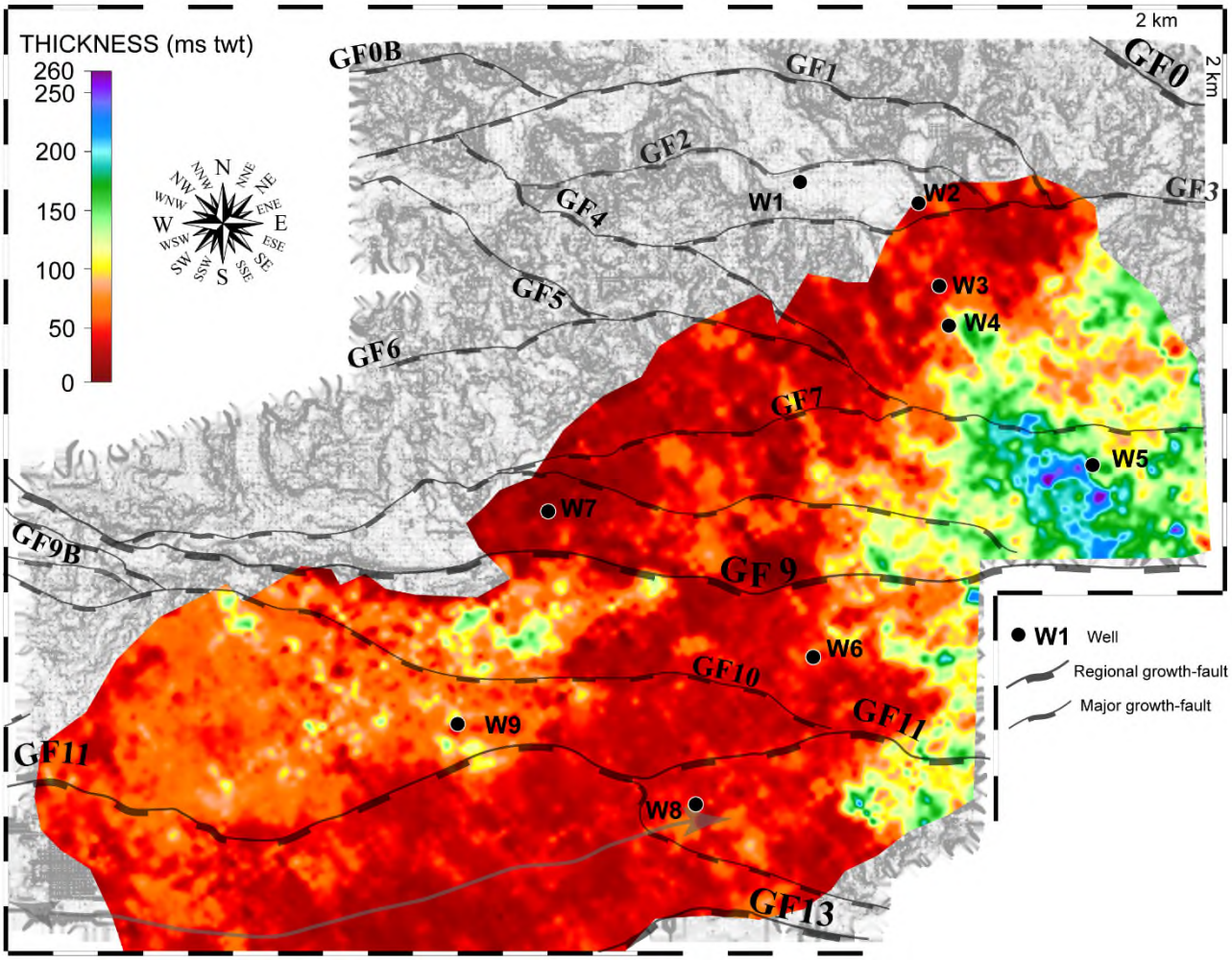


Figure VI-9. Schéma structural simplifié superposé à la carte d'épaisseur de l'ultime phase de remplissage du Canyon d'Afam (unité i8-TASB). Cet ensemble est superposé à la carte de cohérence de l'incision basale du Canyon d'Afam.

VI.3.8. Épaisseur du remplissage

La carte de l'épaisseur du remplissage du Canyon d'Afam illustre que ce dernier et ses tributaires constituent les principaux dépocentres, alors que les interfluves sont les zones les moins couvertes par les sédiments (Figure VI-10). Elle permet également de nuancer deux domaines où la sédimentation et/ou la préservation du remplissage diffèrent, avec :

(i) le Canyon d'Afam et ses tributaires situés au sein du domaine structural nord (sur le *footwall* de GF9) comme dépocentres principaux,

(ii) les interfluves du domaine structural médian et sud (sur le *hanging wall* de GF9) comme zone d'épaisseur minimale, à cause de la faible profondeur de l'incision basale du Canyon d'Afam, mais aussi de l'approfondissement de la TASB (Figure VI-7F).

Enfin, il faut noter que le réseau de drainage rectangulaire de l'incision basale, et l'approfondissement du Canyon et de ses tributaires au passage des failles sous-jacentes, sont clairement visibles sur la carte d'épaisseur du remplissage (Figure VI-10).

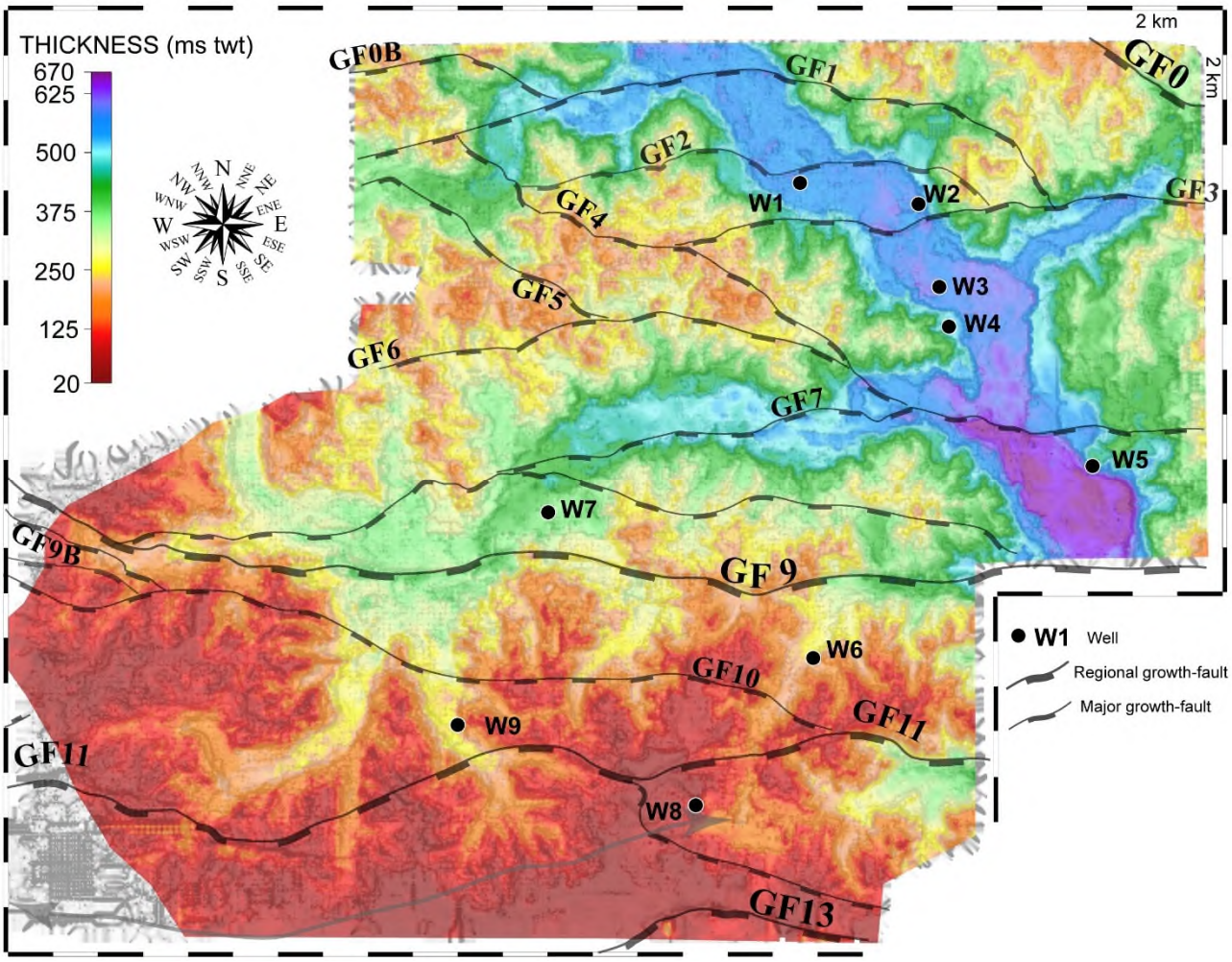


Figure VI-10. Schéma structural simplifié superposé à la carte d'épaisseur du remplissage du Canyon d'Afam. Cette dernière est calculée entre l'incision basale du système et la discordance sommitale (TASB). Cet ensemble est superposé à la carte de cohérence de la surface d'incision basale du Canyon d'Afam.

VI.4. TYPES DE PIÈGES ET RISQUES DE FUITE LIÉS AU REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DU CANYON D'AFAM

VI.4.1. Reconnaissance cartographique des plays potentiels

En contexte de canyon sous-marin à remplissage majoritairement argileux, une analyse cartographique de l'amplitude moyenne (RMS) calculée le long de l'incision basale est un bon moyen d'effectuer une reconnaissance rapide de potentielles zones prospectives. En effet, dans ce contexte, il est possible d'identifier (i) des pièges de type *buried-hills* ou buttes-témoins, (ii) des pièges stratigraphiques contenus dans le remplissage et au voisinage de l'incision ou (iii) des pièges éventuellement localisés sous le thalweg du canyon ou d'un de ses tributaires. Dans tous les cas, ces pièges sont caractérisés par des paquets de réflecteurs de forte amplitude, voire par des indices directs d'hydrocarbures (ou *flat-spot*), qui contrastent fortement avec les faciès argileux du remplissage caractérisés par (i) des faciès de faible amplitude ou (ii) des faciès chaotique (section VIII.2).

Une telle analyse a été effectuée dans le cas du Canyon d'Afam (Figure VI-11). Dans la moitié Nord de la zone d'étude, n'apparaissent que des « anomalies » de petites dimensions et d'amplitude moyenne à forte, principalement localisées le long des thalwegs du Canyon d'Afam et des tributaires de 5^{e} ordre B et C. Au sein du thalweg du Canyon d'Afam et de la partie aval du tributaire C, ces anomalies alternent avec des zones de faible amplitude, le tout selon une morphologie pseudo-méandriforme. Les seules anomalies de plus forte amplitude se situent à proximité des puits W2 et W5. De plus, des anomalies d'amplitude moyenne sont localisées au niveau des interfluves et des pinacles les plus hauts (Figure VI-1 et Figure VI-11).

Dans la partie sud-ouest de la zone d'étude, l'observation de l'amplitude moyenne est hasardeuse à cause de la moindre qualité de la sismique 3D (Figure VI-11). Dans le quart sud-est de la zone, les valeurs d'amplitude sont plus élevées que dans les autres blocs sismiques, ce qui est probablement lié à un gain d'amplitude plus fort appliqué lors du le traitement des données. Il y a trois zones de grand intérêt prospectif de par leur taille plurikilométrique et leur très forte amplitude (Figure VI-11) :

(i) une anomalie en forme lenticulaire localisée sur le *roll-over* au Sud de GF13,

(ii) un groupe d'anomalies de longueur kilométrique à plurikilométrique, déconnectées les unes des autres, situées au voisinage du puits W9, sur l'interfluve commun aux têtes des tributaires G et H (Figure VI-11),

(iii) un groupe de nombreuses petites anomalies fines et allongées, situées autour du puits W6 ; et dont l'interconnexion est difficilement observable à cette échelle (Figure VI-11). Ce groupe correspond à l'interfluve ceinturée par les tributaires de 4^{e} ordre G et H (Figure VI-1).

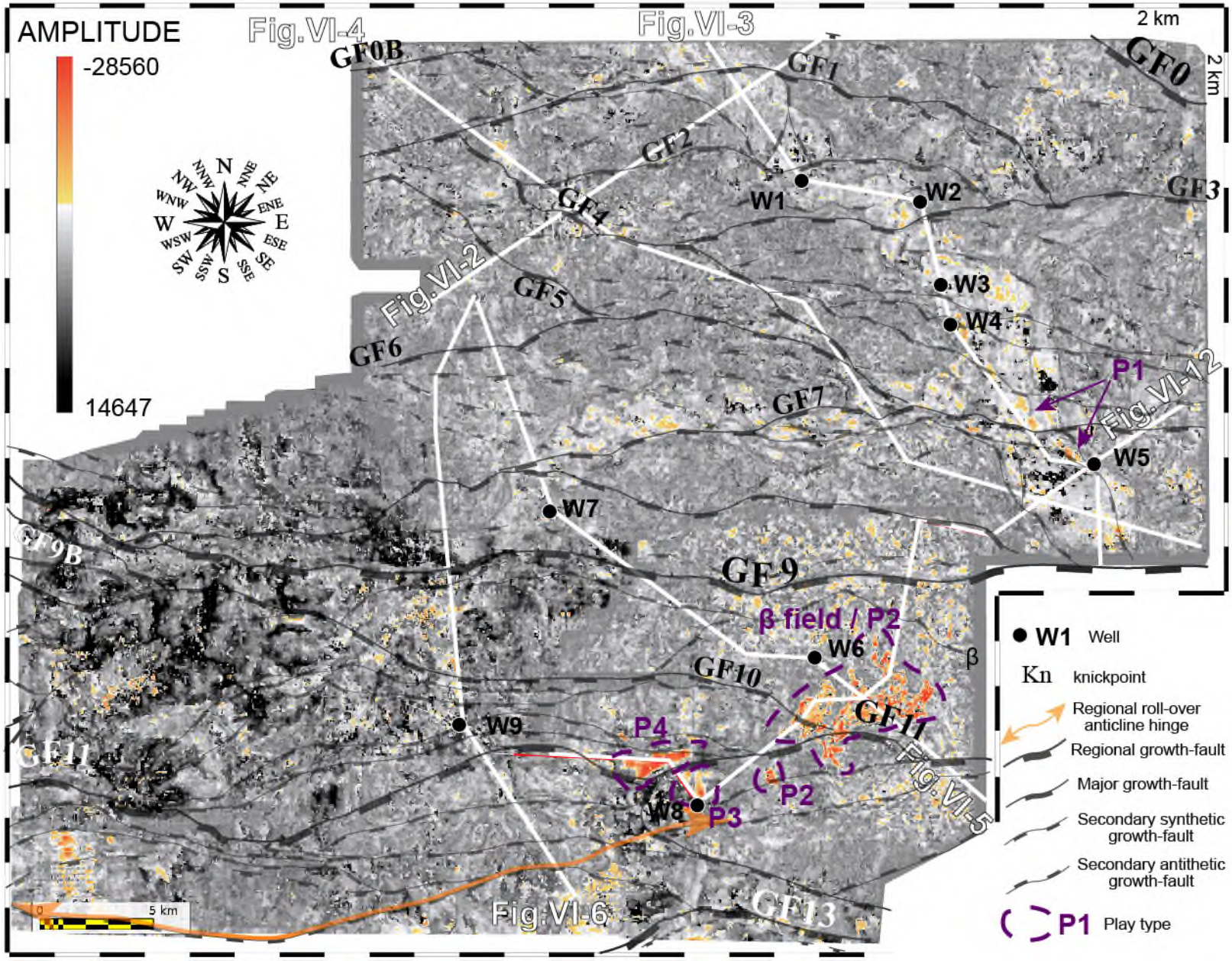


Figure VI-11. Carte d'amplitude moyenne calculée le long de l'incision basale du Canyon d'Afam, et localisation des figures VI-2 à VI-6 et de la figure VI-12, ainsi que des puits W1 à W9.

VI.4.2 Reconnaissance des *plays* potentiels

Quatre types d'anomalies de très forte amplitude et décrits dans le paragraphe précédent sont illustrés sur la Figure VI-12, et sont légendées de P1 à P4.

VI.4.2.1. P1, piégeage stratigraphique de fond de canyon

Les anomalies observées dans le thalweg du Canyon d'Afam se situent à la fois au-dessous et au-dessus de l'incision basale (Figure VI-12). Celles situées sous l'incision se présentent sous la forme d'une demi-phase sismique dotée de fortes amplitudes négatives, et dont la largeur ne couvre pas tout le thalweg du canyon. Celles présentes à la base du remplissage sont également épaisses d'une seule phase sismique, et sont limitées à l'unité basale. Ces anomalies d'amplitude sont discontinues dans l'espace et de forme pseudo-méandriforme (Figure VI-11). Ces caractéristiques peuvent résulter soit de leur troncature par des sur-incisions locales de l'incision interne i2 (Figure VI-12), soit de morphologies de dépôt héritées de la mise en place de corps chenalisés au sein du canyon.

VI.4.2.2. P2, piégeage combiné stratigraphique-structural par buttes-témoins coiffant un anticlinal de roll-over

Le type de *play* le plus évident est constitué par les buttes témoins du *roll-over* GF9-GF11, de par l'indice direct de la présence d'hydrocarbures (*flat spot*) qui peut constituer la base d'un réservoir à hydrocarbures. L'intervalle de très fortes amplitudes sus-jacentes à cette anomalie avoisine les 100 ms (twt) d'épaisseur. Le piégeage stratigraphique est assuré par la nature argileuse des unités 6 et 7 qui drapent les buttes-témoins.

VI.4.2.3. Piégeage stratigraphique par corps sableux isolés au sein du remplissage argileux

Les trois anomalies d'amplitude et de faible dimension présentent autour du puits W9 (Figure VI-11 et Figure VI-12) sont interprétés comme des corps sableux épais d'une seule phase sismique, et délimités stratigraphiquement entre les incision internes i7 et i8.

VI.4.2.4. Onlaps de corps sableux au toit des buttes-témoins

Des corps sableux caractérisés par un faciès lité, souvent limités à une demi-phase sismique, sont situés dans les unités 7 et 8 du remplissage du Canyon d'Afam. Certains de ces corps présentent des réflecteurs peu inclinés se terminant en onlaps au toit des buttes-témoins. Cela est le cas au niveau de la crête séparant les têtes des tributaires G et H (Figure VI-1 et Figure VI-11), qui est drapée par un réservoir sableux épais d'une demi-phase sismique, qui est lui-même écrêté par la limite érosive du toit du remplissage (Figure VI-12).

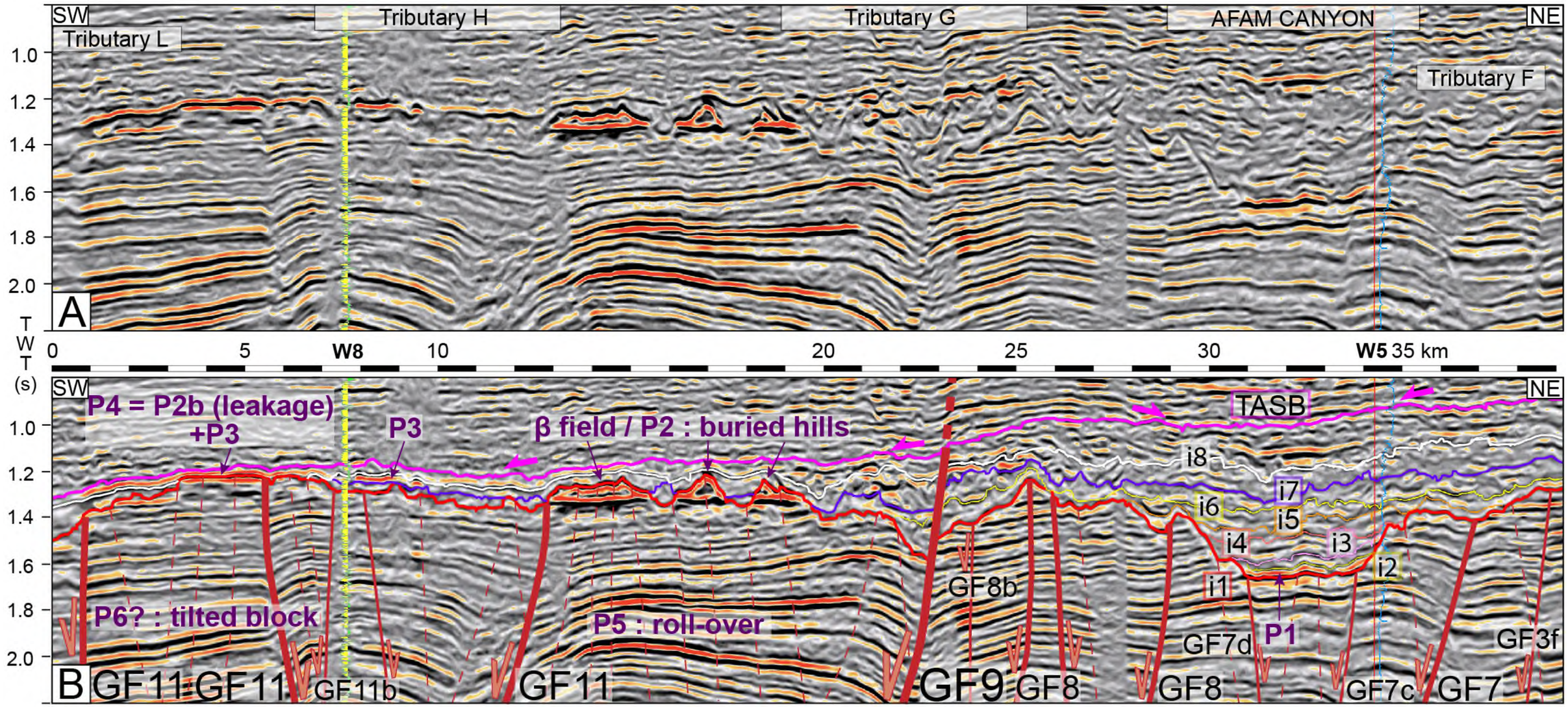


Figure VI-12. Profil d'orientation NE-SW qui explicite les quatre types de pièges combinés ou stratigraphiques associés à l'incision du Canyon d'Afam et à son remplissage, ainsi que les risques de fuites, et calibré par les puits W5 et W8. Les pièges structuraux sous-jacents sont également indiqués. (A) ligne sismique vierge, (B) ligne sismique interprétée illustrant chaque type de piège et/ou un risque de fuite. La résistivité est affichée au puits W5, tandis que le *gamma-ray* est affiché au puits W8.

VI.5. DISCUSSION

La discussion suivante présente tout d'abord les caractéristiques faciologiques et architecturales du remplissage, afin de pouvoir replacer les unités qui le composent dans un cadre stratigraphique et séquentiel théorique. Ceci permettra d'intégrer le cycle de *cut-and-fill* du Canyon d'Afam dans l'évolution du delta du Niger, au cours du Tortonien supérieur. Les caractéristiques des quatre types de pièges stratigraphiques et combinés sont ensuite interprétées en termes d'environnement et de période de dépôt au cours du remplissage du canyon. Les points positifs/négatifs que chacun représente pour l'exploration pétrolière sont également précisés.

VI.5.1. Caractère tripartite du remplissage du Canyon d'Afam et replacement dans le cadre stratigraphique et séquentiel théorique

VI.5.1.1. Rappel sur l'incision basale du Canyon d'Afam

Dans un cadre stratigraphique et séquentiel théorique, l'incision d'un canyon sous-marin se produit durant la période de chute maximale du niveau eustatique : elle s'initie lorsque la vitesse de chute eustatique est maximale (Posamentier and Vail 1988; Posamentier *et al.* 1991) mais ne perdure pas jusqu'au point de chute eustatique maximale (Posamentier and Vail 1988; Vail *et al.* 1991). Pendant cette phase, les processus de *by-pass* des particules dominent sur la plate-forme et sur la partie supérieure de la pente. Les particules se déposent en aval sous forme d'un *lowstand fan*, et dans certains cas également dans l'embouchure du canyon (Posamentier *et al.* 1991). Comme discuté dans le Chapitre V, la surface d'incision Afam est associée à la chute eustatique de 3^{e} ordre du Tor 2 (Knox and Omatsola 1989; Reijers 2011). Celle-ci s'initie à environ 9,56 Ma ; elle provoque le dépôt d'accumulations turbiditiques au sein de la « *depobelt* » Miocène supérieur-Pliocène (Omatsola and Cordey 1976).

VI.5.1.2. Remplissage basal : early lowstand wedge

Le *early lowstand wedge* se dépose pendant la phase de ralentissement de la chute eustatique et le début de sa remontée, qui encadrent le point de plus bas niveau marin, (Vail *et al.* 1991). Il est constitué de chenaux-levées qui peuvent se former au sein du canyon (Posamentier *et al.* 1988, 1991; Vail *et al.* 1991), et se nomme *slope fan* en cas de dépôt sur la pente (Posamentier *et al.* 1988).

Les unités basales 1 et 2 du remplissage du Canyon d'Afam présentent des indices de corps chenalisés (Figure VI-11 - Figure VI-12) qui pourraient donc correspondre **à l'*early lowstand wedge (Slope Fan)*** **dont l'âge**, que l'on associe au plus bas niveau marin, **serait d'environ 9,2 Ma**.

VI.5.1.3. Remplissages intermédiaire et sommital : late lowstand wedge prograding complex

Le *late lowstand wedge prograding complex* se dépose durant la suite de la remontée du niveau eustatique et jusqu'au point de vitesse maximale de la remontée (Vail *et al.* 1991). Il repose en downlap sur l'*early lowstand wedge* et éventuellement sur le *Slope fan* (Posamentier *et al.* 1988,

1991; Vail *et al.* 1991). En cas d'apports particulaires élevés comme en contexte deltaïque, la succession verticale au sein du *late lowstand wedge* se traduit par un offlap, sa partie inférieure étant constituée d'argiles de prodelta et de pente deltaïque, et son sommet des sables de front de delta (Vail *et al.* 1991). La base du *late lowstand wedge* peut également être composée de masses glissées (Vail *et al.* 1991).

Au sein du remplissage intermédiaire et sommital du Canyon d'Afam, les réflecteurs constituant chaque unité sédimentaire reposent en downlap sur l'incision interne sous-jacente (Figure VI-2 - Figure VI-6 et Figure VI-12). Les unités intermédiaires déposées entre i3 et i6 sont exclusivement argileuses et constituent l'*Afam Clay Member* décrit dans les études précédentes (Omatsola and Cordey 1976; Doust and Omatsola 1990; Jubril and Amajor 1991). Les réflecteurs constituant les unités de l'*Afam Clay Member* montrent des stratifications obliques transverses au Canyon d'Afam et orientés de l'Ouest vers l'Est (Figure VI-2). Elles témoignent d'apports légèrement transverses à l'axe de la dépression qui sert de dépocentre (Porębski and Steel 2003, 2006), et qui est constituée par le Canyon d'Afam. Enfin, la partie distale des clinoformes passe fréquemment à des masses glissées surtout lorsque l'incision interne sous-jacente s'approfondit localement, parfois de manière abrupte, au sein d'un tributaire (Figure VI-2, Figure VI-4, Figure VI-5 et Figure VI-12).

Par conséquent, les unités intermédiaires de l'*Afam Clay Member* présenteraient les caractéristiques d'une pente deltaïque construite durant le *late lowstand wedge*.

Dans la partie nord de la zone d'étude, des clinoformes de forte amplitude négative et montrant une composante de progradation de l'Ouest vers l'Est sont présents dans la partie sommitale du remplissage, au sein de l'unité 6 (Figure VI-2). Localement, ils pourraient être sableux, mais ceci n'est confirmé par aucun puits. Dans les unités 7 et 8, les clinoformes présentent une inclinaison d'environ 5°, de composante de progradation majoritairement orientée NNO-SSE. Ils apparaissent comme exclusivement sableux dans la moitié septentrionale de la zone d'étude (Figure VI-3), tandis que la répartition des corps sableux est plus complexe dans la moitié méridionale (Figure VI-3, Figure VI-6 et Figure VI-12) :

(i) au-dessus du thalweg du Canyon d'Afam, la partie distale de l'unité 7 se compose d'un épais glissement argileux qui peut dépasser les 150 ms twtt d'épaisseur. Les clinoformes de l'unité 8 qui le recouvrent ont une inclinaison moyenne de 9° et ont des topsets sableux (Figure VI-3 - Figure VI-4),

(ii) dans la partie sud-ouest de la zone d'étude, bien que l'unité 7 soit majoritairement formée de clinoformes argileux dotés d'une inclinaison d'environ 10° et passant à un faciès chaotique de faible amplitude traduisant des glissements (Figure VI-5 - Figure VI-6), certains topsets de clinoformes présentent localement de fortes amplitudes négatives qui matérialiseraient la présence de dépôts sableux (Figure VI-11 - Figure VI-12),

(iii) dans la partie sud-ouest de la zone d'étude et au sein de l'unité 8, seuls les topsets de clinoformes seraient sableux (Figure VI-5, Figure VI-6 et Figure VI-12).

La succession verticale des unités intermédiaires et sommitales formerait un offlap sur toute la zone d'étude. Ceci permettrait d'intégrer les unités sommitales au sein du « *late lowstand wedge* » et de les interpréter comme un front de delta lorsque les clinoformes ou leurs topsets sont sableux.

VI.5.2. Dynamique de comblement passif par accrétion de la pente deltaïque et du Canyon d'Afam

VI.5.2.1. Accrétion du Canyon d'Afam et problématique du niveau eustatique durant le dépôt du late lowstand wedge

Le profil de dépôt sur lequel s'installe chaque séquence de progradation deltaïque, i.e. l'incision interne qui la précède, s'approfondit progressivement au droit des dépressions formées par l'incision basale et/ou des failles qui contrôlent cette dernière (Figure VI-7). Les incisions internes peuvent également s'approfondir brutalement au droit de la faille régionale GF9, qui est active pendant l'intégralité du remplissage (Figure VI-5 - Figure VI-7 et Figure VI-12). Chaque incision interne s'établit sur un l'intervalle de profondeur relativement fort, qui varie du Nord au Sud sur 750 m (pour i4) à 1030 m (pour i8), alors que la profondeur de l'incision basale varie de 1280 m sur la zone d'étude (Figure VI-1). Le rejet vertical de GF9, de l'ordre de 50-100 m, doit être soustrait à ces différences de profondeur. Les incisions internes i3 à i8 se forment pendant le dépôt du « *late lowstand wedge* » (section VI.5.1), donc en contexte de remontée du niveau marin (Vail *et al.* 1991). Elles sont affectées par de nombreuses cicatrices d'arrachement, particulièrement sur le *hanging wall* de GF9 (Figure VI-7). Ceci signifie que l'érosion régressive jouait un rôle important durant leur formation, et que cette dernière se déroulait en domaine marin.

Ainsi, chaque surface d'incision interne à partir de i3 incluse, serait le résultat de la création d'un nouveau canyon sous-marin. Celui-ci incise en amont le delta, et en aval la pente du delta. Il constitue une version actualisée du Canyon d'Afam au cours de son comblement durant le *late lowstand wedge,* et traduit à la fois l'accrétion verticale et longitudinale du canyon.

VI.5.2.2. Comblement passif par pulsations deltaïques et déstabilisation de la pente

Comme nous l'avons vu dans les sections VI.4.3 et VI.5.1., l'architecture interne du remplissage est contrôlée par la succession verticale des unités de l'*early lowstand wedge* et surtout des unités du *late lowstand wedge*, toutes étant séparées les unes des autres par des incisions internes. Ces érosions constituent de profondes dépressions, comme celles associées au Canyon d'Afam et ses tributaires de 5^{e} et 4^{e} ordre, qui sont ordonnées selon un réseau de drainage rectangulaire, qui est ancré sur celui du système basal (Chapitre V, Figure VI-1). Elles constituent des surfaces de renouvellement à haute fréquence du Canyon d'Afam au cours de son comblement, et représentent

donc des obstacles à la progradation du delta, puisqu'elles sont régulièrement espacées, de l'ordre de la dizaine kilomètres (Figure VI-1). Ces dépressions forment des obstacles de deux manières :

(i) Le Canyon d'Afam et ses tributaires, contrôlés par les failles de croissance syn-sédimentaires, sont souvent orientés (sub-) perpendiculairement à la direction générale NNO-SSE de progradation du delta (Figure VI-1 ; Figure VI-8).

(ii) La morphologie abrupte des flancs nord des tributaires du Canyon d'Afam sont structurés par les failles sous-jacentes, et sont souvent les premiers atteints par les progradations. La géométrie basale peut se répercuter indirectement dans le remplissage par mimétisme des incisions internes (Figure VI-4).

La géométrie de l'incision basale et des incisions internes contraindrait fortement la progradation deltaïque : **les dépressions doivent être en partie ou en majorité comblées par la pente deltaïque pour permettre ensuite l'avancée du front du delta. Ceci est grandement favorisé par le déclenchement de déstabilisations gravitaires de la pente deltaïque**, certains glissements atteignant une extension d'une dizaine de kilomètres pour plus de 150 m d'épaisseur (Figure VI-3 - Figure VI-5).

L'influence des glissements est cohérente avec l'augmentation de la pente moyenne des clinoformes au sein des dépressions abruptes, ainsi qu'avec l'épaississement et l'aspect déformé de leur partie distale au sein de ces dépressions. Ces changements de caractéristiques traduisent :

(i) le passage de deltas de mi-plate-forme ou « *mid-shelf deltas* » (Porębski and Steel 2003, 2006) sur les interfluves et les surfaces peu inclinées. Leurs clinoformes ont une inclinaison de 5° et une épaisseur de quelques dizaines de mètres,

(ii) le passage des rebords des dépressions contrôlés directement par GF9 ou indirectement par les failles scellées sous l'incision basale à des deltas de bord de plate-forme ou « *shelf-margin deltas* » (Porębski and Steel 2003, 2006). Leurs clinoformes sont épais de plusieurs centaines de mètres, leur inclinaison est de l'ordre de 10°, et ils sont fréquemment affectés par des glissements.

La séquence de remplissage montre ainsi un diachronisme du Nord vers le Sud. Le remplissage s'effectue principalement durant le « *late lowstand wedge* » (Figure VI-4 - Figure VI-6), **par des pulsations successives des phases de progradation qui sont temporisées par la création des incisions internes. Des deltas de mi-plate-forme et de plate-forme se succèdent alors longitudinalement et verticalement, au gré de la topographie des incisions internes sur lesquels ils progradent, et selon le stade de comblement local des dépressions. Ainsi, à un instant t, ce processus provoque le comblement différentiel des tributaires selon leur position le long de la pente régionale** (Figure VI-5).

La formation de corps chenalisés à la base du remplissage du Canyon d'Afam et de ses tributaires de 5^{e} ordre (Figure VI-11) implique que ces derniers canalisent des écoulements gravitaires durant la formation de *l'early lowstand wedge*. Ces écoulements peuvent provenir :

(i) d'apports directs de particules pendant des crues induisant des courants hyperpycnaux,

(ii) de la canalisation de courants de plate-forme, potentiellement de dérive littorale peuvant provenir de l'Ouest (Burke 1972). La dérive littorale peut aussi favoriser les déstabilisations du remplissage durant l'accrétion du *late lowstand wedge,*

(iii) de la déstabilisation de dépôts sableux accumulés par la dérive en tête de canyon et générant des écoulements embrasés,

(iv) d'une phase tardive de déstabilisation des flancs du canyon par érosion régressive**.**

VI.5.2.3. Implications stratigraphiques de la discordance sommitale du remplissage (TASB)

La discordance sommitale du remplissage marque le comblement définitif de la partie nord du réseau de drainage du Canyon d'Afam. Elle y est recouverte par des dépôts subhorizontaux, continus et probablement sableux (Figure VI-3 et Figure VI-5) appartenant à la plaine deltaïque. Cette surface ainsi que la série sus-jacente sont notamment marquées localement par la présence de chenaux fluviatiles (Figure VI-7F).

La TASB présente néanmoins un approfondissement significatif sur le *hanging wall* de GF9, qui traduirait une formation par érosion sous-marine dans sa partie sud. Elle prend la forme d'un système de canyons peu profonds, dont le réseau de drainage est encore influencé par les morphologies du réseau de drainage basal du Canyon d'Afam (Figure VI-1 et Figure VI-7F). De plus, la série sus-jacente montre des séquences d'offlap allant jusqu'à une centaine de mètres d'épaisseur et des clinoformes (Figure VI-5 - Figure VI-6). Elles suggèrent que des deltas et donc qu'un domaine marin persisteraient dans cette zone. Ceci peut être directement lié à l'activité syn-sédimentaire de GF9 qui maintient l'existence d'une pente locale, ainsi qu'aux morphologies du réseau de drainage du Canyon d'Afam qui restent encore marquées.

La TASB pré-date la MFS régionale « Moides 24 » (Reijers 2011) datée à 7,7 Ma (Figure V-3). La TASB constitue probablement une limite de séquence de 4^{e} ordre, qui succède à celle de 3^{e} ordre responsable du creusement du Canyon d'Afam à environ 9,56 Ma. La fin du *late lowstand wedge* peut être replacée de manière théorique au point d'inflexion de la remontée de la courbe eustatique (Vail *et al.* 1991). En supposant que la TASB soit synonyme d'un tel événement, son âge serait de 8,6 Ma. Enfin, si l'on considère un hiatus de 200 à 250 ka pour inciser le Canyon d'Afam durant la période d'accélération de la chute du niveau marin, ceci signifierait que le comblement par le *lowstand wedge* se serait opéré au maximum en 700 ka.

VI.5.3. Comparaison entre l'architecture interne du remplissage et celle des études précédentes

L'interprétation de **l'architecture du remplissage** qui différencie le front de delta de la partie distale fréquemment déstabilisée est cohérente avec celles des études précédentes qui associent le système de l'Afam dans sa partie amont à une baie deltaïque passant vers l'aval à un canyon sous-marin (Omatsola and Cordey 1976; Jubril and Amajor 1991). Il faut néanmoins rappeler que l'incision basale s'est majoritairement effectuée en domaine sous-marin, dans un environnement transitoire entre la plate-forme deltaïque et le haut de la pente continentale (Chapitre V). Par conséquent, cette surface d'érosion ne peut pas être uniquement interprétée sur la base des environnements de dépôts du remplissage du Canyon d'Afam, contrairement à ce qui a été proposé dans les études précédentes (Omatsola and Cordey 1976; Jubril and Amajor 1991). L'interprétation du remplissage réalisée par ces auteurs correspond néanmoins à un instantané du comblement du Canyon d'Afam, qui se trouve être dans un état relativement avancé lors du dépôt du *late lowstand wedge.*

VI.5.4. Intérêts et risques de fuite des *plays* associés au remplissage

VI.5.4.1. Corps chenalisés de fond de canyon

Les corps chenalisés du *lower prograding wedge*, i.e. des unités 1 et 2 (Figure VI-12), représentent une modalité de piégeage stratigraphique à la base du remplissage du Canyon d'Afam et de ses tributaires principaux (Figure VI-11). Le complexe chenalisé de l'unité 1 montre par endroits de fortes amplitudes négatives, comme les séries sous-jacentes à l'incision basale (Figure VI-12). Ceci pourrait suggérer qu'une connexion existe entre ces différents niveaux réservoirs, et par conséquent que les corps chenalisés de l'unité 1 représenteraient théoriquement un potentiel risque de fuite vers l'amont. Toutefois, il a été montré que cette unité devient plus argileuse vers l'amont (Figure VI-3 et Figure VI-11), avec des corps sableux cartographiquement déconnectés les uns des autres, entre les puits W1 et W2. Cette zone correspondrait à l'onlap des corps chenalisés sur les *knickpoints* structurés par la faille GF2c et GF3. Enfin, les corps chenalisés de l'unité 2 ne présentent pas d'anomalies de forte amplitude négative, et l'unité 2 montre même une composante argileuse élevée (Figure VI-3) **pouvant signifier l'abandon du système chenalisé**. Ainsi, ***l'« early lowstand wedge »* ne présenterait aucun intérêt prospectif le long de ce tronçon du Canyon d'Afam, ni de risque notable de fuite vers l'amont**.

VI.5.4.2. Pièges combinés de type « buttes-témoins » ou « buried-hills de crête de roll-over »

La présence de pièges combinés sous la forme de l'incision de structures par le Canyon d'Afam et piégées sous l'*Afam Clay Member* est connue de longue date (Burke 1972). Le champ ß situé au sein de la crête incisée du *roll-over* GF9-GF11 présente une configuration similaire. Il se compose d'une succession de plusieurs buttes témoins séparées les unes des autres par des tributaires de faible ordre de drainage, tandis que les bords du champ sont incisés par les tributaires de 4^{e} ordre

environnants (Figure VI-11 et Figure VI-12). Ce piège est de loin le plus intéressant de ceux liés au remplissage du Canyon d'Afam, de par l'indice direct d'hydrocarbures qu'il exprime, et par l'épaisseur de la colonne d'hydrocarbures qui avoisine les 100 ms (twt) d'épaisseur. Il faut noter qu'il a également la réponse en amplitude la plus explicite (« flat-spot ») ce qui constitue un moyen fiable et rapide de le repérer (Figure VI-11).

La composante stratigraphique est assurée par la nature argileuse des unités 6 et 7 qui drapent les buttes-témoins, ce qui signifie que **le prodelta du « *late lowstand wedge* » constitue une couverture efficace**. De plus, l'incision sommitale et latérale par la morphologie érosive très évoluée, par le grand nombre de tributaires impliqués, et la diversité de leurs orientations, signifie que **la composante stratigraphique est majoritaire** dans ce piège combiné. La localisation du piège en crête d'anticlinal de *roll-over*, formé par des unités réservoirs de la Formation Agbada et/ou de la Formation Bénin qui sont la source préférentielle de migration des hydrocarbures au sein du delta (Evamy *et al.* 1978; Doust 1989), explique pourquoi il abrite la colonne d'hydrocarbures la plus forte de tous les pièges associés au remplissage du canyon.

Toutefois, la connectivité en pression entre les différentes buttes n'est pas garantie selon la profondeur d'incision des tributaires qui les séparent, et selon l'effet des failles mineures présentes dans cette zone :

(i) dans la partie nord du champ β, les deux tributaires s'élargissent et s'approfondissent (Figure VI-11) ; ils créent physiquement une barrière entre les réservoirs car les profondeurs de leurs thalwegs sont plus élevées que la profondeur maximale où sont présents les fluides (Figure VI-12),

(ii) dans la partie sud du champ β, la profondeur maximale d'incision des tributaires décroit (Figure VI-11) et garantirait la connectivité des différentes buttes-témoins entre-elles (Figure VI-12). Ceci reste à vérifier car de nombreuses failles mineures d'extrados découpent le *roll-over* et elles peuvent éventuellement cloisonner les réservoirs en plusieurs blocs structuraux, si elles sont scellées par des argiles suite au cisaillement de ces dernières (« *clay smearing* »).

VI.5.4.3. Pièges stratigraphiques au sein du remplissage tardif

Les trois anomalies d'amplitude d'allure stratiforme, légèrement inclinées en direction des dépocentres locaux et relevées dans le remplissage tardif au voisinage du champ β (Figure VI-11 - Figure VI-12), sont interprétées comme des barres d'embouchure au sein de l'unité i7, car ils constituent le corps sédimentaire dominant du front du delta (Weber 1971; Reijers 2011). Leurs couvertures basales et sommitales sont assurées par des niveaux argileux interprétés comme des argiles transgressives ou de prodelta qui drapent les incisions i7 et i8, tandis que la couverture latérale est constituée de la variation de faciès aux argiles de prodelta. Ces anomalies ne représentent pas d'intérêt prospectif à cause de leur trop faible extension.

VI.5.4.4. Late lowstand wedge en onlap sur une butte-témoin

Au sein des unités 7 et 8 du remplissage, les topsets sableux de front de delta reposent en onlap sur une butte-témoin qui présente de fortes amplitudes négatives. Les onlaps montrent la même réponse en amplitude, qui n'est pas limitée à leur surface de contact avec la butte-témoin (Figure VI-11 - Figure VI-12). **Les hydrocarbures présents au sein de la butte-témoin ont donc partiellement fui dans les sables du *late lowstand wedge,*** qui sont piégés sous la discordance sommitale (TASB) drapée par un niveau régional interprété comme des argiles transgressives (Figure VI-3, Figure VI-5, Figure VI-6 et Figure VI-12). Les réflecteurs interprétés comme des sables sommitaux montrent des bords convexes qui s'approfondissent en s'éloignant de la butte-témoin, et des fortes amplitudes passant latéralement à de faibles amplitudes. Les causes de ces phénomènes peuvent être :

(i) l'inclinaison du profil de dépôt induite par les incisions internes qui miment l'incision basale, la variation latérale de faciès au-dessus des dépocentres locaux formés par les tributaires,

(ii) une compaction différentielle du remplissage argileux sous-jacent par rapport à celle des séries qui arment les buttes-témoins,

(iii) la combinaison des deux.

L'accumulation stratigraphique dans le front de delta est restreinte à quelques kilomètres d'extension sur son grand axe, ce qui ne représente pas un fort potentiel. Néanmoins, en cas de volonté de forer les réservoirs de la structure et/ou de la butte-témoin, les sables qui drapent cette dernière peut représenter un réservoir additionnel à cibler, et ainsi justifier de l'implantation d'un puits au niveau de l'interfluve. Ce dernier étant situé au-dessus de la charnière de l'anticlinal, ceci permettrait alors de recouper tous les niveaux réservoirs.

CHAPITRE VII. LES CYCLES DE *CUT&FILL* DES CANYONS AMALGAMÉS DE BUGUMA (SERRAVALLIEN)

L'objectif de ce chapitre est d'étudier le contrôle exercé par les failles normales et *les roll-overs* sur les morphologies basales du Canyon Inférieur de Buguma et du Canyon Supérieur de Buguma. Une attention particulière a été portée sur l'influence des structures sur les relations cartographiques et stratigraphiques qui existent entre les deux canyons. Ce travail a également pour but de comprendre l'architecture interne du remplissage sédimentaire de chacun des deux systèmes. Ceci permet enfin de mettre en avant les propriétés de couverture ou de réservoir des unités respectives qui composent les remplissages, et d'en déduire les types de pièges stratigraphiques ou combinés associés.

VII.1. CONTEXTE LOCAL

Les canyons de Buguma d'âge Miocène se situent dans l'actuelle partie *onshore* de l'Est du Delta du Niger, à la transition entre les *depobelts Central Swamp* (Oligocène-Miocène inférieur) et *Coastal Swamp* I (Miocène inférieur à supérieur), et quelques kilomètres à l'Ouest de l'érosion régionale associée au Canyon d'Afam (Figure VII-1C).

Ils possèdent une extension géographique restreinte et leur étude a été réalisée sur un polygone d'environ 22 km (E-W) sur 16 km (N-S). Mis à part leur localisation géographique et chronostratigraphique (Doust and Omatsola 1990), aucun travail détaillé n'a été publié sur ces objets. Ils sont assimilés à un seul cycle de « *cut-and-fill* » à remplissage majoritairement argileux qui affecte le Miocène moyen (Figure V-2), et interprétés comme : (i) un canyon sous-marin (Burke 1972; Petters 1984), (ii) un « chenal » (Omatsola and Cordey 1976; Knox and Omatsola 1989; Doust and Omatsola 1990), (iii) ou une vallée incisée (Reijers 2011).

VII.2. DONNÉES ET MÉTHODES

VII.2.1. Données

La zone étudiée est couverte par un assemblage de plusieurs blocs sismiques 3D qui ont été historiquement opérés par SPDC (Shell), avec la collaboration de NNPC, TotalEnergies (initialement Elf) et Eni. Les données sismiques 3D de chaque bloc ont été acquises pendant les années 2000, avec différentes résolutions verticales et fréquences, mais toutes avec la même résolution horizontale caractérisée par un espacement des lignes de 25x25 m (in-line et cross-line). De plus, deux puits "WBC" et "WBS" possédant un log *gamma-ray* ont été utilisés pour la calibration des profils.

VII.2.2. Méthodes

Le pointé des incisions basales du Canyon Inférieur de Buguma et du Canyon Supérieur de Buguma a été réalisé selon la procédure d'interprétation de stratigraphie sismique de Mitchum and Vail (1977). Ces incisions se sont mises en place dans des séries deltaïques dont le faciès sismique bien stratifié s'arrête abruptement par des troncatures d'érosion, et sont alors le plus souvent surlignées par une surface tranchée et irrégulière d'une phase « d'épaisseur ». Un autre motif de terminaison de réflecteur commun est l'onlap du remplissage sur la surface d'érosion basale. Le "***Buguma Clay Member***" est composé de plusieurs faciès sismiques, lités discontinus ou même chaotiques (Figure VII-3), et qui peuvent montrer des forts contrastes de géométrie et d'amplitude avec les séries deltaïques tronquées. Le pointé a été effectué sur une première grille d'interprétation dotée d'un pas de 500 m (toutes les 20 lignes) dans chaque direction (in-lines et cross-lines), ce qui a permis de localiser les principaux conduits et interfluves. Une seconde grille d'interprétation présentant un pas de 250 m a ensuite permis d'affiner ce premier pointé et de corriger automatiquement une partie des erreurs. Finalement, les deux horizons correspondant aux incisions basales ont été *griddées* par interpolation (avec un pas d'un kilomètre) et lissés sous Sismage®. Cette dernière manipulation effectuée, les couleurs des cartes en profondeurs ont été manuellement redéfinies sous Global Mapper®. La carte d'attribut sismique de cohérence respective à chaque incision a été également générée automatiquement sous Sismage à partir de la carte en isochrone lissée. Enfin, la localisation des failles a été faite grâce au repérage des changements brutaux d'amplitude sur une carte horizon-temps à 2000 ms de profondeur, par le repérage du recoupement des morphologies sur la carte de cohérence, et par l'étude de xlines (sections sériées orientés N-S) qui recoupent les structures à 45-90°.

VII.3. SCHÉMA STRUCTURAL

Deux failles de croissance majeures traversent la zone d'étude de Buguma : (i) GF9 affecte toute cette zone du delta ; elle sépare la *Central Swamp depobelt* (Oligocène-Miocène inférieur) au Nord, de la *Coastal Swamp I depobelt* (Miocène inférieur à supérieur) au Sud ; elle est orientée NW-SE dans la partie est de la zone, et se courbe vers l'Ouest selon une orientation WNW-ESE, (ii) GF11 n'est présente que dans la partie est du Delta du Niger ; elle est grossièrement alignée parallèlement à GF9, elle n'intersecte que le coin SW de la zone d'étude (Figure VII-1C et Figure VII-2). Entre ces deux grandes structures, les failles sont globalement orientées E-O et s'assemblent sous la forme d'une zone de relais régulièrement découpée par des failles d'une vingtaine de kilomètres d'extension au maximum, à l'exception de GF10 dont la continuité est de 30 km (Figure VII-2). Les anticlinaux en *roll-overs* de largeur plurikilométrique et délimités par les failles majeures sont également subdivisés par des failles antithétiques.

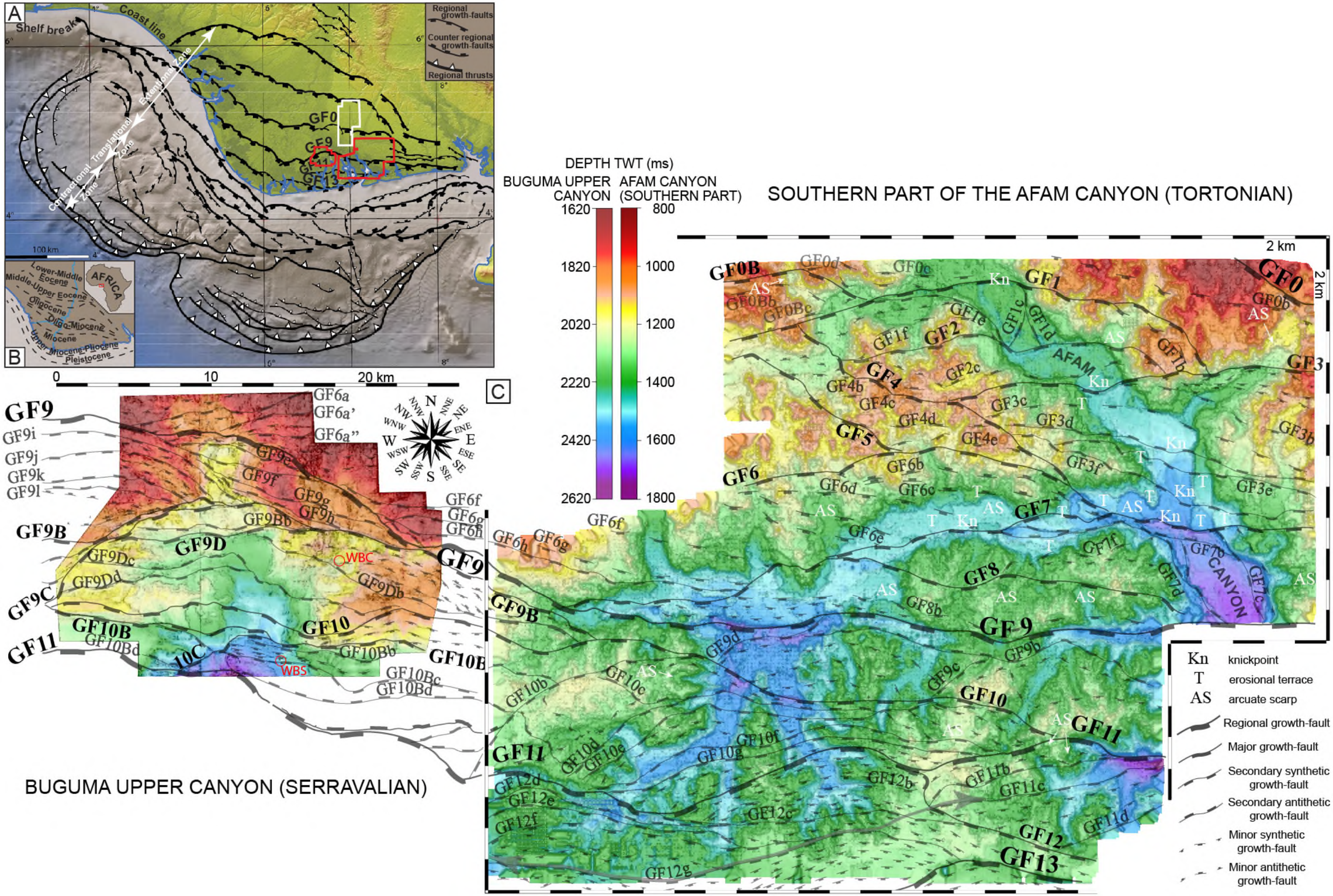


Figure VII-1. (A) localisation approximative de la zone d'étude de Buguma au sein du Delta du Niger (cadre rouge de gauche), (B) localisation du Delta du Niger sur le continent africain et localisation des dépobelts au sein du delta, (C) schéma structural superposé aux cartes de profondeur du Canyon Supérieur de Buguma et de la partie-sud du Canyon d'Afam.

La zone la plus densément faillée est délimitée par GF9 au Nord et par GF9C au Sud. Notons l'intensité de la déformation appliquée par le doublet GF9B-GF9C, et la courbure à l'Ouest de GF9C qui se « replie » contre GF10, et sur laquelle s'interrompt GF9D et ses failles antithétiques (Figure VII-2).

VII.4. ANALYSE MORPHO-STRUCTURALE DES CANYONS DE BUGUMA

VII.4.1. Analyse cartographique du Canyon Supérieur de Buguma

VII.4.1.1. Analyse cartographique générale du système

Le réseau de drainage du Canyon Supérieur de Buguma comprend des ordres 1 à 5 définis comme précédemment pour le Canyon d'Afam selon la méthode de Strahler (1957). Le tributaire D est le canyon principal d'ordre 5. Il est formé par la coalescence en amont de deux tributaires de 4^{e} ordre (A et B) au niveau du graben GF9D-GF9Db, le tributaire A formant la tête du système sur une longueur d'environ 10 km (Figure VII-2A-B). Il capture également le tributaire C qui est de 4^{e} ordre (Figure VII-2). Une majorité de tributaires d'ordre 2, 3, 4 a une orientation E-W parallèle aux failles tandis que les tributaires d'ordre 1 et 5 leur sont plutôt perpendiculaires. Les changements d'orientation abrupt (de l'ordre de 90°) entre tributaires et l'accroissement en ordre du réseau de drainage sont aussi plus spécifiquement associés à la présence de failles. Comme précédemment, ces caractéristiques peuvent être interprétées comme les témoins d'un réseau de drainage rectangulaire. Les failles qui ont le plus d'influence sur la morphologie du système sont :

(i) GF9 qui délimite l'accroissement de l'ordre 3 à 4 à l'amont du système et de l'ordre 2 à 3 dans la partie NE de la zone d'étude de Buguma,

(ii) le doublet GF9B-GF9C qui forme un arc contrôlant le passage de l'ordre 3 à 4 pour trois tributaires, ainsi que la limite SW du réseau de drainage,

(iii) GF9D qui contrôle le passage de l'ordre 4 à 5 du Canyon Supérieur de Buguma, l'orientation d'un tributaire d'ordre 3, ainsi que la limite Est d'une partie du réseau de drainage (Figure VII-2B).

Les tributaires d'ordre 2 dont la morphologie est grossière sont majoritairement orientés N-S sur toute la zone d'étude. Le réseau de drainage formé par les tributaires d'ordres 2 et 3 répond de manière différente selon les domaines structuraux considérés qui sont :

(i) Au Nord de GF9B, les tributaires d'ordre 2 et les parties aval des tributaires d'ordre 3 sont majoritairement orientés N-S. Aucun d'entre eux n'est orienté à contre-pente régionale,

(ii) Au Sud de GF9B, les tributaires d'ordre 2 sont alignés selon un axe soit N-S ou soit E-W. Les plus longs sont orientés E-O, certains sont contrôlés par des failles. Au sein de la partie ouest du système, les trois tributaires d'ordre 3 sont orientés O-E avec également un contrôle par faille(s) le long de GF9D, GF9Db, GF9Dc, GF10B et GF10Bc (Figure VII-2B).

Enfin, au sein du réseau de drainage complet, seuls six tributaires (d'ordre 2) sont orientés à contre-pente de la pente régionale, et sont capturés par un tributaire d'ordre 3 structuré par GF9Db et GF9Dc. Par conséquent, l'organisation du réseau de drainage rectangulaire du Canyon Supérieur de Buguma est classique puisque la grande majorité des tributaires est orientée selon la pente régionale (Zernitz 1932).

VII.4.1.2. Analyse cartographique de la tête du système

Comme énoncé dans la section précédente, la tête du Canyon Supérieur de Buguma est le tributaire A d'ordre 4, dont l'incision se limite au *hanging wall* de GF9D, et qui s'étend sur environ 10 km selon une orientation N-S.

La partie la plus amont de la tête incise le *footwall* de GF9. Elle est formée de deux tributaires d'ordre 3 dont la longueur N-S n'excède pas 2 km. Ils sont eux-mêmes ramifiés en quelques tributaires d'ordre 2 et 1 dont les apex sont tous situés à environ 1 km au Nord de GF6B. Les tributaires d'ordre 2 sont tous orientés N-S, avec une pente du Nord vers le Sud.

Le tributaire A fait entre 2 et 3 km de large le long de l'hémi-graben GF9-GF9B, où quelques tributaires sont capturés le long des failles secondaires. Il s'évase fortement pour atteindre 6 km de large au niveau du *hanging wall* de GF9B, où s'effectue également la capture d'un tributaire d'ordre 3. Ces deux caractéristiques morphologiques peuvent être directement corrélées à la forme arquée de GF9B et à la largeur kilométrique de l'hémi-graben GF9B-GF9C, qui est potentiellement le facteur de contrôle dominant de l'évolution morphologique de la partie avale du tributaire A (Figure VII-2A-B).

VII.4.2. Analyse cartographique du Canyon Inférieur de Buguma

X.4.2.1. Analyse cartographique générale du système

L'incision basale du Canyon Inférieur de Buguma est principalement préservée sur le *footwall* de GF9D, alors qu'elle ne l'est plus sur son *hanging wall* selon une modalité qui sera décrite dans le paragraphe VII.5.3. L'incision s'organise selon deux têtes de canyons bien distinctes contrôlées par GF9, qui sont grossièrement orientées N-S :

(i) celle à l'Ouest incise le plus au Nord grâce à l'orientation ONO-ESE de GF9. Elle se compose de tributaires A et B arrangés en éventail à cinq doigts, qui mesure jusqu'à 12 km dans sa partie la plus large,

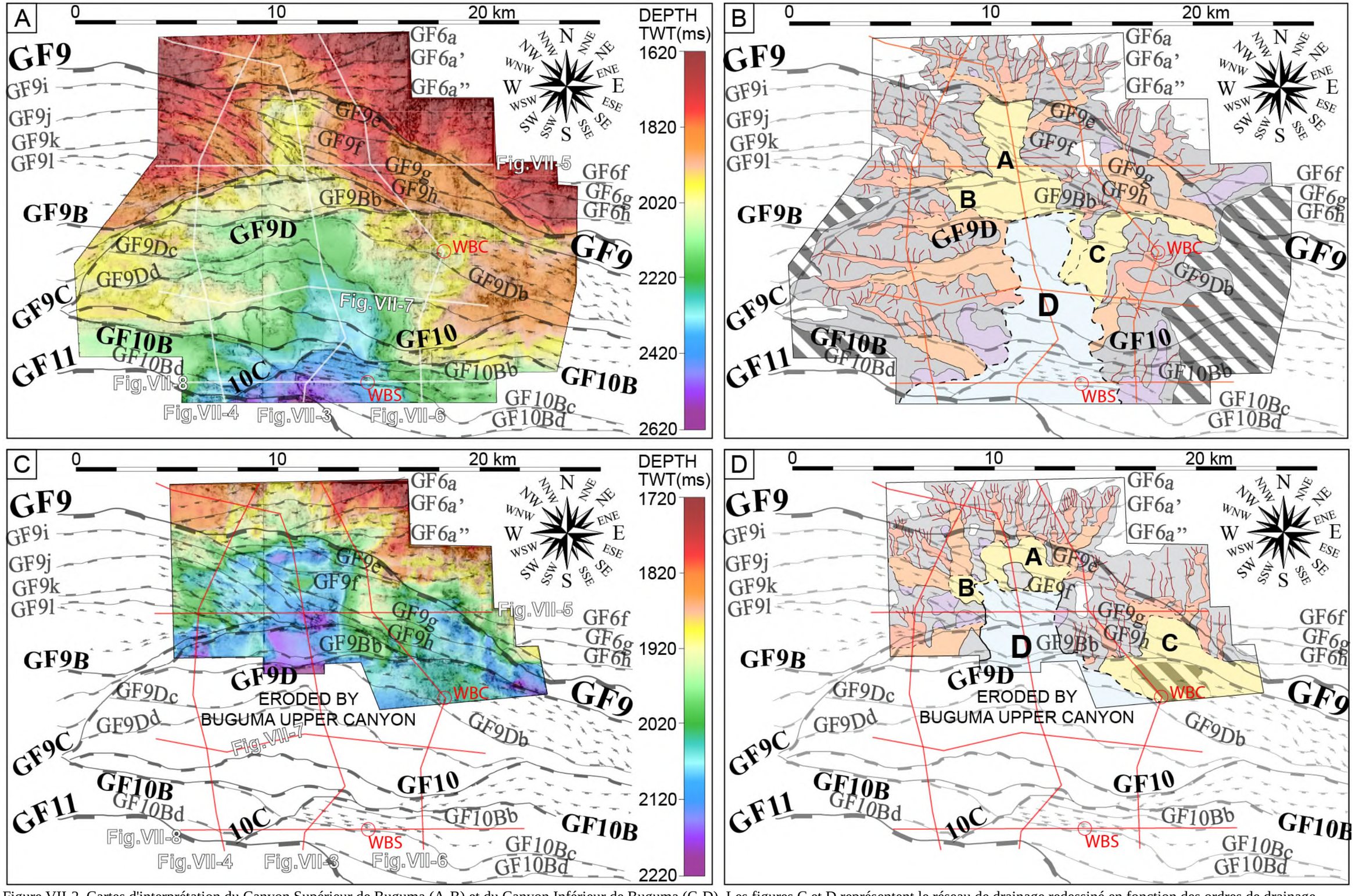


Figure VII-2. Cartes d'interprétation du Canyon Supérieur de Buguma (A-B) et du Canyon Inférieur de Buguma (C-D). Les figures C et D représentent le réseau de drainage redessiné en fonction des ordres de drainage.

(ii) à l'Est, la tête est constituée par le tributaire C qui est guidée le long de l'hémi-graben GF9-GF9B et se trouve confinée contre le *hanging wall* de GF9. La tête se présente sous la forme d'une dépression qui s'élargit au niveau du *hanging wall* de GF9B pour atteindre une largeur de 8 km, sauf si l'on considère la zone d'incertitude voisine de WBC comme un interfluve. Dans ce cas, le thalweg du tributaire C suit l'orientation de GF9 et/ou de GF9B vers le Sud-Est, et serait hypothétiquement capturé par le tributaire D plus au Sud (Figure VII-2D).

De par sa largeur, sa position relative en amont du système, et son passage selon une pente N-S au tributaire D d'ordre 5, la tête ouest ramifiée (tributaires A et B) est interprétée comme la tête principale du système du Canyon Inférieur de Buguma (Figure VII-2D).

De plus, comme pour le Canyon Supérieur de Buguma, quelle que soit la partie du réseau de drainage du Canyon Inférieur de Buguma et quelle que soit l'extension latérale des failles, ces dernières jouent toutes un rôle dans l'orientation et/ou le changement d'orientation, et dans l'accroissement en ordre de drainage des tributaires. La polarité de drainage dominante est orientée N-S et donc très peu de tributaires sont orientés à contre-pente régionale, ce qui fait également de ce système un cas classique de réseau de drainage rectangulaire sous-marin (Figure VII-2D).

Enfin, des cicatrices d'arrachement arquées dont la largeur est seulement d'ordre kilométrique, forment des tributaires d'ordre 2 à la morphologie grossière, mais la localisation d'un de leur axe est également lié à la présence d'une ou plusieurs failles de croissance (Figure VII-2D).

X.4.2.2. Analyse cartographique de la tête principale

Comme énoncé précédemment, la tête principale du système possède cinq tributaires d'ordre 3 qui sont tous situés sur le *footwall* de GF9h. Les quatre tributaires situés les plus à l'Est incisent également le *footwall* de GF9, tandis que celui à l'Ouest est confiné sur le *hanging wall* de GF9 (Figure VII-2D). La tête du Canyon Inférieur de Buguma est constituée par la coalescence des tributaires A et B d'ordre 4 le long de GF9h. Le tributaire A est le plus développé ; il a une morphologie en amphithéâtre dont le centre est occupé par un point haut, une « butte témoin » d'un kilomètre de diamètre. Le tributaire B constitue une zone de coalescence restreinte, de largeur et de longueur kilométrique le long de GF9g et GF9h. Dans la partie la plus amont de la tête, les *gullies* et les tributaires d'ordre 2 ne parviennent pas à inciser sur plus d'un kilomètre le *hangingwall* de GF6B (Figure VII-2D).

Au sein de cette tête de canyon formée par les cinq distributaires d'ordre 3 et les deux tributaires A et B d'ordre 4, les failles contrôlent fortement l'accroissement des ordres de drainage, ainsi que l'orientation des segments de certains tributaires. On peut d'ailleurs noter que GF9 contrôle l'accroissement des ordres de drainage :

(i) de l'ordre 1 à l'ordre 2 ;

(ii) de l'ordre 2 à l'ordre 3 ;

(iii) de l'ordre 3 à l'ordre 4 ;

mais également que GF9k contrôle l'accroissement de l'ordre 1 à l'ordre 3 et que GF9g et GF9h contrôlent l'accroissement :

(i) de l'ordre 3 à l'ordre 4 ;

(ii) de l'ordre 4 à l'ordre 5, ce qui marque donc la naissance du tronc du Canyon Inférieur de Buguma.

L'interfluve central du tributaire A est strictement délimité dans son axe N-S par GF9f et GF9h (Figure VII-2D). Enfin, le passage de l'ordre 1 à l'ordre 5 s'effectue en seulement 5 km de distance entre GF6B et GF9h. Les relations morpho-structurales énumérées précédemment sont caractéristiques d'un réseau de drainage rectangulaire (Zernitz 1932).

VII.4.3. Architecture des têtes des canyons et du cours supérieur du Canyon Supérieur

X.4.3.1. Jeu des failles de croissance

Le profil longitudinal des systèmes de canyons Inférieur et Supérieur de Buguma (Figure VII-3) permet d'illustrer les périodes d'activité des failles de croissance qui contrôlent ces canyons. Les failles à l'extension latérale et au rejet vertical les plus forts jouent un rôle prépondérant sur les canyons. Elles contrôlent particulièrement les morphologies sous-marines comme décrit en sections X.4.1 et X.4.2, mais aussi le décalage tardif des incisions et des remplissages. À l'exception de l'activité des failles principales, la zone d'étude peut être découpée en quatre domaines structuraux en fonction du calendrier d'activité tectonique des failles secondaires et mineures :

(i) sur le footwall de GF9, les failles sont scellées par l'incision du Canyon Inférieur de Buguma et son remplissage,

(ii) sur l'hémi-graben GF9-GF9D, et à l'exception de GF9f, les failles sont majoritairement scellées par l'incision du Canyon Inférieur de Buguma et son remplissage,

(iii) sur l'hémi-graben GFD9-GF10, les failles sont scellées par l'incision du Canyon Supérieur de Buguma et son remplissage (Figure VII-3),

(iv) au Sud de GF10, les failles synsédimentaires rejouent tardivement et décalent l'incision du Canyon Supérieur de Buguma et de son remplissage,

Les failles majeures de la zone, à savoir GF9, GF9B, GF9D, GF10, GF10B et GF11, continuent de jouer pendant et après le remplissage des canyons Buguma. Certaines ne sont scellées que par les dépôts d'âge Tortonien (Figure VII-3).

VII.4.3.2. Architecture de la tête du Canyon Supérieur de Buguma

Le tributaire d'ordre 3 qui forme la partie ouest de la tête du Canyon Supérieur de Buguma, ainsi que les cinq autres tributaires d'ordre 3 (Figure VII-2A-B), possèdent un thalweg dont la largeur est proche du kilomètre (Figure VII-4). Ils montrent également un profil en forme de « U » avoisinant 2 km de large et de 100 à 200 ms de profondeur, et dont l'asymétrie est plus ou moins marquée. Le tributaire de 3^{e} ordre qui constitue le conduit principal de la tête est contrôlé à mi-hauteur par GF9 (Figure VII-4).

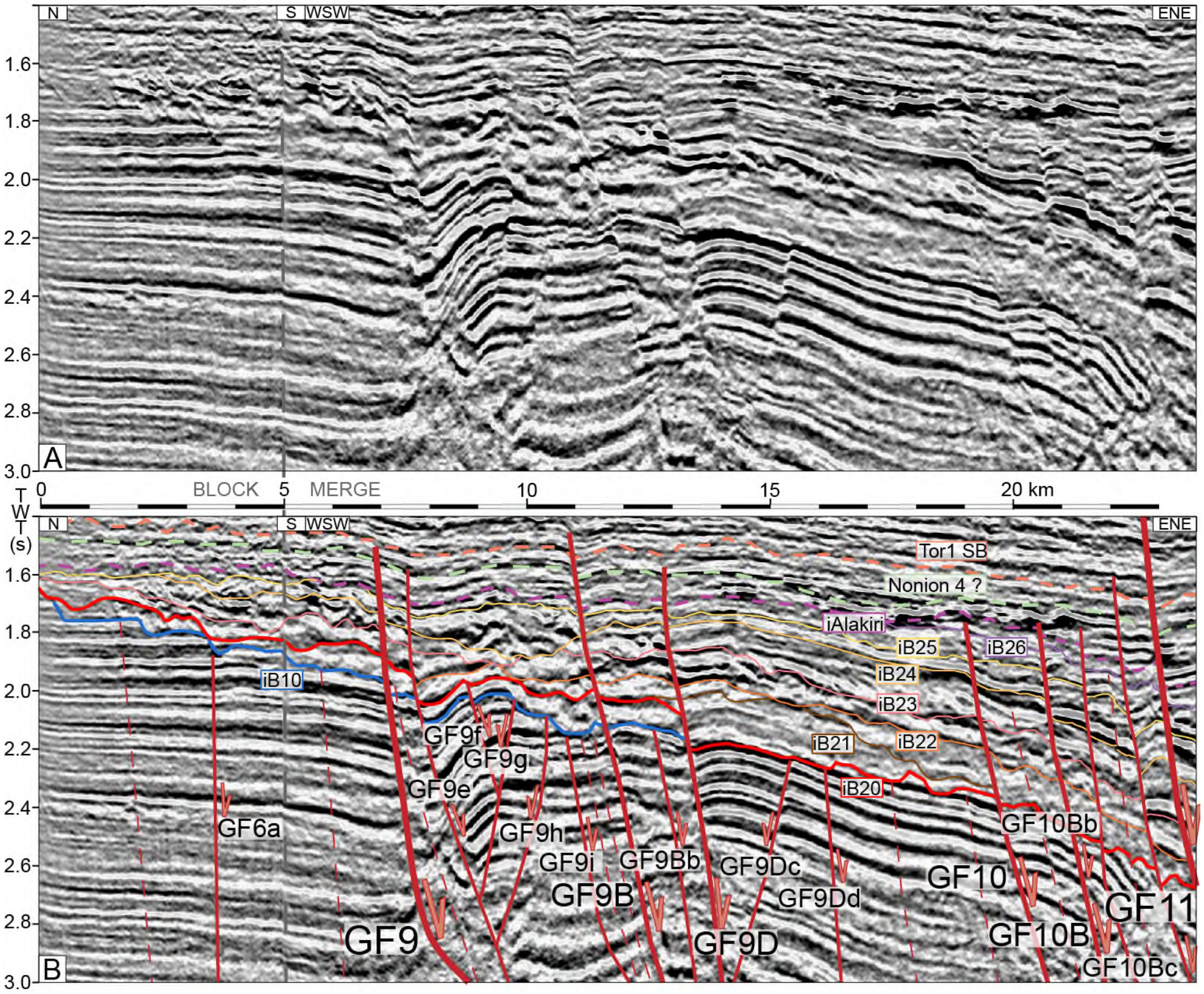


Figure VII-3. Profil longitudinal axial aux canyons Buguma Inférieur et Supérieur : A, profil sismique vierge ; B, profil sismique interprété.

La localisation de la ligne sismique est illustrée sur la Figure VII-2.

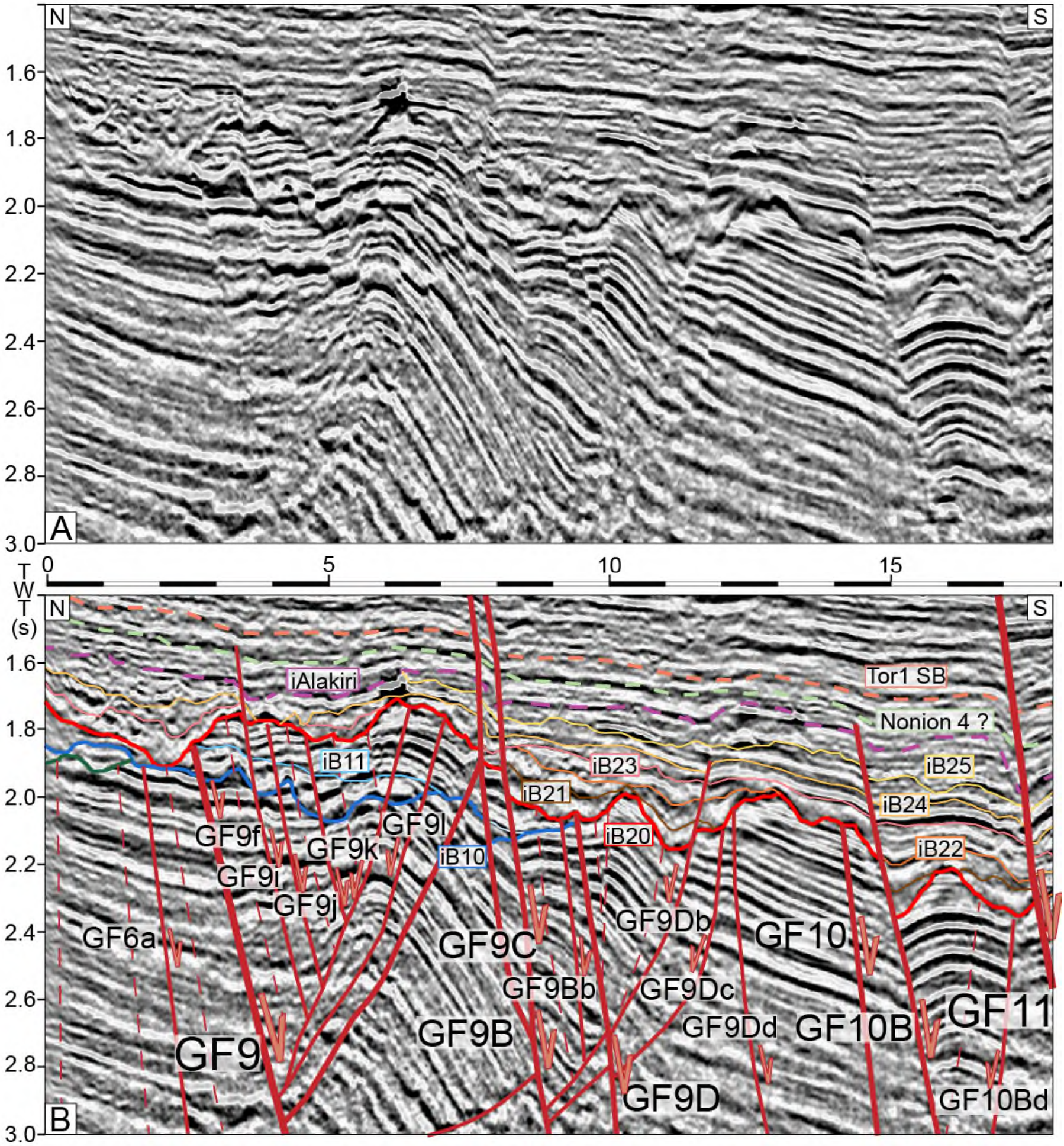


Figure VII-4. Profil d'orientation Nord-Sud transverse aux tributaires occidentaux du Canyon Inférieur de Buguma et du Canyon Supérieur de Buguma : (A) profil sismique vierge, (B) profil sismique interprété.

La localisation de la ligne sismique est illustrée sur la Figure VII-2.

Dans la partie orientale du système, le tributaire structuré par GF9 est de largeur kilométrique (Figure VII-6), il est de 3^{e} ordre (Figure VII-2B). Il incise le substratum plus profondément de 150 ms (twt) par rapport au tributaire le plus au Nord, qui possède une largeur apparente de 1,5 km (Figure VII-6). Ce dernier est un tributaire de 2^{e} ordre qui est recoupé de manière sub-longitudinale par le profil, et constitue un affluent du tributaire de 3^{e} ordre (Figure VII-2B). Ainsi, cette partie du système montre un approfondissement conséquent, en seulement 2 à 3 km de distance (Figure VII-2).

Dans sa partie axiale, la tête s'approfondit de manière notable au droit de GF9 (Figure VII-3), ce qui constitue la zone de passage de l'ordre 3 à l'ordre 4 (Figure VII-2B). L'incision axiale du tributaire A du Canyon Supérieur de Buguma se situe seulement 60 à 70 ms (twt) au-dessus de celle du Canyon Inférieur de Buguma. On peut également noter l'asymétrie des tributaires encadrant le canyon principal, et dont la localisation des bases et/ou des sommets de flancs est également contrôlée par des failles (Figure VII-2B et Figure VII-5). Par conséquent, GF9 contrôle fortement les morphologies de la tête du Canyon Supérieur de Buguma.

Le profil transverse du tributaire A est asymétrique, avec un flanc occidental qui est relativement abrupt, et d'une largeur seulement kilométrique (Figure VII-5). Il est contrôlé en son sommet par GF9j, et incise son *footwall* de (Figure VII-5). Le flanc oriental du canyon montre des morphologies en marches d'escalier étagées, interprétées comme des terrasses érosives, d'une largeur de quelques centaines de mètres, et séparées par des murs d'environ 50 ms (twt) de haut (Figure VII-5).

VII.4.3.3. Influence de GF9D sur la transition tête-cours supérieur système du Canyon Supérieur de Buguma

GF9D contrôle l'accroissement d'ordre de drainage 4 à 5 du Canyon Supérieur de Buguma, et marque le passage de la tête du système à son au cours supérieur (Figure VII-2B).

Sur le *hanging wall* GF9D, le Canyon Inférieur de Buguma et de son remplissage sont complètement ré-incisés par la surface basale du Canyon Supérieur de Buguma (Figure VII-2 - Figure VII-3). L'observation des réflecteurs sous-jacents aux deux canyons permet d'estimer le rejet vertical de GF9D, qui s'est appliqué à l'incision basale du Canyon Supérieur de Buguma. Il est de 30-40 ms (twt) (Figure VII-3).

Or, la hauteur de l'escarpement résultant de l'action conjuguée du jeu vertical de GF9D, et de l'incision du fond du canyon, est de l'ordre de 100 ms. Ceci signifie que cette faille contrôle un *knickpoint*, haut d'environ 60 ms (twt). Il marque donc son approfondissement, ainsi que la cannibalisation du Canyon Inférieur de Buguma.

Dans la partie occidentale de la zone d'étude, ce sont les tributaires du Canyon Supérieur de Buguma qui sont responsables de cette cannibalisation, ce qui se produit également au droit de GF9D (Figure VII-4).

Dans la partie orientale de la zone d'étude, la cannibalisation a lieu au voisinage de GF9Db, et est également causée par l'approfondissement d'un tributaire (Figure VII-2 - Figure VII-6).

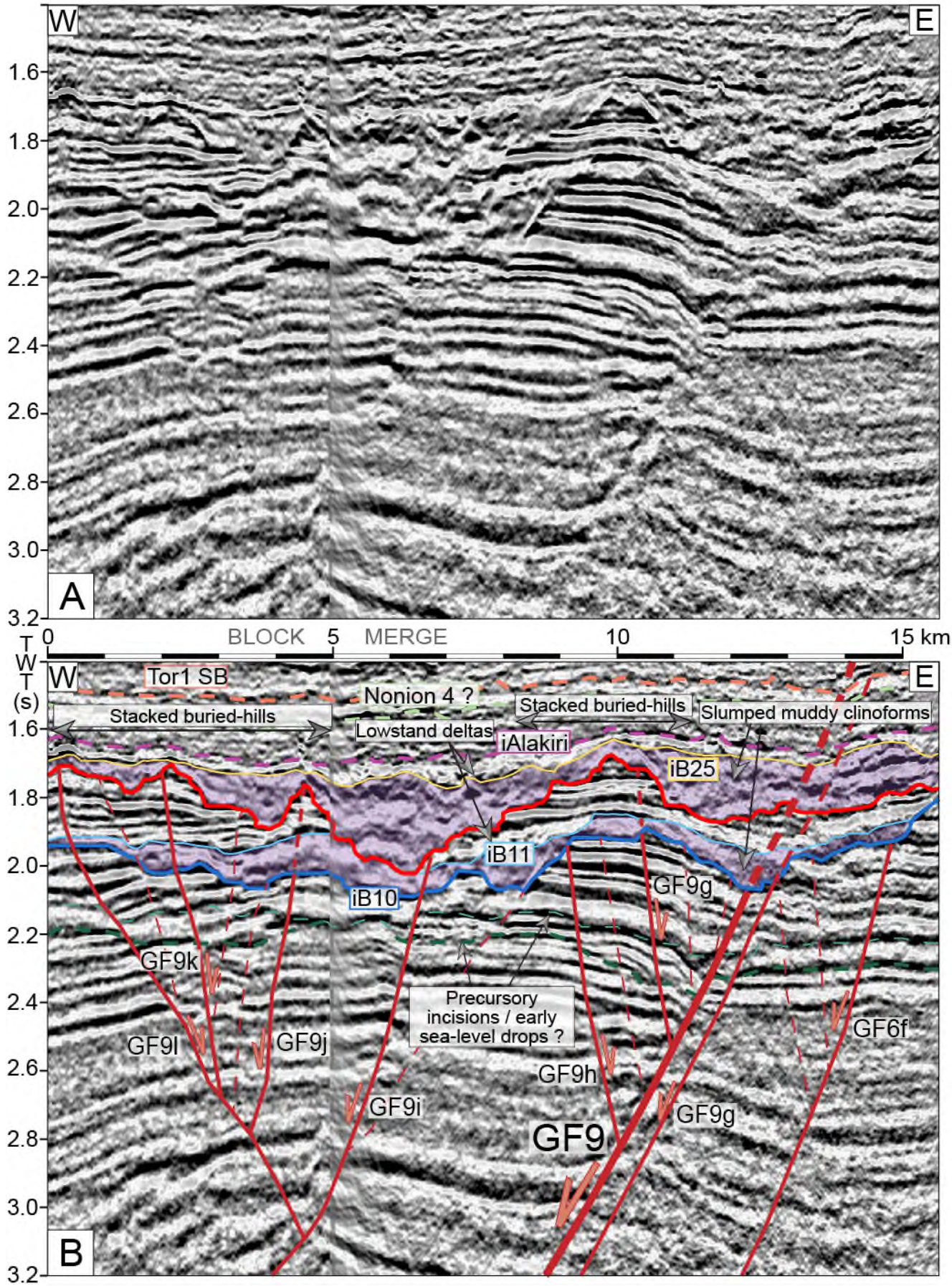


Figure VII-5. Section transverse aux cours supérieurs des canyons Buguma : (A) profil sismique vierge, (B) profil sismique interprété. La localisation du profil sismique est illustrée sur la Figure VII-2. La tête du Canyon Supérieur de Buguma montre un profil transverse plus clairement défini, avec une vallée principale (tributaire A) large de 5 km et profonde de 300 ms (twt), et dont le thalweg est large de 2 km. Le bord de son incision axiale, profonde de 40 à 50 ms, est également contrôlé par GF9i, et GF9j contrôle la position du sommet du flanc ouest du canyon.

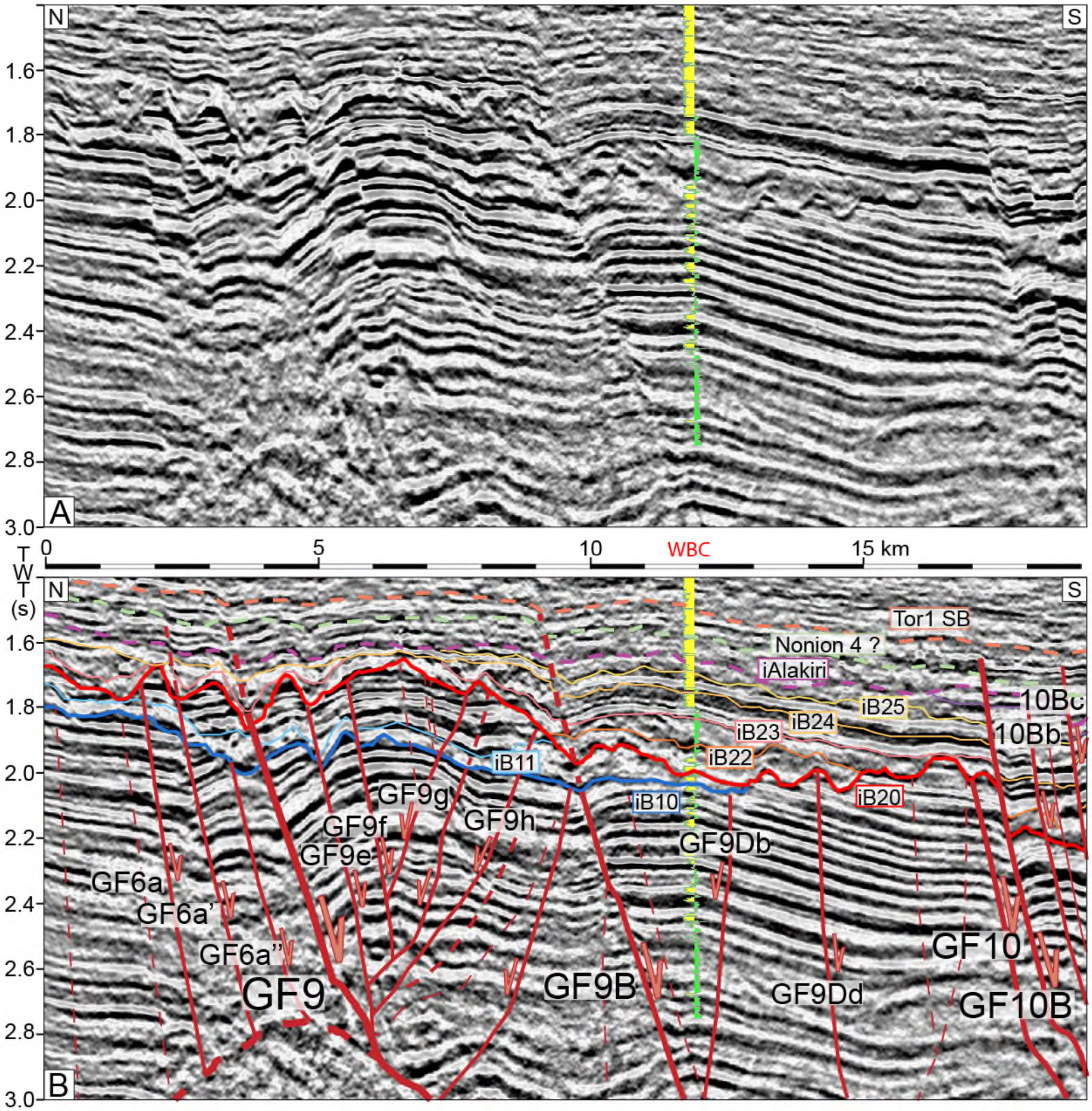


Figure VII-6. Profil d'orientation Nord-Sud et transverse aux tributaires orientaux du Canyon Supérieur de Buguma et du Canyon Inférieur de Buguma : (A) profil sismique vierge, (B) profil sismique interprété.

La localisation de la ligne sismique est illustrée sur la Figure VII-2.

Par conséquent, GF9D contrôle fortement l'approfondissement du Canyon Supérieur de Buguma, et favorise également le développement de ses tributaires occidentaux.

VII.4.3.4. Architecture du cours supérieur-intermédiaire du Canyon Supérieur de Buguma

Le cours intermédiaire du Canyon Supérieur de Buguma possède un profil transverse symétrique en forme de « U », aux flancs crénelés ou étagés, profond de 300 ms (twt) par rapport à l'interfluve ouest, avec un thalweg large de 3 km et une vallée principale large de 7 km environ (Figure VII-2A et Figure VII-7). La profondeur d'incision totale le long du profil est de 400 ms (twt). L'aspect étagé du profil transverse est dû à la présence de terrasses érosives de largeur au plus kilométrique sur les flancs, qui sont séparées par de fortes pentes voire par des murs de canyons. Ces derniers peuvent atteindre 100 ms (twt) de haut, et peuvent être contrôlés par des failles de croissance mineures, quelle que soit leur vergence, ou ne pas être structurés comme c'est le cas pour le flanc supérieur est (Figure VII-7).

Une faille mineure à vergence ouest contrôle aussi la partie ouest du thalweg ; cette dernière peut être interprétée comme une incision axiale bien qu'elle ne possède pas de morphologie marquée (Figure VII-7).

VII.4.3.5. Architecture du cours inférieur du Canyon Supérieur de Buguma

La partie interprétée la plus en aval du Canyon Supérieur de Buguma se situe dans la zone de relais formée par GF10, GF10B, GF10C et GF11 (Figure VII-2A). La structure principale est un système de plis en *rollover* contrôlé par GF10B-C, où viennent s'enraciner en profondeur des failles d'extrados. L'orientation WSW-ENE de GF10C le long de sa partie sud (Figure VII-2A) donne à ces dernières une vergence antithétique à GF10C (Figure VII-8).

Dans cette zone de relais qui possède une forte densité de failles au droit du Canyon Supérieur de Buguma, ce dernier a un profil transverse asymétrique en forme de « U » crénelé, un thalweg large d'environ 4 km au sein d'une vallée principale large d'environ 6 km. Sur chaque flanc se trouve une cicatrice d'arrachement qui est perchée à environ 200 ms (twt) au-dessus de celui du canyon (Figure VII-8). GF10C contrôle la position du bas du flanc ouest, tandis que GF10Bc contrôle celui du flanc est, qui forme un mur haut de 100 ms (twt). L'incision axiale est large d'environ 1,5 km, ses bords forment des murs dont les positions sont contrôlées par un horst constitué de failles mineures. Le mur ouest est le plus marqué et mesure 70 à 80 ms (twt) de haut, tandis que le mur Est ne dépasse pas 20 ms (twt) (Figure VII-8). La pente de l'incision axiale est identique à celle des strates du *roll-over* sous-jacent.

La cicatrice d'arrachement à l'Ouest possède un flanc nord relativement abrupt et haut de 200 ms (twt), en incision sur *le hanging wall* de GF10Bd, cette dernière contrôlant la localisation du pied du flanc du canyon (Figure VII-2A-B et Figure VII-8).

.

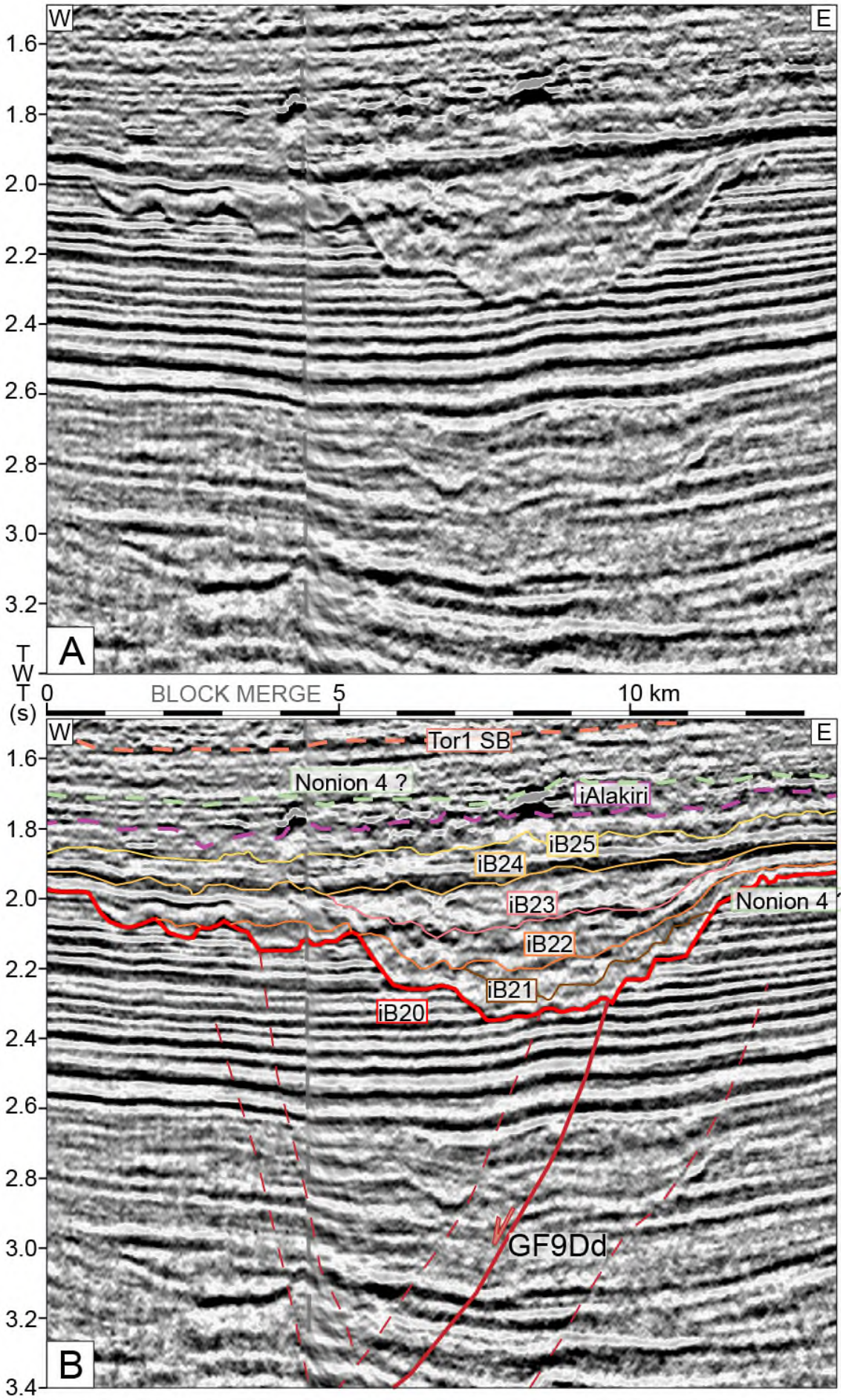


Figure VII-7. Profil transverse au tronc du Canyon Supérieur de Buguma (localisation en Fig.X-2) : (A) profil sismique vierge, (B) profil sismique interprété.

VII.4.3.6. Architecture des tributaires Canyon Supérieur de Buguma

Les *roll-overs* d'environ 2km de large contrôlent fortement la position des interfluves qui délimitent les tributaires, ce qui est particulièrement visible dans la partie occidentale du système (Figure VII-4). Lorsque les anticlinaux sont plus larges ou absents, ce sont les failles d'extrados ou celles de blocs basculés, dont l'espacement est kilométrique, qui contrôlent les tributaires (Figure VII-4 et Figure VII-6). Ce sont les failles contrôlent l'asymétrie du profil en « U » des tributaires, ainsi que la localisation de nombreuses incisions axiales, bases et sommets des flancs de ceux-ci (Figure VII-4 et Figure VII-6). Dans la partie occidentale du système, les tributaires de 3^{e} ordre et ceux de 2^{e} ordre qui sont recoupés à proximité de leur zone de capture (Figure VII-2B), montrent une largeur kilométrique et une profondeur qui ne dépasse pas les 150 ms (twt) (Figure VII-4).

Enfin, le faisceau GF9B-GF9C contrôle un approfondissement d'environ 150 ms (twt) vers le Sud des tributaires (Figure VII-4 et Figure VII-6), et qui coïncide notamment sur la position de la tête du tributaire C (Figure VII-2B).

VII.4.4. Architecture Canyon Inférieur de Buguma et de ses tributaires

L'interfluve interne au tributaire A (Figure VII-2C-D) apparaît comme contrôlé par le *roll-over* GF9e-GF9h ainsi que par ses failles d'extrados (Figure VII-3). Au sein du tributaire D (Figure VII-2D), une aspérité de fond du canyon, haute de quelques dizaines de ms (twt) est observable, et subdivise le fond de la tête du canyon en deux thalwegs (Figure VII-5). Elle constitue la terminaison méridionale de l'interfluve décrit ci-dessus (Figure VII-2D), ce qui atteste du contrôle syn-sédimentaire exercé par le *roll-over* GF9e-GF9h sur la morphologie de la tête Canyon Inférieur de Buguma. Le tributaire D possède un profil transverse en « U » asymétrique profond d'environ 200 ms (twt), avec un flanc oriental relativement abrupt qui est contrôlé par une faille mineure (Figure VII-5). Sur son flanc occidental, l'échelonnement progressif des tributaires de largeur kilométrique (Figure VII-5) témoigne de l'organisation radiale du réseau de drainage au sein de la tête (Figure VII-2C-D), avec des profondeurs décroissantes vers les bords du système. Le même type d'observation peut être fait au sein de la tête du tributaire C, qui est recoupé dans la partie orientale du profil (Figure VII-2D et Figure VII-5).

Les tributaires de 2^{e} et de 3^{e} ordre qui sont sur les bords de la tête possèdent également des profils transverses asymétriques, car les failles normales exercent un fort contrôle au niveau des géométries clés, qui sont l'incision axiale, les bases et les sommets des flancs (Figure VII-4 et Figure VII-6).

.

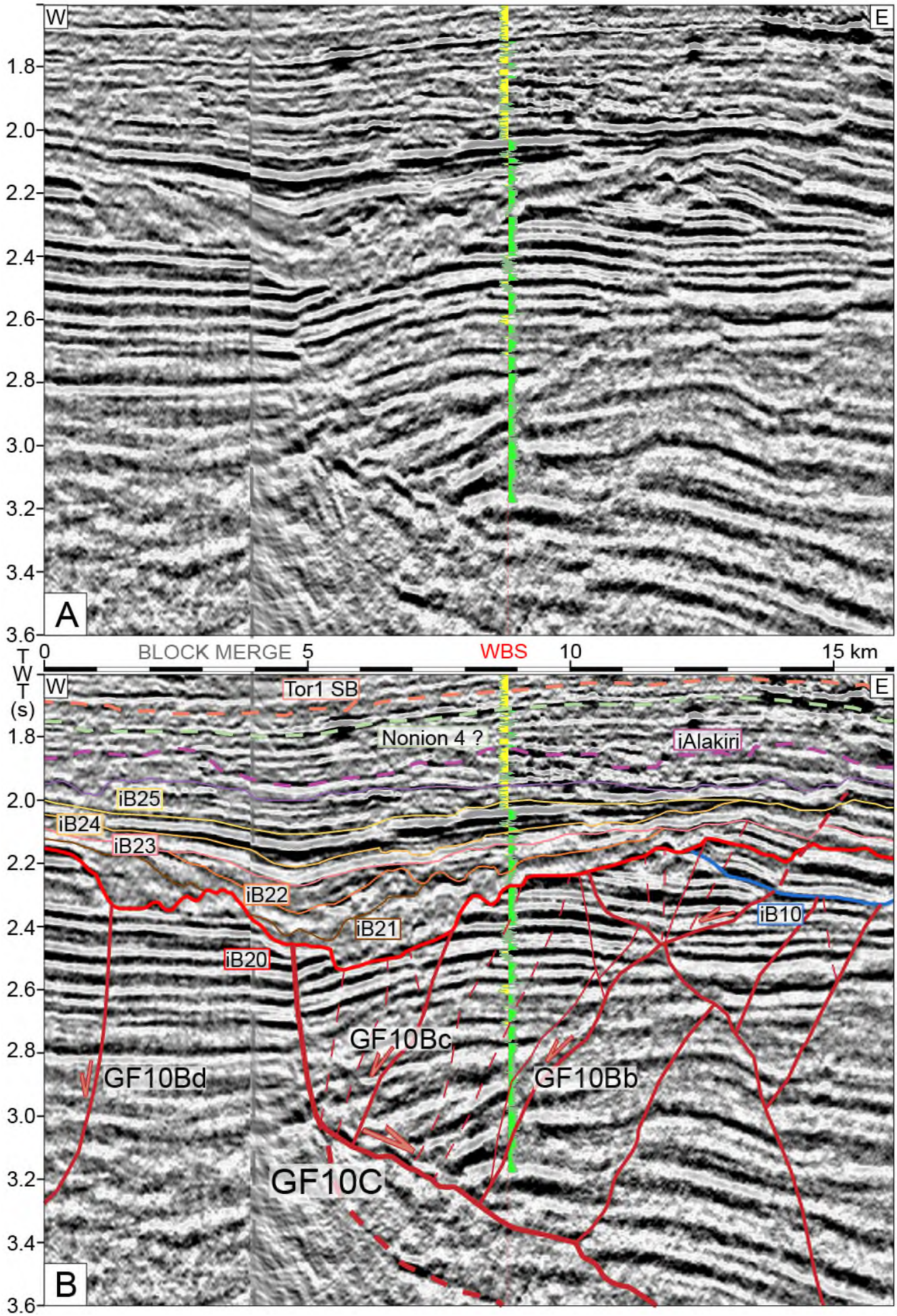


Figure VII-8. Section transverse à la partie aval du Canyon Supérieur de Buguma : (A) profil vierge, (B) profil sismique interprété. Légende détaillée sur la page suivante.

Légende détaillée de la figure VII-8. La localisation du profil sismique est illustrée sur la Figure VII-2. Légende : puit WBS avec *gamma-ray*, Incision basale du Canyon Inférieur de Buguma en traits discontinus de couleur bleu foncé ; Incision basale du Canyon Supérieur de Buguma / Incision 2 en traits discontinus rouges ; Incision interne 21 en trait plein marron ; Incision interne 22 en trait plein orange ; Incision interne 23 en trait plein rose ; Incision interne 24 en trait plein.

VII.5. ARCHITECTURE INTERNE DU REMPLISSAGE DES CANYONS

VII.5.1. Cas du remplissage du Canyon Inférieur de Buguma

VII.5.1.1. Généralités

Le remplissage du Canyon Inférieur de Buguma et l'incision basale du système sont majoritairement préservés sur le *footwall* de GF9D. Le remplissage est érodé en forme de biseau dont la terminaison se situe quelques kilomètres au Sud de cette faille majeure, sauf dans la partie axiale où le Canyon Supérieur de Buguma efface complètement toute trace du premier système sur le *hanging wall* de GF9D (Figure VII-3 - Figure VII-6). Deux unités sédimentaires composent le remplissage du Canyon Inférieur de Buguma. Elles sont séparées par une surface stratigraphique bien visible qui est une incision interne nommée Buguma 11.

VII.5.1.2. Unité basale

L'épaisseur maximale préservée de cette première unité ne dépasse pas les 150 ms (twt), mais elle recouvre toute la surface de l'incision basale. Elle peut présenter un faciès sismique chaotique, ou des réflecteurs d'amplitude faible à forte plus ou moins inclinés vers le Sud (Figure VII-3 - Figure VII-6). À l'Est de la zone d'étude, le puits WBC intersecte cette unité dans sa partie la plus distale : le *gamma-ray* présente des valeurs faibles suggérant la présence de dépôts sableux (Figure VII-6). Néanmoins, les observations suivantes incluant :

(i) la réponse chaotique de ce faciès,

(ii) le pic d'amplitude positif de l'incision basale du Canyon Inférieur de Buguma,

(iii) le signal de ce dernier marqué par un pic de forte valeur du *gamma-ray*,

(iv) les fortes amplitudes négatives de la série bien stratifiée sous-jacente à l'incision basale,

suggèrent que l'unité est plutôt argileuse, au moins à sa base, et qu'elle serait imperméable (Figure VII-3 - Figure VII-6). Dans ce cas, l'incision basale serait drapée par des hémipélagites. Les variations latérales de faciès entre les réflecteurs discontinus et inclinés vers l'aval et les paquets chaotiques au sein de cette série basale peuvent être interprétées comme des clinoformes localement remaniés par des glissements sous-marins.

VII.5.1.3. Unité sommitale

L'unité sommitale du remplissage du Canyon Inférieur de Buguma vient en onlaps à la fois vers l'amont (Figure VII-4 et Figure VII-6) et latéralement (Figure VII-5) sur l'incision interne Buguma 11. Elle est principalement caractérisée par des réflecteurs bien stratifiés de faible à forte amplitude, faiblement inclinés vers l'aval (Figure VII-6). Ceux à la base de l'unité forment des clinoformes plus

inclinés en direction de l'axe du canyon (Figure VII-5). Le dépôt de cette seconde unité comble complètement le Canyon Inférieur de Buguma. Sous les butte-témoins du Canyon Supérieur de Buguma, cette série est préservée sur environ 100 ms (twt) au-dessus de la profondeur de comblement du Canyon Inférieur de Buguma (Figure VII-5). Ses caractéristiques ainsi que sa forte ressemblance avec les séries sous-jacentes au Canyon Inférieur de Buguma permettent de l'interpréter comme une série d'affinité deltaïque, dont la base formerait un delta de bas niveau marin.

VII.5.2. Cas du remplissage du Canyon Supérieur de Buguma

VII.5.2.1. Généralités

Le Canyon Supérieur de Buguma présente une architecture interne de remplissage plus complexe que son homologue sous-jacent, et également une épaisseur préservée de remplissage plus forte. Plusieurs incisions internes y séparent stratigraphiquement différents faciès sismiques. Elles sont au nombre de six, nommées Buguma 21 à Buguma 26. Chaque incision interne tronque l'incision interne qui lui est immédiatement antérieure, formant alors des troncatures en escalier échelonnées de l'aval vers l'amont. Le sommet du remplissage est également matérialisé par une surface d'érosion, correspondant à l'extension latérale du Canyon d'Alakiri, dont l'axe est situé une dizaine de kilomètres à l'Est de la zone d'étude de Buguma (Figure VII-3 - Figure VII-6). Le long de l'axe du Canyon Supérieur de Buguma, et de l'amont vers l'aval (sur le *footwall* de GF11), la série comprise entre l'incision basale du Canyon Supérieur de Buguma et l'incision du Canyon d'Alakiri forme un éventail sédimentaire qui passe d'environ 80 à 600 ms (twt) d'épaisseur en 22 km de distance (Figure VII-3).

VII.5.2.2. Les deux unités basales

La base du remplissage du Canyon Supérieur de Buguma se compose de deux unités sédimentaires, qui montrent chacune un faciès sismique soit chaotique, soit aux réflecteurs discontinus, de faible à forte amplitude, inclinés vers le Sud. Les deux unités basales sont stratigraphiquement définies :

(i) entre l'incision Buguma 20 et l'incision Buguma 21 pour l'Unité 1,

(ii) entre l'incision Buguma 21 et l'incision Buguma 22 pour l'Unité 2.

À l'Ouest, les unités basales ne sont préservées que dans la partie médiane et aval du système de canyons situées entre GF9 et GF11. L'Unité 1 est strictement confinée à l'intérieur des tributaires, sans parvenir à draper les interfluves, et donc pour une épaisseur maximale d'environ 70 à 80 ms (twt) ; l'Unité 2 parvient à draper les interfluves les moins prononcés, mais pour une épaisseur maximale du même ordre de grandeur que celle de l'Unité 1 (Figure VII-4).

Au sein du corps principal du canyon, l'Unité 1 est mieux préservée et apparait bien stratifiée. Elle forme un biseau dont l'épaisseur dont l'épaisseur maximale avoisine 200 ms (twt), et qui décroit vers l'aval à cause de sa troncature par iB21. Elle est complètement tronquée à proximité de GF10

(Figure VII-3). Inversement, l'Unité 2 est peu développée entre GF9e et GF9Dd, mais atteint environ 150 ms (twt) d'épaisseur sur le *footwall* de GF10. Elle est progressivement écrêtée vers l'aval pour passer sous les 100 ms (twt) d'épaisseur. Elle présente un faciès relativement chaotique le long du corps principal du Canyon Supérieur de Buguma (Figure VII-3).

À l'Est du système, les deux unités basales sont confondues ou bien l'Unité 1 n'a pas été préservée. Le faciès sismique y est plutôt chaotique. Les variations *du gamma-ray* au niveau du puit WBC indiqueraient la présence d'intercalations sableuses au sein d'une masse devenant plus majoritairement argileuse vers l'aval, comme le suggère les réflecteurs de faible amplitude dans cette zone (Figure VII-6). Le remplissage basal ne dépasse pas les 100 ms (twt) d'épaisseur, et se trouve confiné dans la partie inférieure des dépressions.

VII.5.2.3. Unités sommitales

Les cinq unités sommitales sont stratigraphiquement comprises entre l'incision Buguma 22 et l'incision du Canyon d'Alakiri (Figure VII-3). Elles présentent un faciès sismique aux réflecteurs tabulaires ou obliques inclinés vers l'aval du système, et d'amplitudes faibles à fortes. Localement, l'inclinaison d'un ensemble de réflecteurs débute ou s'accentue au point d'approfondissement de l'incision interne sous-jacente, et les réflecteurs se terminent en *downlaps* sur cette même surface d'incision interne (Figure VII-3). Chaque unité sommitale serait donc constituée d'au moins un prisme progradant de bas niveau marin.

Au sein des dernières unités sommitales, lorsque la topographie de l'incision interne sous-jacente est peu marquée et/ou grâce au comblement d'une dépression par l'unité précédente, les clinoformes sont moins inclinés ou deviennent tabulaires, à cause de l'espace d'accommodation qui est plus faible. La partie supérieure du remplissage peut se présenter condensée en une seule phase, comme c'est le cas à l'Est de la zone d'étude, au Nord de GF9B (Figure VII-6).

Une unité supérieure peut néanmoins réussir à combler à elle-seule dépression, formé localement par la sur-incision de la limite érosive sous-jacente, comme c'est le cas sur le *roll-over* GF9-GF9B, dans la partie axiale du système (Figure VII-3). Le comblement de la dépression s'est alors effectué en deux étapes :

(i) le recouvrement de la partie la plus profonde par un corps chaotique au toit irrégulier, interprété comme un MTD,

(ii) la progradation vers l'aval de clinoformes bien marqués, qui recouvrent en *downlaps* le MTD.

L'incision interne Buguma 26 n'a été clairement identifiée que dans la partie axiale et orientale du segment aval du système. Elle est tronquée par l'incision du système Alakiri, sur le bord-sud du *footwall* de GF10 (Figure VII-3, Figure VII-6 et Figure VII-8). Peu de variations topographiques sont marquées sur son profil transverse, ce qui pourrait suggérer un affaiblissement du processus érosif durant la phase mature de comblement du Canyon Supérieur de Buguma.

VII.6. PIÈGES COMBINÉS ET PIÈGES STRATIGRAPHIQUES ASSOCIÉS AUX CANYONS BUGUMA ET À LEUR REMPLISSAGE

VII.6.1. Pièges combinés situés sous et au-dessus de l'incision basale du Canyon Inférieur de Buguma

VII.6.1.1. Plays de type « buried-hills » situés sous l'incision basale du Canyon Inférieur de Buguma

L'incision par le Canyon Inférieur de Buguma des séries deltaïques du Serravallien, qui sont structurées en anticlinaux de *roll-over*, ainsi que la nature argileuse de la première unité de remplissage du canyon génèreraient un piégeage combiné. Les fortes amplitudes négatives observées entre les tributaires du système (Figure VII-9C) signifient que les accumulations d'hydrocarbures se situent majoritairement dans les crêtes de *roll-over* incisées, qui servent d'interfluves au système de canyon.

Le plus grand nombre d'entre-elles est observable sous l'incision à l'Est du système :

(iii) sous sa tête principale mais sous forme d'anomalies de petites dimensions (Figure VII-9C),

(ii) au sein du *roll-over* GF9-GF9B dont la déformation est très prononcée (Figure VII-6) et qui sert d'interfluve entre les deux têtes de canyons,

(iv) au sein du *roll-over* GF9B-GF9Db qui présente de nombreux niveaux réservoirs (Figure VII-6) ; ces derniers se présentent sous la forme d'une zone de forte amplitude négative (Figure VII-9C).

A l'opposé, les thalwegs des tributaires ressortent sur la carte d'amplitude sous la forme de zones d'amplitudes positives (Figure VII-9C). De plus, sur le flanc sud de l'anticlinal GF9-GF9B (Figure VII-2C, Figure VII-6), l'unité inférieure du remplissage du Canyon Inférieur de Buguma possède un faciès sismique chaotique, et fait office :

(i) de couverture sommitale aux séries deltaïques incisées par le Canyon Inférieur de Buguma,

(ii) de couverture basale aux séries deltaïques qui se terminent en onlaps sur l'incision Buguma 11.

Le long de l'axe du système et au Sud de GF9, de petites anomalies d'amplitudes négatives sont présentes (Figure VII-9C). Elles correspondent à des accumulations limitées à une seule phase sismique au sein des crêtes des blocs structuraux (Figure VII-3), ces derniers se situant entre les incisions axiales des deux thalwegs du tributaire D (Figure VII-2D) remplis par un faciès couverture (Figure VII-3).

.

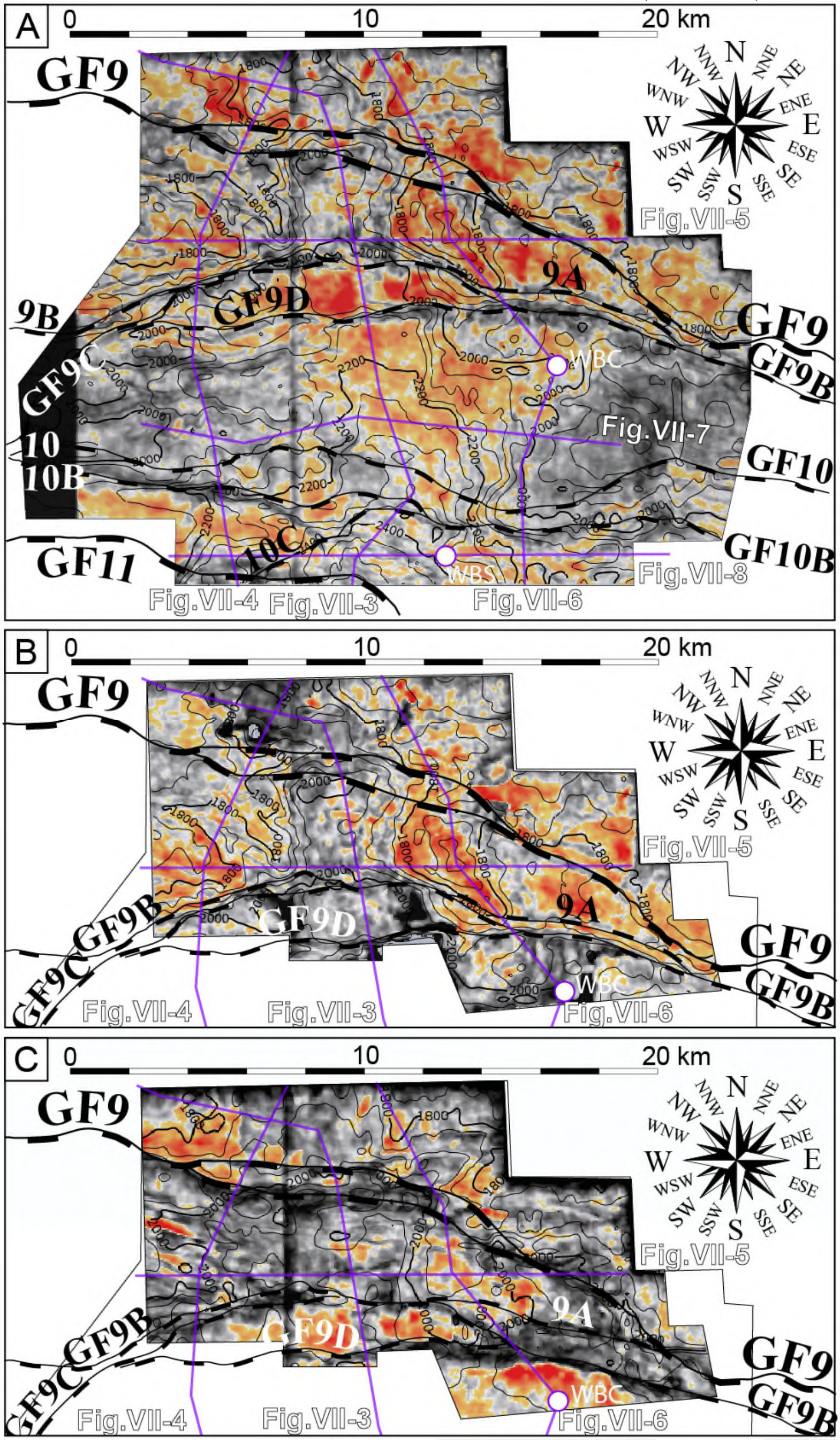


Figure VII-9. (A) Carte d'amplitude minimale à ± 220 ms (twt) de la base du Canyon Supérieur de Buguma. (B) Carte d'amplitude minimale calculée entre la base du Canyon Supérieur de Buguma et la base du Canyon Inférieur de Buguma. (C) Carte d'amplitude minimale à ± 250 ms (twt) de la base du Canyon Inférieur de Buguma.

L'incision du substratum par les deux thalwegs retreint fortement la hauteur des interfluves qui les séparent (Figure VII-2C) et donc de l'épaisseur préservée des niveaux réservoirs. Sur le bloc GF9B-GFD, les anomalies d'amplitudes négatives sont plus larges, ce qui signifie que les *plays* sont moins tronqués ou que l'incision y est plus stratiforme (avant ou après déformation), mais qu'ils sont tout de même déconnectés les uns des autres par les incisions axiales (Figure VII-9C).

Enfin, à l'Ouest, les hydrocarbures sont piégés principalement sous la tête du système au niveau du *footwall* de GF9. Ils apparaissent sous la forme d'une anomalie d'environ 4 km de long et dotée de fortes amplitudes négatives (Figure VII-9C), qui est piégée grâce au faciès imperméable de l'unité basale du remplissage (Figure VII-4 et Figure VII-9C). D'autres accumulations marginales, allongées et de faible extension cartographique (Figure VII-9C) sont localisées au sein de la crête du bloc GF9j-GF9l. Elles sont épaisses d'une seule phase sismique, et localisées uniquement près de la troncature générée par l'incision Buguma 11 lorsque les réflecteurs sous-jacents sont basculés (Figure VII-4). Elles correspondent là encore à des crêtes de blocs qui servent de buttes-témoins (Figure VII-2C) entre des tributaires de faible ordre de drainage (Figure VII-2D).

VII.6.1.1. Pièges combinés situés au sein de l'unité basale

La propriété de couverture de l'unité basale n'est pas assurée sur toute sa superficie car quelques accumulations se trouvent également contenues dans celle-ci. Dans la partie axiale et à l'Est du système, elles sont limitées à une seule phase sismique, elles sont contraintes à la partie la moins profonde de l'anticlinal GF9-GF9B, et sont coincées sous l'incision Buguma 11 ou l'incision Buguma 20 (Figure VII-3 et Figure VII-6). Enfin, dans la partie Ouest du système, toute l'unité inférieure du remplissage du Canyon Inférieur de Buguma peut contenir des hydrocarbures (Figure VII-4).

Par conséquent, l'unité inférieure du remplissage du Canyon Inférieur de Buguma présente une forte hétérogénéité lithologique selon un axe proximal-distal : localement, elle peut jouer soit un rôle de réservoir soit un rôle de couverture.

VII.6.2. Pièges situés sous et au-dessus de l'incision basale du Canyon Supérieur de Buguma

VII.6.2.1. Plays de type buried-hills situés sous l'incision basale du Canyon Supérieur de Buguma

La série deltaïque qui vient en *onlaps* sur l'incision Buguma 11 est tronquée à son sommet par l'incision basale du Canyon Supérieur de Buguma. Elle est déformée en anticlinal de *roll-over*, associé au jeu synsédimentaire de GF9 et GF9B-C, avant sa troncature par le Canyon Supérieur de Buguma et son scellement par l'unité basale du remplissage qui est imperméable. Ceci est visible uniquement à l'Ouest (Figure VII-4) et à l'Est (Figure VII-6) de la zone d'étude puisque que la série deltaïque est complètement érodée dans l'axe du canyon (Figure VII-3 et Figure VII-9A-B).

De plus, dans la partie orientale zone d'étude, le *footwall* de GF9 et son *hanging wall* jusqu'au droit de GF9f, sont découpés en une série de buttes témoins de largeur kilométrique (Figure VII-6). Sur chaque côté du système, l'anticlinal GF9-GF9B-C incisé ainsi que les autres buttes témoins de taille plus modeste forment des prospects de type *buried-hills*, comme en témoignent les fortes amplitudes négatives présentes sur environ 2 à 3 phases sismiques d'épaisseur au sein de la série tronquée par le canyon (Figure VII-6). Elles forment des anomalies de fortes amplitudes négatives d'extension spatiale variable (Figure VII-9B). Ceci est également observé sur le flanc Sud de l'anticlinal GF9-GF9B-C (Figure VII-5).

Selon la profondeur d'incision locale du Canyon Supérieur de Buguma à travers la série post-incision Buguma 11, la composante stratigraphique du piégeage diffère légèrement :

(i) elle est à la fois sommitale et latérale pour les buttes-témoins les moins hautes,

(ii) elle est uniquement latérale pour les buttes-témoins les plus hautes et pour l'anticlinal incisé GF9-GF9B-C.

Cela suggérerait 1) que le sommet de cette série n'est pas réservoir, ou qu'un niveau de couverture est présent dans sa partie supérieure et 2) qu'au Nord de GF9B-C, les unités basales et intermédiaires du remplissage du Canyon Supérieur de Buguma forment une bonne couverture.

VII.6.2.2. Pièges stratigraphiques internes au remplissage du Canyon Supérieur de Buguma

Plusieurs pièges stratigraphiques caractérisés par des réflecteurs stratiformes de très fortes amplitudes sont étagés au sein du remplissage du Canyon Supérieur de Buguma. Ils sont en majorité localisés dans sa partie supérieure, plus précisément dans les unités déposées postérieurement à l'incision Buguma 23.

Directement sous cette dernière, on trouve quelques accumulations potentielles de petite dimension, limitées à une ou deux phases sismiques d'épaisseur au sein des clinoformes :

(i) dans la partie axiale du système, au voisinage de GF9D ainsi que ponctuellement en amont du système (Figure VII-3),

(ii) sur les interfluves latéraux au corps principal du canyon, situés sur le bloc GF9D-GF10 (Figure VII-2 et Figure VII-7).

Dans les trois dernières unités du remplissage, les pièges stratigraphiques sont également peu épais car ils se limitent à une ou deux phase(s) sismique(s) tabulaire(s) et intercalée(s) entre deux incisions internes, ou sous la discordance sommitale. Néanmoins, ils possèdent une très bonne continuité latérale qui peut atteindre la dizaine de kilomètres (Figure VII-5, Figure VII-7 et Figure VII-8), ainsi qu'une continuité axiale pouvant avoisiner les 5 km sur le *footwall* de GF9B-C, voire les dépasser sur le bloc GF9B-GF10 (Figure VII-2 - Figure VII-4 et Figure VII-6). Sur le *hanging wall* de GF10B, ils sont néanmoins segmentés en blocs basculés de largeur kilométrique, ce qui diminue fortement leur intérêt prospectif (Figure VII-2 - Figure VII-4 et Figure VII-6).

VII.7. DISCUSSION

VII.7.1. Calage chronostratigraphique des incisions basales

Les strates sous-jacentes au Canyon Inférieur de Buguma sont plus récentes que la surface d'inondation maximale Ser2, et la limite de séquence Ser4-Tor1 est située stratigraphiquement au-dessus du remplissage du Canyon Supérieur de Buguma (Seyve *et al.* 2008). De plus, la MFS « Nonion 4 » est également située stratigraphiquement au-dessus du remplissage du système Buguma (Niger Delta Stratigraphic Commission 1996a) (Figure V-3). Ainsi, il serait possible d'associer une des incisions basales des deux systèmes de canyons de Buguma à la limite de séquence de 3^{e} ordre Ser3.

Dès la tête du système, la profondeur d'incision du Canyon Supérieur de Buguma est plus prononcée que celle de l'incision du Canyon Inférieur de Buguma (Figure VII-2 et Figure VII-5). La limite de séquence Ser 3 délimite deux séquences d'ordre 3 (Hardenbol *et al.* 1998). Elle serait donc probablement liée à la chute eustatique responsable de la création du Canyon Supérieur de Buguma, ce qui aurait favorisé la troncature du Canyon Inférieur de Buguma sur le *hanging-wall* de GF9D. Ainsi, la formation du Canyon Inférieur de Buguma est plus probablement liée à une chute du niveau marin de plus modeste amplitude qui prédate la chute de la limite Ser 3 (Figure V-3).

VII.7.2. Asymétrie des canyons structurés en fonction de l'importance des failles

La comparaison entre les profils transverses des têtes du Canyon Supérieur de Buguma et du Canyon Inférieur de Buguma, dont l'asymétrie est contrôlée par des failles dont le rejet (Figure VII-5) et l'extension sont plus grands (Figure VII-2A-B), et le profil transverse du corps principal du Canyon Supérieur de Buguma (Figure VII-7) suggère qu'un tronçon de canyon sous-marin contrôlé par des failles mineures n'acquière pas un profil transverse asymétrique. Néanmoins, les failles mineures peuvent être à l'origine de morphologies plus petites, y compris des murs de canyons, mais dont la hauteur est a priori limitée à une centaine de mètres.

VII.7.3. Origines de l'amalgamation des deux canyons Buguma

X.7.3.1. Contrôle par les failles régionales de la localisation des têtes de canyons

L'observation cartographique évidente et commune au Canyon Supérieur de Buguma et au Canyon Inférieur de Buguma est le rôle fondamental de la faille régionale GF9 dans la localisation de la tête de chaque système. Pour chacun des deux, elle contrôle le passage de l'ordre de drainage 3 à 4, mais elle influence aussi fortement l'étendue du drainage vers le Nord-Est par son changement d'orientation (Figure VII-2B et D), chaque réseau de drainage se trouvant confiné sur le *hanging wall* de la faille qui forme un amphithéâtre.

Dans le Delta du Niger, il est commun que les failles de croissance contrôlent à la fois la position du rebord de plate-forme, ainsi que la position de la tête du canyon qui entaille le rebord de plate-

forme lors de la chute eustatique suivante (Delhaye-Prat *et al.* 2009b). Or, GF9 sépare la *Central Swamp depobelt* (Oligocène-Miocène inférieur) au Nord, de la *Coastal Swamp I depobelt* (Miocène inférieur à supérieur) au Sud. Au Miocène inférieur et moyen, elle a donc probablement contrôlé la position du rebord de la plate-forme pendant une période relativement longue, comme en témoignent les nombreux canyons antérieurs et sous-jacents (Figure VII-5 et Figure VII-7), dont le développement vers le Nord semble aussi être contrôlé par cette structure majeure syn-sédimentaire.

Pendant les bas niveaux marins, le plan de faille courbé vers l'amont sur une dizaine de kilomètres aurait donc constitué un couloir de captage préférentiel de direction Nord-Sud des écoulements gravitaires provenant de la plate-forme (Reijers 2011). C'est aussi sur ce plan que se localisent préférentiellement les cicatrices d'arrachement à l'origine des glissements sous-marins. L'accommodation générée par la faille favoriserait l'installation du niveau de base régional au niveau de son *hanging-wall*. Pour un événement érosif donné, ceci freinerait de plus en plus la propagation de l'érosion sur le *footwall* au fur et à mesure que la faille jouerait.

VII.7.3.2. Jeu syn-sédimentaire de structures locales et transverses à la pente régionale

Depuis la tête du système, le passage des ordres de drainage 1 à 5 en seulement 5 km de distance pour le Canyon Inférieur de Buguma témoigne d'un fort contrôle des failles vis-à-vis de l'évolution longitudinale du canyon. La même évolution longitudinale s'observe pour le Canyon Supérieur de Buguma mais sur une distance d'environ 9 km (Figure VII-2B et D). Ceci peut s'expliquer par la forte densité de failles dans la zone de relais située entre GF9 et GF9D (Figure VII-3 - Figure VII-6), qui a grandement favorisé :

(i) l'érosion vers l'amont par l'action combinée des écoulements et de l'érosion régressive, grâce à la segmentation du substratum en de nombreuses blocs basculés de faible largeur,

(ii) l'érosion régressive latérale guidée le long des failles.

Ainsi, le jeu de la faille de croissance régionale GF9, ainsi que la déformation dense appliquée dans la zone de relais GF9-GF9B-C, génère une zone régulièrement impactée dans le temps par l'apparition de canyon(s) sous-marins, et favorable à leur développement selon un réseau de drainage fortement contraint par les failles. **Chaque système présente donc de nombreuses similitudes avec celui qui lui est antérieur, malgré leurs âges différents, de par le jeu des mêmes structures syn-sédimentaires.**

Enfin, **la subsidence de la partie méridionale** située sur le *hanging wall* de GF9B-C impose un niveau de base relativement bas pour le corps du dernier canyon (Figure VII-3 - Figure VII-4 et Figure VII-6). L'action combinée de cette subsidence avec **la croissance syn-sédimentaire et prononcée du *roll-over* GF9-GF9B-C**, jusqu'à son scellement par le Canyon Supérieur de Buguma et son remplissage, aurait accentué voire forcé l'érosion du flanc sud du *roll-over*, et donc favorisé la

cannibalisation du Canyon Inférieur de Buguma par le Canyon Supérieur de Buguma au voisinage de GF9B (Figure VII-3 - Figure VII-4 et Figure VII-6).

VII.8. CONCLUSION

Le contexte tectono-sédimentaire singulier de la zone d'étude de Buguma est caractérisé par :

(i) le jeu syn-sédimentaire pendant le Serravallien de la faille de croissance régionale GF9, qui sépare la *Central Swamp depobelt* (Oligocène-Miocène inférieur), au Nord, de la *Coastal Swamp I depobelt* (Miocène inférieur à supérieur) au Sud,

(ii) couplée à la structure précédente, l'activité d'une zone de relais densément faillée, et dont la structure principale est l'anticlinal de *roll-over* GF9-GF9B-C, affecté par de nombreuses failles d'extrados et dont la croissance est également en cours durant la sédimentation marine du Serravallien,

(iii) deux chutes eustatiques :

- une première de 4^{e} ordre donnant naissance au système du Canyon Inférieur de Buguma, dont la tête vient s'ancrer dans le rentrant cartographique formé par GF9. Le canyon est comblé tout d'abord par des clinoformes parfois déstabilisés, servant de couverture ou de réservoir, puis par une série deltaïque bien stratifiée,
- une seconde de 3^{e} ordre qui correspond à la limite de séquence Ser 3 qui provoque la création du Canyon Supérieur de Buguma. Sa tête vient s'ancrer sur les mêmes structures que le canyon précédent. Il scelle également l'anticlinal GF9-GF9B-C, mais son incision plus forte combinée aux contrastes locaux de subsidence favorisent vers l'aval la cannibalisation du Canyon Inférieur de Buguma par ce système plus jeune. Son remplissage est hétérogène, il sert localement de couverture et contient également des pièges stratigraphiques.

À l'amont des deux systèmes de canyons, ce contexte géologique singulier mène à la superposition stratigraphique de deux générations de prospects en *buried-hills* influencés par les mêmes structures syn-sédimentaires, chaque génération appartenant à un des deux canyons. La zone nord présente donc un fort intérêt prospectif.

PARTIE III. LES CANYONS À SCHISTES À BLOCS DU BASSIN FORELAND DU SUD-EST DE LA FRANCE

INTRODUCTION

Le bassin flexural peri-alpin du Sud-Est de la France constitue le dépocentre de la série des Grès d'Annot, déposée de l'Éocène supérieur à Oligocène inférieur (du Fornel et *al*. 2004 ; Ford et *al*. 2006). Les derniers dépôts de la partie interne du bassin sont les Schistes à Blocs, interprétés comme des olistostromes qui prédatent l'exondation de cette partie du bassin par la nappe de l'Autapie (Kerckhove 1969 ; 1975). Le foreland est partitionné en plusieurs sous-bassins structurés en synclinaux, et dont le remplissage par la série nummulitique est diachrone (du Fornel et *al*. 2004). De plus, ce bassin compressif expose dans sa partie septentrionale et interne, des affleurements d'excellente qualité qui permettent l'observation d'un réseau de canyons sous-marins à remplissage argileux, ce qui est relativement rare à la surface du globe. Ces derniers sont incisés dans les Grès d'Annot et comblés par les Schistes à Blocs (Jean 1985), et se prêtent donc particulièrement à la thématique des pièges stratigraphiques.

Ainsi, la **troisième partie** de ce mémoire présente le contexte géologique du foreland du SE de la France, ce qui plante le cadre tectono-sédimentaire de la région, en préliminaire de l'étude concernant la morphologie du Canyon de la Bonette, ainsi que les propriétés de son remplissage argileux. La **partie III** de ce mémoire est organisée en quatre chapitres qui sont les suivants :

- le *huitième chapitre* introduit de manière exhaustive le contexte géodynamique et tectono-sédimentaire du bassin flexural peri-alpin du SE de la France ;
- le *neuvième chapitre* concerne le contexte tectono-sédimentaire du sous-bassin de Sanguinière-Restefond ;
- le *dixième chapitre* présente un état de l'art des connaissances sur les Schistes à Blocs ainsi que leurs relations stratigraphiques avec les Grès d'Annot sous-jacents, leur âge sera également estimé à partir des travaux précédents ;
- le *onzième chapitre* consiste en l'étude du contrôle morpho-structural des failles normales sur le Canyon de la Bonette, et abordera également les propriétés faciologiques et stratigraphiques de son remplissage par les Schistes à Blocs. L'étude se situe dans le sous-bassin de Sanguinière-Restefond.

CHAPITRE VIII. CONTEXTE GÉOLOGIQUE DU BASSIN FORELAND DU SUD-EST DE LA FRANCE

Comme il a été introduit précédemment, toute étude se déroulant dans un cadre tecto-sédimentaire nécessite de connaître le contexte régional, qui plus est dans le bassin foreland du SE de la France, qui a subi de nombreux événements tectoniques distincts au cours des temps géologiques. Ce chapitre a pour but de traiter le plus largement que possible le contexte tectono-sédimentaire de la série nummulitique déposée dans le foreland, et d'introduire les spécificités structurales des sous-bassins. Il présentera : 1) son contexte structural actuel et sa lithostratigraphie, 2) son évolution géodynamique et structurale depuis le Crétacé supérieur jusqu'au Pliocène ainsi que sa paléogéographie, principalement durant le dépôt des Grès d'Annot, et enfin 3) les différentes sources des dépôts terrigènes et leur évolution au cours du temps.

VIII.1. CONTEXTE STRUCTURAL ACTUEL, LITHOSTRATIGRAPHIE

VIII.1.1. Cadre structural et géographique actuel

Les Grès d'Annot, d'âge Éocène supérieur-Oligocène inférieur, affleurent dans les départements des Alpes Maritimes, des Alpes de Haute-Provence et des Hautes Alpes, au sein de la zone des chaînes subalpines méridionales. Elles même font partie du bassin foreland alpin méridional français (Joseph & Lomas, 2004). Ces affleurements sont situés au sein de la nappe parautochtone de Digne dont la vergence sud au niveau de l'Arc de Castellane, et sont chevauchés aux alentours de la fenêtre de Barcelonnette par les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Autapie et Parpaillon). Ces dernières sont composées principalement du Flysch à Helminthoïdes (Figure VIII-1). L'ensemble est délimité au Nord par le massif cristallin du Pelvoux et au Sud celui paléozoïque des Maures-Estérel.

Elles diffèrent dans le degré d'implication du socle au sein des chevauchements alpins, mais selon Joseph & Lomas (2004), toutes deux restent largement spéculatives en profondeur de par l'absence de profils sismiques régionaux ainsi que de puits de contrôle.

Le substratum du bassin nummulitique a été fortement structuré du Crétacé supérieur à l'Oligocène inférieur par plusieurs épisodes de déformation. Il en a résulté une topographie complexe et évolutive dans le temps. L'évolution géodynamique et structurale de la région est synthétisée dans la section VIII.1.3. Deux coupes structurales régionales ont été réalisées par Graham dans Elliott *et al.* (1985) (Figure VIII-2) et Ford *et al.* (1999) (Figure VIII-3)

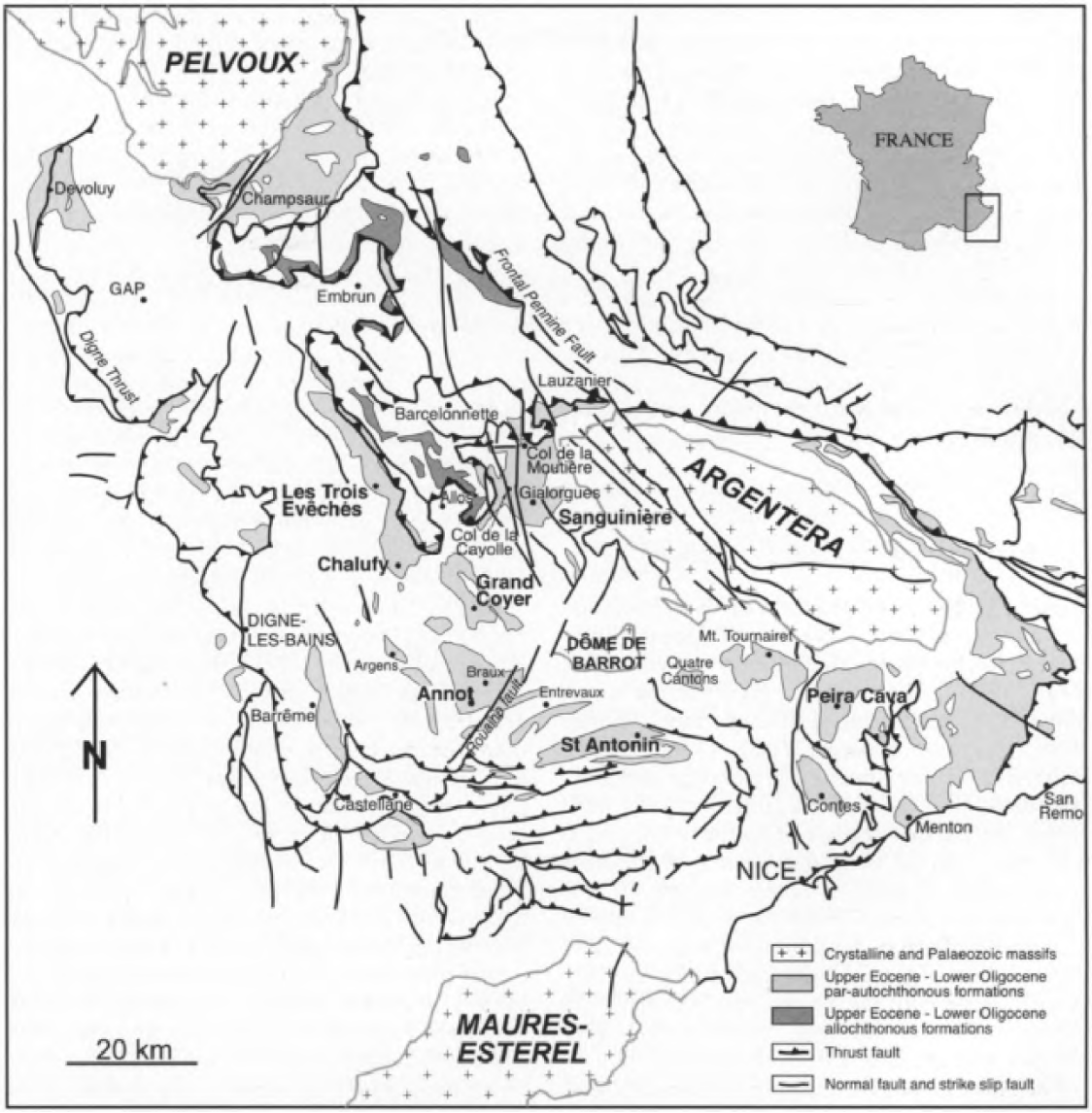
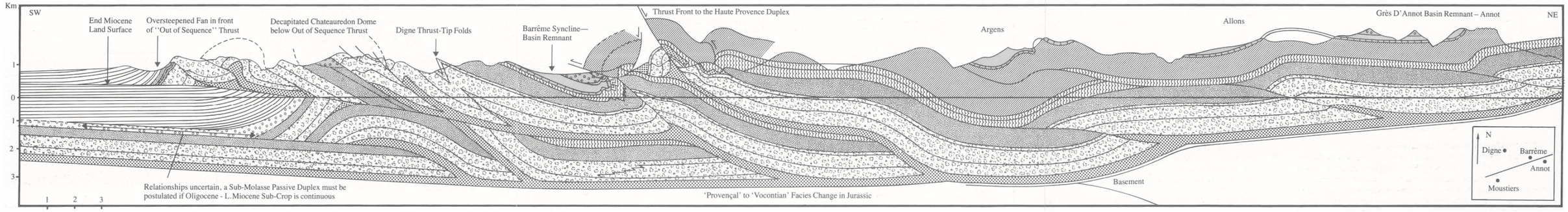


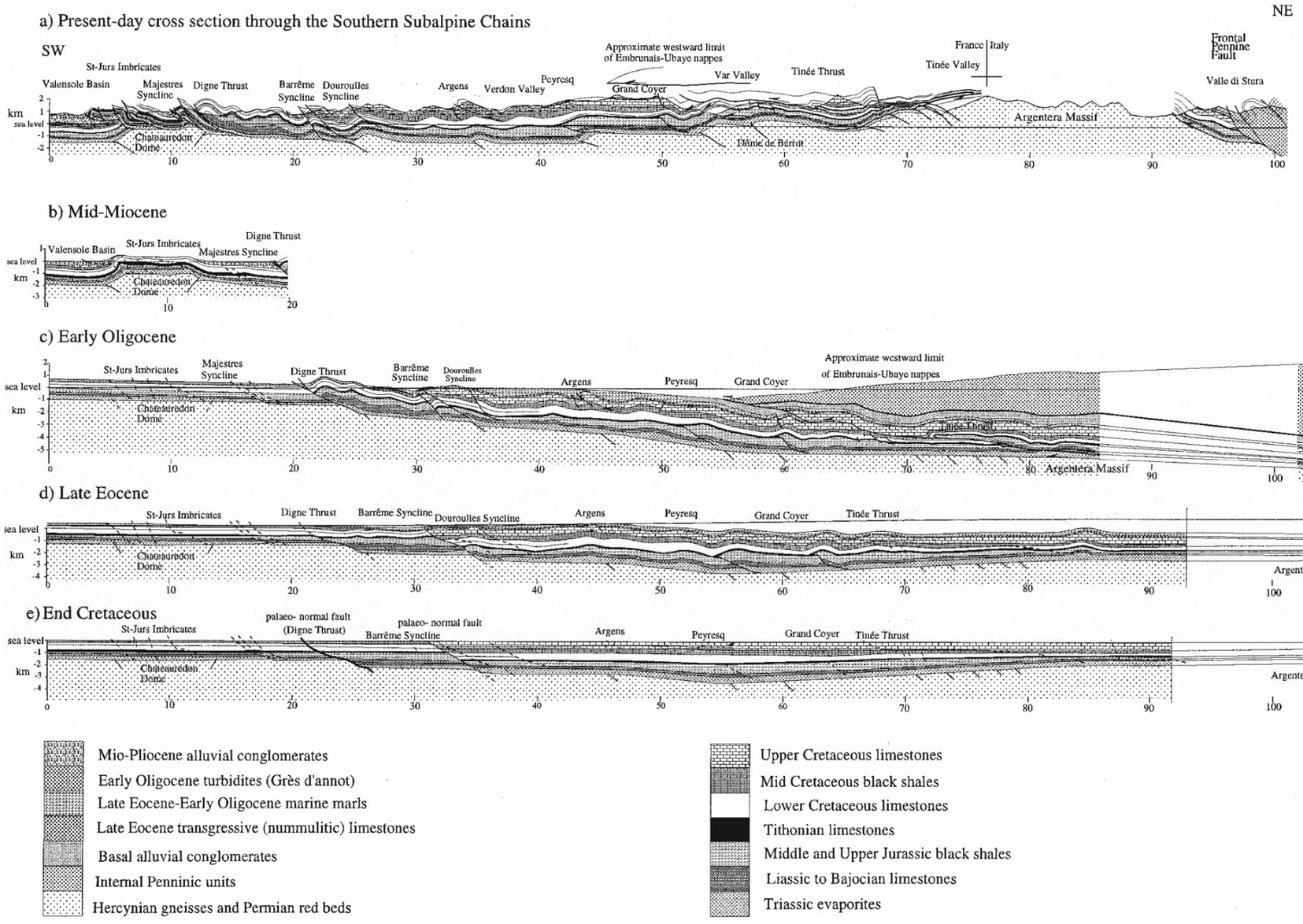
Figure VIII-1. Schéma strucural du bassin paléogène du Sud-Est de la France (d'après Joseph and Lomas 2004; dessiné à partir de la carte géologique au 1 : 1 000 000 du BRGM, 1996).

VIII.1.1.1. Description structurale du Massif Cristallin Externe de l'Argentera

Le massif de l'Argentera est composé de migmatites varisques dotées d'abondantes reliques de types de roches anté-anatéxie (Compagnoni *et al.*, 2010). Il est composé de la Terrane de Gesso-Stura Vésubie au Nord-Est et de la Terrane de la Tinée au Sud-Ouest, qui sont séparées par la zone décrochante de Ferrière-Mollières orientée NO-SE large de 100 à 1000 m (Figure VIII-4). Cette dernière est constituée de roches métasédimentaires et de mylonites dérivées de roches métamorphiques de haut-grade (Bogdanoff, 1986).

À partir de la structure de la nappe de Digne constituée de la couverture mésozoïque et cénozoïque (Figure VIII-2 - Figure VIII-3), Lickorish & Ford (1998) estiment à environ 10 km le raccourcissement du massif de l'Argentera. L'addition des rejets des failles inverses de son bord nord-est de l'Argentera indiquerait plutôt un raccourcissement moyen de 15 km, ce qui n'est que la moitié, voire moins, de celui des Massifs Cristallins Externes des Alpes du Nord (Bogdanoff *et al.*, 2000).





Au-dessus

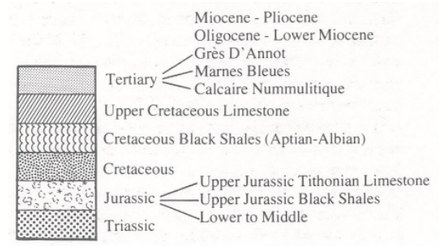


Figure VIII-2. Coupe structurale régionale à travers les zones externes des Alpes du Sud-est de la France (d'après R.H. Graham dans Elliott *et al.*, 1985).

À gauche

Figure VIII-3. Restauration séquentielle d'une section transverse NE-SW à travers les chaînes subalpines du Sud-Est de la France, montrant le contrôle structural des dépocentres tertiaires (d'après Ford *et al.*, 1999).

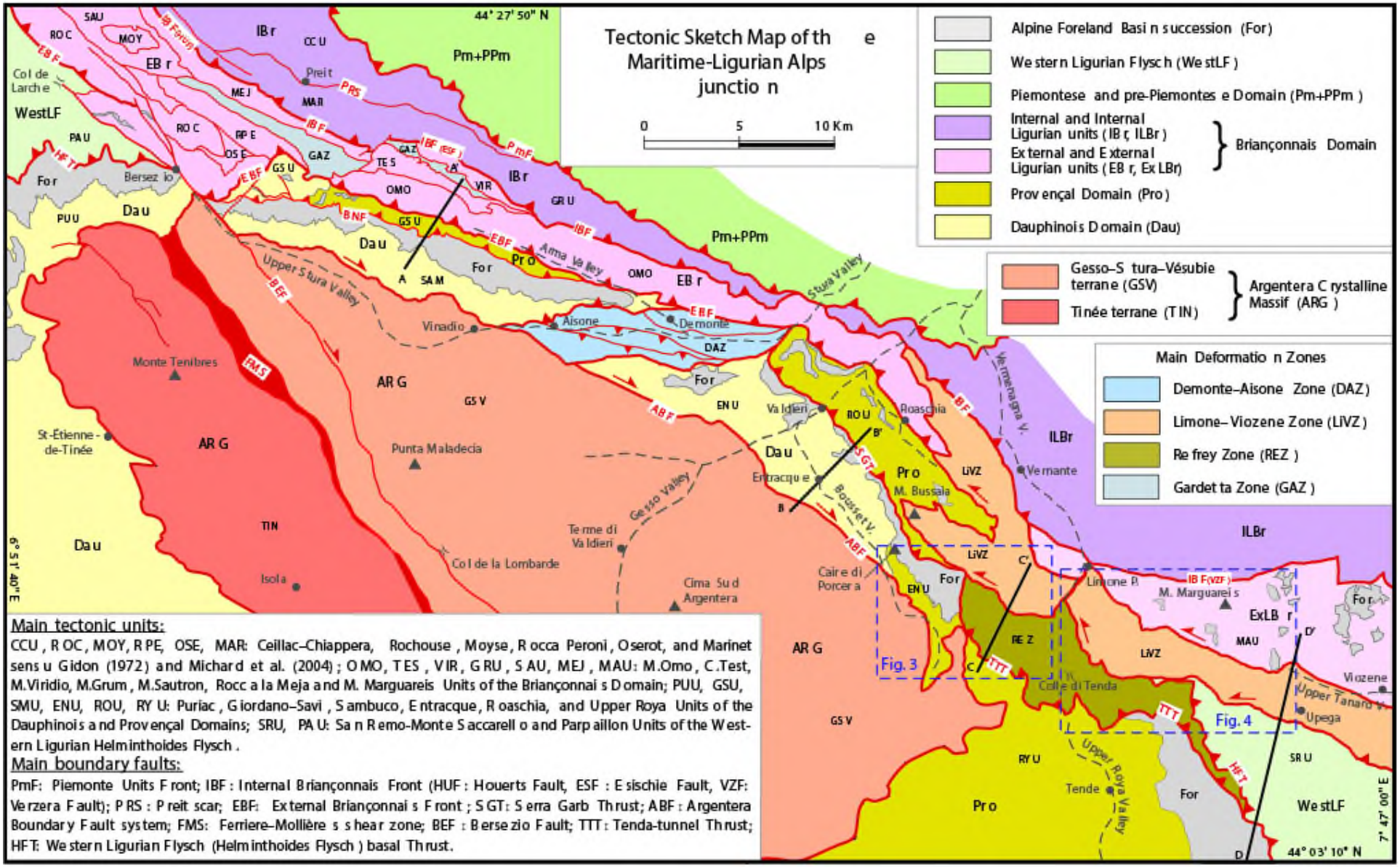


Figure VIII-4. Schéma structural de la jonction Alpes Maritimes-Ligures située à l'extrémité sud des Alpes occidentales (d'après d'Atri *et al.* 2016).

Ces derniers sont respectivement de 30 km pour Belledonne (Menard & Thouvenot, 1987), 50 km pour le Mont-Blanc (Sommaruga, 1997), et de 25 km pour le massif d'Aar (Hitz & Pfiffner, 1994). Néanmoins d'après Bogdanoff *et al.* (2000), l'équivalence actuelle de leurs épaisseurs crustales (environ 40 km pour l'Argentera) s'explique par une crôute de l'Argentera moins amincie suite au rifting mésozoïque, équivalente à la croûte typique du domaine Dauphino-Helvétique.

VIII.1.2. Lithostratigraphie du bassin nummilitique du Sud-Est de la France

La « trilogie priabonienne » aussi appelée « le Nummulitique » ou **« Trilogie Nummulitique »** Boussac (1912), et à meilleur titre à cause du **diachronisme de son dépôt** (Campredon 1972 ; 1977) **qui s'étend de l'Éocène moyen (Bartonien) à l'Oligocène inférieur (Rupélien)** (Ravenne *et al.*, 1987). Encore de nos jours, aucune datation directe ne donne un âge postérieur au Rupélien (Sztrákos & du Fornel, 2003). Le dépôt de la série sédimentaire tertiaire **s'initie à l'Est au Lutétien en contexte d'élévation globale du niveau marin** qui est observable sur les courbes de Vail & Mitchum (1979), et n'atteint son **maximum d'extension à l'Ouest que durant le Priabonien**; lors d'un événement communément appelé la **« Transgression Nummulitique »** (Boussac 1912 ; Bodelle 1971 ; Campredon 1971 ;1977), au sein de la « *mer alpine* » (Campredon 1972 ;1977).

Le Nummulitique repose en discordance principalement sur les sédiments déformés du Crétacé supérieur, ainsi que de manière locale sur « plusieurs générations de conglomérats et de sédiments lacustres ou saumâtres », comme par exemple « Poudingues d'Argens », et qui ont été regroupés sous la dénommination des « **Conglomérats infranummulitiques** » (Ravenne *et al.,* 1987) ; et dont les plus récents sont datés du Lutétien par Campredon (1977) (Figure VIII-5). Ils remplissent des dépressions d'origines diverses qui peuvent être :

i) des paléovallées en incision du forebulge (Gupta, 1997, 1999; Varrone & Clari, 2003),

ii) des dépressions situées au voisinage de paléoreliefs (Campredon 1972 ; 1977 ; Ravenne *et al.*, 1987; Apps *et al.*, 2004), qui sont parfois actifs (Gupta & Allen, 2000; Apps *et al.*, 2004) ,

La trilogie nummulitique est composée de trois séries lithostratigraphiques distinctes (Figure VIII-5):

(1) L**es Calcaires Nummulitiques** d'environnement de plate-forme, dont la base peut être marquée par un conglomérat épais d'une dizaine de mètres, ce dernier survient suite à une surface transgressive de ravinement (Campredon 1977);

(2) Les Marnes Bleues, qui sont des dépôts plus profonds et calmes à foraminifères bentiques et pélagiques (Campredon, 1977), de rampe ou de bassin et se terminent par le niveau des Marne Brunes Inférieures traduisant l'arrivée des premiers dépôts terrigènes (Ravenne *et al.,* 1987) ;

(3) Les Grès d'Annot, qui viennent reposer en onlap sur la paléotopographie des marnes (Jean, 1985). Les Grès d'Annot se terminent par le niveau des Marnes brunes Supérieures. (Jean, 1985; Ravenne *et al.,* 1987). Dans les bassins de Sanguinière-Restefond et des Trois Evêchés, deux niveaux

repères de débrites ainsi qu'une vire argileuse sommitale permettent l'établissement de corrélations stratigraphiques (Jean, 1985; Ravenne *et al.*, 1987).

L'ensemble supérieur des Grès d'Annot est marqué dans la partie NE du bassin par une surface d'érosion, recouverte par la Formation des Schistes à Blocs (Kerckhove, 1969; Inglis *et al.*, 1981; Jean, 1985; Ravenne *et al.*, 1987). Cette dernière est chevauchée par les nappes de l'Autapie et de Parpaillon (Kerckhove, 1969 ; Figure VIII-5).

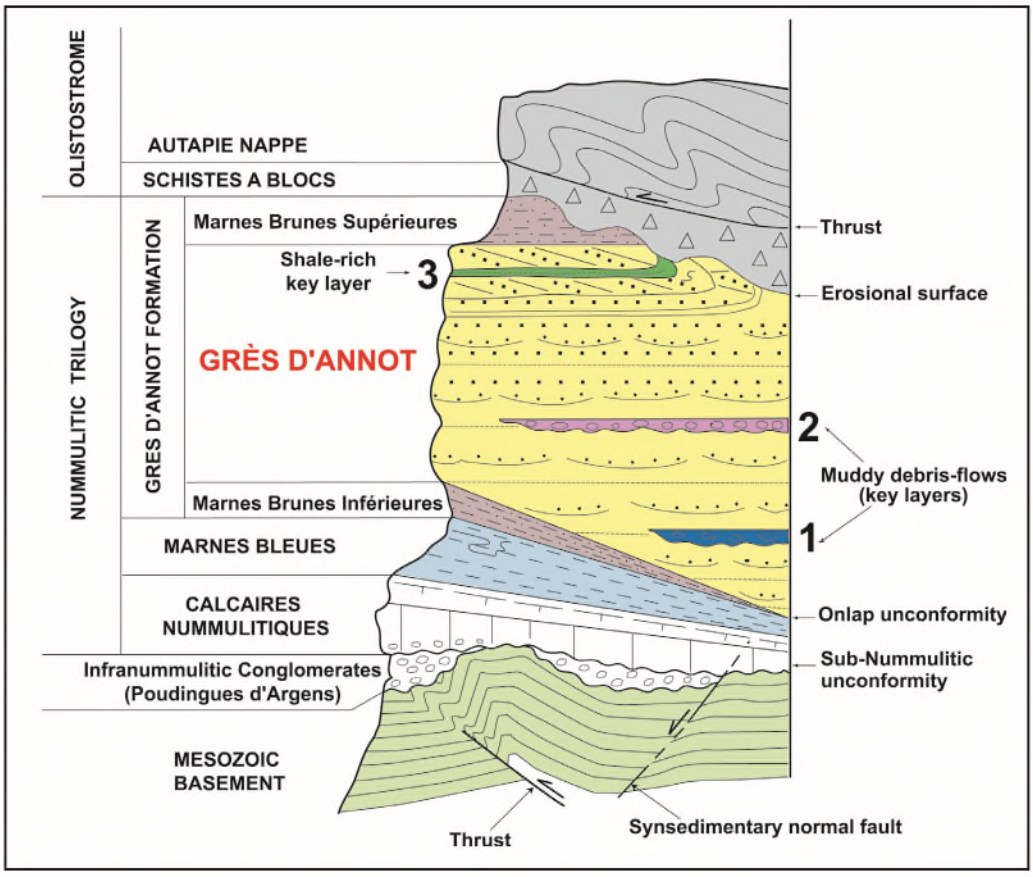


Figure VIII-5. Lithostratigraphie synthétique du remplissage du bassin des Grès d'Annot (d'après Joseph *et al.*, 2007 ; modifié d'après Ravenne *et al.*, 1987).

La **nappe de l'Autapie** et la **nappe du Parpaillon** forment **deux unités tectoniques distinctes** que l'on retrouve associées communément dans la littérature sous le nom de "nappes de l'Embrunais-Ubaye", ou bien du "Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye" (Kerckhove, 1969). La nappe de l'Autapie coiffe les Schistes à Blocs, et son avancée dans le bassin nummulitique serait la principale hypothèse expliquant la présence des Schistes à Blocs au toit des Grès d'Annot, ainsi que leur genèse (Kerckhove, 1964). Les écailles basales de la nappe de l'Autapie se composent généralement de "*lames de calcaires planctoniques*" (Néocrétacé, Paléocène ou Priabonien), le matériel néocrétacé étant constitué du Flysch à Helminthoïdes à dominance carbonatée (Kerckhove, 1969). De plus, selon Kerckhove (1969), certains affleurements de la nappe « *apparaissent comme de simples olistolithes* » ou « *klippes sédimentaires inséré(e)s dans la couverture des Schistes à Blocs* ». Au niveau de

Restefond, ces éléments charriés sont des matériaux mésozoïques, principalement des calcaires jurassiques.

VIII.2. ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE ET STRUCTURALE RÉGIONALE DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR AU PLIOCÈNE – IMPLICATIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Une synthèse géodynamique régionale du bassin des Grès d'Annot été réalisée par Apps *et al.* (2004) à partir des nombreux travaux précédents portant sur le sujet, et sur un intervalle de temps allant du Crétacé supérieur au Miocène. Apps *et al.* (2004) proposent également quelques éléments d'interprétation au contexte structural du bassin des Grès d'Annot dans sa partie méridionale, ce qui sera abordé dans cette section. Pour Apps *et al.* (2004), la paléogéographie complexe du bassin des Grès d'Annot a été régie par l'interaction des trois événements orogéniques régionaux, qui sont : (1) la ceinture de plissement et de chevauchement pyrénéo-provençale, (2) l'orogène est-Corse, et (3) l'orogène alpin. La synthèse géodynamique d'Apps *et al.* (2004) complète notamment celle établie auparavant par Séranne (1999). De plus, Ford & Lickorish (2004) parviennent à une reconstitution structurale du bassin flexural péri-alpin de l'Éocène au Pliocène, ce qui complète le calendrier géodynamique établi par Séranne (1999) et Apps *et al.* (2004). De nouvelles données publiées par Ford *et al.* (2006) concernant la surrection du Massif UHP de Dora-Maïra, ainsi que leur synthèse faite à partir de données d'autres auteurs, permettent de mieux contraindre l'évolution du bassin flexural péri-alpin. De plus, une reconstitution cinématique de la Méditerranée occidentale du Crétacé supérieur à nos jours réalisée par Lacombe & Jolivet (2005) permet une meilleur vision des relations structurale et cinématique entre la Corse et la ceinture Pyérénéo-Provençale durant l'Éocène. Enfin, des observations et des synthèses récentes permettent de reconstituer les phases cinématiques marquantes de la construction des Alpes occidentales, sur les pourtours des Massifs Cristallins Externes du Pelvoux et de l'Argentera, effectuées respectivement par Dumont *et al.* (2011, 2012) et d'Atri *et al.* (2016).

VIII.2.1. Crétacé supérieur : fermeture des bassins précurseurs

Au **Crétacé supérieur**, la plaque ibérique qui comporte les masses continentales de l'Ibérie, la Corse, la Sardaigne, la Calabre ainsi que les fragments Kabyles (Argand, 1924; Caire, 1973), effectue une rotation antihoraire qui a pour conséquences l'ouverture du Golfe de Gascogne ainsi que la fermeture des bassins Pyérénéen et Provençal (Biju-Duval *et al.*, 1978; Olivet, 1996; Schettino & Scotese, 2002).

VIII.2.2. Du Crétacé supérieur à l'Éocène moyen

Durant le **Maastrichtien et le Paléocène**, la plaque ibérique termine sa collision avec le bord sud-ouest de la plaque européenne, ce qui engendre la chaîne **de plissement et de chevauchement Pyrénéo-Provençale orientée E-O** et longue d'au moins 1000 km (Choukroune & Seguret, 1973).

Le segment Languedoc-Provençal de la chaîne des Pyrénées résulte de la collision du bloc Corso-Sarde avec la Provence (Olivet, 1996), ce qui provoque donc l'épaississement crustal du domaine provençal Séranne (1999). Selon Siddans (1979), cette phase produit également des **structures plissées orientées E-O** au niveau de ce que deviendront plus tard les chaînes subalpines méridionales. La seule structure d'importance dans la partie septentrionale du foreland, et qui est liée à la phase pyrénéenne, est l'anticlinal de la Montagne de la Blanche (au Nord du secteur des Trois Evêchés, Figure VIII-1), sur lequel repose en discordance la série Nummulitique (Kerckhove *et al.,* 1978). Les autres structures liées à cette phase ne sont quant à elles que de petites ondulations de la couverture mésozoïque (Fry, 1989).

La subduction de la croûte océanique téthysienne sous la marge sud-est de la plaque ibérique s'initie également au **Maastrichtien**, et **se poursuit durant le Paléocène et l'Éocène** (Schettino & Scotese, 2002), sous la nouvelle plaque assemblée de l'Europe-Ibérie (Figure VIII-6A). La subduction provoque un orogène de type andin le long de la marge sud-est ibérique, qui s'accompagne de forts degrés de déformation et de métamorphisme (Warburton, 1986). L'événement peut être nommé dans la littérature « orogène Alpin corse » (Gibbons *et al.,* 1986), mais qui selon Apps *et al.* (2004) doit être nommé **orogène Est-Ibérique** car il est contemporain de l'orogène Alpin, mais génétiquement dissocié de ce dernier. Il affecte également les zones des Rif-Bétiques, des Baléares ainsi que la Sardaigne, tout en se surimposant à la ceinture Pyérénéo-Provençale en Corse et en Provence, via la réactivation des structures antérieures (Rosenbaum *et al.,* 2002).

Durant le **Paléocène**, le comblement de certains dépocentres des **conglomérats infranummulitiques** localisés à travers le Sud-Est de la France (Pairis 1971 ; Campredon 1972, 1977 ; Ravenne et al. 1987 ; Meckel *et al.* 1996; Gupta 1997 ; Lickorish and Ford 1998 ; Apps et al. 2004) témoigne de la formation de paléoreliefs déformés, surelevés et érodés (Ravenne *et al.,* 1987; Gupta & Allen, 1999). Selon Apps *et al.* (2004), les conglomérats infranummulitiques représentent les dépôts les plus vieux du bassin foreland Alpin sud-occidental, et ne faisant pas partie d'une séquence antérieure et distincte de son remplissage. De plus, selon ces mêmes auteurs, ces dépôts indiquent l'apparition de **reliefs de faible amplitude majoritairement dominés par un processus de croissance anticlinale**. La plus ancienne séries nummulitique identifiée est celle du bassin de Solaro au Nord de la Corse, qui se dépose durant l'Yprésien (Waters, 1990).

VIII.2.3. L'Éocène

VIII.2.3.1. Evolution géodynamique régionale

À l'Yprésien (Éocène inférieur) la plaque Adriatique se déplace vers le Nord de vis-à-vis d'une plaque Européenne fixe (Figure VIII-6A). La transition océan-continent de la lithosphère européenne subducte obliquement sous la plaque Adriatique. La zone de subduction incurvée passe au Sud-Ouest à une zone transformante sénestre Nord-Sud peu contrainte.

Le complexe de subduction comprend un prisme d'accrétion probablement constitué par le Flysch à Helminthoïdes, et qui chevauche le panneau subducté. Le bassin foreland migre rapidement vers l'Ouest et vers le Nord à travers la plaque Européenne (Ford *et al.*, 2006) (Figure VIII-7). Le modèle de Ford *et al.* (2006) considère que l'unité UHP de Dora Maira est alors positionné à la limite sud de la marge européenne qui subducte, alors que le modèle précédent de Stampfli & Marchant (1997) la considérait comme faisant partie de la microplaque Adriatique.

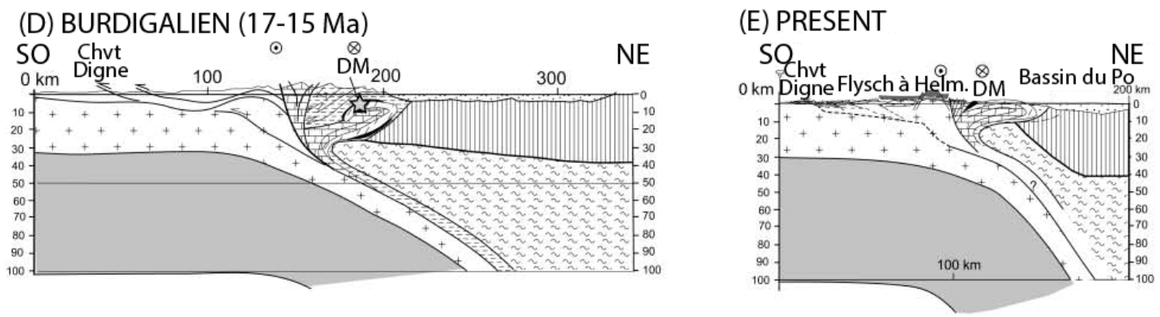
À l'Éocène moyen, la poursuite de la subduction de la plaque européenne sous l'Apulie provoque l'orogène Alpin *sensu stricto* (Schettino and Scotese 2002 ; Apps et *al*. 2004).

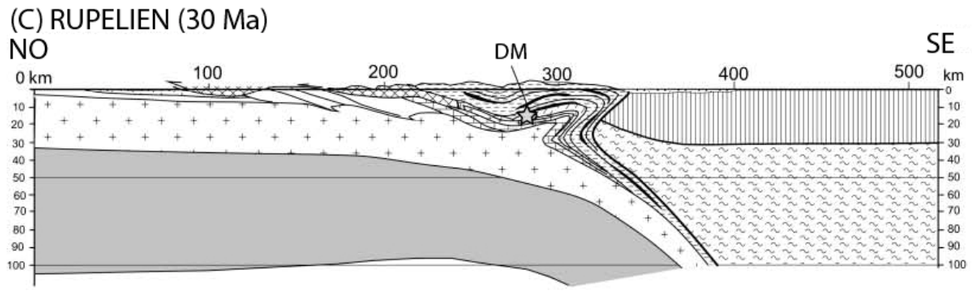
Dans le Sud-Est de la France, un bassin flexural arqué se développe entre 49 et 34 Ma au front de la zone de collision alpine (Ford & Lickorish, 2004). Le bassin sub-aplin méridional, est fermé à l'Ouest et possède une largeur supérieure à 100 km (Ford & Lickorish, 2004) (Figure VIII-7). Sa subsidence **coïncide avec la phase de prisme d'accrétion ou de collision alpine précoce Europe-Apulie** décrite par Schmid *et al.* (1996) et qui survient de 50 à 35 Ma.

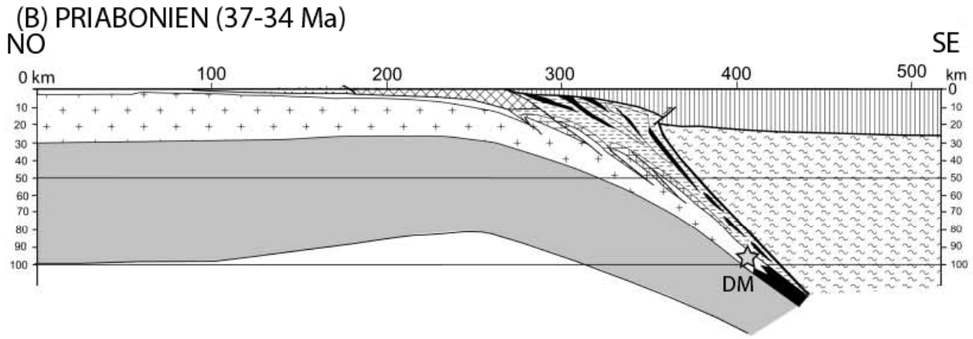
Au Lutétien, la flexure précoce atteint le Sud-Est de la France est frontale (Figure VIII-6B**)**, puis permute durant **l'Oligocène inférieur en flexure latérale** (Figure VIII-6C) à cause du poinçonnement vers le Nord-Ouest de l'Apulie (Ford et *al*. 2006, Dumont et *al*. 2011). Durant le début de la collision alpine, **c'est la flexure à grande échelle** de longueur d'onde de plusieurs centaines de kilomètres, et dont **le maximum de subsidence est atteint durant l'Eocène dans le Sud-Est de la France**, qui va initier la subsidence du bassin foreland, avant le dépôt des Grès d'Annot (Ford & Lickorish, 2004).

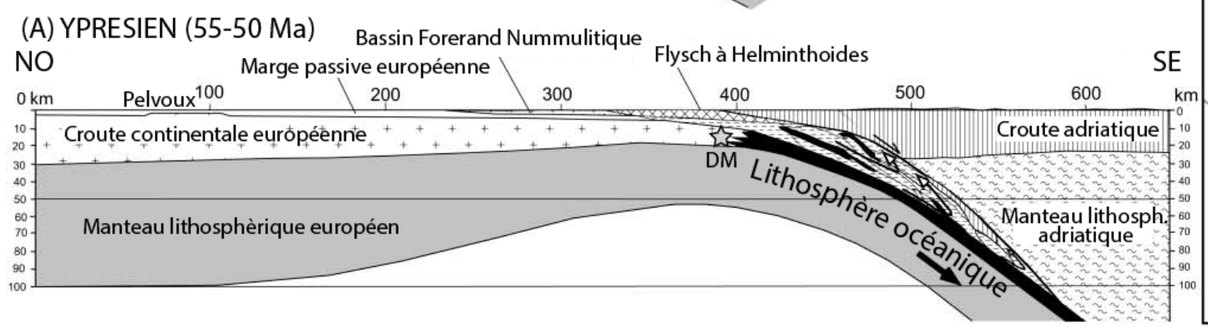
Selon Séranne (1999) l'orogénèse **Pyrénéo-Provençale (D1) perdure jusqu'au Bartonien.**

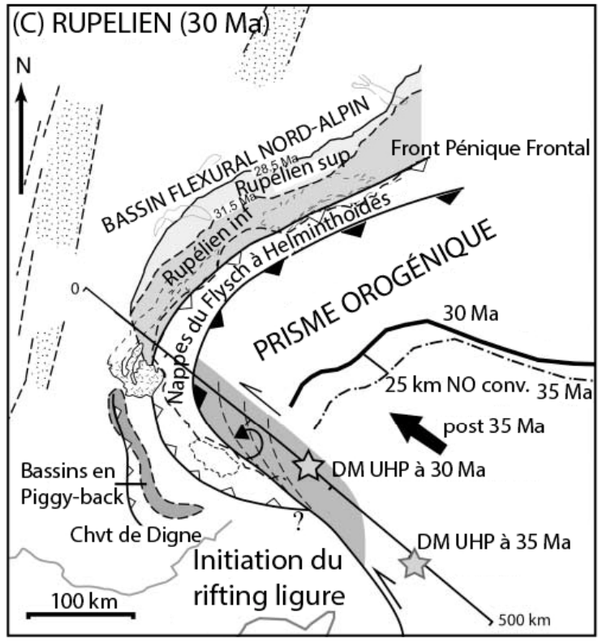
La reconstitution de la limite occidentale de dépôt des Calcaires Nummulitiques à plusieurs époques durant l'Éocène montre la progression de la Transgression Nummulitique causée par la translation vers le Nord-Ouest du bassin flexural; qui devient graduellement plus arqué au cours du temps, tout en étant doté d'un taux de subsidence faible (Ford & Lickorish, 2004; Ford *et al.*, 2006 ; Figure VIII-7). Cette phase précoce engendre également l'activation de failles normales syn-sédimentaires à vergence orientale au front du prisme orogénique (dans le sous-bassin d'Annot) (Puigdefàbregas *et al.*, 2004; Tomasso & Sinclair, 2004).

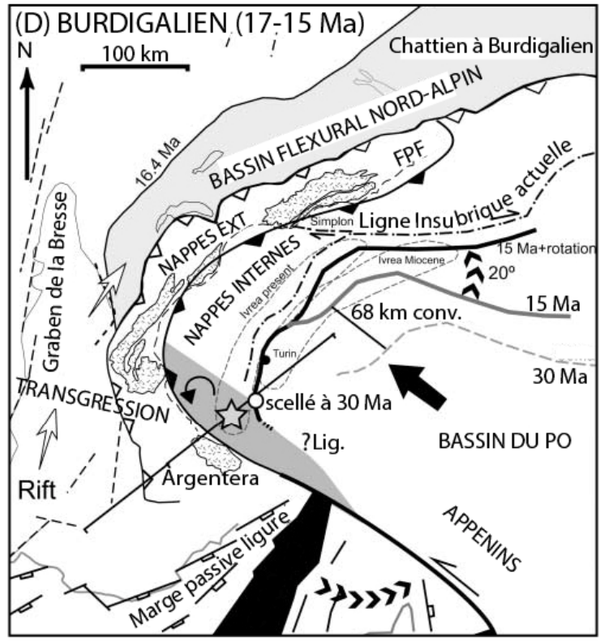


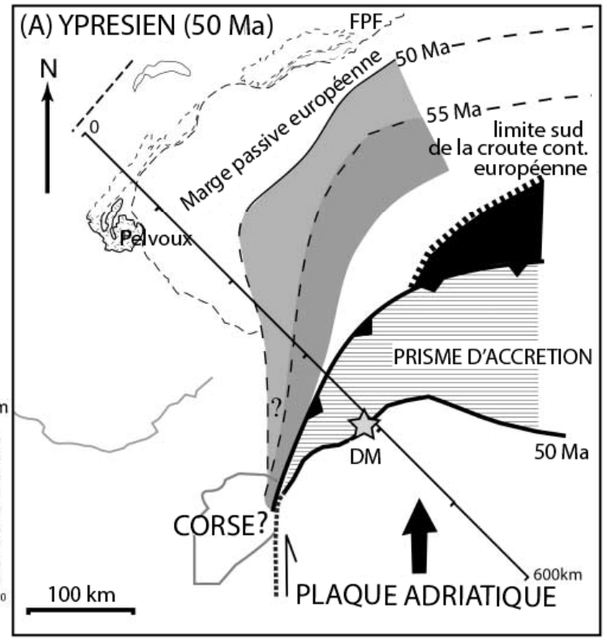












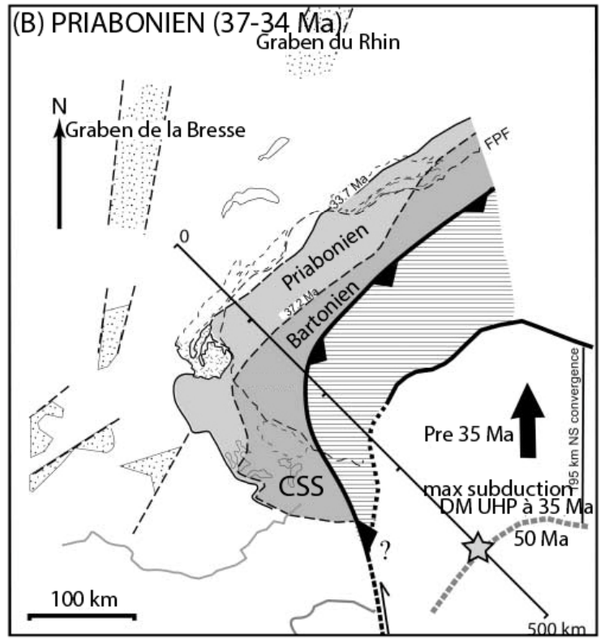


Figure VIII-6. Coupes structurales et cartes de reconstruction paléogéographiques des Alpes occidentales (modifié d'après Ford *et al.*, 2006) durant (A) l'Ypresien, (B) le Priabonien, (C) le Rupélien, (D) le Burdigalien, et coupe structurale actuelle.

La paléo-position de l'unité Ultra Haute-Pression de Dora Maira (DM) figure par une étoile sur les cartes et les coupes. La croûte océanique figure en noir. Lig., Alpes Ligures. Les flèches noires épaisses représentent le sens de déplacement de la plaque Adriatique par rapport à la plaque Européenne. En (C) et en (D) la bordure SW de la plaque Adriatique à jeu sénestre fait le lien au Sud avec une zone de subduction à plongement NO qui s'est développée depuis 30 Ma au SE de la Corse et de la Sardaigne (Rosenbaum et al., 2002). Sur la plaque Européenne la trace du Front Pénique Frontal (FPF) et des Massifs Cristallins Externes figurent en pointillés fins à titre de référence en (A)-(C). Les Massifs Cristallins Externes figures en traits pleins au Miocène lorsqu'ils commencent à être exhumés activement. Le massif du Pelvoux était un paléorelief durant le Tertiaire, il est par conséquent représenté en traits pleins sur toutes les cartes. Le Lac Léman, le Lac de Neuchâtel et le Lac Constance figurent en traits continus. Le trait de côte actuel méditerranéen et de la Corse figurent en traits gris épais.

La succession nummulitique prend alors place dans un bassin flexural sous-alimenté, et dont la faiblesse des apports en provenance de la chaine (Sinclair *et al.*, 1991) **s'explique par un prisme orogénique à relief modéré** (Allen *et al.*, 1991; Sinclair & Allen, 1992; Ford *et al.*, 2006). Par conséquent, l'érosion est un processus mineur de l'exhumation, et l'absence de charge topographique significative implique également que **la flexure de la plaque Européenne est générée par les forces de subduction durant la phase de collision précoce** (Ford *et al.*, 2006).

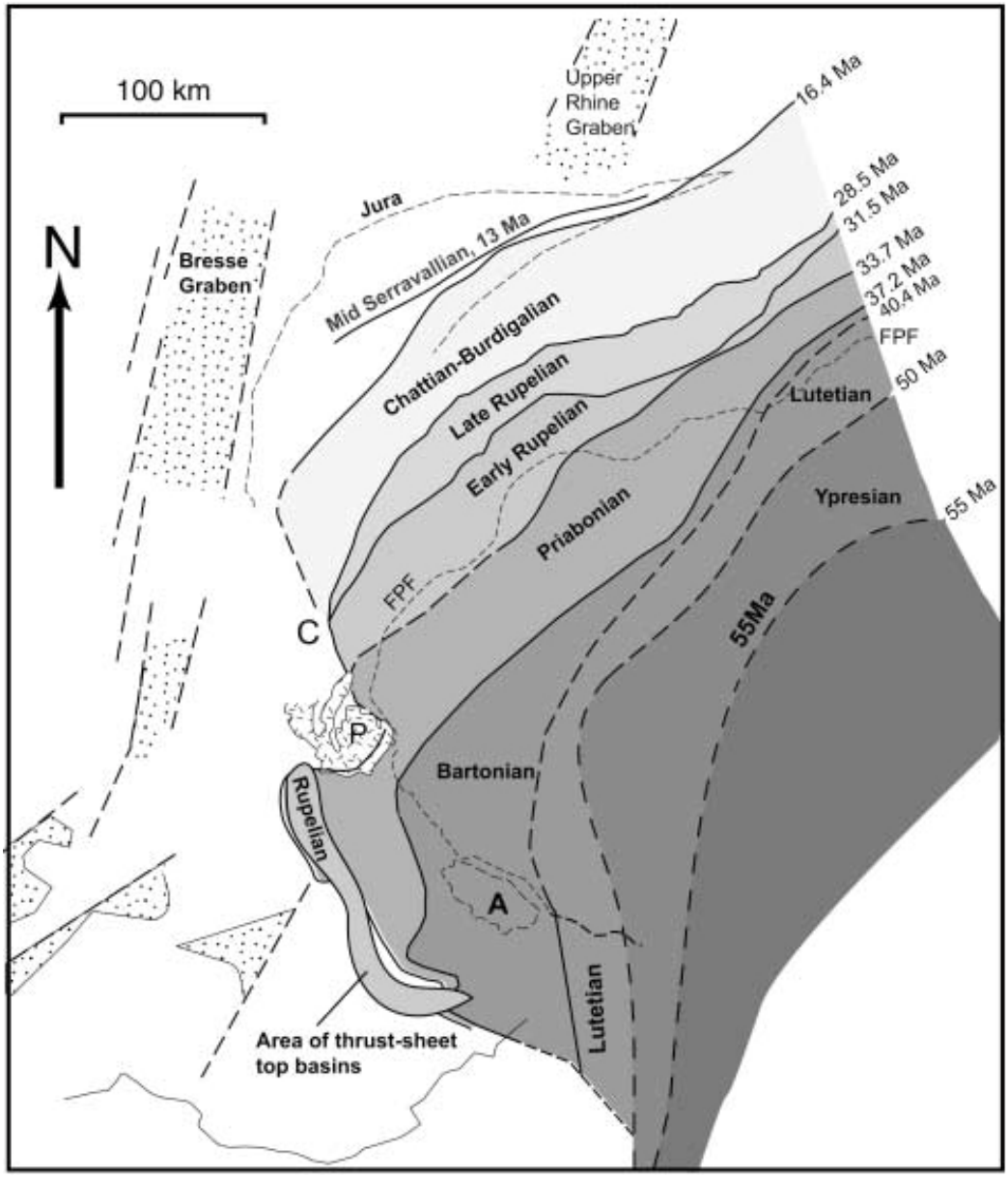


Figure VIII-7. Reconstitution de la migration vers le NNW du bassin foreland alpin à travers la plaque Européenne de l'Yprésien (Éocène inférieur) au Miocène (d'après Ford *et al.*, 2006).

Chaque ligne datée représente la limite externe du bassin foreland à un instant donné. Les limites en pointillés sont moins bien contraintes que les limites en traits pleins. Durant l'Éocène un seul bassin flexural a migré vers le NW. À partir de l'Oligocène et jusqu'au Miocène, seul le Bassin Foreland Nord-Alpin (NAFB) a migré vers le NW à partir de l'Ouest de Chambéry (C). Dans le Sud-Est de la France de petits bassins en piggy-back se développent durant le Rupélien dans la partie externe du foreland. Carte revisitée d'après Ford & Lickorish (2004) afin d'incorporer les données de Varrone & Clari (2003) et de Kempf & Pfiffner (2004). Les dates proviennent de Gradstein *et al.* (2004).

La Transgression Nummulitique, résultante en grande partie de la flexure, s'effectue sur un substratum à la topographie complexe, et mène à la formation de plusieurs mers bordées par des paléoreliefs auparavant déjà déformés, surelevés et érodés (Ravenne *et al.*, 1987; Gupta & Allen, 1999) ; comme en témoignent les différents dépocentres des conglomérats infranummulitiques paléocènes localisés à travers le bassin, **dont le plus récent est daté du Lutétien** (Campredon, 1977).

VIII.2.3.2. Structuration des Chaînes Subalpines Méridionales (déformation D2)

L'évolution structurale du bassin nummulitique au niveau des Chaînes Subalpines Méridonales est principalement contrôlée par le charriage des nappes internes de l'Embrunais-Ubaye en direction du domaine externe formé par le bassin flexural (Ford & Lickorish, 2004 ; Figure VIII-6B-C). La région est affectée **à partir du Lutétien** par des structures de **plis et chevauchements orientés NO-SE, résultant de la contraction alpine orientée vers le Sud-Ouest** (Hayward & Graham, 1989).

Durant **le Priabonien**, la poursuite de l'orogène "Est-Ibérique" induit au Sud-Ouest du bassin le dénudement du massif des **Maures-Esterel ainsi que la surrection du bloc Corso-Sarde**. **Ceci provoque une terminaison abrupte du bassin et permet au massif Corso-Sarde de devenir la source principale d'apports terrigènes au système sédimentaire des Grès d'Annot** (Ford & Lickorish, 2004; Figure VIII-10).

Durant l'Éocène supérieur, un plissement à moyenne échelle de longueur d'onde de plusieurs dizaines de kilomètres affecte la couverture sédimentaire autochtone, et induit le **partitionnement du bassin en synclinaux étroits orientés NO-SE à NNO-SSE** (Elliott *et al.*, 1985; Jean, 1985; Apps, 1987; Ravenne *et al.*, 1987) **(**Figure VIII-9**)**.

Cette **seconde phase majeure** (déformation D2) peut être **attribuée à la phase de collision alpine dont le pic d'activité se produit de l'Oligocène au Miocène** (Siddans, 1979). Elle déforme par conséquent progressivement le premier foreland d'Est en Ouest (Ford & Lickorish, 2004). Au moins **quatre sous-bassins parallèles** de plusieurs dizaines de kilomètres de long, et de quelques dizaines de kilomètres de large ont été identifiés (Ravenne et al. 1987 ; du Fornel et al. 2004 ; Figure VIII-8). Une étude menée par Apps (1987) met en évidence le confinement de la sédimentation des Grès d'Annot au sein des synclinaux (Figure VIII-9) contrôlés tectoniquement par l'interférence de systèmes de chevauchements affectant la couverture mésozoïque sous-jacente. Selon Ford & Lickorish (2004), les chevauchements utilisent principalement les évaporites triasiques comme niveau de décollement. Les synclinaux se comportent alors en sous-bassins déconnectés les uns des autres (Figure VIII-8), et qui sont successivement comblés suite à la transgression nummulitique, et en particulier par les Grès d'Annot (Elliott *et al.* 1985; Jean 1985; Jean *et al.* 1985; Apps 1987; Ravenne *et al.* 1987; Sinclair 1994, 2000; Hilton 1995; Pickering & Hilton 1998; Kneller & McCaffrey 1999; Joseph *et al.* 2000; Joseph & Ravenne 2001; Joseph & Lomas 2004 (Figure VIII-9 **-** Figure VIII-11).

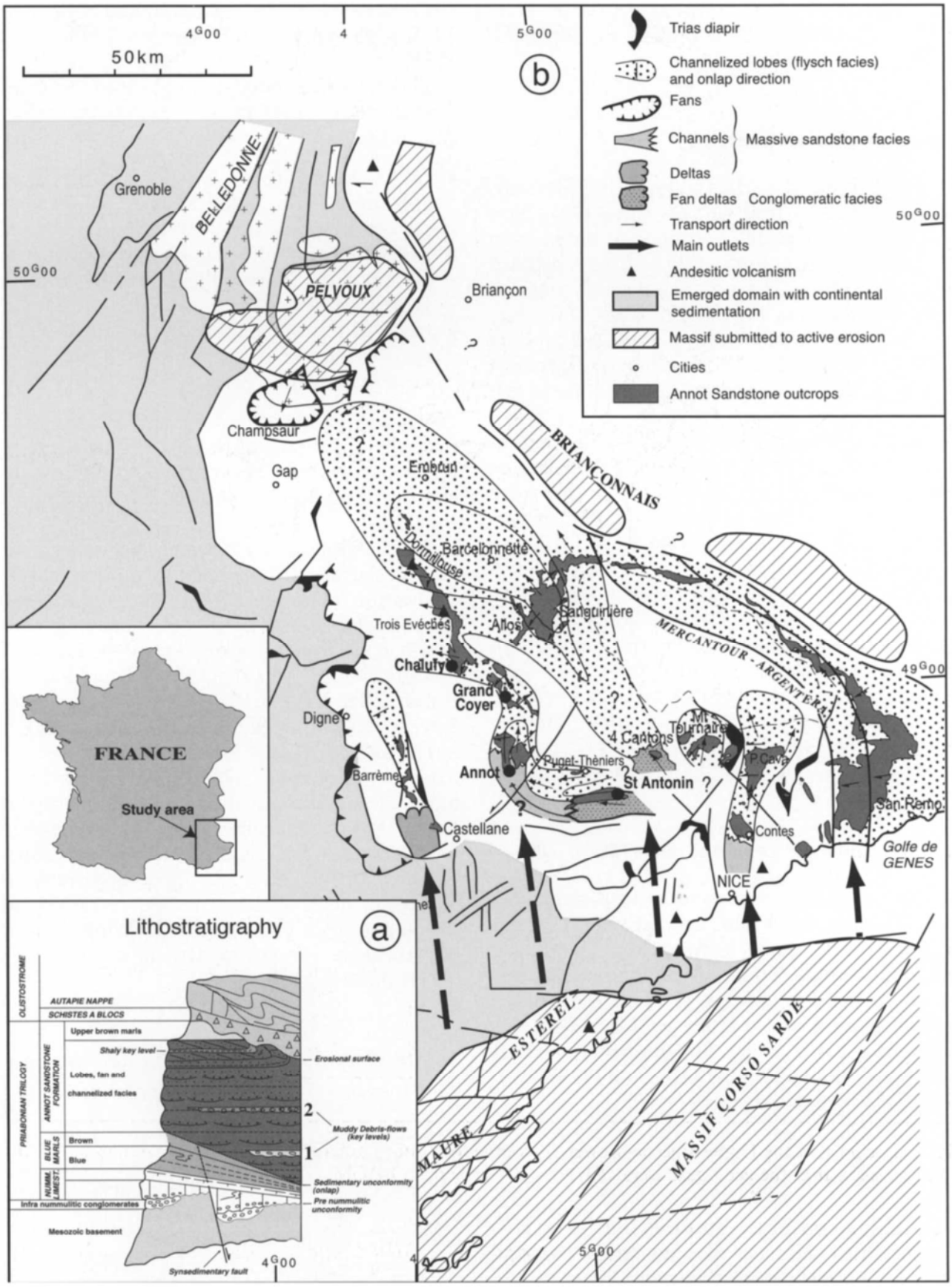


Figure VIII-8. A) Lithostratigraphie et ; B) Paléogéographie du système sédimentaire des Grès d'Annot explicitant la position au sein du foreland des quatre sous-bassins diachrones (d'après du Fornel et al. 2004, modifié d'après Ravenne et al. 1987). La direction des paléocourants du système des Grès du Champsaur a été inversé par Vinnels et *al*. 2010).

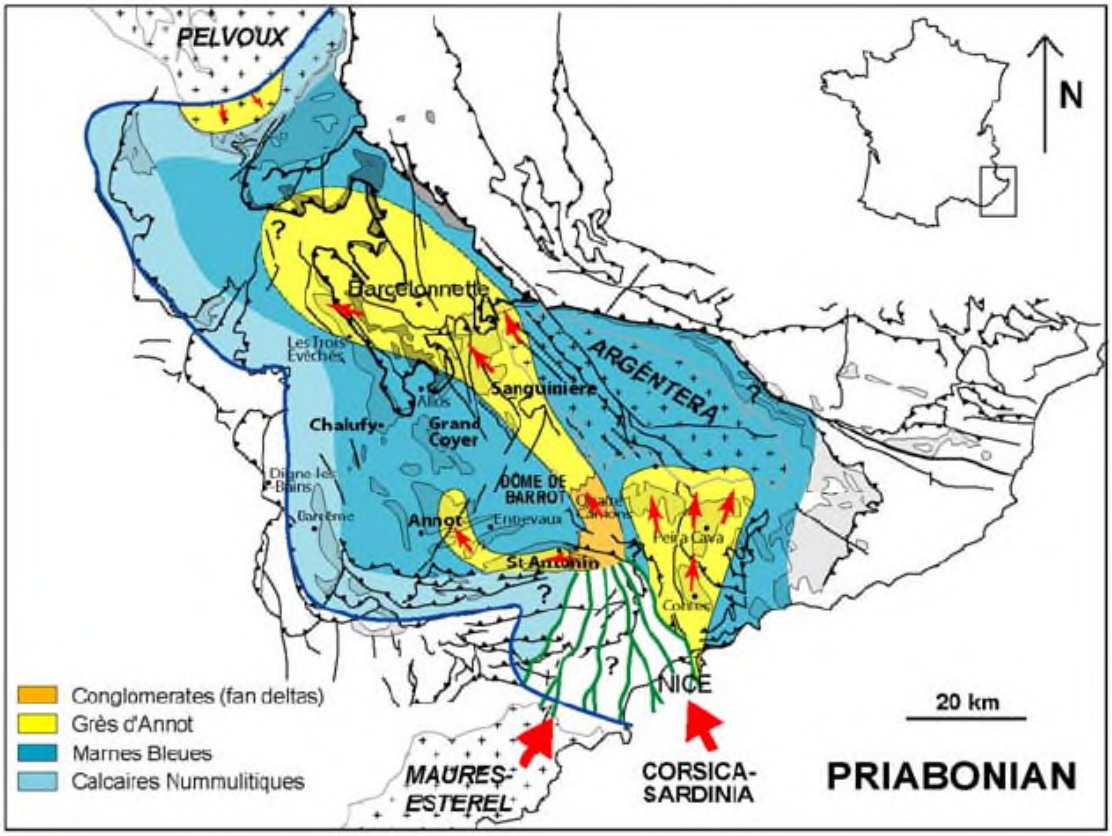


Figure VIII-9. Carte de la paléogéographie du bassin des Grès d'Annot au Priabonien (d'après Joseph *et al.*, 2005).

Durant l'**Éocène supérieur (Priabonien)**, le bassin des Grès d'Annot de Sanguinière-Restefond est alimenté par un flux provenant du SE et constitue le système sédimentaire principal (Figure VIII-9).

Dans le sous-bassin d'Annot, Tomasso & Sinclair (2004) observent trois phases avec des régimes de contraintes différents liés à l'activité ou l'inactivité de la faille synsédimentaire de St Benoît (orientée N-S) :

(1) Extensif durant le Bartonien et le dépôt des Calcaires Nummulitiques et de la partie inférieure des Marnes Bleues ;

(2) Transpressif à décrochement sénestre (génération d'un pli monoclinal) durant le Priabonien et le dépôt de la première unité gréseuse ;

(3) Arrêt de fonctionnement de la faille.

La cause de l'arrêt d'activité de la faille est interprétée comme la modification du régime de contraintes liée au **changement de direction de migration des unités internes chevauchantes**, qui étaient jusque lors (Lutétien-Bartonien) orientée vers le Nord, et **qui passe à une vergence Est au Priabonien-Rupélien** (Ford & Lickorish, 2004).

VIII.2.4. Les grands changements opérant au Rupélien (Oligocène inférieur)

VIII.2.4.1. Evolution géodynamique régionale

Le vecteur de **déplacement de la microplaque Adriatique** par rapport à l'Europe **change d'une orientation N à une orientation NW**, ainsi, la zone de subduction SW-NE bordant l'Ouest de l'Adria devient une zone de subduction frontale (Schmid *et al.,* 1996; Handy *et al.,* 2010). Ceci induit l'indentation vers l'Ouest de l'Adria, cinématiquement expliquée dans les Alpes du Sud-Ouest par la rotation antihoraire des unités internes par rapport à la plaque européenne demeurant stable (Thomas *et al.,* 1999; Collombet *et al.,* 2002) ; ainsi que par la mise en place d'un régime transpressif sénestre généralisé (Ford *et al.,* 2006) (Figure VIII-6C). Les conséquences de ce nouveau régime tectonique sont le chevauchement vers le Sud-Ouest des unités Briançonnaises sur celles Dauphinoises (Kerckhove 1969; Merle 1982; Coward and Dietrich 1989; Fry 1989; Michard *et al.* 2004a), **ainsi que la juxtaposition sénestre de différentes unités tectoniques appartenant à chacun de ces deux domaines** (Lemoine *et al.* 2000; Ford *et al.* 2006; Piana *et al.* 2009). De plus, Dumont *et al.* (2011) proposent également que la bordure occidentale rectiligne du Corps d'Ivrée, qui représente le cœur de l'arc Alpin dès lors et jusqu'à nos jours, soit une relique de la Zone Transformante Adriatique Occidentale.

La région préalablement occupée par la bordure pyrénéenne subit un étirement et un amincissement lithosphériques, causés par le retrait vers le Sud-Est de la zone de subduction, ainsi que par la migration vers l'Est du bloc Sardo-Calabrais (Séranne, 1999). Ceci induit le début du rifting passif du bassin Liguro-Provençal orienté NE-SW (ouverture du Golfe du Lion), ce qui est en accord avec (Séranne, 1999):

(1) La nature amagmatique des marges,

(2) La largeur de plus de 200 km du rift,

(3) Le refroidissement rapide de la lithosphère et la contraction des isothermes autour de l'axe du rift.

Ceci marque également **l'arrêt des apports terrigènes provenant du massif Corso-Sarde** (Séranne, 1999 ; Figure VIII-11) et qui alimentent les principaux sous-bassins des Grès d'Annot (Joseph et *al*., 2004).

VIII.2.4.2. Structuration des Chaînes Subalpines Méridionales et mise en place de la nappe de l'Autapie sur le foreland

Durant l'**Oligocène inférieur,** l'émergence progressive de chevauchements enracinés dans le socle affecte l'ensemble de la couverture sédimentaire, et **propage d'Est en Ouest de petits bassins en piggy-back (**Figure VIII-10 - Figure VIII-11**)** dans lesquels la **sédimentation** des Grès d'Annot reste **confinée,** tel que dans les **sous-bassins de Sanguinière-Restefond,** d'Annot, de Barrême (Ford & Lickorish, 2004) et aussi du Grand Coyer (Salles *et al.,* 2014).

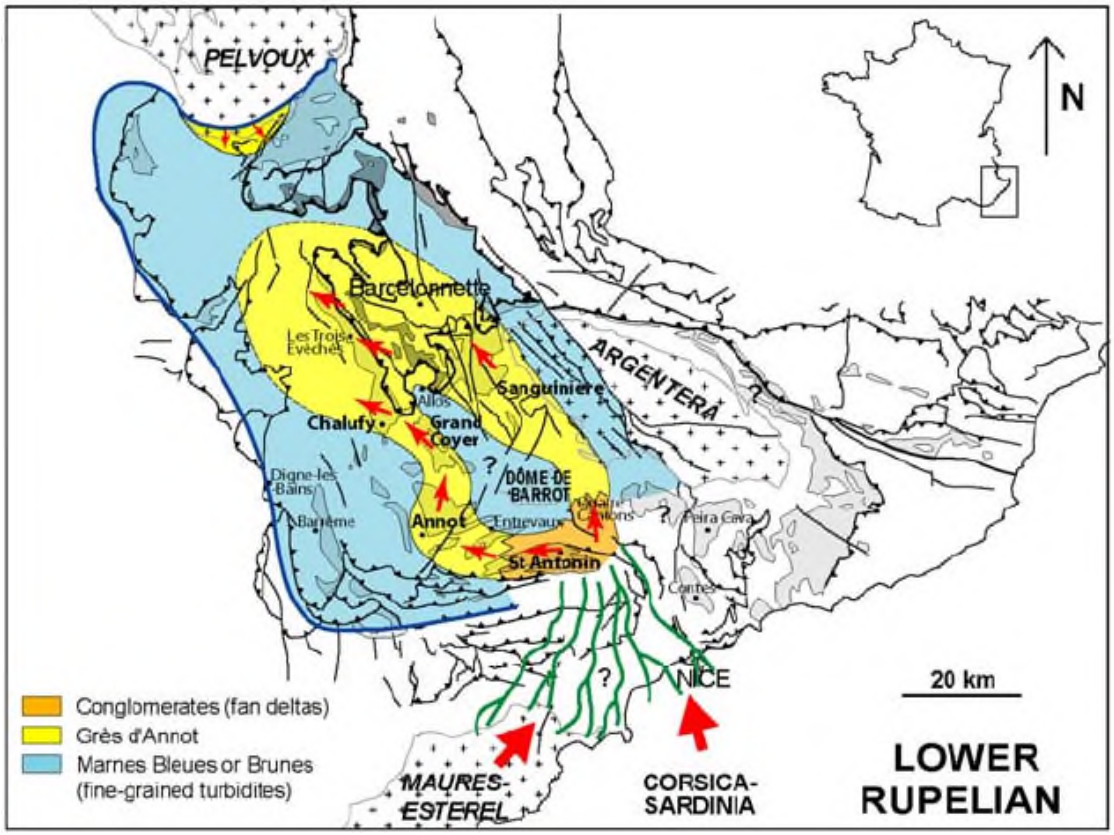


Figure VIII-10. Carte de la paléogéographie du bassin des Grès d'Annot au Rupélien inférieur (d'après Joseph *et al.*, 2005).

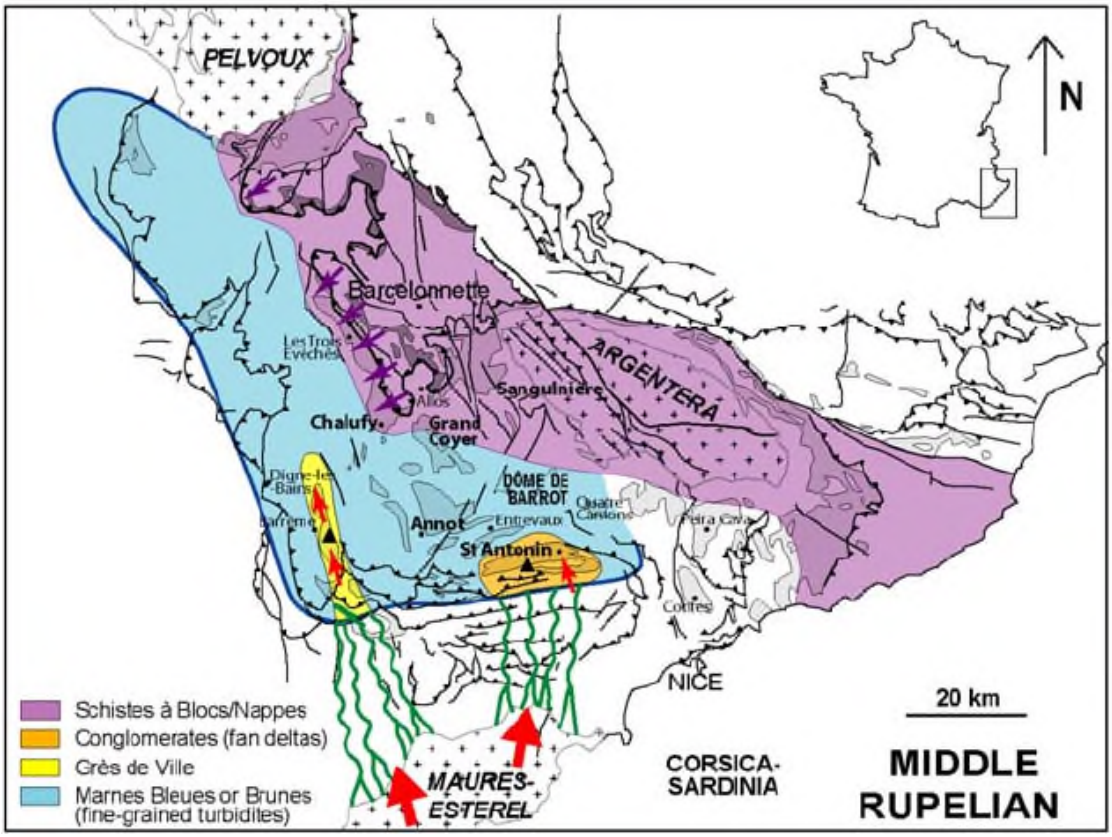


Figure VIII-11. Carte de la paléogéographie des Schistes à Blocs et de l'avancée des nappes sur le bassin des Grès d'Annot au Rupélien moyen (d'après Joseph *et al.*, 2005).

L'alimentation des divers sous-bassins se poursuit, et la nappe de l'Autapie ainsi que l'olistostrome à son front commencent à avancer sur le bassin, en provenance du NE (Figure VIII-10) (Kerckhove, 1969). S'en suit l'avancée des nappes inférieures (nappe de l'Autapie et nappes du Subbriançonnais) dans la partie nord-est du bassin (Figure VIII-11) (Kerckhove, 1969). **Par conséquent, le dépôt de la série nummulitique s'est effectué au sein d'une paléogéographie contrôlée par une tectonique active depuis l'Eocène moyen (Bartonien) jusqu'à l'Oligocène inférieur (Rupélien).**

Pour Ford *et al.* (1999), l'absence de subsidence au niveau des Chaînes Subalpines Méridionales implique une mise en place gravitaire des nappes, comme proposé par Kerckhove (1969).

Les unités parautochtones des environs d'Allos ont été qualifiés « *d'autochone trainé* » selon un vecteur de déplacement identique du NE-SO (Kerckhove *et al.,* 1978), provoqué par le charriage des nappes de l'Autapie et du Subbriançonnais se déplaçant également selon la même orientation lors de leur progression sur le bassin nummulitique (Debelmas & Kerckhove, 1980).

Par restauration structurale des chevauchements liés aux nappes et à ceux les plus précoces qui forment des séquences de piggy-back de lithologies sub-briançonnaises, Lawson (1987) montre que celui séparant la nappe de l'Autapie des terrains sous-jacents Sub-Briançonnais s'est effectué sur une surface relativement plane et horizontale. Ainsi, par l'étude des plis de rampes mineures au Sud et à l'Ouest de Barcelonnette au sein de ces unités, Fry (1989) **montre une direction de propagation vers le SO d'imbrications sub-briançonnaises recoupées par la nappe de l'Autapie** (Figure VIII-12).

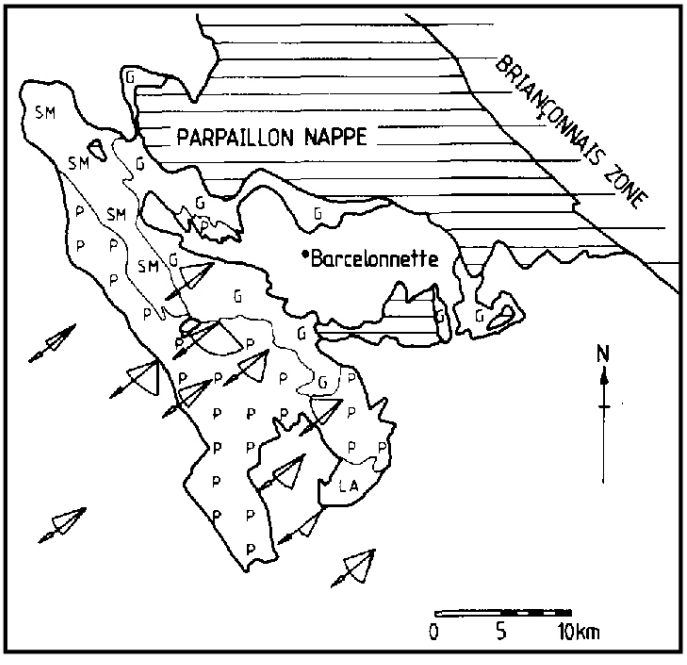


Figure VIII-12. Contraintes sur les directions de transport des unités structurales basales (nappes du Sub-briançonnais et de l'Autapie) dans la région au Sud et à l'Ouest de Barcelonnnette (d'après Fry, 1989).

Les unités sont telles que définies par Lawson (1987) : LA = Lac d'Allos (unités supérieure et inférieure) ; P= unité du Pelat-Trois Évêchés ; G = unité de le Gimette ; SM = unités de la Petite Séolane et du Morgon.. Les flèches en gras indiquent la contrainte de mise en place par la surface du chevauchement. Chaque arc de disque indique l'intervalle de direction de transport donné par les motifs de rampe. Les directions entre N220° et N230° sont cohérentes entre chaque secteur de mesure, toutes les flèches qui figurent en gras indiquent N230°.

VIII.2.4.3. Initiation de l'exhumation de l'Argentera

La surrection et la dénudation du Massif Cristallin Externe de l'Argentera-Mercantour ont été controlé par la superposition compressive d'écailles de la croûte continentale supérieure, en détachement sur la croûte inférieure plongeante, provoquant alors son épaississement crustal, de manière similaire à celui des Massifs Cristallins Externes du Nord de l'Arc Alpin (Bogdanoff *et al.*, 2000). Ces auteurs interprètent également que la zone de cisaillement à la base de la croûte supérieure a permis à cette dernière de se translater vers le Nord-Est, en accord avec le modèle crustal calculé par Calais *et al.* (1993) à partir des données géodésiques. À partir de la réinitialisation du chronomètre $^{39}Ar/^{40}Ar$ sur les plagioclases du **Nord-Ouest de l'Argentera**, Monié & Maluski (1983) conluent que ces roches ont atteint une température de 220 à 250 °C entre environ 40 et 33 Ma, ce qui signifie selon Bogdanoff *et al.* (2000) **un âge de fermeture à 33 Ma qui correspond à un enfouissement maximal du socle de l'Argentera survenu au début de l'Oligocène**.

L'analyse thermochronologique par les traces de fission présentes dans les minéraux d'apatite et de zircon du socle métamorphique de l'Argentera, **montre également que le massif ne s'est pas comporté en un seul bloc solidaire** durant son histoire alpine de refroidissement / dénudation (Bigot-Cormier, 2002; Bigot-Cormier *et al.*, 2006). Ces études mettent en avant un recuit seulement partiel des traces de fission des zircons à cette période, pour ceux provenant de la **partie nord-ouest du Massif de l'Argentera** (Figure VIII-13). L'analyse des traces de fission sur les apatites montre également pour cette zone des températures plus basses que pour le reste du massif pour l'intervalle de temps entre 120 et 50 Ma (Figure VIII-13).

Bigot-Cormier (2002) interprète alors la partie nord-ouest de l'Argentera comme un bloc haut assimilé à un horst, hérité de la structuration de la marge téthysienne européenne, et ayant été affecté au moins depuis le Crétacé supérieur par un mouvement vertical. Ceci se justifie également par l'épaisseur moindre de la couverture sédimentaire mésozoïque charriée par la nappe de Digne, ainsi que par ses faciès plus carbonatés (donc moins profonds) que ceux du domaine Dauphinois situé plus à l'Ouest ou au Nord-Ouest (Dardeau, 1988; Fries, 1999).

D'après Bogdanoff *et al.* (2000), le rebond isostatique provoqué par l'épaississement de la croûte mène **durant l'Oligocène à l'érosion de la surcharge pennique (Flysch à Helminthoïdes).** La dénudation tectonique (érosion de la couverture delphino-helvétique, puis du socle lui-même) de l'Argentera ne s'est initiée qu'au Miocène, par le développement de failles normales à vergence sud-est sur le bord sud-est du massif, telles que la Faille du Camp des Fourches (Labaume *et al.*, 1989).

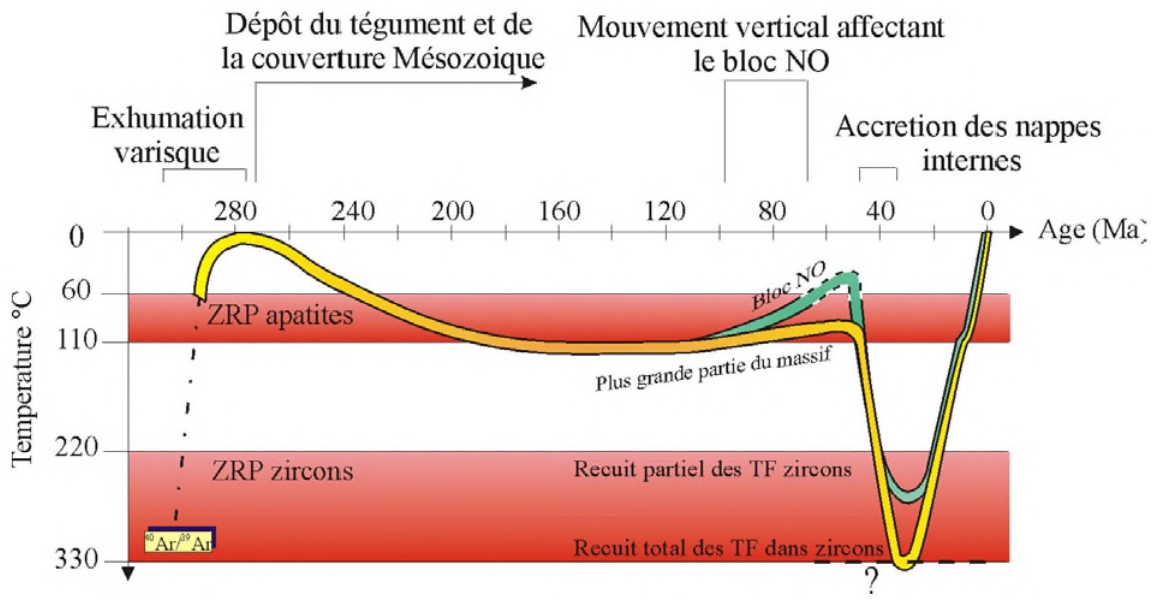


Figure VIII-13. Histoire thermique du Massif de l'Argentera déduite de l'analyse par traces de fission sur zircons et apatites (d'après Bigot-Cormier, 2002).

Carpena & Bogdanoff (1982) montrent par l'étude des traces de fission sur le couple apatite-zircon **que la partie nord-ouest du massif de l'Argentera était encore enfouie sous une épaisse couverture sédimentaire à l'Éocène supérieur**.

L'analyse menée sur des zircons par Bigot-Cormier (2002) montre un enregistrement du refroidissement des minéraux (Figure VIII-13), qui s'est effectué suite :

(1) À un enfouissement de 8 à 10 km de profondeur sous les nappes internes, ce qui a permis aux minéraux d'atteindre des températures supérieures à 320°C, et la remise à zéro du chronomètre à traces de fission (Figure VIII-13) ;

(2) L'enregistrement par les zircons du refroidissement par passage de l'isotherme 250°C.

Ce refroidissement est la conséquence du déplacement et du poinçonnement du prisme de collision par le manteau asthénosphérique refroidi du corps d'Ivrée (Bigot-Cormier, 2002; Sosson *et al.*, 2002) ; avec une remontée vers la surface empruntant les chevauchements crustaux qui marquent la base des unités de socle de l'Argentera, et qui affectent le tégument (Bigot-Cormier, 2002; Delteil *et al.*, 2003). L'événement thermique est enregistré **dès 30-29 Ma** (Bigot-Cormier, 2002 ; Figure VIII-13), i.e. **à la fin du Rupélien, et signifie donc la dénudation du Massif de l'Argentera qui intervient dans une logique de convergence alpine** (Bigot-Cormier, 2002).

Les résultats de travaux plus récents démontrent par datation 40Ar/39Ar de grains de phengite (mica blanc) syn-cinématiques (zones décrochantes majeures) et néoformés durant l'histoire Alpine entre 21 et 15 km de profondeur, donnent un âge maximal et donc **l'initiation de sa surrection à 33,6 ± 0,6 Ma pour la partie SE du massif** (Sanchez et al., 2011), **ce qui correspond à la base du Rupélien**.

VIII.2.4.4. Structuration des Alpes Ligures (déformation D2)

La mise en place de l'écaille basale d'affinité Briançonnaise de l'Unité de Rocca Barbone Maino & Seno (2016), ainsi que de l'Unité de San Remo-Monte Saccarello composée du Flysch à Helminthoïdes, sont datées entre **33,8 ± 4,0 et 28,8 ± 3.8 Ma** par datation (U-Th)/He sur zircons. Ces derniers proviennent la zone de cisaillement d'un chevauchement, dont la profondeur estimée est inférieure à 6-7 km, et qui se situe à proximité de la bordure sud-est de l'Argentera (Maino *et al.*, 2015). Par ailleurs, le cœur de faille montre des **indices de progression vers le Sud-Ouest** (Maino *et al.*, 2015).

VIII.2.4.5. Structuration de la bordure SE du Pelvoux (déformation D2)

Les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ des phengites syn-cinématiques échantillonnées dans les zones de cisaillements au Sud-Est du Pelvoux indiquent un âge maximal de **33,7 ± 0,2 Ma** et minimal de 26,4 ± 1,8 Ma, avec une majorité de résultats compris **environ entre 34 et 30 Ma** (Simon-Labric *et al.*, 2009). Cette phase tectonique **est interprétée comme** à la mise en fonctionnement du Chevauchement Pennique Frontal, suite à un raccourcissement orienté Eest-Ouest (Simon-Labric *et al.*, 2009).

VI.2.5. Oligocène supérieur, Miocène et Pliocène

VIII.2.5.1. Oligocène supérieur

Au cours de l'Oligocène, l'Embrunais-Ubaye est intensément déformé par la surrection du Briançonnais (Kerckhove, 1969), cette déformation affecte alors la nappe du Parpaillon ainsi que son substratum, ce qui donne lieu à la grande structure synclinale de St-Clément (Merle, 1982). Au début du Miocène, le soulèvement induit la mise en place gravitaire du reste de la nappe du Parpaillon qui glisse vers le SO au-dessus des structures oligocènes en cours d'érosion (Merle, 1982). Ce changement d'orientation de transport de la nappe du Parpaillon résulte d'une compression alpine orientée E-O durant l'Oligocène supérieur et le Miocène (Merle & Brun, 1984). Durant son déplacement, la nappe du Parpaillon, dont des affinités faciologiques seraient à chercher au niveau du Flysch Ligure, aurait alors dans un premier temps « contourné » l'Argentera (Merle & Brun, 1984) via le jeu sénestre du couloir décrochant de la Stura (Ricou, 1981; Ricou & Siddans, 1986).

VIII.2.5.2. Mio-pliocène

Durant le **Miocène**, les chevauchements crustaux provoquent la surrection de massif de l'Argentera et du dôme de barrot (Bigot-Cormier, 2002; Bigot-Cormier *et al.*, 2006). L'épaississement crustal provoque également un rééquilibrage gravitaire par la formation de failles normales qui recoupent les séries allant du socle paléozoïque aux nappes (Labaume *et al.*, 1989).

Le charriage vers l'Ouest en piggy-back perdure **jusqu'à la mise en place de la nappe de Digne** au **Mio-Pliocène**, et dont le déplacement est estimé à une dizaine de kilomètres (Ford & Lickorish, 2004).

L'exhumation de l'Argentera serait induite au moins depuis 22 Ma par l'activité dextre des cisaillements majeurs NO-SE en régime ductile à fragile, en réponse au raccourcissement N-S (Sanchez *et al.* 2011b). À 22-20 Ma, les roches du socle qui sont aujourd'hui affleurantes étaient toujours exhumées selon un régime ductile (Bigot-Cormier et al., 2006). Enfin, les traces de fission sur apatite et les données (U-Th)/He suggèrent une accélération de l'exhumation entre 12 et 5 Ma par la transition entre un régime transpressif à transtensif survenu entre 8 et 5 Ma (Sanchez *et al.*, 2011b) ou entre 6 et 3,5 Ma (Bigot-Cormier *et al.,* 2006).

VIII.3. SOURCES DES GRÈS D'ANNOT

VIII.3.1. Modèles historiques sur la paléogéographie et les sources d'apport des Grès d'Annot et premières études pétrographiques concluantes

La question des paléo-massifs sources des apports terrigènes des Grès d'Annot est posée depuis les premières études sédimentologiques menées sur cette série (Bertrand 1896; Boussac 1912; de Lapparent 1938; Faure-Muret 1955; Kuenen *et al.* 1957; Gubler 1958; Lanteaume 1961 ; Stanley 1961 ; Stanley 1963, 1975; Lanteaume *et al.* 1967; Bodelle 1971; Campredon 1972; Ivaldi 1974). Le modèle paléogéographique actuel du bassin des Grès d'Annot (Joseph and Lomas 2004) se base grandement sur première synthèse réalisée sur le sujet, qui fut réalisée par Ravenne *et al.*, 1987, et qui intègre notamment les mesures de paléocourants ainsi que les résultats pétrographiques de Jean (1985).

Les travaux de Jean (1985) portent en partie sur la typologie des zircons et la pétrographie des granules et des galets de roches endogènes et sédimentaires présents dans les débrites des Grès d'Annot des bassins septentrionaux. Ils montrent que les apports en matériaux terrigènes possèdent globalement tous une composante S-N, et sont issus de l'érosion des massifs Corso-Sarde et des Maures-Estérel (Figure VIII-8). Le remplissage des différents sous-bassins s'effectue de manière axiale, parallèlement aux limites topographiques générées par la déformation du plancher du bassin (Jean *et al.* 1985; Apps 1987; Ravenne *et al.* 1987) (Figure VIII-8).

Les travaux de Jean (1985) et la synthèse de Ravenne et al. (1987) intègrent également les résultats de Boucarut & Bodelle (1969) et de Bodelle (1971). Ces derniers concernent la pétrographie des galets de roche métamorphiques et éruptives des conglomérats des synclinaux de Barrême et de Saint-Antonin. Boucarut & Bodelle (1969) identifient au sein des conglomérats de Saint-Antonin des granites à grenats semblables à celui de l'Argentera. Néanmoins, Bodelle (1971) met en avant qu'environ 80% des clastes des conglomérats de Saint-Antonin proviennent de massifs qui n'existent plus aujourd'hui à l'affleurement. **Il conclut que de telles roches peuvent provenir d'autres**

massifs cristallins analogues à celui de l'Argentera-Mercantour, actuellement effondrés en Méditerranée et qui seraient les prolongements des massifs provençaux et corses.

Plus récemment, l'étude des paléocourants de la série du sous-bassin des Quatre Cantons, confirme que ce dernier constitue le fan delta qui alimentait le sous-bassin bassin de Sanguinière-Restefond (Joseph and Ravenne 2001, Figure VIII-8 - Figure VIII-10).

VIII.3.2. Oligocène inférieur - Sources méridionales et alpines des dépôts marins du synclinal de Barrême – Implications géodynamiques

Les études pétrologiques menées sur les dépôts marins clastiques du synclinal de Barrême proposent comme source d'alimentation principale le socle cristallophylien des Maures-Estérel ainsi que sa couverture paléozoïque (Stanley 1961; Evans & Mange-Rajetzky 1991; Sinclair 2000), qui expose encore aujoud'hui à l'affleurement de larges plutons granitique âgés d'environ 290 Ma (Onézime *et al.*, 1999). De plus selon de Graciansky *et al.* (1971), les sables et les grès de la matrice des conglomérérats de Clumanc et de St-Lions ne sont pas métamorphiques. Plus récement, une étude géochimique et géochronologique $^{40}Ar/^{39}Ar$ menée par Morag *et al.* (2008) confirme également la prédominance de cette source, de par la **faible teneur en silice des grains détritiques de micas blancs (muscovite / pôle-Mg)**, caractéristique des roches ignées ou métamorphiques basse pression (Massonne & Schreyer, 1987).

VIII.3.3.1. Le système des Grès de Ville

Malgré les **apports méridiens** du Membre **des Grès de Ville déposé durant la biozone P20** (Oligocène inférieur) (Callec, 2001), une influence alpine est enregistrée sous la forme de **rares grains détritiques de phengite** (pôle-Si des micas blancs) (Evans & Elliott, 1999), qui est caractéristique des roches métamorphiques haute-pression (Massonne & Schreyer, 1987). Selon Morag *et al.* (2008), l'apparition de la phengite coincide avec celle des amphiboles sodiques relevées par Evans & Mange-Rajetzky (1991) au sein des minéraux lourds des sédiments du bassin de Barrême, et reflète l'exposition des roches à faciès schistes bleus au sein des Alpes internes et leur faible contribution à l'alimentation du bassin de Barrême.

VIII.3.3.2. Le système deltaïque des Conglomérats de Clumanc

D'après Callec (2001), la fermeture du bassin marin de Barrême se produit durant le **Rupélien supérieur** (Callec, 2001). L'alimentation les conglomérats de Clumanc se fait selon des paléocourants orientés de l'Est vers l'Ouest (Callec, 2001) et montre **une proportion croissante de matériel issu des zones internes** (Evans & Mange-Rajetzky, 1991; Callec, 2001), ce qui souligne « *la grande extension de l'aire de drainage du bassin versant alimentant le système deltaïque* » (Callec, 2001). Les clastes sont majoritairement composés de roches sédimentaires locales (Bodelle 1971 ; de Graciansky *et al.*, 1971), qui sont principalement des calcaires du Crétacé supérieur, de rares calcaires jurassiques (Bodelle 1971), et du Flysch à Helminthoïdes d'âge Crétacé supérieur

(Chauveau and Lemoine 1961 ; Bodelle 1971). Sont également remaniés en galets de nombreuses roches d'affinité alpine telles que des serpentinites, des roches mafiques (basaltes, gabbros et dolérites) serpentinisées, dolérite, gabbro, migmatite, prasinite, divers granitoïdes, granophyre, andésite, rhyolite et des quartzites métamorphisés (Gubler 1958 ; Chauveau and Lemoine 1961 ; Bodelle 1971). Des métagabbros appartiennent à aux moins deux paragénèses à pumpellyte différentes, dont l'une pourrait signifier un métamorphisme rétrograde (schistes verts et amphibolites) lié à l'exhumation des unités profondes (schistes bleus) (de Graciansky *et al.*, 1971).

Le Membre des Conglomérats de Clumanc enregiste également des minéraux lourds d'affinité alpine et de haut-grade métamorphique tels que des amphiboles bleues sodiques (Evans & Mange-Rajetzky, 1991).

Les écailles ophiolitiques métamorphisées qui ont été déracinées lors du chariage de la nappe de l'Autapie, et qui affleurent en Haute-Vallée de l'Ubaye (Kerckhove 1969; Steen 1972, 1975). Elles représentent selon Evans & Mange-Rajetzky (1991) **la source la plus plausible pour les galets ophiolitiques des conglomérats de Clumanc.**

VIII.3.3.3. Le système deltaïque des Conglomérats de St-Lions

Les éléments du Membre de **St-Lions** montrent quant à eux une **affinité alpine dès les premières décharges conglomératiques**, **avec des apports orientaux qui se changent en apports septentrionaux dans la partie haute de la série**, en même temps que l'apparition d'une géométrie de type Gilbert delta. Cette série traduit « *un régime régressif de comblement du domaine marin* » (Callec, 2001). Par ailleurs, Callec (2001) note également au sein des complexes deltaïques de Clumanc et de St-Lions des produits de démantèlement de **bassins** orientaux plus anciens, tels que celui **d'Annot et du Grand Coyer**, de même que les Grès d'Annot sud-orientaux (Callec, 2001). Le comblement définitif du bassin d'Annot ne serait achevé au plus jeune, qu'au cours de **la zone à foraminifères P20 équivalent NP23 (**Callec, 2001; Figure X-13).

CHAPITRE IX. CONTEXTE GÉOLOGIQUE DU SOUS-BASSIN DE SANGUINIÈRE-RESTEFOND

Le sous-bassin de Sanguinière-Restefond se situe sur la bordure NE de l'Argentera, et par conséquent dans la partie septentrionale et interne du bassin flexural péri-alpin (Figure VIII-1, Figure VIII-8 - Figure VIII-10). Il constitue une gouttière orientée SE-NO qui s'évase vers le NO (Figure IX-2), elle communique en aval avec le sous-bassin des Trois Évêchés (Jean, 1985 ; Figure VIII-10). Ce chapitre a pour objectif de donner les principales caractéristiques structurales du sous-bassin, ainsi que celles de la série des Grès d'Annot ouest-Argentera qu'il contient. Ces données bibliographiques serviront notamment de prérequis dans la discussion des résultats du Chapitre XI, dont l'étude porte sur la moitié septentrionale du sous-bassin, dans le secteur de la Bonette-Restefond.

Le chapitre VIII présentera (1) le contexte structural et la physiographie du sous-bassin de Sanguinière-Restefond durant le dépôt des Grès d'Annot, puis (2) un modèle succinct de dépôt des Grès d'Annot ouest-Argentera.

IX.1. CONTEXTE STRUCTURAL ET PHYSIOGRAPHIE DU SOUS-BASSIN DE SANGUINIÈRE-RESTEFOND PENDANT LES DÉPÔT DES GRÈS D'ANNOT

IX.1.1. Parautochtonie de la couverture sous les nappes de l'Embrunais-Ubaye

L'autochtonie du sous-bassement des nappes de l'Embrunais-Ubaye au Nord-Ouest du massif de l'Argentera est fortement remis en cause par plusieurs auteurs (Cochonat, 1977; Kerckhove *et al.*, 1978; Tempier, 1979; Bogdanoff, 1980, 1984; Lickorish & Ford, 1998; Ford *et al.*, 1999). En effet, ils le décrivent comme un empilement de lames et d'écailles parautochtones à partir de plusieurs observations :

- L'écaillage du socle de l'Argentera ;
- L'observation de plusieurs niveaux de décollements dans la couverture, au niveau :
    - Des marnes noires albo-aptiennes ;
    - Des Terres Noires callovo-oxfordiennes ;
    - Des cargneules du Trias moyen-supérieur.

Ces différents niveaux de décollement témoignent d'une translation du socle et des unités de la couverture selon un vecteur de transport globalement orienté vers le Sud-Ouest. Le translation serait *« plus ou moins synchrone de l'arrivée de la nappe de l'Autapie dans le domaine externe **(Oligocène moyen)** et liée au même phénomène de serrage NE-SW de l'ensemble de la croûte à l'Alpin »* (Jean, 1985).

Par ailleurs, une telle structuration similaire du soubassement des nappes internes est également relevé par Vaslet (1979) dans les Alpes Maritimes franco-italiennes, au Sud-Est du massif de l'Argentera. Selon Jean (1985), **les Grès d'Annot ouest-Argentera sont donc à repositionner au minimum vis-à-vis du socle**, et le déplacement relatif de chaque unité serait croissant vers le haut de l'empilement structural.

De plus, les données cinématiques (Schistes à Blocs, orientations de rampe de footwall, clivage de footwall) relevées donnent une **direction de chevauchement NE=>SO de la Nappe de l'Autapie sur le domaine externe** (Lawson 1987 ; Fry 1989 ; Trullenque et *al*. 2006 ; Figure VIII-12).

IX.1.2. Phases de déformation affectant les zones internes de la nappe de Digne

Le sous-bassin de Sanguinière-Restefond est situé dans la zone interne de la nappe de Digne, à la bordure nord-ouest du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour. Suite au rifting téthysien, plusieurs phases de déformation l'ont affecté du Crétacé supérieur au Pliocène.

(1) Du Crétacé supérieur à l'Éocène moyen : **compression pyrénéo-provencales (déformation D1)** orientée NO-SE à l'origine des plis transverses à la chaîne alpine et qui sont orientés NE-SO (Kerckhove, 1969; Debats *et al.,* 1972; Kerckhove *et al.,* 1978) ;

(2) Éocène supérieur à Miocène : compression NE-SO (déformation D2) qui correspond au **serrage alpin**, **responsable de la mise en place de la Nappe de Digne**, de plis et de failles inverses et d'une schistosité associée orientée NO-SE (Labaume *et al.,* 1989). Cette phase est notamment responsable de la forme et de l'orientation du sous-bassin, à cause de structuration en piggy-back durant le dépôt de la série nummulitique durant l'Éocène supérieur et l'Oligocène Inférieur (Ford & Lickorish, 2004).

Selon Dumont (2011), la décapitation à grande longueur d'onde des séries paléogènes avant la mise en place des nappes de l'Embrunais-Ubaye est une observation qui a été auparavant sous-estimée. Elle doit être corrélée à la présence systématique des olistostromes mis en place sur cette surface érosive sous-marine. Selon ces auteurs, la localisation de ce hiatus concorde avec les anticlinaux de grande longue d'onde qui forment la demi-fenêtres d'Embrun et la fenêtre de Barcelonnette, et qui laissent affleurer de nos jours l'épaisse série jurassique du bassin Vocontien (Figure IX-1A-B). Ceci suggère par conséquent que la décapitation résulte d'un soulèvement, qui est lui-même la conséquence d'une inversion structurale du bassin Vocontien (Dumont *et al.,* 2011, 2012). Les auteurs interprètent le pli de Terre Plaine à vergence nord (Figure IX-1C), l'érosion sous-marine orientée vers le « Nord-Ouest » (Figure X-11), et le glissement gravitaire des méga-olistolithes (Figure IX-1 et Figure X-11), comme des évidences de chevauchement vers le NW impliquant le socle durant l'Oligocène. Le pli des Terres Plaines constitue notamment le flanc septentrional du sous-bassin de Sanguinière-Restefond, au niveau du lieu-dit du Mélezet (Jean, 1985, Dumont et al. 2011 ; Figure IX-1).

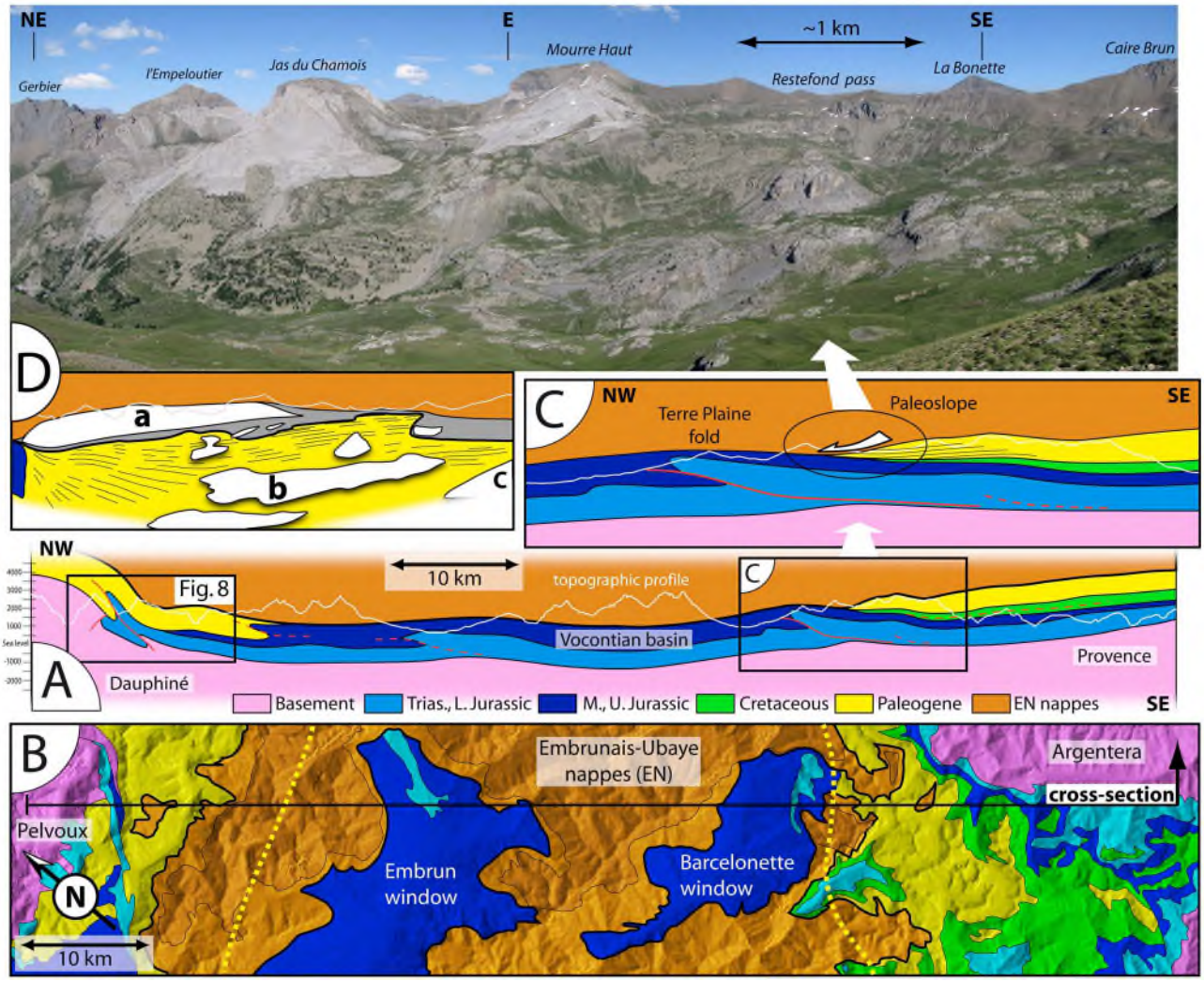


Figure IX-1. Évidence de déformation du plancher du bassin flexural paléogène durant son remplissage, dans la région SE du Pelvoux (d'après Dumont *et al.*, 2011).

(3) Oligocène à Aquitanien : extension NO-SE à N-S (Labaume *et al.*, 1989), dont les microstructures sont observables des zones externes aux zones internes de la nappe de Digne. **Des failles normales d'échelle cartographique et de rejet vertical hectométrique, orientées NE-SO à E-O sont présentes uniquement dans les zones internes de la nappe de Digne, et recoupent la nappe du Parpaillon. La phase d'extension NO-SE à N-S ne serait antérieure qu'aux derniers épisodes du plissement alpin NE-SO** (Labaume *et al.*, 1989). De nombreuses failles à rejet métrique à décamétrique sont également présentes. Labaume *et al.* (1989) supposent qu'une rampe latérale dans le socle est la cause d'une retombée du nord du massif de l'Argentera, ce qui génèrerait les structures d'échelle cartographique. Ceci va au détriment de leur autre hypothèse, auparavant établie par Tapponnier (1977), qui explique l'extension au sein de l'avant-pays suite à « *une permutation des contraintes, à une époque où le front compressif se situait plus à l'Est* » (Labaume *et al.*, 1989).

(4) Au Pliocène : extension NE-SO développée uniquement dans les zones internes de la nappe de Digne, et qui s'exprime sous la forme d'un faisceau dense de failles normales d'extension plurikilométrique et de rejet vertical plurihectométrique, **orientées NNO-SSE** (Kerckhove, 1969). Le

faisceau se raccorde au Sud au système décrochant sénestre de « Guillaume-Daluis », et au Nord au système de la faille de la Haute Durance au Sud-Est du massif cristallin externe du Pelvoux (Kerckhove, 1969). Les failles normales décalent les contacts de base des nappes internes (Autapie, Parpaillon, Briançonnais) et recoupent de manière transverse les plis alpins, ce qui témoigne de leur formation tardive (Kerckhove, 1969; Labaume *et al.*, 1989), alors que le serrage alpin était encore actif au front de la nappe de Digne (Labaume *et al.*, 1989). La principale faille normale formée est celle du Camp des Fourches qui effondre de 1500 m vers l'Ouest le socle et sa couverture. Enfin, d'après Labaume *et al.* (1989), l'origine des failles est la **déstabilisation gravitaire** qui survient suite à l'épaississement crustal (Burchfiel & Royden, 1985), et à l'inaptitude de l'érosion à compenser la surrection des reliefs. La déstabilisation gravitaire aurait été favorisée par la libre avancée de la nappe de Digne sur le bassin d'avant-pays de Valinsole, de par l'absence de buttoir à son front, contrairement à la zone haute formée par le massif des Maures-Estérel, et qui est située au front de l'Arc de Castellane (Labaume *et al.*, 1989).

(5) Compression N-S qui survient dès la **fin du Pliocène** et se poursuit au **Quaternaire** (Combes, 1984) , et qui permet **la reprise en décrochement dextre des failles orientées NNO-SSE.** Elle est également responsable des grands décrochements dextres NNO-SSE qui recoupent le massif de l'Argentera (Labaume *et al.*, 1989). Le thermomètre basse température U-He permet d'évaluer l'activité de la faille normale du Camp des Fourches à 4-5 Ma (Sanchez 2010).

XI.1.3. Morphologie du sous-bassin

La série des Grès d'Annot ouest-Argentera se situe à l'ouest de la faille du Camp des Fourches (Jean, 1985), et s'est déposée au niveau des massifs de Sanguinière et de Restefond.

Dans les massifs de Sanguinière-Restefond et des Trois Evêchés, un niveau de décollement est présent à la base du Sénonien, ce qui pour Kerckhove (1969) signifie **une allochtonie des Grès d'Annot septentrionaux** ; il qualifie d'ailleurs l'ensemble Crétacé supérieur – Nummilitique comme une **unité structurale parautochtone** bien définie, qu'il nomme la « ***dalle C-N*** ». Pour Ford *et al.* (1999) et Ford & Lickorish (2004) les sous-bassins septentrionaux (entre autres) sont des petits bassins en piggy-back dévellopés durant le Priabonien au front des nappes de l'Embrunais-Ubaye.

Les Grès d'Annot du secteur de Sanguinière-Restefond constituent le remplissage d'une dépression au toit des Calcoschites à Globigérines, qui est l'équivalent stratigraphique des Marnes Bleues (Figure VIII-5). Les Grès d'Annot reposent en onlap sur les Calcoschistes à Globigérines. **L'origine de la dépression** est **une déformation** vraisemblablement **syn-dépôt des Calcoschites à Globinérines**, qui montrent de fortes variations d'épaisseur (de quelques mètres à 200 mètres), et qui perdure « probablement » pendant le dépôt des Grès d'Annot (Jean, 1985). Ultérieurement, par l'étude de l'influence de failles normales syn-sédimentaires sur les géométries de dépôt au sein des Grès d'Annot du secteur de la Côte de l'Âne ; Broucke *et al.* (2004) proposent que ces failles soient

générées suite à des glissements gravitaires au sein des sédiments non consolidés, en réponse à la **flexure** dont la direction des plis est environ **N30** et provoquée par une **compression alpine orientée N120**.

Jean (1985) compare la morphologie du bassin ouest-Argentera à celle d' « une petite dépression allongée en cuillère, d'axe SSE-NNW », qui est étroite au Sud et qui s'évase vers le Nord (Figure IX-2).

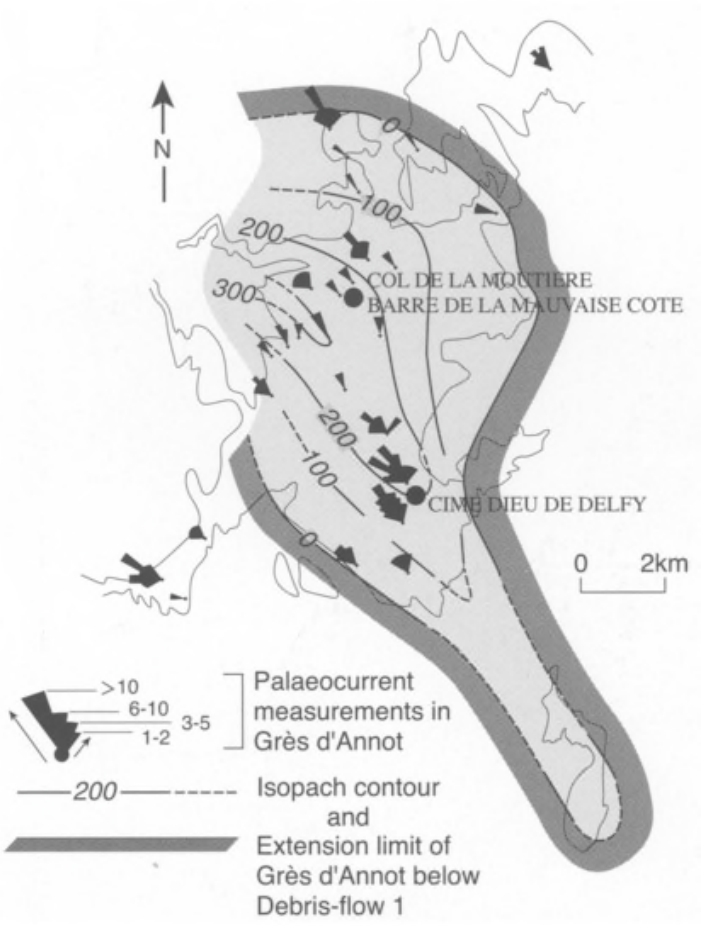


Figure IX-2. Carte des paléocourants et d'isopaques entre le toit des Marnes Bleues et le premier niveau repère de débrite du sous-bassin de Sanguinière-Restefond (d'après Guillocheau *et al.,* 2004 ; modifié d'après Jean, 1985).

L'auteur souligne le fait que cette morphologie n'est vraie que pour le tiers inférieur de la série gréseuse, de par l'absence d'onlaps préservés à l'affleurement pour les deux-tiers supérieurs, à l'exception de ceux au voisinage du Lac d'Allos. Par conséquent, les dimensions réelles du bassin sont imprécises, mais sont supposées être de 300 m de profondeur pour 10 km de large dans la moitié NE, et d'environ 650 m de profondeur pour 15 km de large dans la moitié SO (Figure IX-3).

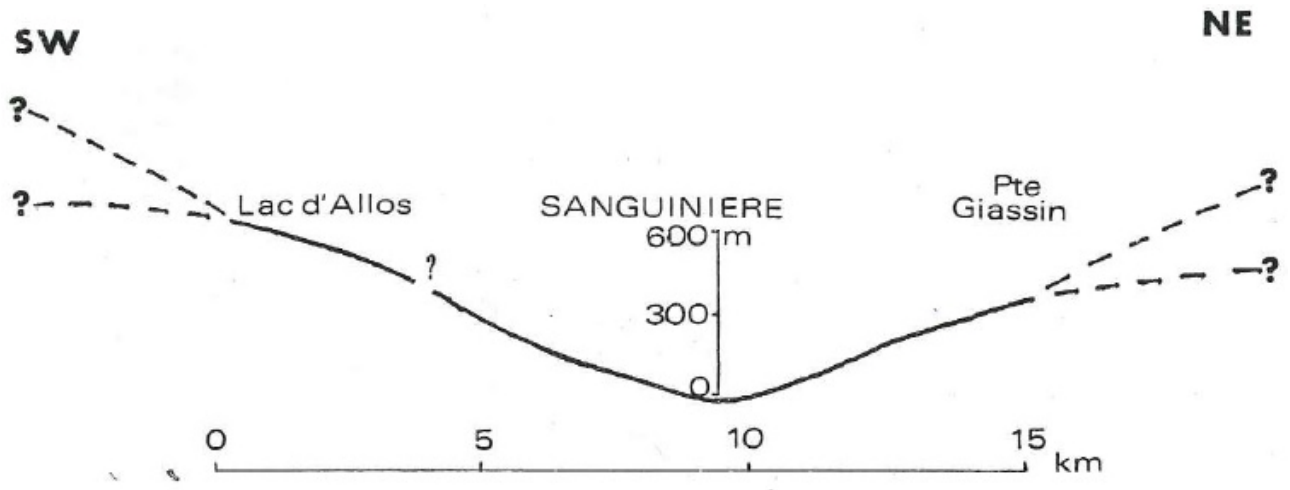


Figure IX-3. Morphologie transverse du sous-bassin de Sanguinière-Restefond (d'après Jean, 1985).

XI.2. MODÈLE DE DÉPÔT DES GRÈS D'ANNOT DU SOUS-BASSIN DE SANGUINIÈRE-RESTEFOND

La série des Grès d'Annot ouest-Argentera se compose d'une accumulation de corps gréseux en grandes lentilles plates (10 à 100 m d'épaisseur et de quelques kilomètres d'extension latérale), où s'intercalent des niveaux plus minces à turbidites fines, qui tendent à être plus fréquentes vers le sommet de la série (Jean, 1985). Les corps gréseux sont souvent formés par l'association de grès homogènes et de barres à granules. Les chenalisations sont rares et "*témoignent de chenaux éphémères comblés en quelques épisodes de dépôts*" (Jean 1985 ;Figure IX-4A). Différents types de séquences verticales de dépôt sont observables, mais l'arrangement séquentiel le plus fréquent est l'apparition cyclique de barres à granules, ce qui est plutôt anomalique dans les séries turbiditiques (Jean 1985 ; Figure IX-4B).

L'épaisseur de la série gréseuse ouest-Argentera varie entre 200 à 1000 m. Le bassin ouest-Argentera débouchait probablement à l'Ouest dans la dépression des Trois-Evêchés où la formation des Grès d'Annot atteint plusieurs milliers de mètres d'épaisseur (Jean 1985 ; du Fornel et *al*. 2004).

L'organisation interne de la série des Grès d'Annot de l'ouest-Argentera suggère une zone d'accumulation des sables d'un système détritique sous-marin confiné dans une dépression (Jean, 1985). Compte-tenu de la granularité grossière des dépôts considérés, il serait selon Jean (1985) acceptable de faire un rapprochement avec les cônes à basse efficacité de transport de Mutti (1979). Néanmoins, l'accumulation gréseuse sous forme d'entablements épais et grossiers, séparés par des turbidites fines, signifient que son édification n'est pas contrôlée par la granulométrie des apports, mais avant tout "*par la physiographie du bassin-récepteur qui semble privilégier le développement vertical plutôt que la progradation des sédiments*" (Jean, 1985).

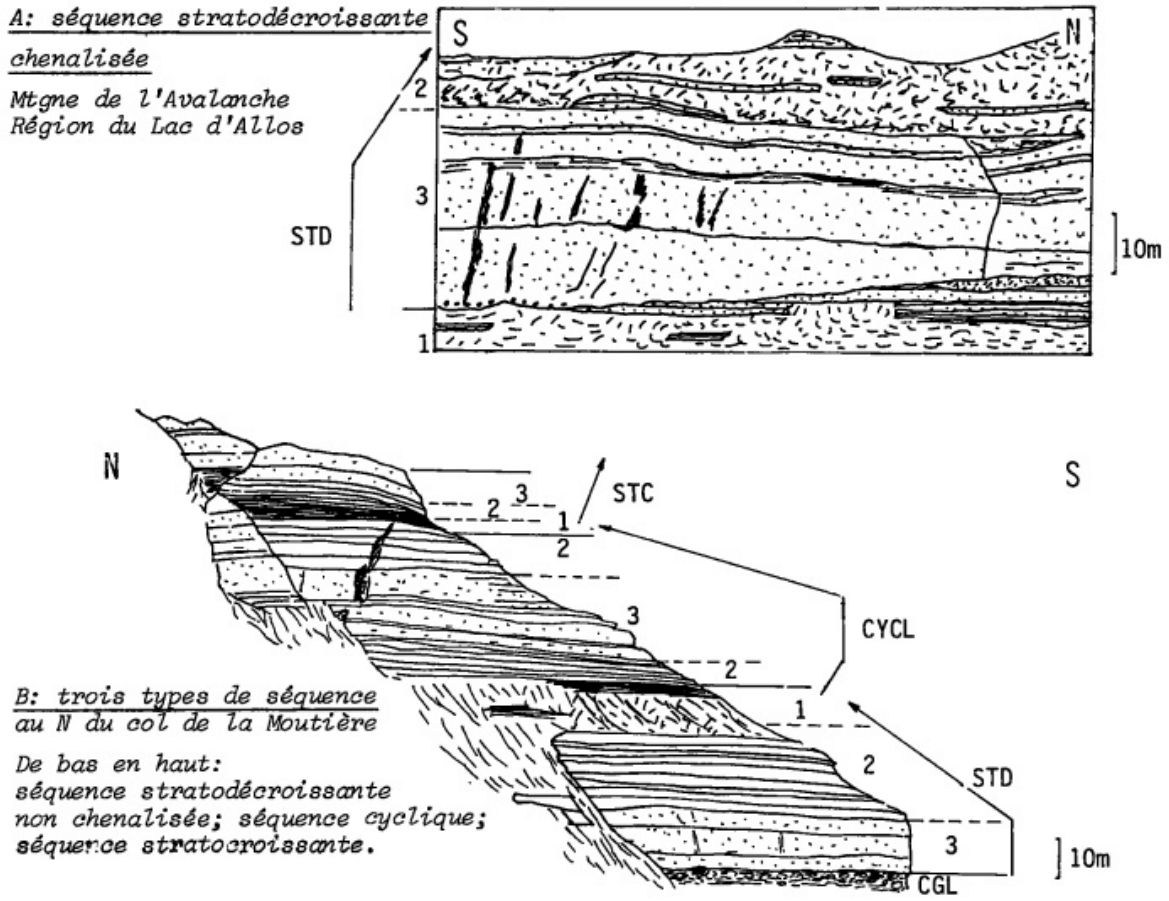


Figure IX-4. Différents types de séquences dans la série Grès d'Annot ouest-Argentera (d'après Jean, 1985). STD : stratodécroissance ; STC : stratocroissance ; CYCL : cycle de stratocroissance et de stratodécroissance.

XI.2.3. Diagénèse précoce des Grès d'Annot ouest-Argentera et de la série allochtone du Lac d'Allos

Durant son étude sédimentologique sur les Grès d'Annot, (Stanley 1961) effectue une analyse pétrographique sur quatre turbidites à granoclassement normal au sein du sondage de la Boucharde. Ce dernier a été réalisé par le Service Géologique de l'Électricité de France, à travers 200 m de série de grès type Annot qui sont allochtones en bordure du Lac d'Allos (Gubler 1958). Il note en sommet de l'une des turbidites, une augmentation verticale du ciment précoce en $CaCO_3$ liée à une augmentation de l'espace intergranulaire, et donc de la cimentation au sein des niveaux les plus fins. Le pourcentage en $CaCO_3$ ne dépasse néanmoins pas 15 à 20 % par rapport à la totalité du ciment observé, et 50 à 60 % sont constitués par des particules argileuses et silteuses (Figure IX-5).

Ultérieurement, les mêmes observations sont faites Labaume *et al.* (2008, 2009) mais au sein de la série autochtone des Grès d'Annot ouest-Argentera. Ceci montre donc la même tendance de **cimentation calcitique précoce dans les séries gréseuses plus internes**, également causée selon (Stanley 1961), par la dissolution et l'expulsion précoce de la fraction carbonatée des niveaux fins. Cette dernière précipite alors dans les niveaux plus poreux. Ceci serait la conséquence de l'enfouissement rapide sous les turbidites plus épaisses, dont le poids cumulé causerait la déformation

hydroplastique des niveaux argileux micacés (Stanley 1961). Selon le même auteur, il est cependant possible que la calcite provienne d'un détritisme fin et/ou de fragments d'organismes à tests calcaires, qui une fois dissouts et recristalisés, ne seraient plus reconnaissables en lame mince.

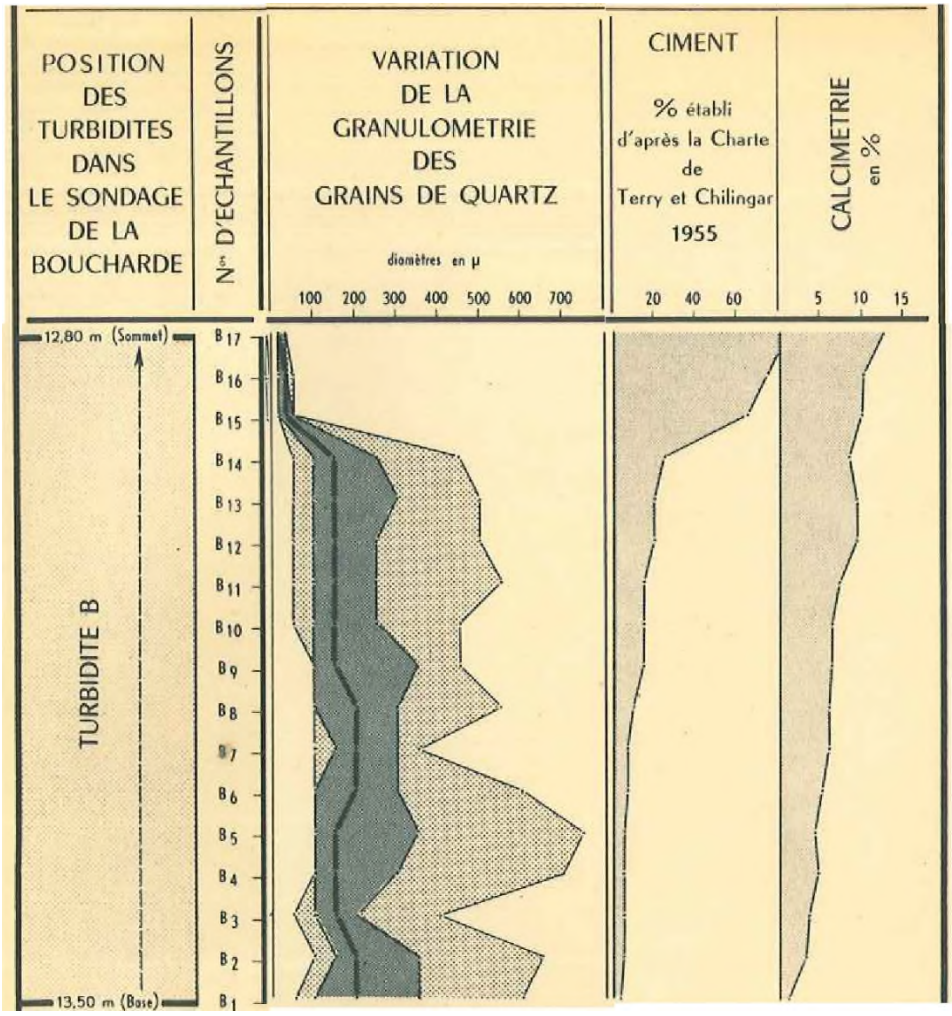


Figure IX-5. Variation verticale du pourcentage de cimentation calcitique précoce en fonction de la granulométrie (en µm) dans une turbidite granoclassée de la série des grès type Annot du Lac d'Allos (modifié d'après Stanley 1961; pourcentage de ciment établi d'après la charte de Terry & Chilingar, 1955).

CHAPITRE X. LES SCHISTES À BLOCS : ÉTAT DES CONNAISSANCES

Le chapitre X sert également de préliminaire au chapitre XI, dont l'étude porte à la fois sur la morphologie du contact Grès d'Annot – Schistes à Blocs, ainsi que sur la caractérisation faciologique et architecturale des Schistes à Blocs. Le chapitre X présentera en premier lieu un état de l'art de ces deux thématiques, notamment à partir des travaux de Kerckhove (1963 ; 1964 ; 1969 ; 1975), d'Inglis et *al*. (1981) et de Jean (1985), qui ont le plus contribué à la description et à l'interprétation de cette formation nummulitique terminale. Le modèle tectonogénétique de Kerckhove (1969, 1975) sera précisé. En second lieu, le chapitre X permettra d'estimer l'âge des Schistes à Blocs grâce aux travaux réalisés sur les séries nummulitiques. En dernier lieu, une synthèse concernant cette formation sera établie.

X.1. MODÈLES SÉDIMENTOLOGIQUES ET GÉNÉTIQUES DES SCHISTES À BLOCS

X.1.1. Travaux antérieurs à Kerckhove (1969)

Les travaux effectués dans Chaines Subalpines Méridionales et qui prédatent ceux de Kerckhove (1963), donnent le nom de Flysch Noir à des formations ou à des faciès chaotiques allochtones et autochtones d'âge Lutétien (Gignoux and Moret 1937; Schneegans 1938). Boussac (1912) est le premier à comparer certains sédiments chaotiques de l'Embrunais-Ubaye avec une formation très similaire, introduite en Suisse par Kaufmann (1886) et connue sous le nom de « *Wildflysch* ». Néanmoins, les travaux de Boussac (1912) concernent un affleurement situé à la base de la série nummulitique, et non à son sommet.

Durant une étude sur la position stratigraphique du Flysch à Helminthoïdes dans le subbriançonnais, Kerckhove (1963) remarque que le Flysch à Helminthoïdes se trouve généralement séparé du Nummulitique par une formation chaotique, datée du Lutétien. Elle comporte des schistes noirs, des blocs de grès à Nummulites, des écailles de la série du Pelat ou des lames de calcschistes planctoniques. Il renomme alors le « *Flysch noir* » de l'Embrunais-Ubaye par le terme de « Schistes à Blocs ». Selon lui, les Schistes à Blocs typiques peuvent être observés sur la route menant au col d'Allos (versant Ubaye). La matrice est schisteuse et microbrèchique puisqu'elle est elle-même composée de fins débris de schistes, dans laquelle sont isolés des blocs hétérogènes d'un volume pouvant atteindre 0,5 m^3. Il reconnait trois ensembles lithologiques dans la nature des blocs :

- Des calcaires à patine blonde et à cassure foncée issus du Flysch à Helminthoïdes ;
- Des grès non identifiés ;

- Des calcaires à cassure « tithonique » non identifiés.

De plus, les Schistes à Blocs contiennent localement « *d'énormes paquets de terrains mésozoïques* » comme observé par Kerckhove (1963) sous le Morgon ainsi que vers le col du Talon, donnant ainsi au complexe chaotique un faciès de type « *wildflysch* ».

Dans un second temps, Kerckhove (1964) décrit les Schistes à Blocs comme une formation de schistes noirs à blocs clastiques, plus précisément comme une "*brèche sédimentaire formée d'une matrice pélitique ou microbréchique renfermant des blocs anguleux hétérogènes calcaires et gréseux, dont certains paraissent représenter des débris issus du flysch à Helminthoïdes associé*".

Selon lui, cette brèche se serait déposée suite à des coulées boueuses ou olistostromes, synchrones de l'avancée de nappes de charriage sous-aquatiques, et étendues jusqu'au domaine autochtone. Ce phénomène se serait produit au cours d'une phase tectonique qu'il situe au début de l'Oligocène.

Kerckhove (1965) précise par la suite le modèle de mise en place tectono-sédimentaire des Schistes à Blocs. Il détaille cette hypothèse en considérant les Schistes à Blocs comme "*un faciès de progression d'une nappe"* qui s'est mise en place dans le bassin des Grès d'Annot, qui était jusque-là non exondé. L'olistostrome serait donc une "*formation d'invasion*" venant perturber les apports de la sédimentation quartzo-feldpathique des Grès d'Annot. Peu de temps après, la nappe *"humide"* se serait mise en place dans le bassin des Grès d'Annot. Enfin, l'arrivée des nappes *"à sec"* aurait modelé les empilements tectoniques actuels. Les Schistes à Blocs seraient donc une formation « néo-autochtone », c'est à dire « allochtone » de par son processus de transport (par glissements et coulées sous-marines), mais déposée par sédimentation au sommet de la série autochtone (Kerckhove 1965).

X.1.2. Travaux réalisés depuis Kerckhove (1969) inclus : introduction

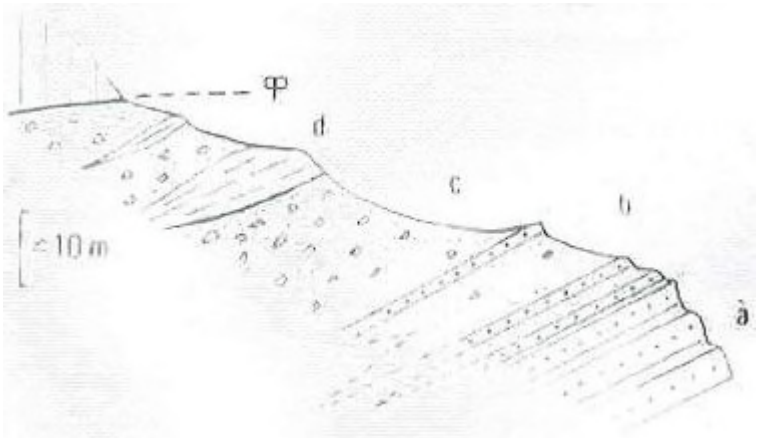
C'est suite à sa thèse d'état publiée en 1969 que Kerckhove reconnait l'importance et la généralité des Schistes à Blocs dans l'Embrunais-Ubaye. En effet, Kerckhove (1969) situe la formation des Schistes à Blocs au sommet de la plupart des séries autochtones (Grès d'Annot et Grès du Champsaur, toit de la série priablonnienne des Trois Évêchés), aussi bien qu'au toit des nappes subbriançonnaises (flysch subbriançonnais) (Kerckhove, 1975). Des Schistes à Blocs apparaissent également « *à l'intérieur du cortège de la nappe de l'Autapie et donnent l'impression d'être interstratifiés avec le flysch néocrétacé encaisant, en réalité, ils se situent toujours en bordure d'un accident tectonique plus ou moins cicatrisé de la nappe de l'Autapie* » (Kerckhove, 1969). D'autres recouvrent stratigraphiquement les Grès d'Annot, ou bien ont été localement trainés sous la nappe de l'Autapie comme à Restefond, ou dans tout le bassin du haut Drac (Champsaur), où ils participent aux unités charriées (Kerckhove, 1969). Ce fait implique qu'aucun contact idéal du Front Pennique ne sépare alors l'autochtone des nappes de l'Embrunais-Ubaye (Kerckhove, 1969).

X.1.3. Matrice des Schistes à Blocs

Kerckhove (1975) décrit une matrice pélitique argileuse contenant jusqu'à 15 à 20% de carbonates, dotée d'une texture finement feuilletée où des « *micro-slumps* » sont fréquents. La matrice est recoupée par une schistosité d'origine tectonique, mais sans stratification visible, de couleur brune plus ou moins claire à franchement noire (Kerckhove, 1969). Kerckhove (1969) précise également que la surface altérée une fois examinée à l'œil nu ou à la loupe apparait comme une « *brèche ou une microbrèche formée d'une accumulation de particules silteuses de teinte plus ou moins claire* ». Au microscope, la nature microbrèchique est évidente, et se compose de nombreuses paillettes de phyllites et d'éclats de quartz (Kerckhove, 1969). Les éléments de schistes sont millimétriques et sont « *pigmentés en brun par des oxydes et de la matière organique, avec des enclaves plus riches en phyllites clastiques ou en grains de quartz* » (Kerckhove, 1975).

X.1.4. Lithologie des Schistes à Blocs

Dans l'Embrunais-Ubaye, sont parsemés au sein de la matrice détritique des blocs décimétriques (Kerckhove 1969) à métriques (Kerckhove 1975), répartis de manière anarchique sur toute l'épaisseur la formation des Schistes à Blocs (Kerckhove, 1969). Cette dernière atteint au maximum la centaine de mètres (Kerckhove, 1969), ou peut la dépasser (Kerckhove, 1975). Dans certains cas, les blocs peuvent être très rares voire même manquer (Kerckhove, 1969). Localement, la matrice peut également emballer des corps lenticulaires décamétriques à hectométriques de nature lithologique variée (Figure X-1). Le faciès est alors identique à celui du « *flysch à lentilles* » présent dans les Préalpes chablaisiennes de Haute-Savoie et du Valais (Suisse romande) et (Kerckhove, 1975). D'après Kerckhove (1969) ce faciès de « *wildflysch polygénique* » est relativement rare et sa genèse est relativement difficile à expliquer. Il peut être observé au toit des Grès d'Annot de St-Barthélémy-de-Lavecq et plus généralement dans toute la région du haut Drac dans le Champsaur.



a, Grès d'Annot ;

b, Schistes pauvres en blocs, avec récurrence de grès ;

c, Schistes riches en blocs ;

d, Corps lenticulaire de calcaires planctoniques ;

e, Unité subbriançonnaise chevauchante.

Figure X-1. Lithologie des Schistes à Blocs (d'après Kerckhove, 1975).

Dans la partie basale des Schistes à Blocs peuvent être présents des bancs de grès « *à facies de Grès d'Annot* » (Kerckhove, 1969), plus précisément des récurrences de grès fin granoclassées,

d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Peuvent également être présentes des intercalations de calcaires argileux azoïques, à patine roussâtre ou « saumon » et à cassure lithographique gris sombre (Kerckhove, 1969; 1975). Selon Kerckhove (1975), ces intercalations gréseuses ou calcaires représentent les seuls indices de litage au sein de la formation des Schistes à Blocs.

Enfin, Kerckhove (1969) souligne une caractéristique importante des Schistes à Blocs de l'Embrunais-Ubaye, à savoir qu'ils sont identiques quel que soit leur domaine d'appartenance (autochtone, subbriançonnais voire briançonnais).

Inglis *et al.* (1981) supposent que les bancs de grès fins lités observables dans les premiers mètres de la formation des Schistes à Blocs du massif de Sanguinière-Restefond sont issus d'une remobilisation des marnes brunes supérieures, qui forment la partie sommitale de la formation des Grès d'Annot.

Jean (1985) relève dans le même secteur des niveaux de "Schistes Bruns" de quelques décimètres d'épaisseur (Figure X-2). Elle les interprète comme les prémices de l'arrivée de la masse argileuse principale. Elle relève également des figures de courant à la base des dernières turbidites gréseuses, indiquant les mêmes directions d'apports terrigènes que dans le reste de la série des Grès d'Annot, à savoir du SE vers le NW et du SSE vers le NNW. Elle observe aussi des slumps, dotés d'axes orientés N120 et N150. Pour Inglis *et al.* (1981), les Schistes à Blocs proviennent du NE.

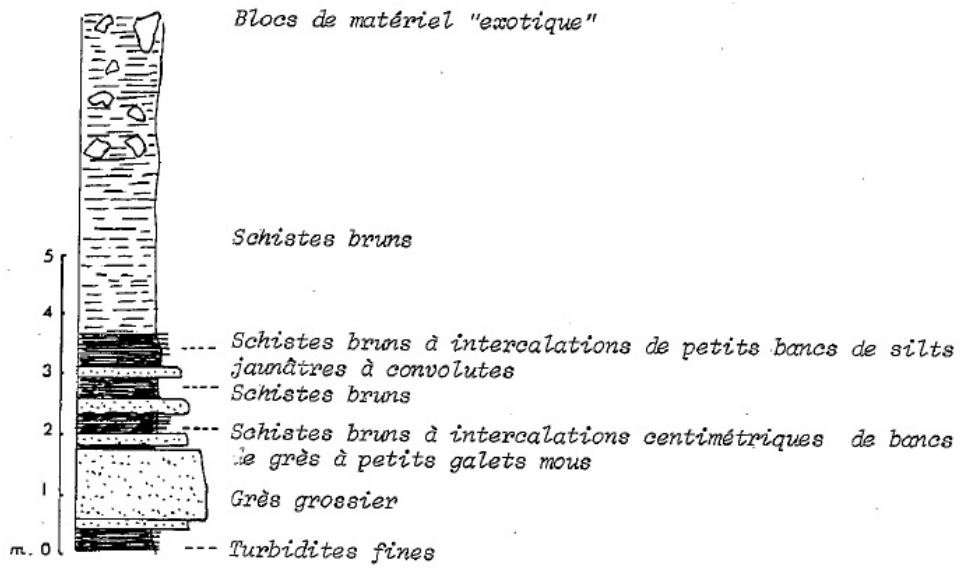


Figure X-2. Passage Grès d'Annot - Schistes à Blocs dans le vallon de Restefond (sous la piste Restefond-Bayasse ; d'après Jean *et al.*, 1985).

Enfin, Ravenne *et al.* (1987) ajoutent que vers le centre du bassin des Grès d'Annot, les Grès d'Annot sont recouverts par deux unités sédimentaires :

i) des silts bruns dont l'épaisseur est très variable, allant de 0 à 100 m, issus du remaniement des marnes brunes supérieures et qui correspondent à des masses slumpées ou entrainées sous les olistostromes,

ii) des Schistes à Blocs composés de marnes brunes à éléments slumpés de Grès d'Annot, puis à éléments exotiques de même nature que la nappe de l'Autapie sus-jacente.

X.1.5. Lithologie des blocs inclus dans les Schistes à Blocs

Les blocs possèdent une géométrie anguleuse (Kerckhove 1969) ou peu-émoussée (Kerckhove 1975). Leur taille varie de quelques centimètres à près d'un mètre, et peuvent être absents des premiers mètres de la formation, mais leur nombre croit rapidement vers le haut (Kerckhove, 1969). L'homogénéité des Schistes à Blocs dans tout l'Embrunais-Ubaye réside également dans le fait que les lithologies des blocs sont les mêmes dans toute cette région Kerckhove (1969).

Leur composition est exclusivement sédimentaire. Ils proviennent de grès et de calcaires de natures diverses, et possèdent presque toujours des figures sédimentaires propres aux dépôts de type flysch (laminites, convolutes, granoclassement normal) (Kerckhove, 1969; 1975). La majorité des blocs (environ 80%) est issue des séries de type flysch « *ainsi qu'en témoigne la fréquence des grès granoclassés à laminites* » (Kerckhove, 1975), dont :

(i) Près d'un tiers des blocs provient du faciès paléocène de la nappe de l'Autapie, à la nuance près d'être dotés d'une microfaune à « *Globorotalia associée à des débris de Microcodium* ». Ces blocs se sont détachés de « *niveaux paléocènes de la nappe de l'Autapie à un moment où ils n'étaient pas encore érodés ou enfouis en profondeur* » (Kerckhove, 1969).

(ii) 20 % proviennent des séries néocrétacées à éocène inférieur analogues à celles du Pelat (Kerckhove, 1969);

(iii) 20% sont issus de matériau appartenant à l'association de faciès dominante du Flysch à Helminthoïdes d'âge néocrétacé à paléocène formant la nappe de l'Autapie (Kerckhove, 1975).

Enfin, une fraction minoritaire des blocs est faite de *« grès ou de calcaires à microfaunes éocène, plus rarement de calcaires planctoniques, exceptionnellement par des calcaires attribuables à du Mésozoïque* » tel que du Dogger zoogène d'origine subbriançonnaise (Kerckhove, 1975).

Inglis *et al.* (1981) différencient deux unités distinctes au sein des Schistes à Blocs quant à la lithologie des blocs :

i) À la base, une unité composée de blocs monogéniques de grès fins turbiditiques à convolutes, appelée « *Schistes à Blocs autochtones* » ; provenant d'une remobilisation progressive des marnes brunes supérieures (Figure X-3).

ii) Au sommet, une unité de blocs polygéniques « *exotiques* », appelée « *Schistes à Blocs Exotiques* ».

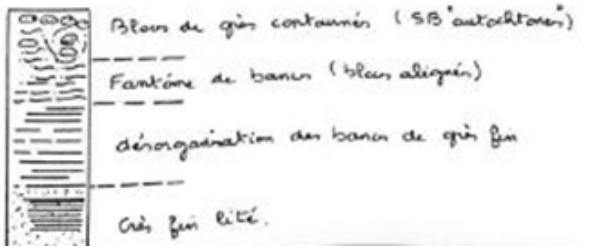


Figure X-3. Section type dans les « Schistes à Blocs autochtones » (d'après Inglis *et al.*, 1981).

Ainsi, Inglis *et al.* (1981) observent un enrichissement des Schistes à Blocs en blocs polygéniques vers le haut de la formation, qui ont une taille croissante pour atteindre le mètre. Les blocs sont soit arrondis soit anguleux. Certains sont des galets de silts à laminites ou à convolutes rappelant les bancs indurés de type « *thin bedded turbidites* » présents au sein de la série des Grès d'Annot (Jean 1985).

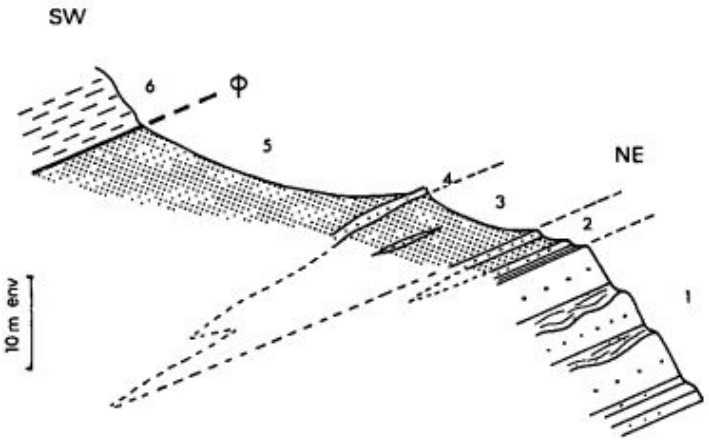
Pour Ravenne *et al.* (1987) les blocs sont exotiques et les éléments gréseux au sein des Schistes à Blocs ne sont pas présents systématiquement, et se présentent sous la forme de « *slumps* » issus du remaniement des marnes brunes supérieures.

X.1.6. Modalités du contact entre les Grès d'Annot et les Schistes à Blocs

Kerckhove (1964) observe "***des indices de ravinement et de remaniement des grès dans les schistes***". Par la suite, Kerckhove (1969) décrit également des récurrences de grès dans la partie basale des Schistes à Blocs du secteur de la Cayolle (Figure X-4), ou des « *intrications latérales* […] *évidentes* » des Schistes à Blocs du même secteur (Figure X-4), ainsi que dans le massif de Restefond (Figure X-5). Il observe le même passage progressif des Grès du Champsaur aux Schistes à Blocs dans la région de Dormillouse (Figure X-6).

Les Schistes à Blocs recouvrent par conséquent des séries dont l'âge priabonien est certain (flyschs subbriançonnais) **ou probable** (Grès d'Annot) (Kerckhove, 1969). Cette hypothèse (en terme d'âge) est par la suite confirmée pour les sous-bassins de Sanguinière-Restefond et des Trois Évêchés par les datations réalisées par Sztrákos & du Fornel (2003). Dans le bassin nummulitique du domaine autochtone, les Schistes à Blocs marquent donc un changement plus ou moins brutal de la sédimentation. D'après Kerckhove (1969), dans certains cas, des « ***rémissions permettent la reprise de la sédimentation rythmique gréseuse*** », interdigitées au sein de la partie basale des Schistes à

Blocs, ont alors le même âge que le *« toit des grès priaboniens autochtones »* (Figure X-4 - Figure X-6).



Coupe de la base de l'arête NE du trou de l'Aigle (massif du Pelat), à 2km au NNE du Col de la Cayolle.

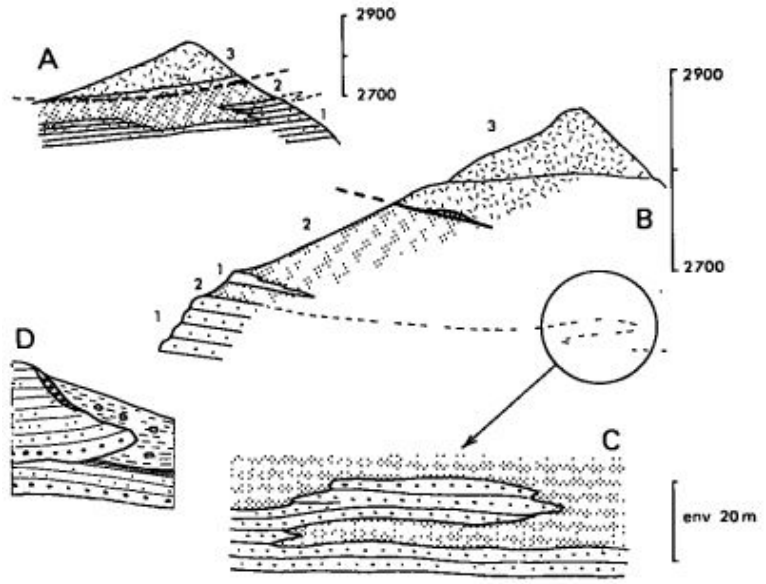
1, Partie sommitale des Grès d'Annot ;

2, Première lentille de Schistes à Blocs dans la partie sommitale des grès ;

3, 5, Schistes à Blocs ;

4, Récurrence de Grès d'Annot.

Figure X-4. Récurrences de grès dans les Schistes à Blocs ou lentille de Schistes à Blocs dans la partie sommitale des Grès d'Annot du massif du Pelat (d'après Kerckhove, 1969).



Coupe de la Cime de la Bonette dans le massif de Restefond.

A, Face ouest ;
B, C, Face est ;
D, Détail d'un contact à l'échelle du banc ;

1, Partie sommitale des Grès d'Annot et récurrences dans les Schistes à Blocs ;
2, Schistes à Blocs ;
3, « Flysch dissocié » en contact anormal avec quelques rares écailles basales de la nappe de l'Autapie.

Figure X-5. Intrications latérales entre les Grès d'Annot et les Schistes à Blocs dans le massif de Restefond (d'après Kerckhove, 1969).

Inglis *et al.* (1981) montrent principalement dans la partie ouest du bassin, deux types de contact Grès d'Annot – Schistes à Blocs. Les Schistes à Blocs y sont généralement concordants avec les Grès d'Annot, et le passage des marnes brunes supérieures aux Schistes à Blocs y est progressif, par la présence de l'unité des « *Schistes à Blocs autochtones* » ; sauf dans le secteur de Lavecq où les Grès d'Annot sont incisés, les marnes brunes supérieures sont érodées, et les « *Schistes à Blocs Exotiques* » reposent directement sur la surface d'érosion (Figure X-7).

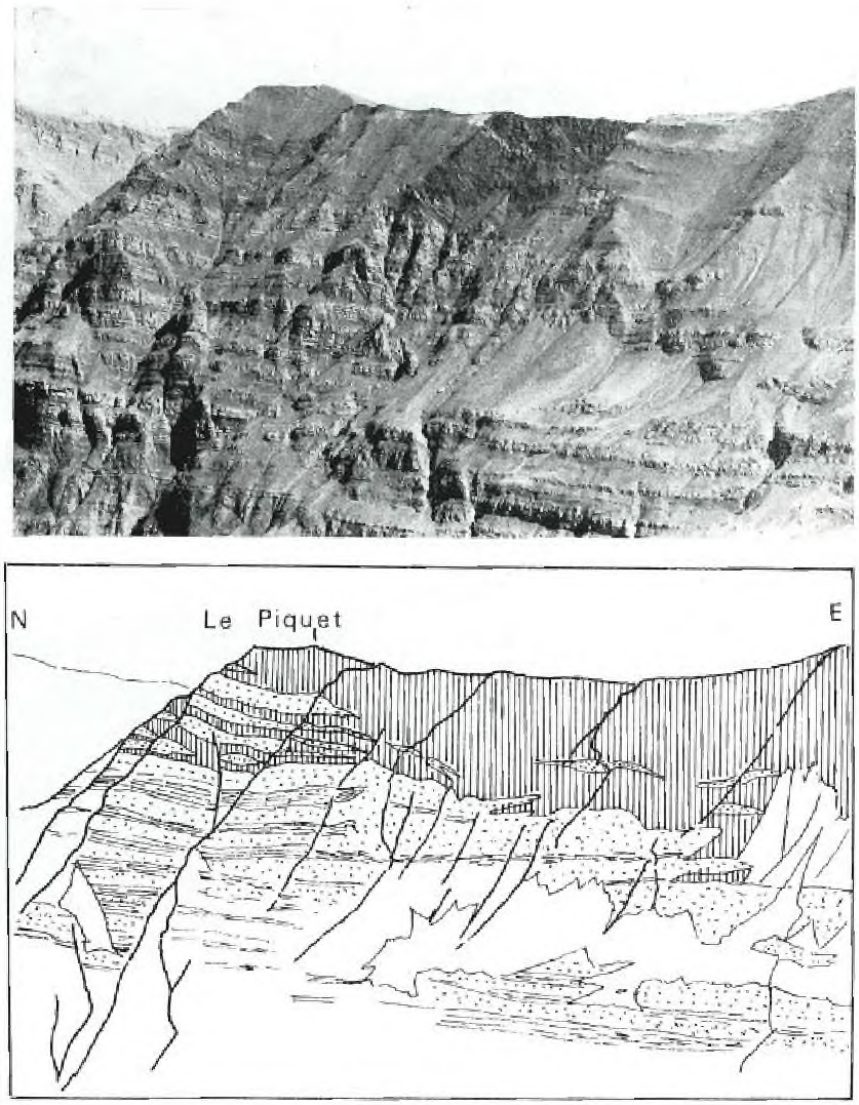


Figure X-6. Intrications latérales au sommet des Grès du Champsaur dans la région de Dormillouse (d'après Kerckhove, 1969). Les Grès du Champsaur figurent en points, les Schistes à Blocs figurent en hachuré.

Pour Inglis *et al.* (1981) et Jean (1985), le changement de direction entre les apports terrigènes responsables du dépôt des Grès d'Annot, et la direction des « slumps » observables au sommet des Grès d'Annot, traduit **la création d'une pente du NE vers le SW**. Ce changement de paléogéographie coïncide avec le sens de propagation des Schistes à Blocs proposé par Inglis *et al.* (1981). **Les ravinements observés au sommet des grès seraient consécutifs aux loupes d'arrachement et de glissement à l'origine des niveaux de « slumps ». Les ravinements auraient alors été comblés presque immédiatement par les argiles à blocs**.

À plus grande échelle, les ravinements beaucoup plus grands seraient potentiellement les marques laissées par un **ancien canyon « *de Bousieyas - Tête-Ronde* »** (Jean, 1985). Jean (1985) observe à l'échelle de l'affleurement que **le contact est parfois plat, parfois en incision**, ce dernier cas étant particulièrement visible à la Bonette et à la Tête-Ronde (Figure X-8). À l'échelle du bassin

des Grès d'Annot ouest-Argentera, **l'incision majeure est localisée au niveau du Col de la Moutière** (Figure X-9).

Ravenne *et al.* (1987) décrivent une surface de ravinement qui tranche « *à l'emporte-pièce* » les Grès d'Annot, ce qui pour ces auteurs signifie une **lithification précoce suffisante des grès avant leur érosion.**

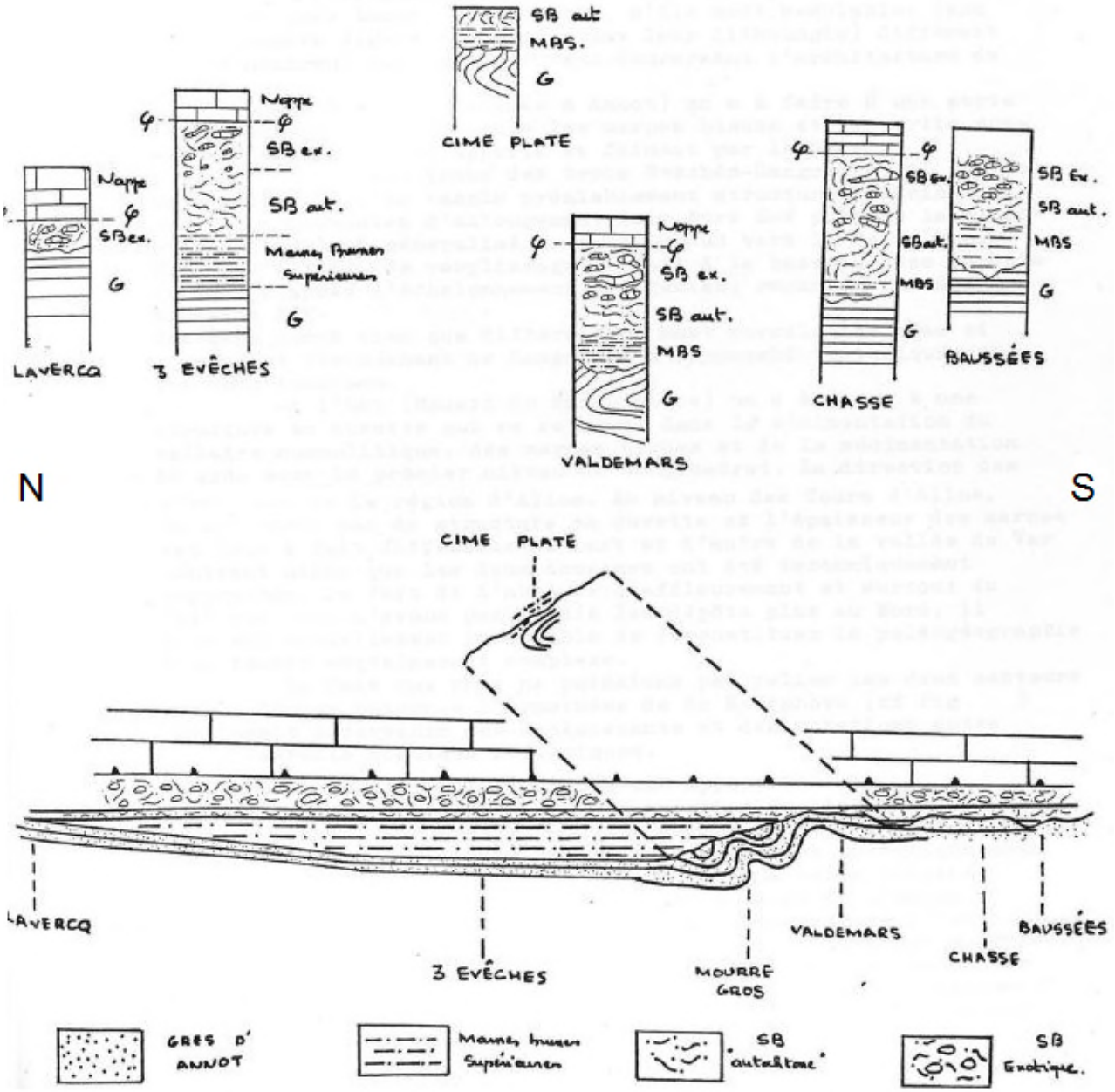


Figure X-7. Concordance des Schistes à Blocs avec les marnes brunes supérieures dans la partie ouest du bassin (d'après Inglis *et al.*, 1981).

Ravenne *et al.* (1987) approuvent l'hypothèse soumise par Inglis *et al.* (1981) concernant les « slumps » présents au sommet des Grès d'Annot créés suite à un basculement vers le NW du bassin, puis par la troncature des grès slumpés par la surface d'érosion. Ils complètent la description de la surface de ravinement par l'observation d'**une croûte noire drapant la surface**, **caractéristique des surfaces d'érosion sous-marines**. Ils rappellent également l'observation faite par Le Varlet & Roy (1983) qui ont signalé au niveau de la surface des **stries et des cannelures**, qui peuvent être

confondues avec des figures glaciaires. Selon Ravenne *et al.* (1987), l'origine de ce ravinement est la **création de canyons profonds d'au moins 100 m et de largeur d'ordre kilométrique, orientés NE-SW** à cause du basculement du bassin. Ces auteurs apportent une hypothèse nouvelle, à savoir que de part et d'autre de la demi-fenêtre d'Embrun, les Grès d'Annot ont été complètement érodés à l'amont des canyons, ce qui implique que les olistostromes (i.e. les Schistes à Blocs) reposent directement sur le substratum mésozoïque (Figure X-10). Située entre le Pelvoux et ce qui deviendra le Mercantour, cette zone se serait comportée en « *couloir d'avalanche* » principal entrainant les Grès d'Annot démantelés par glissement, et incorporés au front des olistostromes (Ravenne et *al.* 1987).

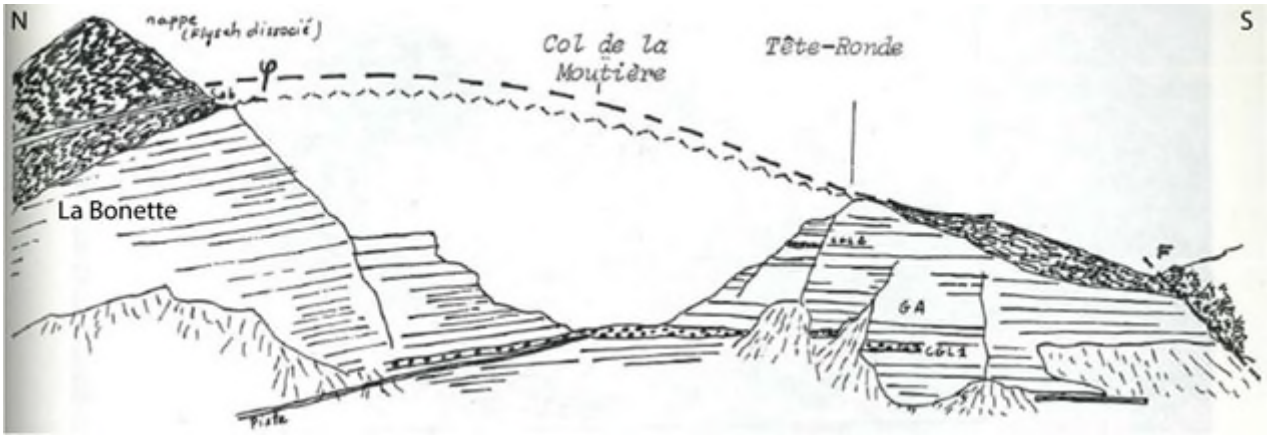


Figure X-8. Schistes à Blocs (Sab) en contact ravinant sur les Grès d'Annot (GA) de part et d'autre du col de la Moutière (d'après Jean, 1985).

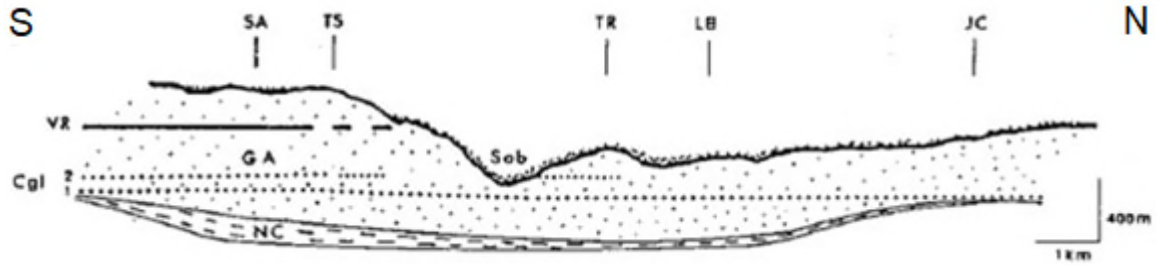


Figure X-9. Coupe schématique S-N dans le bassin des Grès d'Annot ouest-Argentera (d'après Jean, 1985). NC: Nummulitique carbonaté; GA: Grès d'Annot; Cgl1-Cgl2: débrites-repères; VR:vire argileuse repère; Sab: Schistes à Blocs. SA: Sanguineirette; TS:Tête de Sanguinière; TR: Tête-Ronde; LB: La Bonette; JC: Jas du Chamois.

Plusieurs hypothèses pourraient expliquer la présence de ce « couloir d'avalanche » initialement introduit par Ravenne et *al.* (1987) :

(i) Cette zone correspondrait à l'origine à la partie distale du « chenal de Sanguinière », ce qui impliquerait une épaisseur peu importante des Grès d'Annot (Ravenne et *al.*, 1987),

(ii) Le flanc du chenal aurait été instable, favorisant ainsi les glissements durant le dépôt des Grès d'Annot (Ravenne et *al.*, 1987),

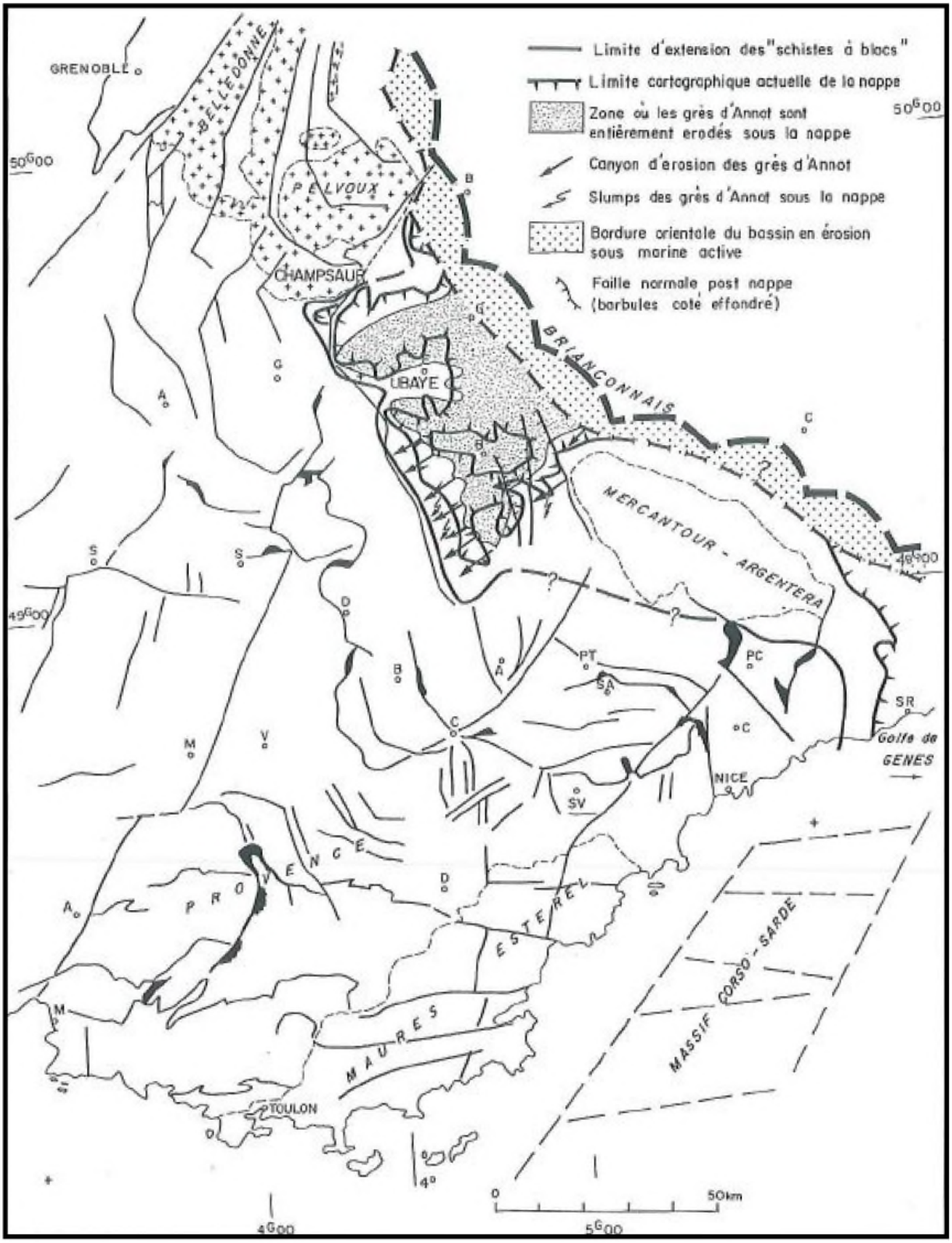


Figure X-10. Carte de l'étendue des Schistes à Blocs et de la Nappe de l'Autapie, montrant les limites de la demi-fenêtre d'Embrun où les Schistes à Blocs reposent directement sur le substratum mésozoïque (d'après Ravenne *et al.*, 1987).

(iii) Une génération de **failles normales orientées N60 à N80, syn-dépôt des Schistes à Blocs**, est décrite par Lansigu (2000). **Ces failles structureraient selon ce dernier auteur la formation de canyons au Sud de la Cime de la Bonette.** Les érosions décrites par Jean (1985) constitueraient alors les épaulements de ces canyons. Lansigu (2000) avance cette hypothèse par l'observation d'une déformation décroissante de la base vers le sommet des Schistes à Blocs, qui sont plaqués contre les escarpements de cette génération de failles.

Enfin, Dumont *et al.* (2011, 2012) notent via restauration des failles normales tardives un approfondissement de l'incision Grès d'Annot – Schistes à Blocs le long du vallon de la Moutière, selon eux en direction du Nord-Ouest (Figure X-11), ce qui selon eux n'est pas le résultat d'une tronçature tectonique des turbidites.

X.1.7. Les « Schistes à Blocs » du synclinal de Peïra-Cava : une exception lithologique et géographique ?

Contrairement aux Schistes à Blocs étudiés jusque-là par de nombreux auteurs dans les autres localités du bassin des Grès d'Annot, Wazi *et al.* (1985) décrivent dans le synclinal de Peïra-Cava, au Col de Turini, **des Schistes à Blocs complètement dépourvus des lithologies provenant du démantèlement de la nappe de l'Autapie**, **ou provenant des séries subbriançonnaises et briançonnaises**. Les blocs y sont anguleux et hétérométriques, et proviennent de faciès indurés du Nummulitique autochtone, à savoir :

i) Des marnes biomicritiques à Globigérines épineuses et *Globoratalia* ;

ii) Un faciès de transition entre les marnes précédentes et les Grès d'Annot ;

iii) Des laminites contournées à granularité fine, rappelant le faciès fin présent au sein des Grès d'Annot ;

iv) Plus rarement, un faciès de transition entre les Calcaires Nummulitiques et les Marnes Bleues (Marnes à Globigérines).

Wazi *et al.* (1985) observent également une déformation synschisteuse venant perturber la stratification de la matrice, qui peut être localement microbréchique. Ils supposent alors que les déformations synsédimentaires du synclinal de Peïra-Cava sont à l'origine des « slumps » observés dans les Grès d'Annot. Ces derniers sont les prémices de la déformation synchisteuse, et cette dernière fait écho en domaine externe aux mises en place des unités allochtones dans la partie interne (Wazi *et al.*, 1985). L'absence du chevauchement de la nappe de l'Autapie, ainsi que la composition singulière des blocs issus uniquement du remaniement de la série autochtone, signifieraient que les Schistes à Blocs du synclinal de Peïra-Cava constituent un « *olistostrome terminal* » (Wazi *et al.*, 1985).

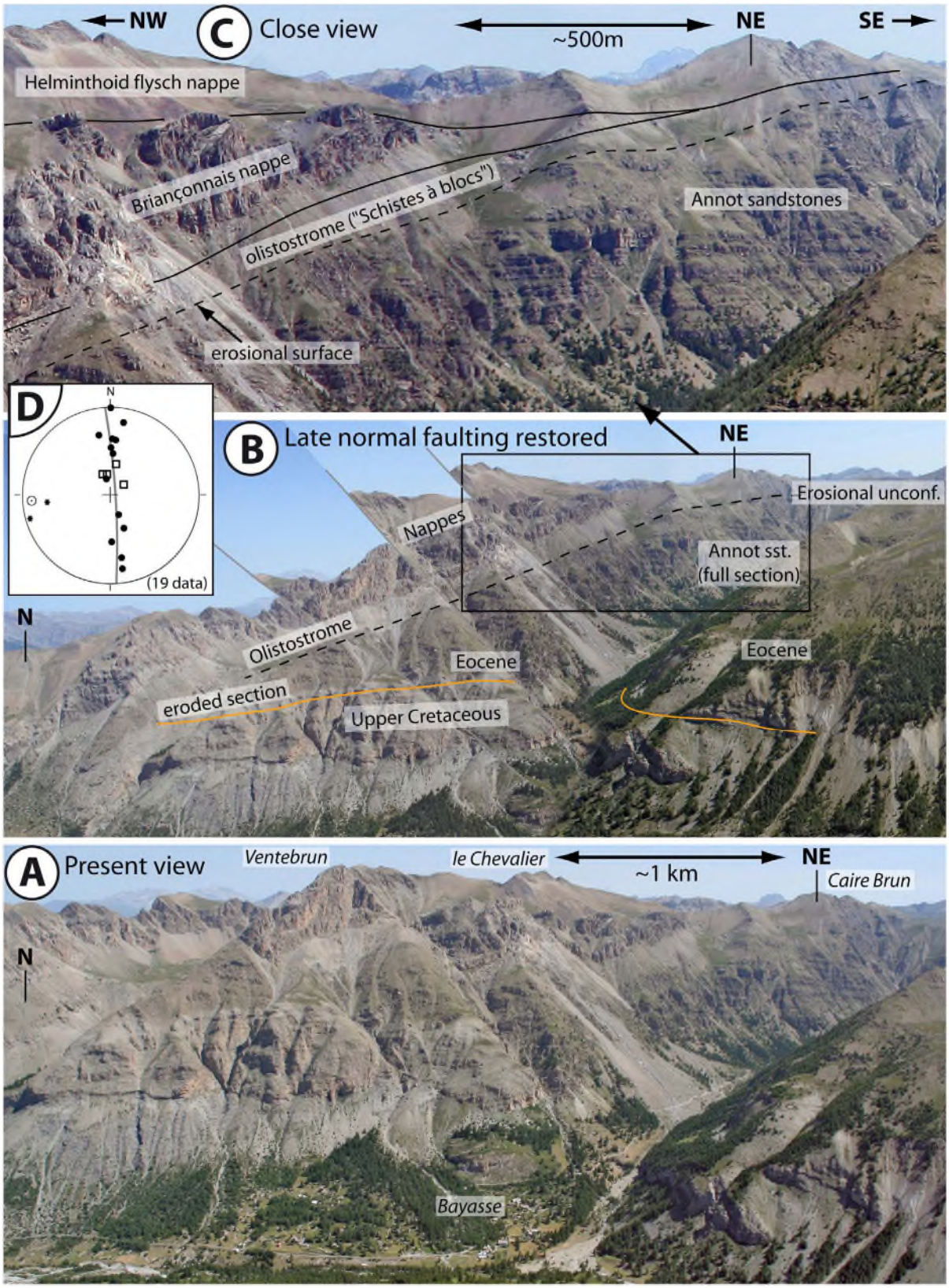


Figure X-11. Approfondissement de la surface d'érosion Grès d'Annot Schistes à Blocs le long du vallon de la Moutière (d'après Dumont *et al.*, 2011).

X.1.8. Synthèse : modèles génétiques proposés

Kerckhove (1969) interprète que le matériel terrigène se déposait sous forme de coulées boueuses sous-marines, provenant d'éboulis formés au front de la nappe de l'Autapie. Les éboulis chutaient dans les « vases nummulitiques non consolidées », le tout étant emporté par de « *vastes slumpings* », se déplaçant peu à peu vers le centre du bassin grâce à l'avancée de la nappe (Kerckhove, 1969). Le centre du bassin se déplaçait alors également progressivement vers la partie externe de l'Embrunais-Ubaye, jusqu'à recouvrir régionalement les séries nummulitiques. Selon Kerckhove (1969), on pourrait idéalement observer la migration du dépôt-centre par la migration des biseaux de Schistes à Blocs au sommet des grès turbiditiques (Figure X-12). Ceux relevés à la Bonette sont alignés selon une direction Est-Ouest, et pourraient correspondre à ce processus.

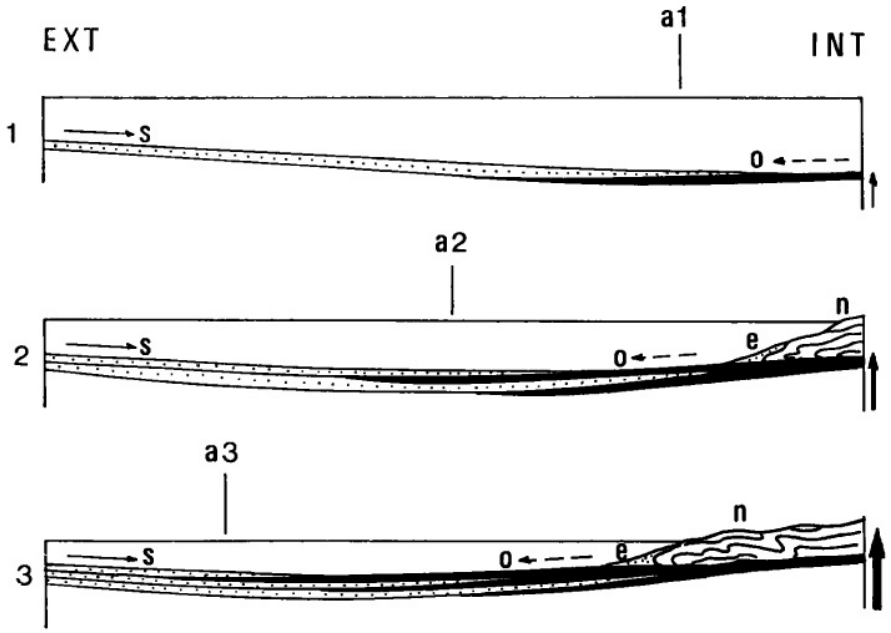


Figure X-12. Schéma théorique explicitant le processus sédimentaire de formation des intrications entre les Grès d'Annot et les Schistes à Blocs (d'après Kerckhove 1969).

1, 2, 3, stades successifs de l'évolution du bassin des Schistes à Blocs ; a1, a2, a3, positions successives de l'axe du bassin ; S, sédimentation normale du bassin nummulitique avec apports « externes » ; O, avalanches sous-marines formant les olistostromes ; e, éboulis au front de la nappe de l'Autapie (n).

Kerckhove (1969) suppose que l'érosion au toit des Grès d'Annot des secteurs de Restefond et de la Cayolle est due à l'arrivée des coulées boueuses, et devait perturber les bancs sableux turbiditiques non consolidés, de même que les courants de turbidité devaient déranger les masses glissées. Par contre, l'absence quasi généralisée de biseaux de Schistes à Blocs sur le Nummulitique subbriançonnais signifie pour Kerckhove (1969) une arrivée brutale des coulées boueuses.

Malgré cette interprétation relativement complète des processus de genèse et de dépôt des Schistes à Blocs, l'interprétation tectogénétique de leur mise en place reste néanmoins problématique selon Kerckhove (1975). En effet, il situe les Schistes à Blocs au sommet de la plupart des séries autochtones (Grès d'Annot et Grès du Champsaur), ainsi qu'au toit des nappes subbriançonnaises

(flysch subbriançonnais). De plus, ils apparaissent également comme *« d'étroites cicatrices entre certaines unités subbriançonnaises ou même au sein des flyschs de la nappe de l'Autapie* ».

Inglis *et al.* (1981) supposent que la direction d'apport des Schistes à Blocs au sein du bassin des Grès d'Annot sud-alpin français est N40 et de sens NW-SE, avec une mise en place de la fin de l'Éocène au début de l'Oligocène.

Plus tard, des Schistes à Blocs sont découverts par Wazi *et al.* (1985) au Col du Turini, dans la partie nord du synclinal de Peïra-Cava, dans une position stratigraphique identique à ceux de l'Embunais-Ubaye, i.e. au sommet des Grès d'Annot. Néanmoins, l'absence de blocs issus de la nappe de l'Autapie au sein de ces Schistes à Blocs impliquerait selon Wazi *et al.* (1985) leur dépôt sous la forme d'un « *olistostrome distal* ».

X.2. ESTIMATION DE L'ÂGE DES SCHISTES À BLOCS GRÂCE AUX TRAVAUX PRÉCÉDENTS

X.2.1. Synthèse des âges donnés aux Schistes à Blocs lors des travaux précédents

Les travaux de différents auteurs proposent plusieurs âges pour la datation des Schistes à Blocs de l'Embrunais-Ubaye :

- Lutétien (Schnegans 1938 ; Keckhove 1963) ;
- Lutétien à Priabonien inférieur (Gignouw and Moret 1937) ;
- Éocène supérieur à début Oligocène (Inglis *et al.*, 1981) ;
- Début de l'Oligocène (Kerckhove, 1964) ;
- Les intrications latérales à la base des Schistes à Blocs sont de même âge que le « *toit des grès priaboniens autochtones* », i.e. du Priabonien, ou plus récentes (Kerckhove, 1969).

Néanmoins, aucune de ces datations n'a été réalisée de manière directe de par le caractère azoïque des marnes brunes supérieures ainsi que des Schistes à Blocs (Kerckhove, 1969; 1975; Sztrákos & du Fornel, 2003). En effet, ces auteurs ne se sont basés que sur le **principe de superposition**, les Schistes à Blocs étant stratigraphiquement superposés aux Grès d'Annot, où dans ces derniers, les datations de faunes sont possibles. Jusqu'à maintenant, ce sont Sztrákos & du Fornel (2003) qui ont réalisé les datations les plus robustes dans les Grès d'Annot sous-jacents aux Schistes à Blocs. Elles indiquent le **Rupélien (biozone NP21)** au Nord (Montagne de l'Avalanche) **dans bassin de Sanguinière-Restefond** (Figure X-13). Sztrákos & du Fornel (2003) donnent un âge également NP19 aux Grès d'Annot du bassin de Peïra-Cava, ce qui signifie également que les Schistes à Blocs sont diachrones de l'Est vers l'Ouest (Figure X-13).

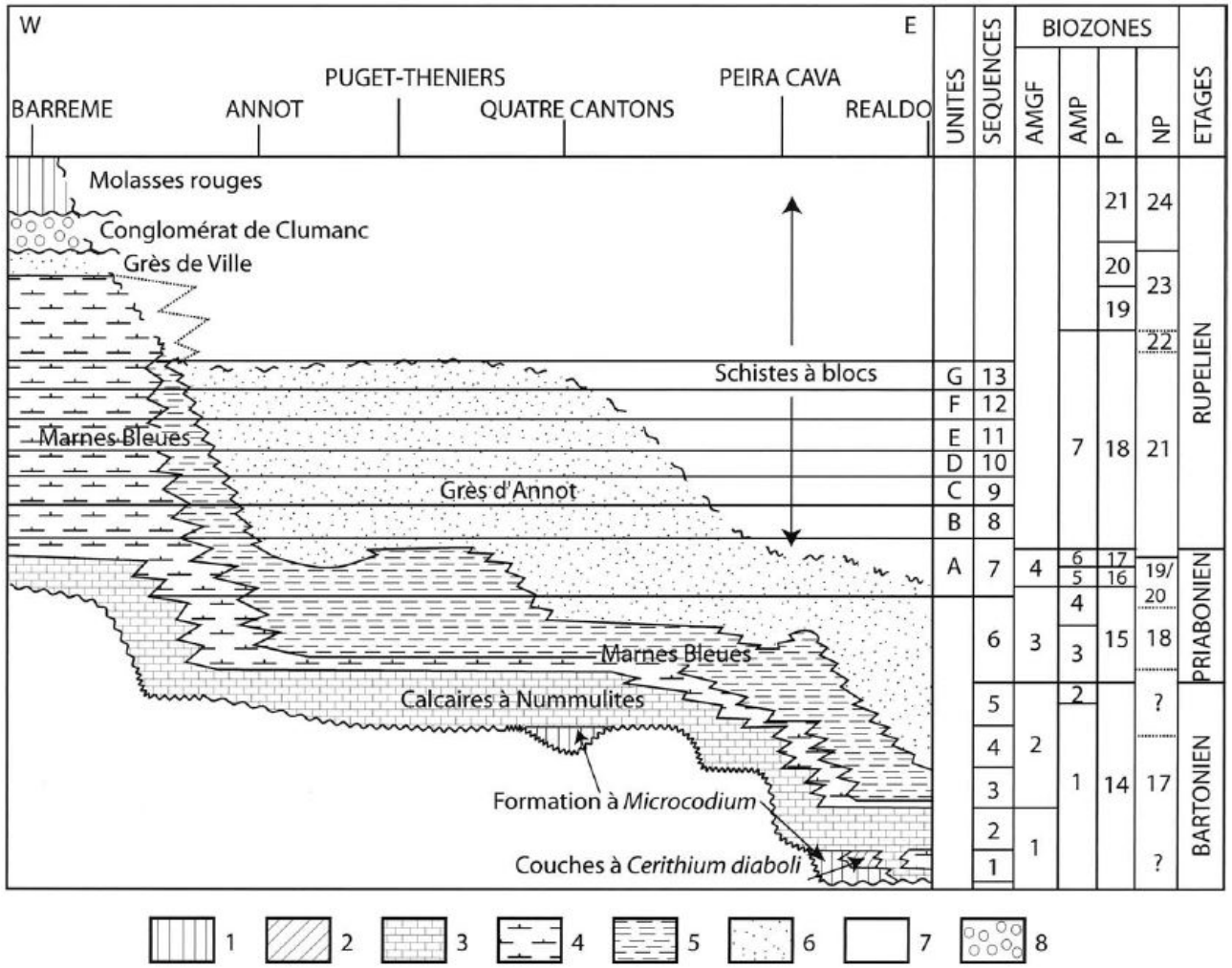


Figure X-13. Lithostratigraphie, biostratigraphie, séquence de dépôt et événements tectoniques dans le Paléogène des Alpes Maritimes et de Provence (d'après Sztrákos & du Fornel, 2003).

1. Continental (Formation à *Microcodium*) ; 2. Plate-forme interne (Couches à *Cerithium diaboli*) ; 3. Plate-forme carbonatée (Calcaires à *Nummulites*) ; 4. Plate-forme externe (Marnes Bleues) ; 5. Talus continental et bassin bathyal (Marnes Bleues) ; 6. Turbidites (Grès d'Annot) ; 7. Dépôts de front de chevauchement ; 8. Dépôts molassiques marins.

En conclusion, par principe de superpostion, on ne peut donc donner un âge plus vieux que NP21 ou NP22 à l'incision et au remplissage des canyons ; ni leur donner pour la partie Française, avec certitude, une extension méridionale plus étendue que la limite sud des sous-bassins de Sanguinière-Restefond et des Trois Evêchés.

X.2.3. Présence dans le bassin de Barrême de matériaux issus de l'érosion des zones internes

D'après Callec (2001), la fermeture du bassin marin de Barrême se produit durant le **Rupélien supérieur**. Lors de cette phase de comblement, le matériau détritique alimentant les complexes deltaïques de Clumanc et de St-Lions montre progressivement une origine alpine, avec notamment des produits de démantèlement des zones internes, et de **bassins** orientaux plus anciens, tels que celui **d'Annot et du Grand Coyer** (Callec, 2001). Ceci implique que les grès sud-orientaux et la nappe de l'Autapie **sont sujets à l'érosion**, et que le comblement définitif du bassin d'Annot serait achevé au plus tard, au cours de **la zone à foraminifères P20 équivalent NP23 (**Callec, 2001; Figure X-13). **NP23 serait donc l'âge le plus tardif possible pour le dépôt des Schistes à Blocs (**Callec, 2001**).**

X.2.4. Le wildflysch de l'Ultrahelvétique inférieur du Val d'Illiez (Valais, Suisse) et de Platé (Haute-Savoie) : un analogue aux Schistes à Blocs ?

Dans de nombreuses autres localités des Alpes, des complexes chaotiques se retrouvent dans une position stratigraphique similaire aux Schistes à Blocs, ce qui tend à renforcer l'hypothèse d'une origine strictement tectonique de cette unité (Kindler, 1988). Toutefois quasiment à la même époque, cette hypothèse était partiellement invalidée par la mise en évidence dans le parautochone du Haut Val d'Illiez (Figure X-14A-B) d'un paléocanyon d'âge Oligocène. Ce dernier est comblé par le Wildflysch (Mayoraz *et al.*, 1988), et son architecture interne (Figure X-14C-E et F) n'est pas sans rappeler celle qui sera développée dans le Chapitre XI.

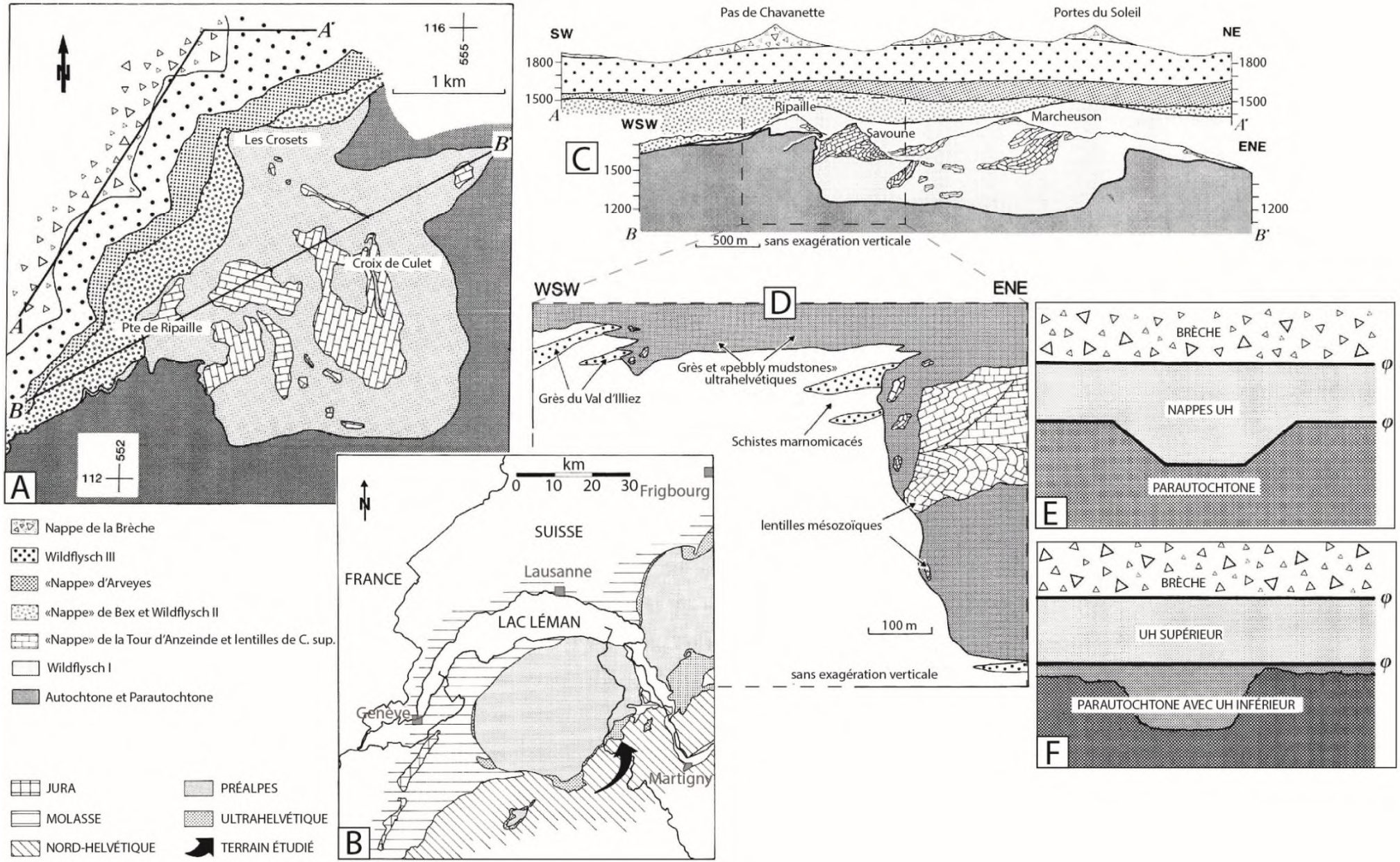


Figure X-14. Le wildflysch ultra-helvétique du Haut Val d'Illiez (Valais, Suisse Romande, modifié d'après Mayoraz et *al*. 1988). Légende à la page suivante.

Légende de la figure précédente. A) Carte géologique du canyon hypothétique comblé par le Wildflych ultra-helvétique et localisation de la figure C. B) Carte de localisation du canyon oligocène au sein de l'arc alpin. C) Coupes structurales sériées A-A' à rtavers la nappe de la Brèche et B-B' à travers l'autochtone et le parautochtone. D) Vue rapprochée sur le flanc occidental du canyon. E) Schéma explicatif de la théorique allochtone de la morphologie de la base du Wildflysch. F) Théorie autochtone de la morphologie de la base du Wildflysch, et qui correspond à l'incision du canyon.

X.3. SYNTHÈSE DES CONNAISSANCES SUR LES SCHISTES À BLOCS

Dans la partie septentrionale des chaines subalpines méridionales françaises, la Formation des Schistes à Blocs (Sab) a été décrite en premier lieu lors des travaux de Kerckhove (1964, 1969), et repose principalement de manière discordante sur la Formation des Grès d'Annot (Kerckove, 1969, 1975 ; Inglis et *al*., 1981 ; Jean, 1985 ; Jean et *al* ; 1985, Ravenne et *al*., 1987 ; Joseph et *al.*, 2004 ; Figure X-9). Des glissements sous-marins dans les derniers niveaux de Grès d'Annot sont communément associés à cette surface (Inglis et *al*., 1981 ; Jean, 1985 ; Jean et *al* ; 1985 ; (Ravenne et *al*., 1987 ; Figure X-7).

Elle est subdivisée en deux membres qui sont stratigraphiquement superposés (Kerckove, 1975 ; Inglis et *al.*, 1981 ; Jean, 1985 ; Jean et *al*., 1985). Les « Schistes Bruns » (Inglis et *al.*, 1981 ; Jean, 1985 ; Jean et *al*., 1985) forment des alternances argilo-gréseuses turbiditiques (Kerckhove, 1975 ; Inglis et *al.*, 1981 ; Jean, 1985 ; Jean et *al*., 1985) où peuvent également s'intercaler des niveaux pauvres en blocs mais de nature polygénique (Kerckhove, 1975 ; Inglis et *al*., 1981 ; Figure X-3 et Figure X-7). Ils sont succédés par les « Schistes à Blocs Exotiques » (Inglis et *al.*, 1981 ; Jean, 1985 ; Jean et *al*., 1985) dont les blocs sont resédimentés dans une matrice argileuse. Leur taille est variable et leur origine exotique au bassin nummulitique, ils sont principalement issus du remaniement du Flysch à Helminthoïdes, par destabilisation du front de la nappe de l'Autapie (Kerckhove, 1975 ; Figure X-12).

L'âge supposé des Sab, par leur caractère stérile en contenu faunistique, est l'Oligocène inférieur (Kerckhove, 1969), au plus vieux NP21 par la datation des ultimes niveaux de Grès d'Annot (Sztrakos et du Founel, 2003 ; Figure X-13), et au plus jeune NP23 par l'érosion de la partie interne du bassin, et dont le produit est resédimenté dans le bassin de Barrème (Callec 2001).

Dans le sous-bassin de Sanguinière-Restefond, l'érosion entaille de plusieurs centaines de mètres de profondeur la stratigraphie des Grès d'Annot (Jean, 1985 ; Jean et *al*., 1985 ; Figure X-9) et ne peut être attribuée à un quelconque processus tectonique (Dumont et *al*., 2011 ; Figure X-11). Elle est considérée comme la résultante de l'incision d'un canyon sous-marin (Jean, 1985 ; Figure X-9) qui est contrôlé par des failles normales syn-sédimentaires (Lansigu 2000).

CHAPITRE XI. STRUCTURATION SYN-SÉDIMENTAIRE D'UN CANYON SOUS-MARIN INCISÉ DANS LES GRÈS D'ANNOT ET COMBLÉ PAR LES SCHISTES À BLOCS (PRIABONIEN, COL DE LA BONETTE)

XI.1. INTRODUCTION

Ce chapitre regroupe les principaux résultats obtenus dans le secteur méridional de la Cime de la Bonette (Alpes de Haute Provence). Cette zone appartient au sous-bassin de Sanguinière-Restefond situé dans la partie nord-est du bassin d'avant-pays alpin occidental (Figure XI-1).

Ce travail concerne tout particulièrement l'analyse morpho-structurale de la surface d'incision sommitale (iGA-Sb) des Grès d'Annot (GA). Le lien qui existe entre les structures syn-sédimentaires et les nombreux glissements sous-marins mis en évidence dans ce secteur lors d'études antérieures sera précisé. De plus, l'observation des propriétés morphométriques de l'incision et des glissements permet de compléter les études précédentes portant sur l'état d'induration précoce des Grès d'Annot. Pour se faire, une étude des indicateurs cinématiques des glissements les plus conséquents a été effectuée.

Grâce à une approche cartographique précise des surfaces basales des Schistes Bruns et des Schistes à Blocs Exotiques, ce chapitre a pour objectif de caractériser l'architecture stratigraphique des Schistes à Blocs. Il vise plus particulièrement à décrire l'ensemble des faciès et associations de faciès sédimentaires constituant les Schistes Bruns (Sb). Les données analytiques recueillies sur le terrain seront détaillées. Elles sont notamment constituées de mesures de paléocourants, de la datation des faunes marines, ainsi que de la tentative de traçage des sources terrigènes par datation U/Pb des zircons détritiques.

Enfin, je proposerai un modèle tectono-sédimentaire qui explicite tant à l'échelle de la zone d'étude, qu'à l'échelle régionale, les processus responsables de la genèse de la surface d'incision et des éléments morphologiques qui la composent. Ce modèle tente également d'expliquer les mécanismes responsables du dépôt des Schistes Bruns puis des Schistes à Blocs Exotiques (SabEx) à l'échelle régionale.

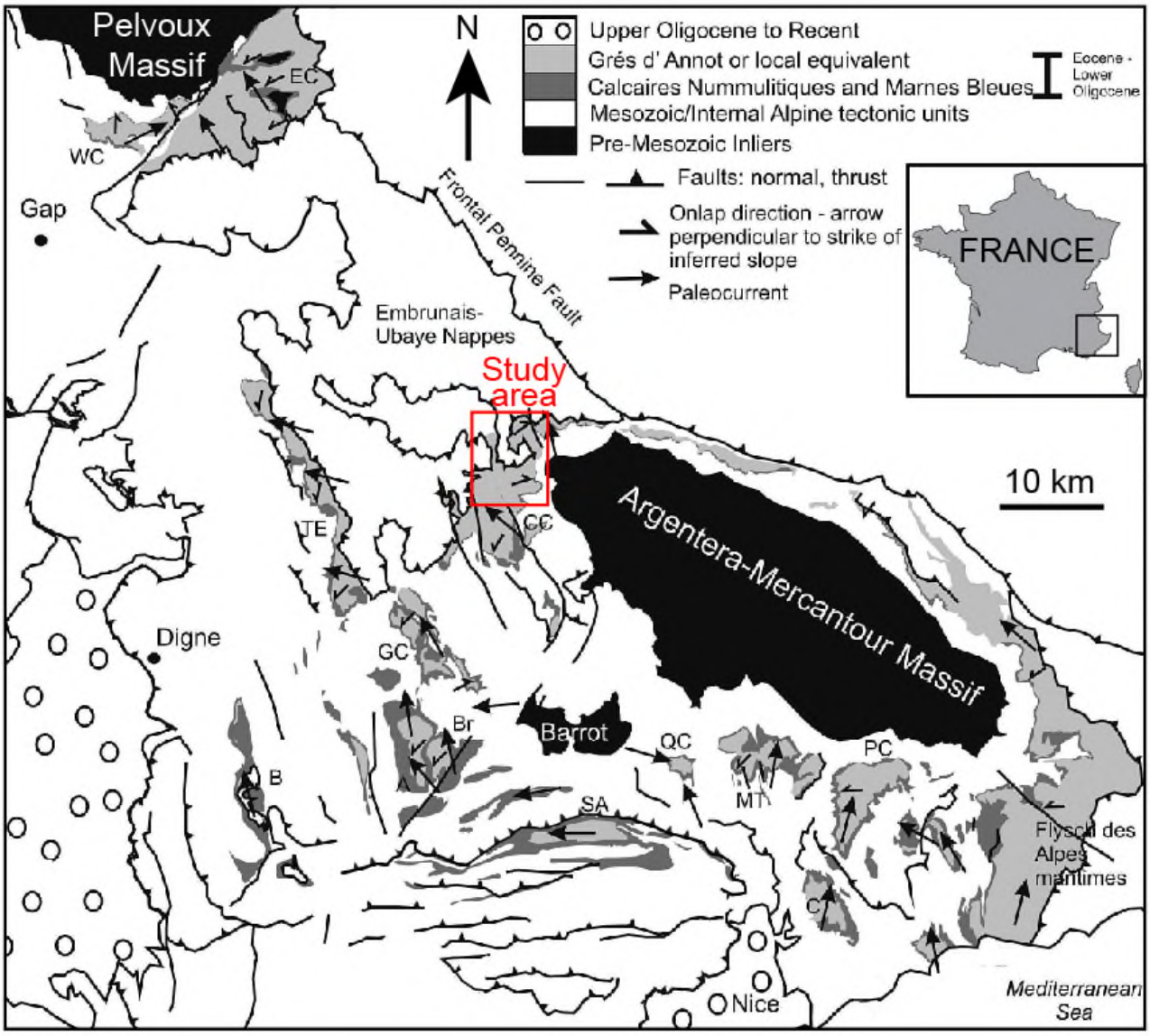


Figure XI-1. Carte structurale du foreland sud-ouest alpin (modifié d'après Vinnels et al. 2010). La zone d'étude et la figure XI-2 sont localisées par le rectangle rouge.

XI.2. MÉTHODES

XI.2.1. Relevés de terrain

Sur la base des cartes réalisées lors d'études précédentes (B.R.G.M. 1974 ; Jean 1985 ; Lansigu 2000), une carte géologique revisitée du secteur de la Bonette-Restefond (Figure XI-2) a été réalisée à partir des observations de terrain et des photos aériennes de l'IGN, qui sont dotées d'une précision à 0,20 m, le tout ayant été géo-référencé dans Global Mapper©. Une attention particulière a été portée à la cartographie détaillée de la surface d'érosion sommitale des Grès d'Annot, qui à de nombreux endroits, a été réalisée à l'aide d'un GPS. La cartographie du niveau de débrite repère 1 au sein de la Formation des Grès d'Annot a été étendue par rapport à celle proposée par Jean (1985). Les principales valeurs mesurées sur le terrain, grâce à un boussole munie d'un clinomètre, sont les valeurs de pendages structuraux et de plans de failles au sein des Grès d'Annot, et les directions de paléocourants dans les GA et les Schistes Bruns (Sb).

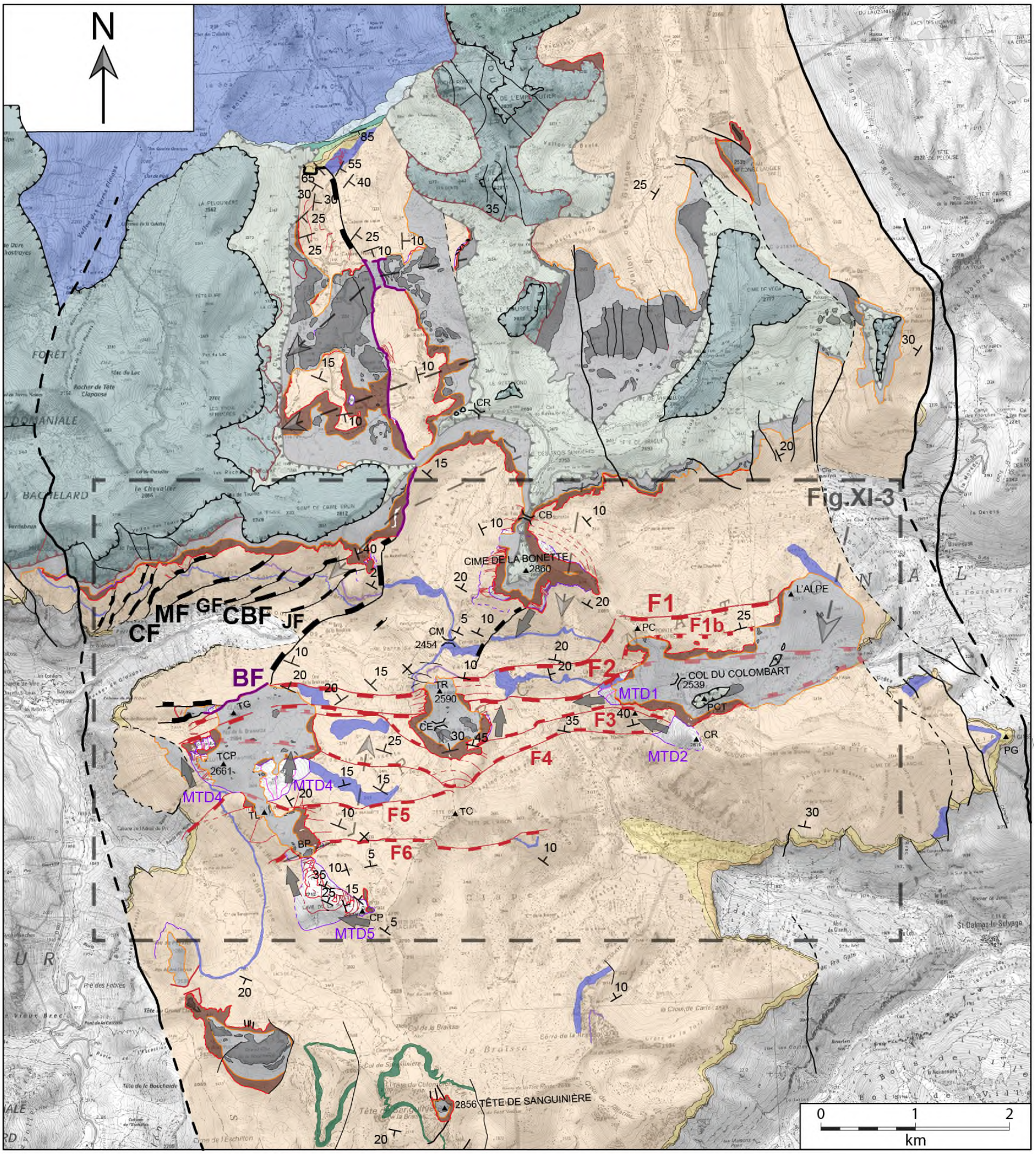


Figure XI-2. Carte géologique revisitée et simplifiée de la zone d'étude, au sein du sous-bassin de Sanguinière-Restefond.

Les directions des paléocourants ont été mesurées sur des rides de courant unidirectionnelles, des figures de base de banc, ou encore sur des mégarides. Elles ont été compilées grâce au logiciel Georose©, tandis que les plans de failles l'ont été sur Stereonet©. Les épaisseurs des sections lithologiques levées au sein de la Formation des Schistes à Blocs (Sab) ont été mesurées au bâton de Jacob, en débutant le relevé à partir de la surface d'incision Grès d'Annot – Schistes Bruns (iGA-Sb). Toutes les mesures et les tracés des sections lithologiques ont été géo-référencés à l'aide d'un GPS.

XI.2.2. Datation des nannofossiles calcaires, foraminifères planctoniques et benthiques.

Les Schistes Bruns (8 échantillons) ont été exclusivement prélevés dans des faciès marneux à la base série, mais à des niveaux stratigraphiques différents en fonction de leur position en onlap sur la surface d'incision GA-Sb. Les échantillons de Schistes à Blocs Exotiques (2 échantillons) proviennent de la matrice marneuse noire des débrites, prélevée aléatoirement dans la série. La datation des Schistes à Blocs (10 échantillons) a été réalisée par la société Geobiostratdata Consulting, par l'étude de deux groupes d'organismes : (i) les nannofossiles calcaires et (ii) les foraminifères planctoniques et benthiques. Le protocole expérimental pour chaque groupe d'organismes ainsi que les résultats pour chaque échantillon sont détaillés en Annexe A.

XI.2.3. Datation des zircons détritiques par thermochronologie U/Pb.

Les échantillons Bo28b, Bo30, Bo32 et Bo33 ont été analysés à l'Institut für Geowissenschaften, (Petrologie und Geodynamik), Christian-Albrechts-Universität à Kiel. Approximativement 1 à 2 kg de chaque échantillon ont été broyés à une granularité d'environ 250 µm. Les minéraux lourds (principalement des zircons) ont été séparés du broyat par lessivage à l'eau et à l'éthanol. Les zircons pour l'analyse isotopique ont été triés manuellement sous un microscope binoculaire (Olympus SZX16) et ultérieurement montés dans de la résine epoxy, puis polis afin d'exposer leurs cœurs. Cette procédure est requise avant la photographie des zircons grâce à un microscope électronique à balayage (SEM), afin d'obtenir des images par cathodoluminescence (CL). L'imagerie obtenue délivre alors des informations sur la structure interne des zircons telles que les inclusions, zonations, l'altération, les fractures, les cœurs xénocrystalins et les domaines métamictiques. Les images CL ont été utilisées comme base afin de déterminer les grains à analyser et le placement des spots pour l'ablation laser.

Les zircons ont été analysés par spectrométrie de masse à plasma induite par ablation laser (LA-ICP-MS), en utilisant un instrument Agilent 7500ce quadrupole ICP-MS couplé à un laser par système d'excitation ArF ESI NWR193 doté d'une longueur d'onde de 193 nm, et équipé d'une cellule d'ablation TwoVol2.

Les analyses ont été réalisées par l'utilisation de spots de 30 µm de diamètre, avec un temps de chauffe de 20 s, de 30 s d'ablation et de 20 s de temps de lavage. La fréquence du faisceau était de

10 Hz, avec une densité d'énergie de 3.5 J/cm^2, ce qui produit une sensibilité maximale de détection. Le taux d'oxydation des grains de zircon était de moins de 0.5 %.

Le temps d'intégration pour les masses atomiques individuellement scannées a été de 10 ms pour les masses 232 et 238, 30 ms pour les masses 202, 204 et 208. Des durées de 40 à 60 ms ont été respectivement employées pour les masses 206 et 207.

La réduction des données a été effectuée avec le logiciel PepiAge © (Dunkl *et al.* 2009) afin d'éditer le tableau des données. Une feuille de calcul Excel^{TM} a été utilisée pour les différents ratios. Le fractionnement inter-éléments (Pb/U) induit en fonction de la durée d'exposition et de la spectrométrie de masse, ainsi que le Pb commun, ont été corrigés grâce à la même feuille de calcul. Quand cela était nécessaire, le Pb commun a été corrigé en utilisant le bruit de fond et les signaux corrigés du ^{204}Hg et du ratio isotopique du Pb (Stacey and Kramers 1975). L'interférence du ^{204}Hg a été corrigée en mesurant le ^{202}Hg et en utilisant un ratio ^{202}Hg/^{204}Hg de 0.2299.

Les âges, incertitudes et les diagrammes Concordia ont été calculés grâce à l'utilisation du module complémentaire Isoplot3© pour Excel (Ludwig 2003). Les âges Concordia ont été tracés avec des ellipses d'incertitude de 2σ, et les âges d'interception de la droite Discordia sont donnés avec 95 % de confiance. Les analyses sont calibrées par l'utilisation de 91500 zircons (Wiedenbeck *et al.* 1995). La reproductibilité a été contrôlée par la mesure des zircons de référence GJ-1 (Jackson *et al.* 2004). Les résultats figurent en Annexe B, où les ratios isotopiques sont donnés avec une incertitude d'1σ. Pour les âges inférieurs à 1,0 Ga, les ratios ^{206}Pb/^{238}U ratios sont utilisés pour l'interprétation ; pour les âges supérieurs à 1.0 Ga c'est le ratio ^{207}Pb/^{206}Pb qui est utilisé.

XI.3. ORDRE DE GRANDEUR DE L'INCISION ET CONTRÔLE MORPHOLOGIQUE EXERCÉ PAR LES STRUCTURES SYN-SEDIMENTAIRES ET ANTÉRIEURES

XI.3.1. Redéfinition de la structure du Colombart

Dans la zone d'intéret (Figure XI-3), la structure majeure est le faisceau de failles du Colombart (SC), qui est décrit comme un simple graben d'orientation N80E (Lansigu, 2000). Son activité est supposée contemporaine du dépôt des Schistes à Blocs. Elle est délimitée au Sud par la charnière d'un anticlinal d'orientation N140, sur laquelle est grossièrement aligné le vallon actuel de Sanguinière (Figure XI-2). Cette famille de structures est interprétée comme post-nappes (Tempier 1979). La bordure Nord de la SC est délimitée par la faille F1 (Figure XI-3). Au Nord de cette dernière, les Grès d'Annot sont notamment affectés par des failles de croissance, d'orientation principalement N50°E (Lansigu 2000 ; Bouroullec *et al*. 2004) mais aussi N90°E à N110°E (Pochat and Van Den Driessche 2007) (Figure XI-3).

Plusieurs observations tendent à complexifier le faisceau du Colombart : (i) la continuité et la position relative des failles entre elles, (ii) les valeurs des pendages relevés dans les Grès d'Annot au sein de cette structure, mais également au Nord et au Sud de son axe (Figure XI-3).

Les deux failles normales principales de la SC sont F1 et F2, car elles possèdent la plus grande extension cartographique qui est de l'ordre de 6 km. Elles sont à vergence sud. Elles constituent la partie Nord de la SC, sous la forme d'un hemi-graben de largeur kilométrique (Figure XI-3). La partie Sud de la SC comporte des failles normales antithétiques, nommées F3 et F4, qui sont dotées d'une extension cartographique moindre, et qui se relaient sur le *hanging wall* de F2 (Figure XI-3). Enfin, les failles normales F5 et F6 composent la partie la plus Sud la SC. Elles sont à vergence sud et semblent discontinues ou inexistantes dans la partie Est de la zone d'étude (Figure XI-3).

Au sein de la SC, les inclinaisons des pendages sont majoritairement orientées NNE à NE (Figure XI-3). Les pendages changent également d'un hemi-graben à l'autre, selon des variations de l'ordre de 10 à 15°, les plus forts étant relevés au niveau de l'hemi-graben F3-F4 (Figure XI-3). Au sein même de ce bloc, ils sont particulièrement marqués dans sa moitié Est qui correspond à sa largeur minimale. Les pendages peuvent aussi être localement subhorizontaux au niveau des charnières de plis de longueur d'onde de quelques centaines de mètres. Les pendages subhorizontaux sont situés au voisinage des failles : i) dans le vallon de la Braissette sur le *footwall* de F6, et (ii) au col de la Moutière sur le *footwall* de F1 (Figure XI-3).

Au sein de la SC, les inclinaisons des pendages sont majoritairement orientées NNE à NE (Figure XI-3). Les pendages changent également d'un hemi-graben à l'autre, selon des variations de l'ordre de 10 à 15°, les plus forts étant relevés au niveau de l'hemi-graben F3-F4 (Figure XI-3). Au sein même de ce bloc, ils sont particulièrement marqués dans sa moitié Est qui correspond à sa largeur minimale. Les pendages peuvent aussi être localement subhorizontaux au niveau des charnières de plis de longueur d'onde de quelques centaines de mètres. Les pendages subhorizontaux sont situés au voisinage des failles : i) dans le vallon de la Braissette sur le *footwall* de F6, et (ii) au col de la Moutière sur le *footwall* de F1 (Figure XI-3).

Les rejets verticaux des failles normales de la SC sont difficilement mesurables entre certains blocs basculés. Néanmoins, certains ont été estimés grâce à l'affleurement de la débrite repère DF1 sur certains d'entre eux (Tableau XI-1). Les pendages plus forts dans le graben F2-F4, ainsi que le rejet cumulé F1-F2 qui dépasse la centaine de mètres, permettent de qualifier d'avantage la SC en un système de failles normales à vergence sud qui contrôlent un pli en *roll-over* dont le flanc est basculé vers le Nord. Cette asymétrie structurale est particulièrement explicite dans le sous-bassement du Conduit de la Bonette, au niveau du col de l'Escuzier (Figure XI-4).

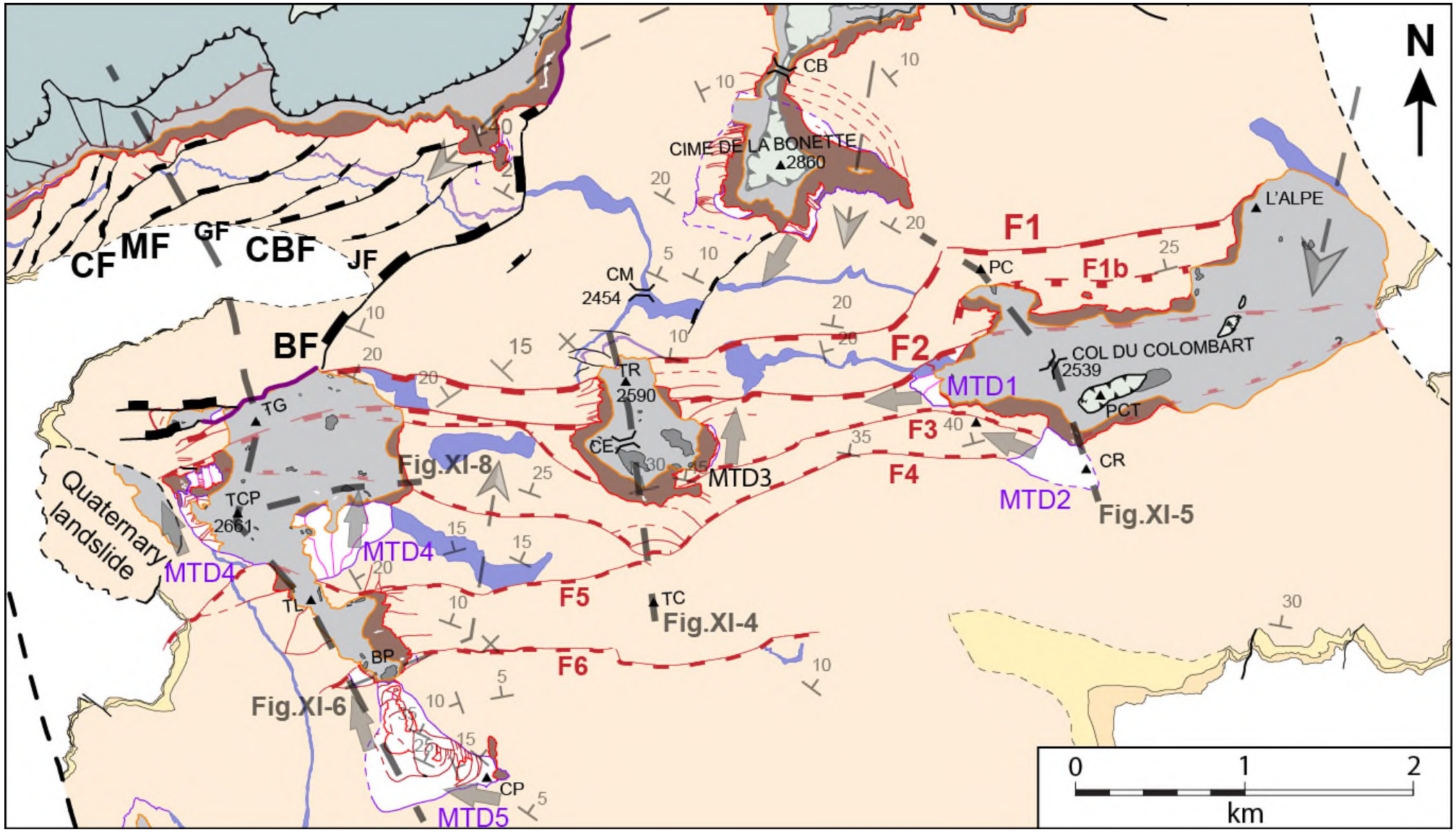


Figure XI-3. Carte géologique simplifiée zoomant sur la zone d'intérêt et localisation des figures XI-4 à 7. La légende est identique à celle de la Figure XI-2.

XI.3.2. Profondeur et asymétrie de l'incision à l'échelle du sous-bassin de Sanguinière-Restefond

Dans le sous-bassin de Sanguinière-Restefond, il a été démontré par la réalisation de coupes lithologiques corrélées au sein des Grès d'Annot que l'incision GA-Sab entaille de plusieurs centaines de mètres la Formation des Grès d'Annot selon un axe N-S (Jean, 1985 ; Jean et *al*., 1985). Un des points les plus hauts stratigraphiquement parlant de l'incision GA-Sab est situé au niveau de la Tête de Sanguinière, où l'érosion se situe à environ 200 m au-dessus de la vire argileuse sommitale, et 600 m au-dessus de la débrite repère DF1 (Jean, 1985 ; Figure X-9 ; Figure XI-2). En faisant abstraction de toute déformation postérieure au dépôt des Grès d'Annot, l'incision forme alors un plateau ou une rampe peu inclinée au niveau du Massif de Sanguinière.

Sur les bords du thalweg du Conduit de la Bonette, l'iGA-Sb forme deux tronçons sub-verticaux qui s'apparentent alors à des murs de hauteur pluri-décamétrique, celui au Nord étant environ deux fois plus haut que celui au Sud (Figure XI-4). Chacun est recouvert par les Schistes Bruns qui emballent notamment deux masses de Grès d'Annot glissées sur le rebord Sud du thalweg. Ces dernières sont de longueur décamétrique.

Faille	Rejet vertical	Vergence	Morphologie(s) de l'iGA-Sb associée(s)	Hauteur des morphologies	Figures
F1	100 m	SSE	Mur + rampe (footwall)	10 + 40 m	Fig. XI-4
F1b	5 m	SSE	Mur (footwall)	100 m	Fig. XI-5C
F1e	1 m	SSE	Rampe (footwall) + mur (hanging wall)	10 + 5 m	Fig. XI-5E
F2	10 m	SSE	Mur (footwall) + mur (hanging wall)	55 + 40 m	Fig. XI-4
			Mur (footwall)	80 m	Figs. XI-5
			Mur (footwall)	50 m	Fig. XI-6B
F3	5 m	NNO	Mur (footwall)	60 m	Fig. XI-4
F5	**45-50 m**	**SSE**	**Mur (hanging wall)**	**50 m**	**Fig. XI-6B**
FPV3	**40-45 m**	**N350°E**	**Mur (hanging wall)**	**40 m**	**Fig. XI-4**
CF	200 m	N320°E	Mur + rampe (footwall)	25 + 150 m	Fig. XI-6B
MF	200 m	N320°E	Mur + rampe + mur (footwall)	10+55+70 m	Fig. XI-6B
CBF	**70 m**	N320°E	**Mur (hanging wall + footwall)**	**80 m**	**Fig. XI-6B**
BF	160 m	N à N320	Mur (footwall)	140 m	Fig. XI-6B

Tableau XI-1. Rejet syn-sédimentaire estimé et direction de vergence de certaines failles de la structure du Colombart. Les lignes surlignées en gras correspondent au cas où l'iGA-Sb s'approfondit dans le sens opposé à la vergence de la faille. Ceci correspond à une sur-incision de son *hanging wall* et non de son *footwall*.

Les Schistes Bruns et les masses glissées s'horizontalisent vers le haut de la série préservée, avec un pendage passant de 30° à 10° et suggérant une forme en pseudo éventail sédimentaire. Au niveau de la crête située au Sud du thalweg du conduit, l'GA-Sb et les Schistes Bruns affleurent sur quelques mètres. L'iGA-Sb y montre aussi un pendage proche de celui des GA sous-jacents.

XI.3.3. Contrôle des failles syn-sédimentaires sur la morphologie en plats, murs et rampes de l'incision

Le flanc Nord de l'iGA-Sb s'appuie sur une succession d'étroits blocs structuraux (Figure XI-4). Dans toute la moitié Nord de Tête-Ronde, l'activité des failles est contemporaine au dépôt des Grès d'Annot (Pochat and Van Den Driessche 2007). La géométrie de l'iGA-Sb en relation avec celles-ci est décrite dans la section XI.3.3.4. Dans la partie Sud de Tête Ronde, les blocs sont basculés vers le Sud, et sont larges de quelques dizaines de mètres seulement. La faille normale qui les délimite au Nord est la faille principale F1 (Figure XI-3 – Figure XI-4).

Sur la bordure Nord du *hanging-wall* de F1, l'GA-Sab forme une dépression d'une dizaine de mètres de large, et de quelques mètres de profondeur. Le bord de son *footwall* est entaillé par un talus incliné de 60 à 70° et haute d'environ 40 m, et qui est moins inclinée que F1.

Au droit de F1 et en contre-bas de la rampe, se trouve un mur d'environ 5 à 6 m de haut qui est dans la continuité géométrique de F1. La rampe et la cuvette sont liées à la position de F1, mais cette dernière est scellée de manière certaine par les Schistes à Blocs (Figure XI-4). Comme pour F1, chaque faille mineure génère une morphologie en escalier avec un mur de 15 à 20 m de haut situé sur son *footwall*, une dépression profonde de quelques mètres, un plat ou une pente peu inclinée qui suit le pendage structural des GA sous-jacents (Figure XI-4B). Chaque couplet mur-plat est incontestablement **scellé par l'onlap des Sb** sur le mur ou la rampe fortement inclinée, incisée dans chaque *footwall*. Le jeu des failles mineures est par conséquent **antérieur au dépôt des Sb**.

La même morphologie en escaliers, constituée cette fois-ci de murs pouvant atteindre la centaine de mètres de hauteur, est observable sur le profil transverse à l'axe du Conduit de la Bonette, au niveau du col du Colombart (Figure XI-5A-B). Le mur le plus haut identifié se situe directement dans la continuité verticale du plan de F1b. Le contact GA-Sab qu'il forme est majoritairement de nature stratigraphique et érosive, et non anormale, comme en atteste sa hauteur qui est 10 à 20 fois plus grande que le rejet vertical de la faille sous-jacente (Figure XI-5B, Figure XI-6). Un ratio de même ordre de grandeur est observable au droit de F1e au rejet tout au plus métrique. Elle contrôle la position d'une rampe inclinée à environ 60° et située sur son *footwall*, et d'un mur situé sur le *hanging wall*, les deux formant un relief d'une quinzaine de mètres de haut (Figure XI-5D, Figure XI-6). Ce dernier est également **scellé par l'onlap des Schistes Bruns**.

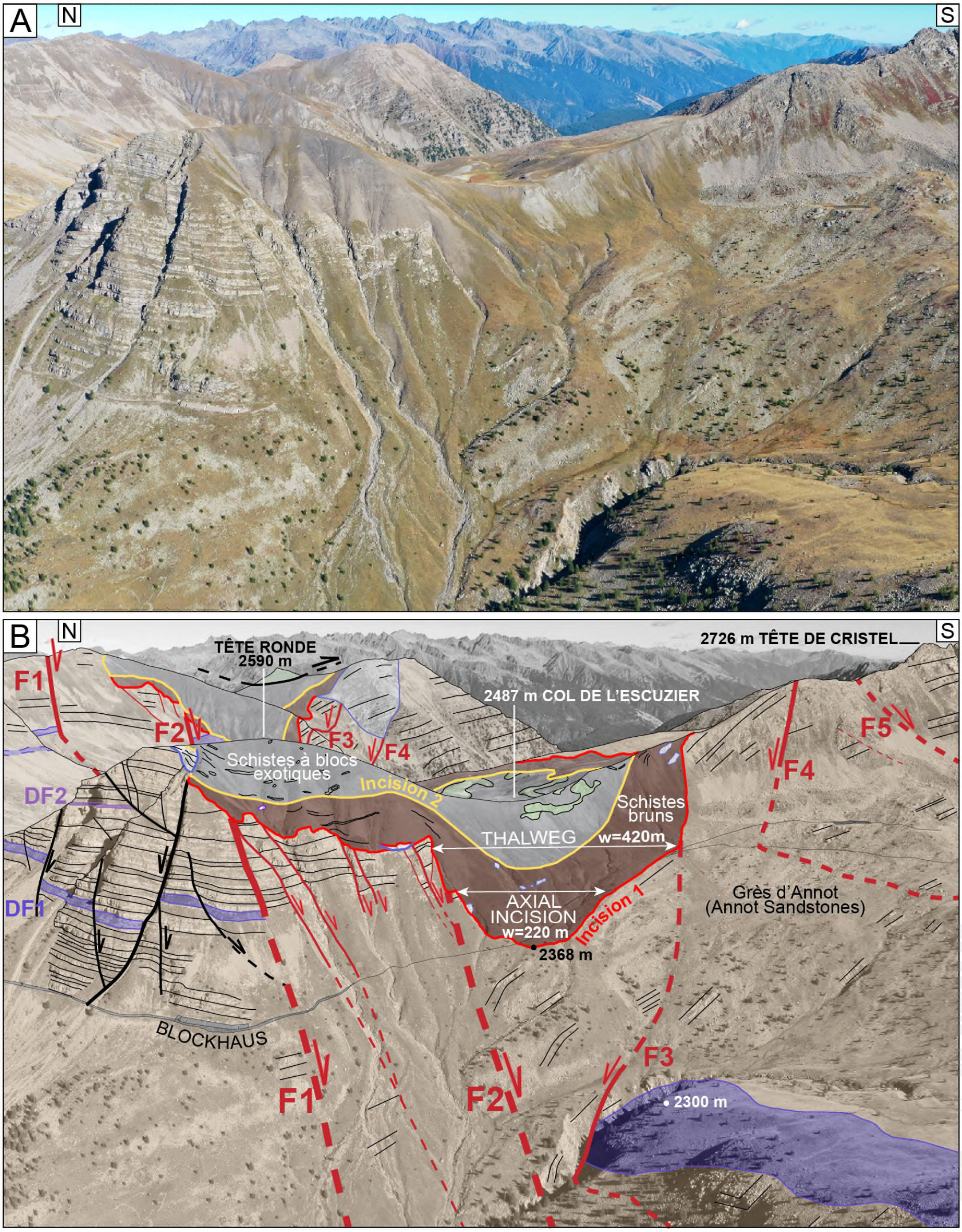


Figure XI-4. Profil transverse au Conduit de la Bonette sur le côté Ouest de Tête-Ronde, du col de l'Escuzier et de la Tête de Cristel. Il explicite l'asymétrie du profil transverse du thalweg causée par la structure majeure du Colombart, ainsi que le contrôle des failles antérieures et syn-dépôt des Schistes à Blocs sur les morphologies en plats, murs et rampes de l'incision.

XI.3.4. Contrôle par les structures syn-sédimentaires de l'asymétrie du profil transverse du Conduit de la Bonette à l'échelle kilométrique

Au col du Colombart, l'incision du flanc Nord du Conduit de la Bonette est constituée d'une succession de murs contrôlés par des failles normales, et de plats sub-parallèles à la stratigraphie des Grès d'Annot. L'incision du flanc Sud possède, en plus des murs et des plats, une rampe inclinée de 40 à 50° et haute d'environ 100 m. Elle forme la partie supérieure et préservée du flanc, et entaille le *forelimb* du *roll-over* (Figure XI-5). La nature détaillée de ce contact stratigraphique est précisée en section XI.4.1.2.

XI.3.5. Contrôle des failles syn-sédimentaires sur les dépressions secondaires

Deux dépressions de plus faible dimension sont observables de part et d'autre du Conduit de la Bonette (Figure XI-3), et sont structurées par des failles normales d'orientation N80°E.

La première se situe à l'Est du col du Colombart, au niveau de la montagne de l'Alpe, où l'iGA-Sb et les Schistes à Blocs forment un rentrant cartographique en direction du Nord. Ce dernier est large d'un kilomètre environ. Il se situe en retrait du conduit d'orientation E-O (Figure XI-2 et Figure XI-3). Le rentrant cartographique du flanc Nord est une zone basse de l'incision, car elle recoupe la débrite repère DF1 sur le *footwall* de F1 (Figure XI-3). De plus, il s'approfondit stratigraphiquement en direction du Sud et du Conduit de la Bonette. Par ailleurs, cette dépression recoupe F1, et sa coalescence avec le Conduit de la Bonette nécessite également le recoupement de F2.

La seconde se situe sur le flanc Sud du Conduit de la Bonette, où la structure mineure de la Baisse de la Plate vient localement perturber le profil de l'iGA-Sb en l'accentuant. Ceci se traduit par le développement d'une dépression allongée qui est orientée sub-parallèle au Conduit de la Bonette, du moins la partie conservée de son tracé (Figure XI-3). Son profil transverse est également asymétrique du fait de son contrôle morphologique par un système de failles normales à vergence sud, et du petit *roll-over* qui lui est associé. De plus, cette dépression s'approfondit de l'Ouest vers l'Est.

XI.3.6. Contrôle de l'incision par les failles de croissance contemporaines au dépôt des GA

Dans la partie Nord de Tête Ronde ainsi qu'au sein de la Barre de la Mauvaise Côte (Figure XI-3), les Grès d'Annot sont affectés par des failles syn-sédimentaires (Lansigu 2000 ; Bouroullec *et al*. 2004 ; Lansigu and Bouroullec 2004 ; Pochat and Van Den Driessche 2007). Ces failles antérieures à l'érosion GA-Sab peuvent affecter cette dernière de deux manières décrites ci-dessous.

Dans la partie Nord de Tête Ronde, la faille normale FPV3 est orientée N95°E – 70°N, et possède un rejet vertical de 40 à 45 m (Pochat and Van Den Driessche 2007). FPV3 contrôle le *forelimb* d'un anticlinal en *roll-over* qui structure l'extrémité Nord de la crête de Tête Ronde. Les failles normales qui contrôlent la bordure Nord du *roll-over* sont listriques et antithétiques à FPV3

(Figure XI-4). Au droit de FPV3, l'iGA-Sab forme un mur de même orientation que la faille mais il est incliné 80°S, et il approfondit la base des Schistes à Blocs d'une quarantaine de mètres vers le Sud (Figure XI-4). Le mur formé par l'iGA-Sab possède donc **une inclinaison opposée à celle de la faille sous-jacente qui le contrôle**, et le jeu de celle-ci est antérieur à l'incision. De plus, la hauteur du mur est du même ordre de grandeur que le rejet de la faille sous-jacente.

Au sein de la Barre de la Mauvaise Côte, les failles de croissance qui affectent les Grès d'Annot sont orientées N50°E, soit NE-SO. Plusieurs d'entre-elles possèdent un rejet vertical compris entre 100 et 200 m, et elles sont scellées par les Schistes à Blocs (Lansigu 2000 ; Bouroullec *et al*. 2004 ; Lansigu and Bouroullec 2004) (Figure XI-2 et Figure XI-6B). Les *footwalls* des failles de Musique (MF), du Chevalier (CF) et de la Bergère (BF) sont entaillés sous la forme de morphologies abruptes et composites. Parmi elles, se trouvent des rampes de 30 à 50° d'inclinaison, ainsi que des murs sub-verticaux. Pour ces trois failles de croissance principales de la cellule gravitaire, l'escarpement formé par l'iGA-Sb dépasse les 100 m de haut (Figure XI-6). Dans le même secteur, l'iGA-Sb forme une étroite dépression dont un des bords abrupts est contrôlé par la Faille de Caire Brun (CBF). L'iGA-Sb entaille d'avantage le *hanging-wall* que le *footwall* de cette dernière (Figure XI-6) et son amplitude verticale est proche du rejet de la faille (Figure XI-6).

XI.4. CONTRÔLE DES STRUCTURES SYN-SEDIMENTAIRES SUR LES GLISSEMENTS SOUS-MARINS SUB-AXIAUX ET LATÉRAUX DU CONDUIT DE LA BONETTE

XI.4.1. Les glissements sous-marins sub-axiaux du Colombart

XI.4.1.1. Le glissement du sous-bassement du thalweg (MTD1)

Sous le col du Colombart, les Grès d'Annot qui constituent le sous-bassement du thalweg du Conduit de la Bonette montrent plusieurs indicateurs cinématiques propres aux glissements sous-marins (cf. Section II.2).

Le premier indicateur est la séparation interne du MTD1 en blocs structuraux, ici au nombre de trois (Figure XI-5). Ils sont délimités par des failles dotées d'une composante décrochante. Les stries relevées sur le plan de la faille qui sépare le bloc central du bloc Sud ont un pitch de 15° incliné vers N85°E. De plus, il est impossible de corréler la série gréseuse d'un bloc à l'autre (Figure XI-5A). Cette dernière observation est également valable entre la partie Sud du glissement et le substratum du flanc du Conduit de la Bonette (Figure XI-5). Le mur Sud du MTD1 forme une ravine à l'affleurement, où aucune strie n'a pu être observée. Le flanc Sud du Conduit de la Bonette est affecté par la zone de faille F3, ce qui témoigne d'un changement de régime structural vis-à-vis de celui du glissement (Figure XI-5). Il faut également noter que la faille principale F2 est réutilisée par le glissement pour former son mur Nord (Figure XI-5).

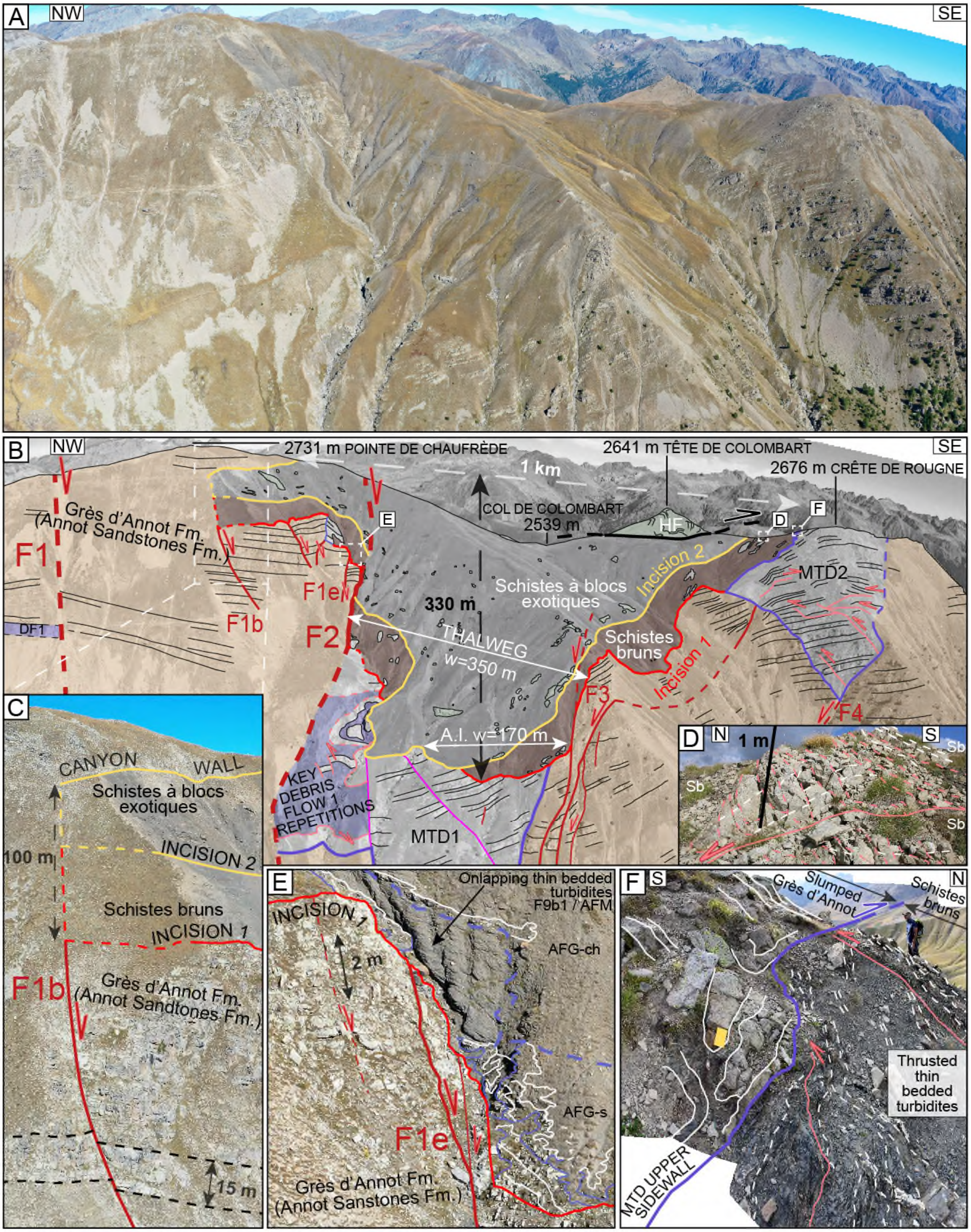


Figure XI-5. Coupe transverse au Conduit de la Bonette au niveau du col du Colombart (extrémité Est de la zone d'étude).

CHAPITRE XI. STRUCTURATION SYN-SÉDIMENTAIRE DU CANYON DE LA BONETTE (PRIABONIEN)

Le second indicateur est la forme de la surface basale de cisaillement qui est irrégulière et forme une rampe abrupte et un plat dans sa partie Nord (Figure XI-5). Sur la rampe vient notamment s'ancrer une des deux zones de cisaillement longitudinal (Figure XI-5). Sur le plat définit au-dessus du substratum intact, repose la base de la série déformée qui est marquée par le glissement en *slump* d'axe N50 E d'une barre massive.

Le troisième indicateur est le sur-épaississement de la débrite repère DF1 au sein du bloc structural Nord. Elle y apparait épaisse d'environ 100 m, ce qui est au moins 5 fois l'épaisseur normale de ce niveau repère (Jean, 1985). Ceci s'explique par les répétitions de série de la débrite et de la barre massive qui la coiffe. Elles sont observées par le biais du chevauchement du doublet sur lui-même, à quatre reprises, via des failles inverses, voire aussi par son plissement au sein de certains duplex. Deux autres axes de *slumps* relevés au sein de ces répétitions indiquent des direction N155°E et N160°E. La moyenne des mesures d'axes des *slumps* et la mesure des stries décrochantes de la zone de cisaillement axial indiquent un sens moyen de glissement de N270°E. Sa direction est parallèle à la structure en graben qui contrôle la position du thalweg du Conduit de la Bonette, et qui contrôle également la direction et la largeur du glissement (Figure XI-3).

XI.4.1.2. Le glissement du flanc Sud (MTD2, Crête de la Rougne)

Le glissement qui affecte le *roll-over* du flanc Sud du Conduit de la Bonette montre aussi quelques indicateurs cinématiques similaires au glissement qui affecte le sous-bassement du thalweg :

- il est délimité latéralement et en profondeur par deux zones de cisaillement qui empêchent toute corrélation avec son encaissant. La zone de cisaillement Nord montre notamment sur son plan des stries purement horizontales, orientées vers N100°E. Le bord Sud réutilise également F4 (Figure XI-5),

- il présente de la déformation interne sous la forme de décollements et de plis (Figure XI-5).

Enfin, dans la partie supérieure du bord Sud du Conduit de la Bonette la masse glissée présente la particularité de chevaucher légèrement les Schistes Bruns. Les deux unités sont déformées sur quelques mètres de largeur, de part et d'autre de leur contact commun, sous la forme de pendages verticalisés, de plis et de quelques surfaces de cisaillement dans chacune des formations (Figure XI-5A et E).

La direction des bords du glissement indique que celui-ci s'est aussi déplacé principalement vers l'Ouest, mais son léger chevauchement sur les Schistes Bruns indique qu'une composante mineure Sud-Nord s'y ajoute (Figure XI-3 et Figure XI-5A et E).

XI.4.2. Le glissement latéral de la Tête du Clot des Pastres

XI.4.2.1. « Lobe » ouest du glissement de la Tête du Clot des Pastres

Sur le versant Ouest de la Tête du Clot des Pastres, cinq indicateurs cinématiques complémentaires révèlent l'existence d'un glissement dont le sens de déplacement est orienté vers le

Nord. Ce glissement est situé sur *forelimb* du *roll-over* du Colombart (Figure XI-2 et Figure XI-6). Dans sa partie Est, il affecte les Grès d'Annot sur une épaisseur d'environ 150 m.

Sa cicatrice d'arrachement réutilise la faille de la Tête du Lau (F5) initialement cartographiée par Jean (1985). La cicatrice marque la disparition à l'affleurement de la débrite DF1 vers le Nord (Figure XI-3 et Figure XI-6). Au Sud de la cicatrice d'arrachement, l'incision est marquée par une rampe, un plat et un mur. Ce dernier est haut d'environ 70 m ; il est scellé par les Schistes Bruns dans lesquels est emballée une masse de Grès d'Annot glissée vers le Nord (Figure XI-6).

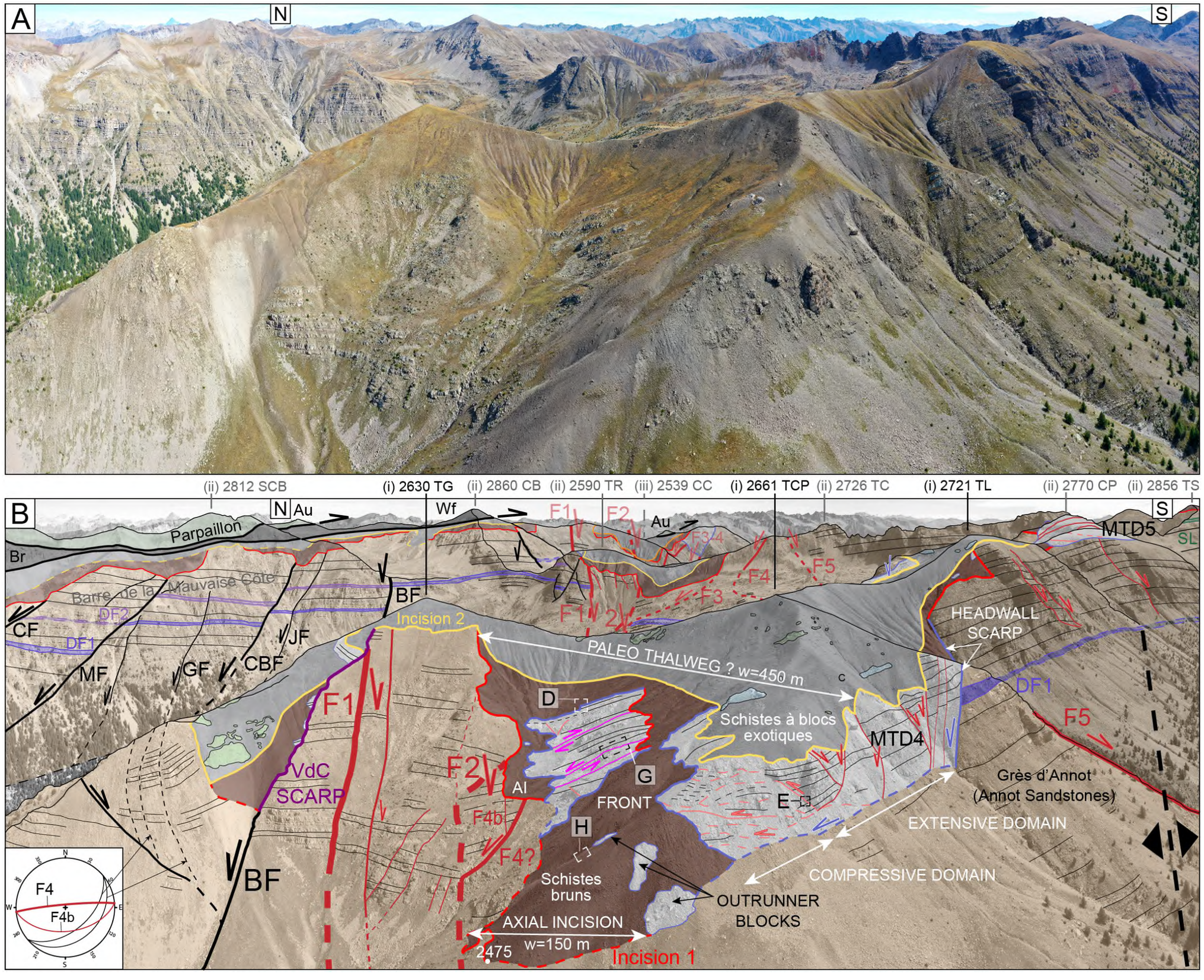
La partie amont du glissement est longue d'environ 150 m. Elle est composée d'au moins trois blocs translatés séparés par des plans de failles normales : elle est interprétée comme le domaine extensif du glissement. Le bloc translaté septentrional présente des pendages identiques à ceux du sous-bassement du MTD non déformé, tandis que le bloc translaté central est basculé d'environ 10° vers le Nord (Figure XI-6C). Le bloc septentrional présente un pendage basculé vers le Nord au sein de sa bande de cisaillement centrale, qui sert de séparation interne (Figure XI-6C et F). Les failles contrôlent la présence de dépressions abruptes formées par l'abaissement des blocs vers le Nord. Ces dépressions peuvent atteindre 15 m de profondeur et sont comblées par les Schistes à Blocs (Figure XI-6C et F). Les failles normales sont majoritairement à vergence NNO, et leurs failles conjuguées à vergence SE, avec une gamme d'orientations variée (Figure XI-7B).

Le troisième bloc translaté est aussi affecté par des failles inverses à rejet vertical métrique à pluri-métrique : il marquerait le passage du domaine extensif au domaine compressif (Figure XI-6C et D). Des rampes de chevauchement découplent mécaniquement différents niveaux stratigraphiques au front de cette masse. La vergence des rampes et des failles inverses est majoritairement NW, avec quelques *backthrusts* à vergence opposée (Figure XI-7C).

Dans la partie compressive, les Grès d'Annot peuvent être particulièrement déformés, de manière principalement cassante (Figure XI-6J). Cette partie est composée de deux « lobes » répartis en quatre sous-masses glissées. Chacune est large de plusieurs dizaines de mètres à une centaine de mètre. Deux caractéristiques permettent de les discriminer :

i) la position relative de chacune d'elles au niveau de la terminaison septentrionale du glissement, qui est soulignée par des indentations du contact avec les Schistes Bruns selon la même direction (Figure XI-3 et Figure XI-6B),

(ii) les zones de cisaillement longitudinal qui les séparent au droit de ces indentations cartographiques (Figure XI-6B et Figure XI-7D. Ces dernières correspondent également à des zones de délimitation brutale des bancs de des Grès d'Annot, qui ne peuvent pas être corrélés de part et d'autre de ces failles (Figure XI-6G). Ces dernières peuvent également délimiter des changements d'azimut des pendages.


A
N
S
B
N
Au
Wf
Au
S
(ii) 2812 SCB
(i) 2630 TG
(ii) 2860 CB
(ii) 2590 TR
(iii) 2539 CC
(i) 2661 TCP
(ii) 2726 TC
(i) 2721 TL
(ii) 2770 CP
(ii) 2856 TS
Parpaillon
Br
Barre de la Mauvaise Côte
DF2
DF1
CF
MF
GF
CBF
JF
BF
F1
F2
F3
F4
F5
Incision 2
PALEO THALWEG ? w=450 m
HEADWALL SCARP
MTD5
SL
MTD4
Schistes à blocs exotiques
D
G
H
E
VdC
SCARP
AI
FRONT
F4b
F4?
Schistes bruns
AXIAL INCISION
w=150 m
2475
Incision 1
OUTRUNNER BLOCKS
COMPRESSIVE DOMAIN
EXTENSIVE DOMAIN
Grès d'Annot
(Annot Sandstones)

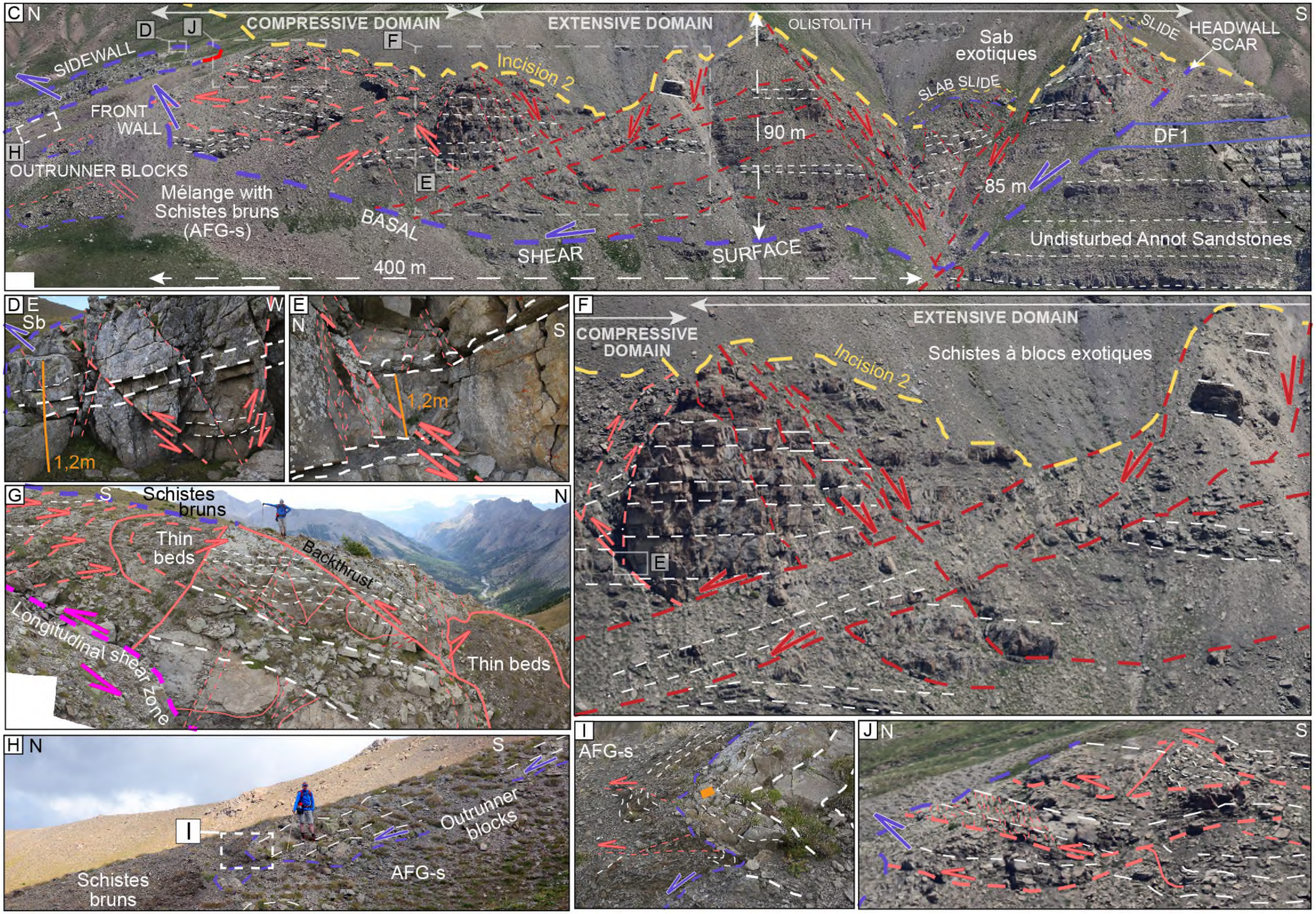


Figure XI-6. Partie Est du glissement sous-marin de la Tête du Clot des Pastres et coupe transverse au Conduit de la Bonette dans son extrémité Ouest. Légende à la page suivante.

A) Panorama non illustré pris depuis une vue en drone. **B)** Panorama illustré avec : **i)** au premier plan le panorama allant de la Tête du Glaudon au Nord à la Tête du Clot des Pastres au Sud, et orienté de manière transverse au Conduit de la Bonette ; **ii)** au second plan la Barre de la Mauvaise Côte orientée E-O, et selon une orientation N-S les sommets compris entre le Restefond au Nord et la Tête de Sanguinière au Sud, ce qui inclut la coupe transverse au conduit de la Bonette illustrée en **Erreur ! Source du renvoi introuvable.** ; **iii)** au troisième plan la coupe d'orientation NO-SE qui est transverse au conduit de la Bonette située au niveau du col du Colombart, et illustrée en Figure XI-5. **C)** Panorama d'orientation N-S illustré et parallèle au glissement de la Tête du Clot des Pastres qui explicite les structures qui composent ses domaines extensif et compressif dans sa partie la plus occidentale. **D)** Bloc en pop-up qui constitue la structure la plus visible en bord oriental du lobe occidental du glissement. **E)** Faille inverse à rejet vertical métrique située dans une unité massive. **F)** Agrandissement x2,5 par rapport à la Figure XI-6C de la zone de transition abrupte entre les domaines extensifs et compressifs du glissement. **G)** Zone de cisaillement longitudinal à mouvement sénestre située au front du glissement et déformation interne d'une des masses qui compose le lobe occidental du glissement. **H)** Blocs stratiformes d'épaisseur métrique désolidarisés du front du glissement et resédimentés au sein des Schistes Bruns en venant butter au sein de ces derniers en direction du NNO. **I)** Agrandissement du front d'un des blocs explicitant sa déformation interne et son effet buttoir dans les Schistes Bruns ; la carte en orange qui sert d'échelle mesure 8x5 cm. **J)** Agrandissement x4 du front du glissement par rapport à la Figure XI-6C qui explicite sa déformation interne. Sommets et cols : i) TCP, Tête du Clot des Pastres ; TG, Tête de Glaudon ; TL, Tête du Lau ; ii) CB, Cime de la Bonette ; CP, Cime de la Plate ; SCB, Sommet de Caire Brun ; TC, Tête de Cristel ; TR, Tête Ronde ; TS, Tête de Sanguinière ; iii) CC, col du Colombart.

De plus, des failles inverses au rejet pluri-décimétrique affectent la bordure orientale de la masse glissée Est. Elles délimitent une structure en *pop-up* de largeur pluri-métrique au sein d'une barre massive qui vient chevaucher latéralement les Schistes Bruns (Figure XI-6B et D, Figure XI-7C). Ceci témoigne de la déformation latérale de cette masse, produite de manière cassante au sein des bancs massifs de Grès d'Annot (GA).

Le front compressif du glissement vient butter dans les Schistes Bruns, et il devait en partie obstruer le thalweg du Conduit de la Bonette (Figure XI-6B-C). Il constitue en lui-même un indicateur cinématique.

Le sixième et dernier indicateur cinématique est la présence de nombreux blocs désolidarisés du front du glissement ou *outrunner blocks* (Figure XI-6B). Ils sont de longueur métrique à décamétrique, et d'épaisseur pluri-décimétrique à pluri-métrique, et d'aspect stratiforme. Ils viennent également butter dans les Schistes Bruns (Figure XI-6H-I).

Le glissement principal ainsi que les blocs désolidarisés présentent deux types de déformation selon leur épaisseur, et/ou celle des bancs qui les composent. (i) S'ils sont peu épais et/ou constitués de bancs d'épaisseur au maximum pluri-décimétrique, ils présentent une déformation plastique à cassante (Figure XI-6E et H-I). (ii) S'ils sont épais et/ou constitués de bancs massifs, ils présentent alors une déformation cassante. Elle se caractérise par de nombreuses fractures voire de failles inverses à rejet décimétrique (Figure XI-6D-G).

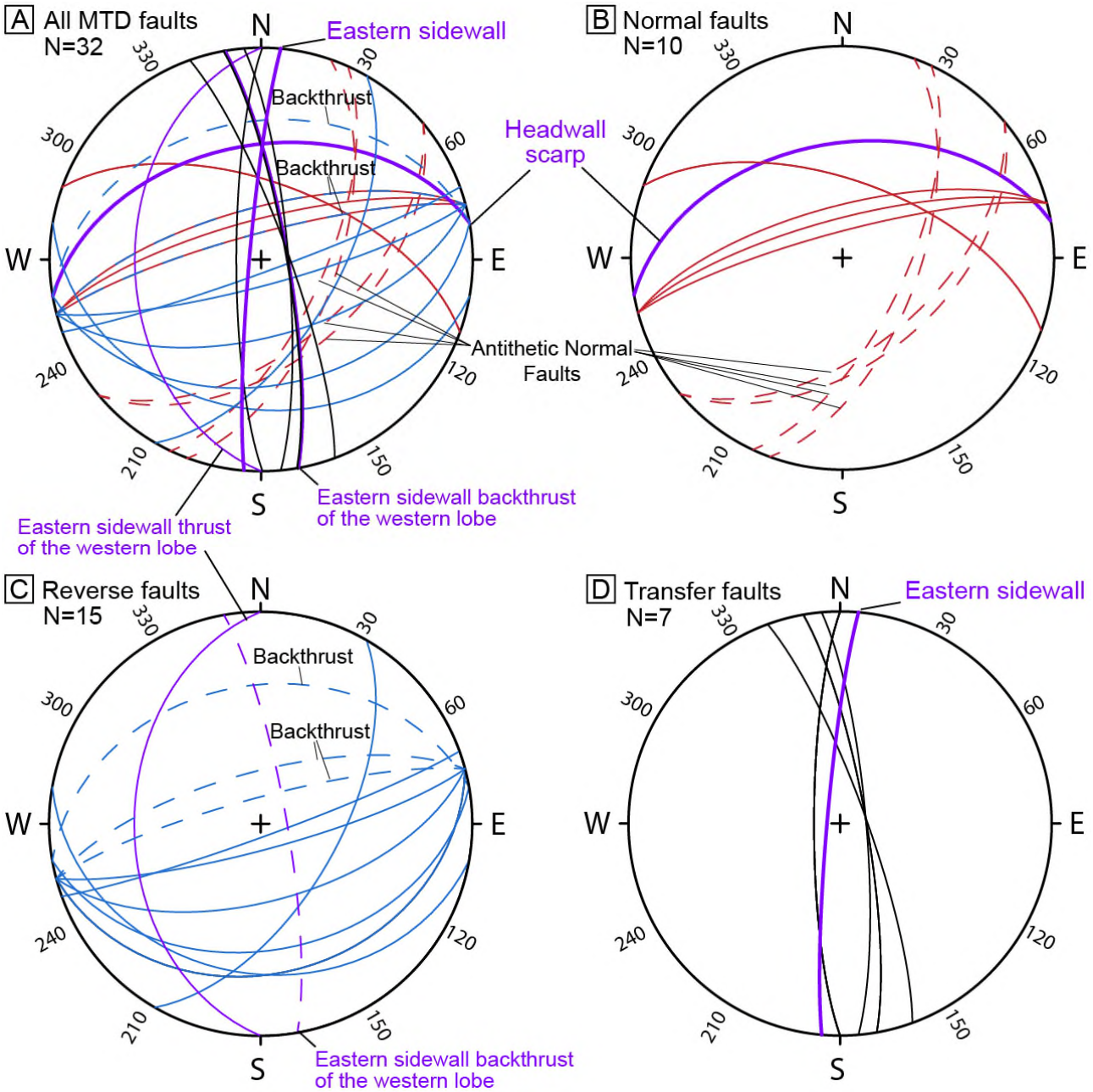


Figure XI-7. Stéréogrammes de Wulff sur l'hémisphère inférieure qui explicitent les orientations des différentes structures extensives, compressives ainsi que de cisaillement longitudinal au sein du glissement de la Tête du Clot des Pastres. Elles indiquent un sens de déplacement globalement orienté vers le Nord ou le NNO.

A) Toutes les failles relevées dans le glissement. B) Failles normales observées dans le domaine extensif en incluant la cicatrice d'arrachement. C) Failles inverses observées dans le domaine compressif en incluant les structures compressives latérales du lobe occidental. D) Zones de cisaillement longitudinal situées au front du glissement au sein des deux lobes.

XI.4.2.2. « Lobe » Est du glissement de la Tête du Clot des Pastres

Sur le versant Est de la Tête du Clot des Pastres, une masse glissée de Grès d'Annot venant butter dans les Schistes à Blocs a été identifiée et interprétée comme un glissement sous-marin par Lansigu (2000). Cette masse glissée forme un synforme d'axe N-S constitué d'une unité massive de Grès d'Annot, épaisse d'environ 150 m. Elle constitue la terminaison Nord de la Barre des Lacs (Figure XI-8). Le front du glissement correspond cartographiquement à la disparition vers l'Ouest de la débrite DF1 du horst F4-F5 (Figure XI-3). La bordure nord du synclinal constitue aussi la bordure nord du glissement. La bordure ouest du synclinal constitue une zone de cisaillement longitudinale interne au glissement (Figure XI-8). Elle montre une orientation similaire à celles observées sur le versant ouest de la Tête du Clot des Pastres (Figure XI-7D). Le domaine extensif du glissement n'est pas visible sur ce versant, car enfoui sous les Schistes à Blocs.

Enfin, des blocs de Grès d'Annot désolidarisés se trouvent également resédimentés dans les Schistes Bruns au front du glissement (Figure XI-8B). Ils présentent les mêmes caractéristiques en termes de géométrie, de dimensions et de déformation interne que ceux observés sur le versant occidental. Cette masse présenterait ainsi des indicateurs cinématiques similaires (Figure XI-8) à ceux observés pour le glissement sur le versant Ouest de la Tête du Clot des Pastres (Figure XI-6). Il pourrait constituer l'extension latérale Est de ce glissement sous-marin mais ceci n'a pas pu être prouvé dans des corrélations directes sur le terrain.

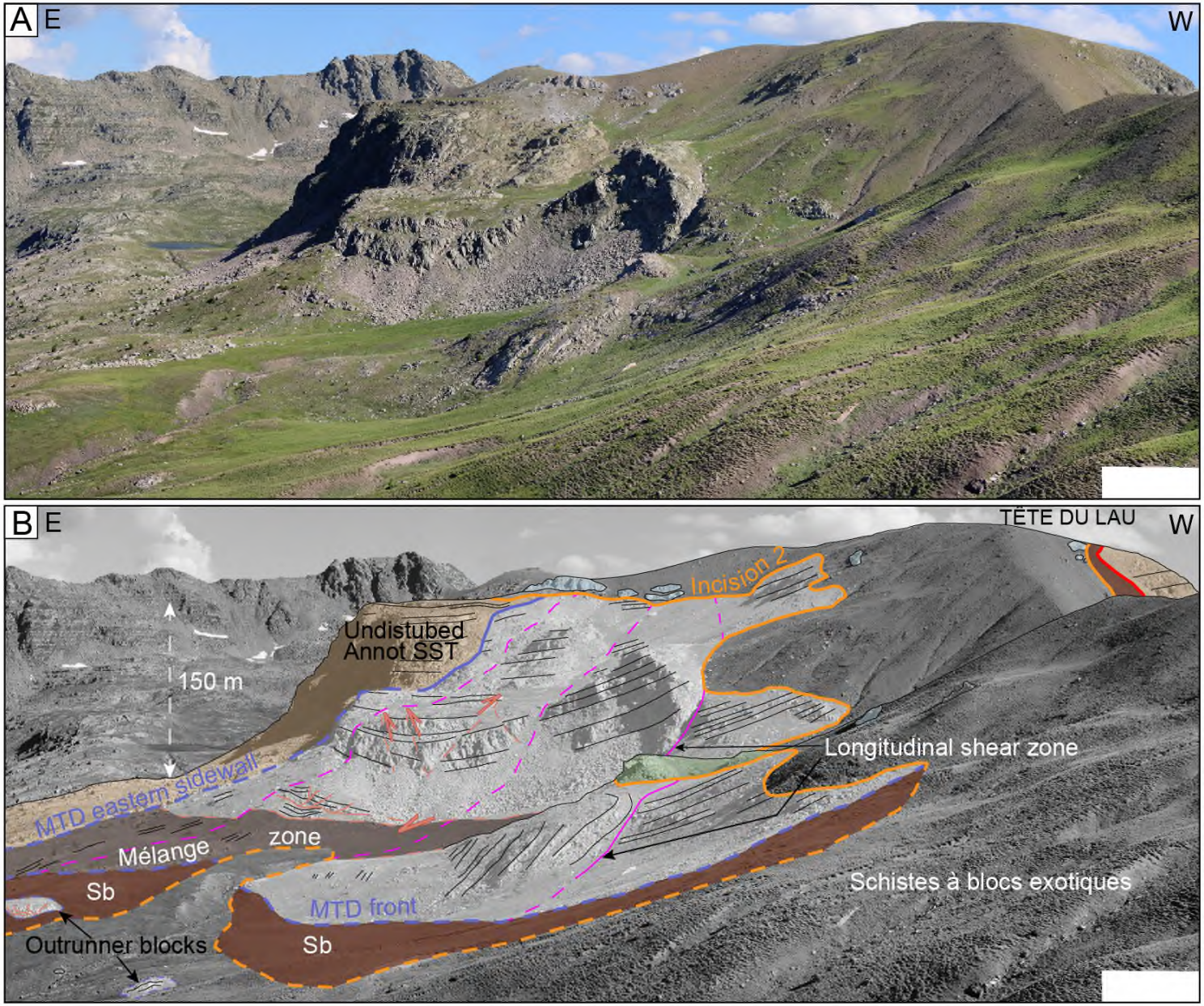


Figure XI-8. Partie orientale du glissement de la Tête du Clot des Pastres (MTD4). Sb : Schistes Bruns. SST : sandstones. Modifié d'après Lansigu (2000).

XI.5 MODALITÉS DE REMPLISSAGE DU CONDUIT DE LA BONETTE PAR LES SCHISTES À BLOCS

XI.5.1. Bibliothèque de faciès

Dans cette section, je décris les différents faciès sédimentaires identifiés au sein du Membre des Schistes Bruns. Les nuances entre les faciès composant les Schistes à Blocs Exotiques sont également exposées. Les faciès décrits ci-dessous le sont dans leur ordre d'abondance relative au sein de leur niveau stratigraphique respectif. Il faut noter que certains faciès au sein des Schistes Bruns se présentent surtout sous forme glissée et transportée. Ceci est précisé pour ceux qui sont concernés. La plupart des faciès identifiés sont numérotés selon la classification de Mutti (1992). Les faciès de blocs re-sédimentés et les faciès glissés traduisent une remobilisation de faciès de dépôt pré-existants ; ils sont décrits en référence aux processus identifiés par Stow (1986). Au sein de chaque association, les faciès sont décrits par ordre d'abondance relative décroissante. Chaque association de faciès est déterminée soit à partir du faciès dominant, soit à partir du faciès caractérisant le mieux le processus de dépôt pour l'intervalle stratigraphique considéré.

XI.5.1.1. Les faciès marneux, association de faciès marneuse AFM

Les faciès marneux sont de type F9a-Td, F9a-Te, F9a-Td2 et F9a-Td-e2 (Mutti, 1992) ; ils font partie de l'**association de faciès AFM (**Tableau XI-2**)**. Ce sont les faciès les plus représentés au sein du Membre des Schistes Bruns dont ils constituent 80 à 90% du volume total. Les faciès de l'AFM ne sont pas présents au sein du Membre des Schistes à Blocs Exotiques.

Le **faciès F9a-Te** est un *mudstone* marneux présentant des caractéristiques similaires au faciès F9a-TeG, mais avec un litage interne bien marqué. Il s'organise en couches d'épaisseur pluri-millimétrique à centimétrique. Ceci se traduit alors par un débit en plaquettes (Figure XI-9B). Il constitue le faciès d'origine, non glissé ou non déformé, du faciès F9a-TeG.

Le **faciès F9a-TeG** est une pélite argilo-silteuse particulièrement indurée. Il est formé de niveaux massifs d'épaisseur métrique à pluri-métrique. S'il existe, le litage n'est pas visible car supplanté par la schistosité et/ou les cassures conchoïdales, ou par des déformations induites par des processus de glissements (Figure XI-9A). La patine d'altération des dépôts est brune ou jaune ocre et donne sa teinte caractéristique au Membre des Schistes Bruns. A la cassure, sa patine fraiche est bleue-grise. Ce faciès constitue la matrice de certaines débrites ainsi que la partie fine de certains niveaux turbiditiques.

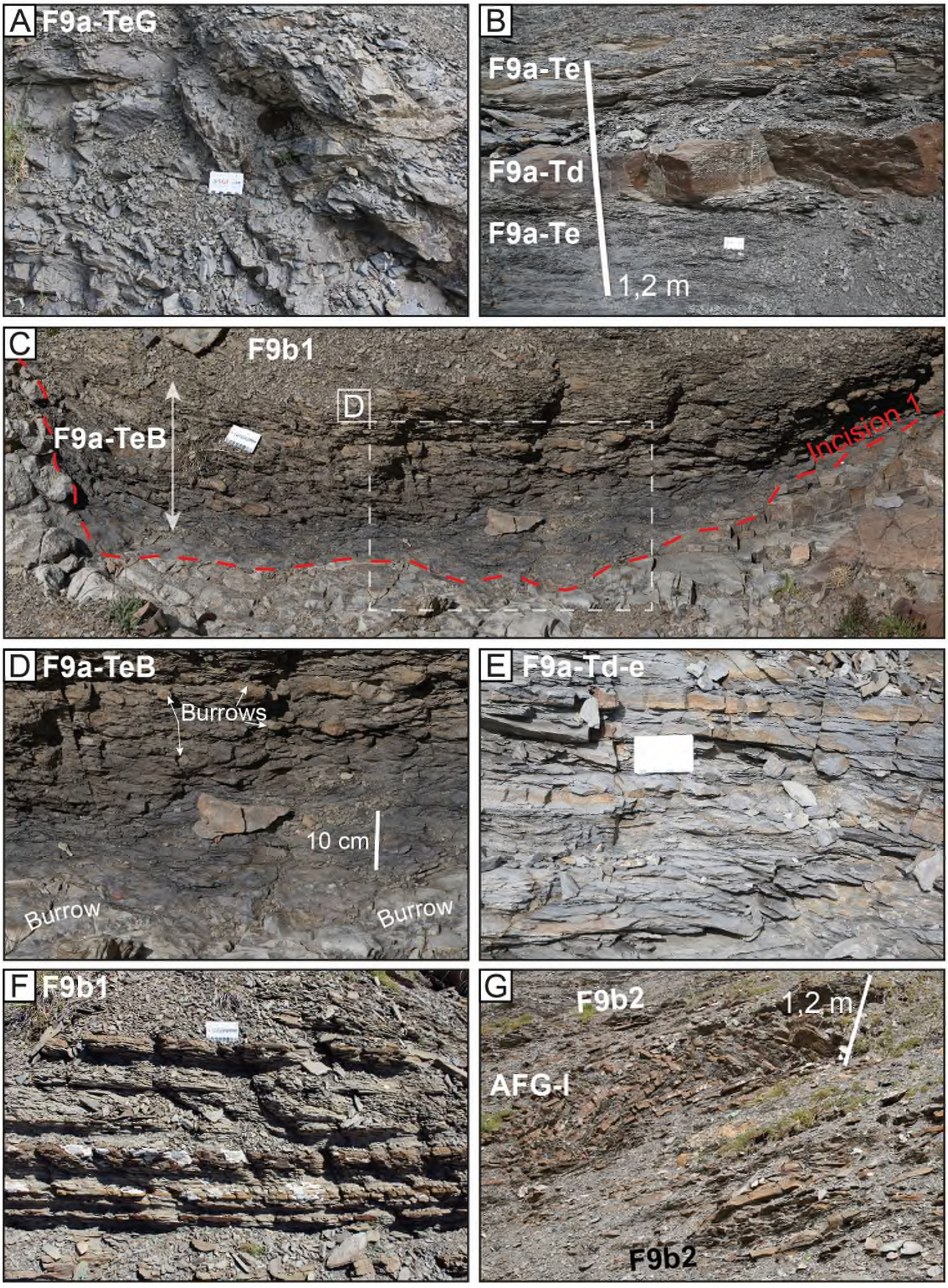


Figure XI-9. Faciès argileux et faciès turbiditiques les plus fins au sein du Membre des Schistes Bruns. A) Faciès F9a-TeG. B) Faciès F9a-Td intercalé au sein de deux unités marneuses du faciès F9a-Te. C-D) Niveau condensé de faciès F9a-TeB préservé au sein d'une dépression d'environ 50 cm de profondeur et de 2 m de largeur incisé au toit des Grès d'Annot. E) Faciès F9a-Td-e. G) Faciès F9b1. H) Faciès F9b2 présentant des intercalations de faciès F9a-Tc, le tout est recouvert par un

niveau de série identique glissé formant le faciès F0c, ce dernier recouvert à nouveau par un faciès F9b2 à intercalations de faciès F9a-Tc.

Le **faciès F9a-TeB** est une variante du faciès F9a-Te qui se situe uniquement en onlap sur l'incision GA-Sab (Figure XI-9C). Il se présente sous la forme d'un niveau noir argilo-silteux d'une dizaine de centimètres d'épaisseur, surmonté par un niveau argilo-silteux brun intensément bioturbé, d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur. Ce dernier est parcouru de terriers subhorizontaux de quelques centimètres de diamètre, et comblés par des sables moyens à grossiers (Figure XI-9C-D). Quelques terriers subhorizontaux sont aussi présents dans le niveau noir et directement sur la surface d'érosion. Chacun des deux niveaux présente un débit en plaquettes (Figure XI-9D). **Le faciès F9a-TeB est interprété comme un niveau condensé**, à cause de sa couleur noire causée par un encroutement ferro-magnésien, et de son intense biturbation**.**

Le **faciès F9a-Td-e** est similaire au faciès F9a-Te auquel s'ajoutent des intercalations turbiditiques silteuses d'épaisseur pluri-millimétrique à centimétrique (Figure XI-9E). Les niveaux silteux présentent une patine jaune, y compris sur les cassures fraiches. Ils représentent moins de 10% du volume de ce faciès.

Le **faciès F9a-Td** est un mudstone silteux sans structure interne, se présentant sous forme de rares bancs lenticulaires. Ils sont d'épaisseur pluri-décimétrique à métrique, d'extension pluri-décamétrique, et sont isolés au sein d'unités marneuses de type F9a-Te ou F9a-Td-e (Figure XI-9B). L'extension de ces siltites ainsi que leur patine d'altération brune très marquée permettent localement de s'en servir comme un niveau repère.

XI.5.1.2. Les faciès turbiditiques, associations de faciès turbiditiques AFT-l et AFT-ch

Les faciès turbiditiques font exclusivement partie du Membre des Schistes Bruns. Ils sont assemblés selon les **associations de faciès AFT-l et AFT-ch**. Ils sont majoritairement représentés par des variantes des faciès F9a et F9b de Mutti (1992), où celles de F9b sont les plus fréquentes. Le faciès F8 est rarement observé. **Tous les niveaux turbiditiques sont rarement en place. Ils sont couramment déformés, glissés en *slumps*, voire désagrégés sous forme de débrites**. Ceci est détaillé en section XI.5.1.4.

Le **faciès F9b1** est composé de turbidites silteuses ou de sable très fin d'épaisseur centimétrique, et de turbidites de sable très fin à fin d'épaisseur pluri-centimétrique. Ces dernières sont de faible extension latérale et ne montrent pas de structures internes, notamment des rides de courant.

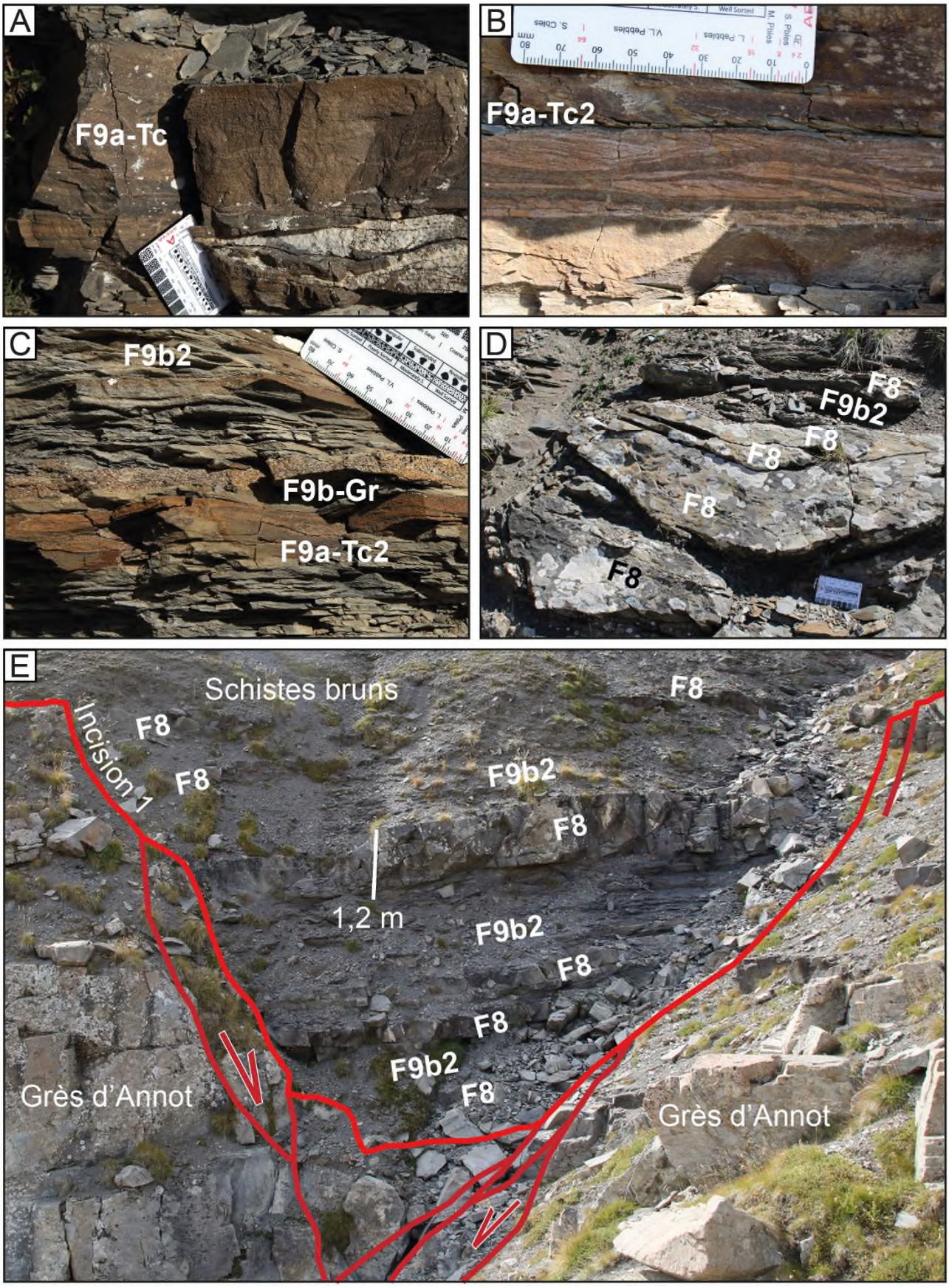


Figure XI-10. A-C) Faciès turbiditiques fins intercalés avec le faciès F9b2 donnant l'association de faciès AFT1. D-E) Alternances de faciès F8 et F9b2 au sin de corps chenalisés donnant l'association de faciès AFT2. L'AFT et l'AFT-ch sont observables uniquement au sein des Schistes Bruns.

Les turbidites alternent au sein d'une masse argilo-silteuse bien litée, identique au faciès F9a-Td-e (Figure XI-9E-F). Le faciès F9b1 présente un ratio sable/argile qui est au plus de 10% à 20%, et peut être défini comme un faciès F9b de Mutti (1992) peu sableux.

Le **faciès F9b2** présente également un faciès de base de type F9a-Td-e où sont intercalées des turbidites sans structures internes. Ces dernières sont surtout composées de sable très fin à fin, et sont d'épaisseur centimétrique à pluri-centimétrique (Figure XI-9G). Ce faciès peut être définit comme un faciès F9b classique de Mutti (1992). Néanmoins, peuvent y être aussi intercalées des turbidites de sable fin de 10 à 20 cm d'épaisseur. Elles sont composées de bancs superposés d'épaisseur pluri-centimétrique à décimétrique présentant des stratifications horizontales, des convolutes et/ou des rides. Ces bancs sont généralement coiffés de rides de sables très fin. Ils forment un faciès **F9a-Tc** de Mutti (1992) (Figure XI-10A).

Au sein du faciès F9b2, on peut retrouver intercalés des bancs turbiditiques de sable très fin et d'épaisseur pluri-centimétrique. Ces derniers montrent des niveaux lenticulaires de rides de courant et des bioturbations de petite dimension (Figure XI-10B). Il s'agit d'une **des variantes du faciès F9a-Tc** de Mutti (1992), notée **F9a-Tc2**.

Enfin, au sein du faciès F9b2, peuvent également être intercalées des turbidites d'épaisseur centimétrique à pluri-centimétrique, sans structures internes. Elles sont composées de **sable grossier** et forment **une des variantes du faciès F9b** de Mutti (1992), avec la particularité de remanier des argiles sous la forme de grains grossiers (Figure XI-10C). Ce faciès est noté **F9b-Gr**.

L'association de faciès AFT regroupe les faciès F9b1 et F9b2 (Tableau XI-2**). Elle est interprétée comme des levées internes de canyon.**

Le **faciès F8** de Mutti (1992) est le moins fréquent des faciès turbiditiques au sein des Schistes Bruns. Il est composé de bancs massifs de sable moyen, et d'épaisseur décimétrique à pluri-décimétriques (Figure XI-10D).

Les bancs du faciès F8 sont amalgamés et retrouvés au sein de corps lenticulaires d'épaisseur métrique et de faible extension latérale, qui sont généralement intercalés au sein du faciès F9b2 (Figure XI-10D). Ces corps lenticulaires présentent des stratifications obliques qui caractériseraient un phénomène d'accrétion latérale (Figure XI-10D-E). Ils sont interprétés comme de petits chenaux turbiditiques. On peut aussi les trouver à la base des Schistes Bruns, au sein de dépressions de faible profondeur qui sont structurées par des grabens syn-sédimentaires (Figure XI-10E).

L'association de faciès AFT-ch est formée par la superposition de bancs de faciès F8 et de niveaux pluri-centimétriques du faciès F9a-Te (Tableau XI-2**). Elle est interprétée comme un remplissage de petits chenaux turbiditiques de probablement courte durée de vie.**

XI.5.1.3. Les faciès de débrites, associations de faciès AFD-Sb et AFD-SabEx

Les débrites composent certains niveaux du Membre des Schistes Bruns, sous le nom d'association de faciès AFD-Sb, tandis qu'elles constituent l'intégralité de celui des Schistes à Blocs Exotiques, sous le nom d'association de faciès AFD-Ex (Tableau XI-2). Au sein des Schistes à Blocs Exotiques, les bases des débrites sont difficilement identifiables (Figure XI-11E). Elles peuvent être approximativement délimitées en se basant sur l'évolution verticale de la taille des blocs, et/ou sur la nature lithologique de ces derniers.

Le **faciès F1-Ex1** est le faciès de débrite le plus abondant dans la Formation des Schistes à Blocs. Il s'agit d'un faciès F1 de Mutti (1992). Sa matrice est marneuse et noire, et donc plus fine et plus friable que celle qui compose le fond argilo-silteux des Schistes Bruns (Figure XI-11A).
La taille des éléments est croissante vers le sommet de chaque niveau. Ces éléments sont centimétriques à pluri-décimétriques voire métriques, leur taille moyenne étant de quelques décimètres. Lorsque ce faciès est intercalé dans les Schistes Bruns, la taille des blocs n'atteint cependant pas le mètre. Les blocs sont composés d'au moins 80% de fragments de bancs de Flysch à Helminthoïdes (Kerckhove, 1975). Leur forme est anguleuse ou sub-anguleuse, avec une patine d'altération jaune ocre (Figure XI-11A). De nombreux blocs de Flysch à Helminthoïdes présentent des fractures minéralisées en calcite (Figure XI-11E). Les autres blocs sont composés d'autres séries d'affinité allochtone et de composition carbonatée, comme les calcoschistes à globigérines du Crétacé supérieur. On peut aussi identifier quelques éléments de *mudstone* à cassure bleu, potentiellement du Jurassique moyen.

Le **faciès F1-Ex2** est une autre variante du faciès F1-Ex1. Il s'observe uniquement au sein des Schistes Bruns sous forme de couches dépassant rarement 1 m d'épaisseur (Figure XI-11B), et parfois sous forme de lentilles métriques au sein du faciès F1-Ex1. La matrice est argilo-silteuse, à patine d'altération jaune ocre et grise en cassure fraiche. Elle peut varier latéralement en lentilles de grès grossier (Figure XI-11D). La matrice est chargée d'éléments dont la taille varie verticalement des sables aux blocs pluri-décimétriques vers le haut de la couche. La plupart des granules, graviers et galets sont argilo-silteux (Figure XI-11B). La plupart des blocs sont composés de morceaux de bancs anguleux à sub-anguleux de Flysch à Helminthoïdes (Figure XI-11D). De plus, les 10 à 20 % des blocs restants sont composés 1) des mêmes argiles silteuses que celles qui composent les particules de plus petite taille, 2) d'un mudstone à la patine d'altération blanche (Figure XI-11B), ou 3) de calcaires à la patine bleu (Figure XI-11D).

Le faciès **F1-Ex3** présente les mêmes caractéristiques que le faciès F1-Ex1, mais avec des blocs qui atteignent un diamètre pluri-métrique au sommet de la couche. Il est uniquement observable au sein des Schistes à Blocs Exotiques. Les blocs sont constitués de morceaux de série du Flysch à Helminthoïdes présentant des déformations ductiles (Figure XI-11E).

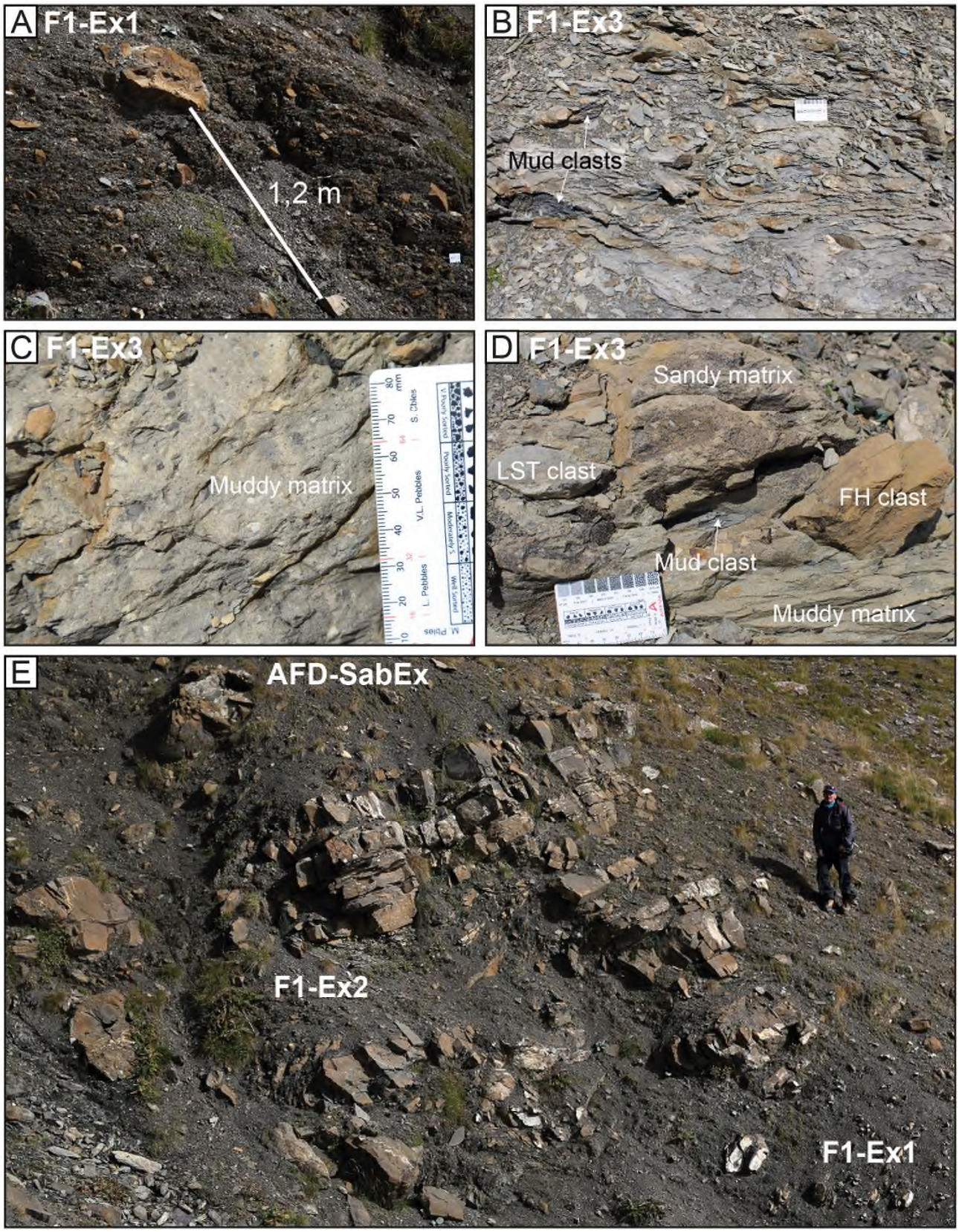


Figure XI-11. Faciès de débrites qui composent les AFD-Sb et AFD-SabEx au sein de la Formation des Schistes à Blocs. A) Faciès F1-Ex1 présent dans les deux membres des Schistes à Blocs. B) Faciès F1-Ex2 présent uniquement dans le Membre des Schistes Bruns. C) Matrice argileuse et petits éléments du faciès F1-Ex2. D) Poche de matrice sableuse grossière et blocs présents dans le faciès F1-Ex2. E) Exemple de succession verticale des faciès F1-Ex1 et F1-Ex3 au sein des Schistes à Blocs Exotiques.

XI.5.1.5. Les faciès à olistolithes F0-o et F0-s, associations de faciès glissés AFG-o, AFG-s, AFG-m, AFG-l et AFG-ch.

Les **faciès F0-o et F0-s** sont des faciès de remaniement, composés de masses de Grès d'Annot resédimentées au sein des Schistes Bruns. Quelle que soit leur taille, ces masses sont très majoritairement emballées dans les Schistes Bruns. Les seuls olistolithes de GA identifiés au sein des Schistes à Blocs Exotiques se situent au niveau de la Tête de Glaudon (Figure XI-6B) et dans le vallon Clapouse, à chaque fois à proximité directe de l'escarpement du Vallon de Clapouse (Figure XI-6B).

Le **faciès F0-o** est constitué de blocs massifs de Grès d'Annot de diamètre métrique à pluri-métrique. Ils montrent souvent une épaisseur supérieure ou égale à leur largeur ce qui leur donne un aspect cubique voire trapézoïdal. Leurs flancs sont taillés à un angle sub-perpendiculaire par rapport à leur stratification interne (Figure XI-12A). Ils peuvent montrer une déformation interne exclusivement fragile lorsque les bancs qui les composent sont massifs. Leur déformation est plutôt ductile si ces derniers sont moins épais et forment des alternances avec des niveaux argileux, ou intermédiaire si ces deux lithologies les composent (Figure XI-5E, Figure XI-12B).

Sous le col du Colombart, les blocs du faciès F0-o peuvent former des niveaux d'olistolithes blancs intercalés dans la masse brune des Schistes Bruns. Les Schistes Bruns qui emballent les olistolithes sont intensément déformés avec des structures de plis isoclinaux. Cet ensemble constitue l'**association de faciès AFG-o** (Figure XI-5B).

Le **faciès F0-s** est également constitué de blocs de Grès d'Annot resédimentés. Leur taille varie du banc d'épaisseur pluri-décimétrique et d'extension métrique, à des masses d'épaisseur métrique à pluri-métrique et de longueur pluri-métrique. Leur base est subparallèle à la stratification des Schistes Bruns. Contrairement aux olistolithes du faciès F0-o, les blocs du faciès F0-s ont un aspect plus stratiforme. Enfin, ces masses présentent une déformation interne moins intense que celles du faciès F0-o. Ceci n'est pas toujours le cas, en particulier lorsque leur front butte dans les Schistes Bruns avec un effet « bulldozer » (Figure XI-5D, Figure XI-6H-I). Les masses glissées du faciès F0s et les faciès argileux ou turbiditiques des Schistes Bruns qui les emballent constituent l'**association de faciès AFG-s (**Tableau XI-2**)**.

L'AFG-t est caractérisée par une déstabilisation d'une AFT sous la forme de niveaux *slumpés* de turbidites (Figure XI-9G). De plus, l'AFG-t est plus fréquent que l'AFT, les turbidites s'observent donc plus fréquemment glissées qu'en place. **L'AFG-t pourrait constituer une levée interne de canyon / une levée de chenal turbiditique remobilisée sous forme de glissements.**

L'AFG-ch s'observe au sein des Schistes Bruns, directement sous l'incision 2 recouverte par les Schistes à Blocs Exotiques, ou dans d'autres niveaux stratigraphiques situés à proximité de murs morphologiques de l'iGA-Sb (Figure XI-13). L'AFG-ch est composée d'une AFCH qui est déstabilisée et présente des caractéristiques intermédiaires entre un niveau *slumpé* et une débrite. Ceci

se traduit par la juxtaposition latérale de lambeaux de séries turbiditiques d'épaisseur et d'extension métriques à pluri-métriques, au sein de masses argileuses glissées (Figure XI-12D). **L'AFG-ch constituerait un ensemble chenal-levées remobilisé par glissement.**

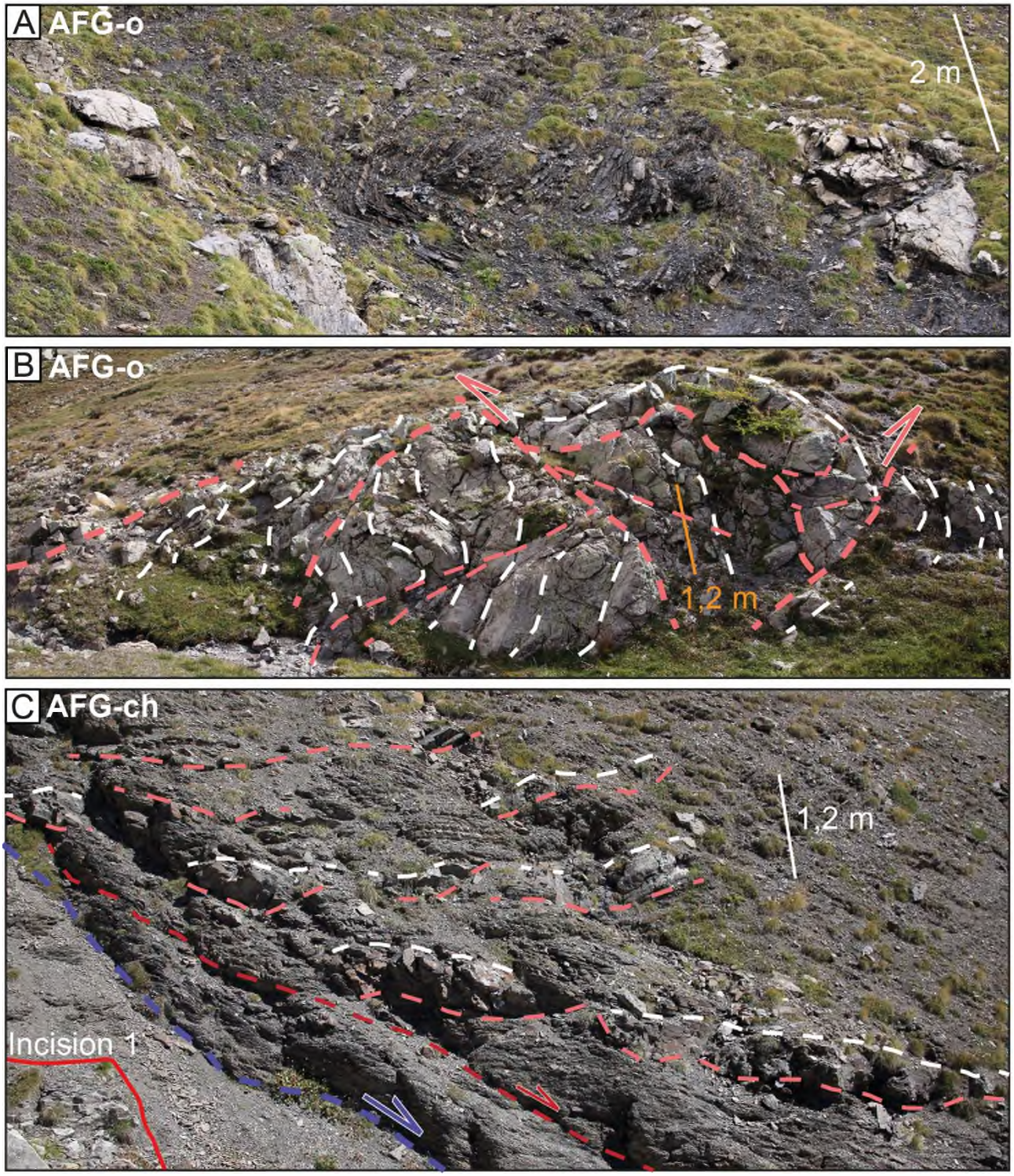


Figure XI-12. A-B) Exemples d'olistolithes très déformés de Grès d'Annot tombés au fond de dépressions pendant la sédimentation des Schistes Bruns, et appartenant au faciès F0a et à l'AFG-o. C) Faciès F0d composé des faciès F9b1, F9b2 et F8 remaniés sous la forme d'un glissement au sein d'une AFG-ch ; ce dernier se présente sous la forme d'un stade de déstabilisation intermédiaire entre un *slump* et une débrite. La stratification figure en blanc, les niveaux de décollement et les failles inverses en rose, les failles normales en rouge, et les cicatrices d'arrachement en violet.

Description simplifiée	Ratio sable/argile	Faciès	AFM	AFG-m	AFT	AFG-t	AFCH	AFG-ch	AFD-Sb	AFD-Ex	AFG-o	AFG-s
Mudstone	NA	**F9a-Te**										
Mudstone glissé	NA	**F9a-TeG**										
Niveau condensé e = xdm	NA	**F9a-TeB**										
Mudstone argilo-silteux	NA	**F9a-Td-e**										
Siltites e = xdm à 1m intercallées dans F9a-Te ou F9a-Td-e	NA	**F9a-Td**										
Turbidites silteuses ou de sable très fin e = 1cm et de sable très fin à fin e = xcm intercalées dans F9a-Td-e	10 - 20 %	**F9b1**										
Turbidites de sable très fin à fin e = xcm et de sable fin e=10cm-20cm intercalées dans F9a-Td-e	50 - 60 %	**F9b2**										
Niveaux de rides de sable très fin e = xcm intercalés dans F9b2	50 - 60 %	**F9a-Tc2**										
Turbidites de sable grossier à mudclasts e = 1cm à xcm intercalées dans F9b2	50 - 60 %	**F9b-Gr**										
Turbidite de sable moyen e = 1dm à xdm	100%	**F8**										
Débrite à éléments de FH 1cm à xdm	NA	**F1-Ex1**										
Débrite polygénique à éléments 1mm à 1dm	NA	**F1-Ex2**										
Débrite à blocs de FH métriques	NA	**F1-Ex3**										
Bloc de Grès d'Annot trapézoidal tombé et déformé (olistolithe)	NA	**F0-o**										
Bloc de Grès d'Annot stratiforme et glissé	NA	**F0-s**										

Tableau XI-2. Résumé des faciès et des associations de faciès qui composent les Schistes à Blocs. Les barres colorées représentent les associations de faciès dans lesquels les faciès sont communément présents, et les barres noires indiques les associations de faciès dans lesquelles les faciès sont accessoires.

XI.5.2. Architecture polyphasée du remplissage

La Formation des Schistes à Blocs est subdivisée en deux membres qui sont : (i) les Schistes Bruns, et (ii) les Schistes à Blocs Exotiques (Kerckhove, 1975 ; Inglis et *al*., 1981 ; Jean, 1985). Malgré la description de cette subdivision faite par les auteurs précédents, la surface stratigraphique qu'elle représente n'a jamais été caractérisée. Ainsi, l'objectif de cette section est d'apporter des descriptions de cette surface interne. De plus, l'analyse de l'organisation des faciès en associations et la répartition spatiale de ces derniers, particulièrement au sein des Schistes Bruns, permettront de préciser les modalités de comblement du Conduit de la Bonette.

XI.5.2.1. Dépôcentres des Schistes à Blocs Exotiques et caractéristiques de l'incision 2

L'analyse cartographique (Figure XI-2 et Figure XI-3) de la surface Schistes Bruns – Schistes à Blocs Exotiques (incision 2) associée à l'interprétation de plusieurs sections transverses au Conduit de la Bonette (Figure XI-4 - Figure XI-6) montrent que les dépocentres des Schistes à Blocs Exotiques et des Schistes Bruns sont superposés. Le long du Conduit de la Bonette, les points les plus pas de l'incision 2 sont stratigraphiquement situés quelques mètres (Figure XI-5), ou quelques dizaines de mètres, (Figure XI-4 et Figure XI-6), au-dessus des points les plus bas de l'incision basale. Les points les plus hauts de l'incision 2 sont situés sur les bords du Conduit de la Bonette, et l'incision 2 peut alors complètement tronquer les Schistes Bruns (Figure XI-4 - Figure XI-6). Dans cette dernière configuration, l'incision 2 sert d'incision basale à la Formation des Schistes à Blocs, qui est alors privée de son membre inférieur.

Entre ces deux extrêmes, la position de l'incision 2 est variable à cause de son caractère érosif (Figure XI-13B). Elle suit globalement les tendances d'approfondissement de l'incision basale, en atténuant néanmoins les morphologies de murs (Figure XI-4 et Figure XI-6). L'exception à ceci se situe au-dessus des murs de hauteur hectométrique de l'iGA-Sb. La surface interne y montre alors une morphologie quasi identique à celle des murs morphologiques formés par l'iGA-Sb (Figure XI-5).

La surface d'érosion basale de la Formation des Schistes à Blocs (iGA-Sb) étant d'extension régionale et s'étant formée en domaine sous-marin (Kerckhove, 1975 ; Inglis et *al*., 1981 ; Jean, 1985 ; Ravenne et *al.*, 1987 ; Bouroullec and Lansigu, 2004 ; Joseph and Lomas, 2004 ; Pochat and Van den Driessche, 2007 ; Dumont et *al*., 2011), l'incision 2 constitue alors une surface d'érosion interne au remplissage du Conduit de la Bonette. De plus, « incision basale » est un terme qui ne prend pas en compte lequel des deux membres de la Formation des Schistes à Blocs, repose en discordance sur les Grès d'Annot. Ceci peut mener à une confusion lorsque les Schistes Bruns sont complètement tronqués. Je propose donc d'utiliser :

(1) le terme d' « **iGA-Sb** » ou d' « **incision 1** » pour désigner l'incision d'origine sur laquelle reposent les Schistes Bruns,

(2) et le terme d' « **incision 2** » pour la surface d'érosion sur laquelle reposent les Schistes à Blocs Exotiques, quelle que soit la lithologie sous-jacente.

XI.5.2.2. Généralités sur l'architecture interne du Membre des Schistes Bruns

Des corrélations sont proposées au sein de la formation argileuse des Schistes à Blocs qui remplit le Conduit de la Bonette au niveau du col de Colombart (Figure XI-13). Elles sont basées sur les sections lithologiques Sab27 à Sab32 qui permettent de suivre le long d'un même flanc la limite supérieure des Schistes Bruns, et sur la section Sab33 qui contient cette même limite sur les zones hautes et/ou latérales au Conduit de la Bonette (Figure XI-13). Les différents types d'associations de faciès ont été indiqués pour chaque section mais ils ne traduisent pas une corrélation stratigraphique entre les sections.

À l'échelle de la zone d'étude, les Schistes Bruns viennent en onlap au-dessus de la totalité de l'intervalle stratigraphique incisé au sein des Grès d'Annot (Figure XI-2, Figure XI-4, Figure XI-5E, Figure XI-6B, Figure XI-9C, Figure XI-10E et Figure XI-13).

XI.5.2.3. Remplissage du fond du thalweg du Conduit de la Bonette et des dépocentres mineurs

Comme précisé dans la section XI.5.1.5, il est possible d'observer des niveaux d'olistolithes de Grès d'Annot (appartenant à l'AFG-o) resédimentés au sein des Schistes Bruns. Ces niveaux bréchiques se situent majoritairement dans les parties stratigraphiquement les plus basses de l'iGA-Sb. Ceci est fréquent en contre-bas des murs pluri-décamétriques à hectométriques qui forment les bords du thalweg du Conduit de la Bonette (Figure XI-4B, Figure XI-5B). L'AFG-o est également observée en remplissage de dépressions locales (Figure XI-12B) qui sont incisées plus haut dans la série des Grès d'Annot. Ces dépressions présentent des flancs abrupts contrôlés par des failles normales syn-sédimentaires, comme au sein de la dépression de la Baisse de la Plate située sur la crête Ouest du vallon de la Braissette (Figure XI-3). Le long de la section Sab27, ce sont au moins 3 niveaux à olistolithes qui sont intercalés dans les 50 premiers mètres du remplissage, l'un d'eux atteignant 10 m d'épaisseur (Figure XI-12A et Figure XI-13).

L'AFG-o située à la base du remplissage du Conduit de la Bonette (Figure XI-13) montre des olistolithes resédimentés dans le faciès F9b2 déformé par la chute des blocs, de manière identique à ce qui est observable sur la Figure XI-12A. Au sein de la section Sab27, le faciès F9b2 est non déformé au sein des deux niveaux AFT de quelques mètres d'épaisseur, qui encadrent le 3^{e} niveau d'olistolithes (Figure XI-13).

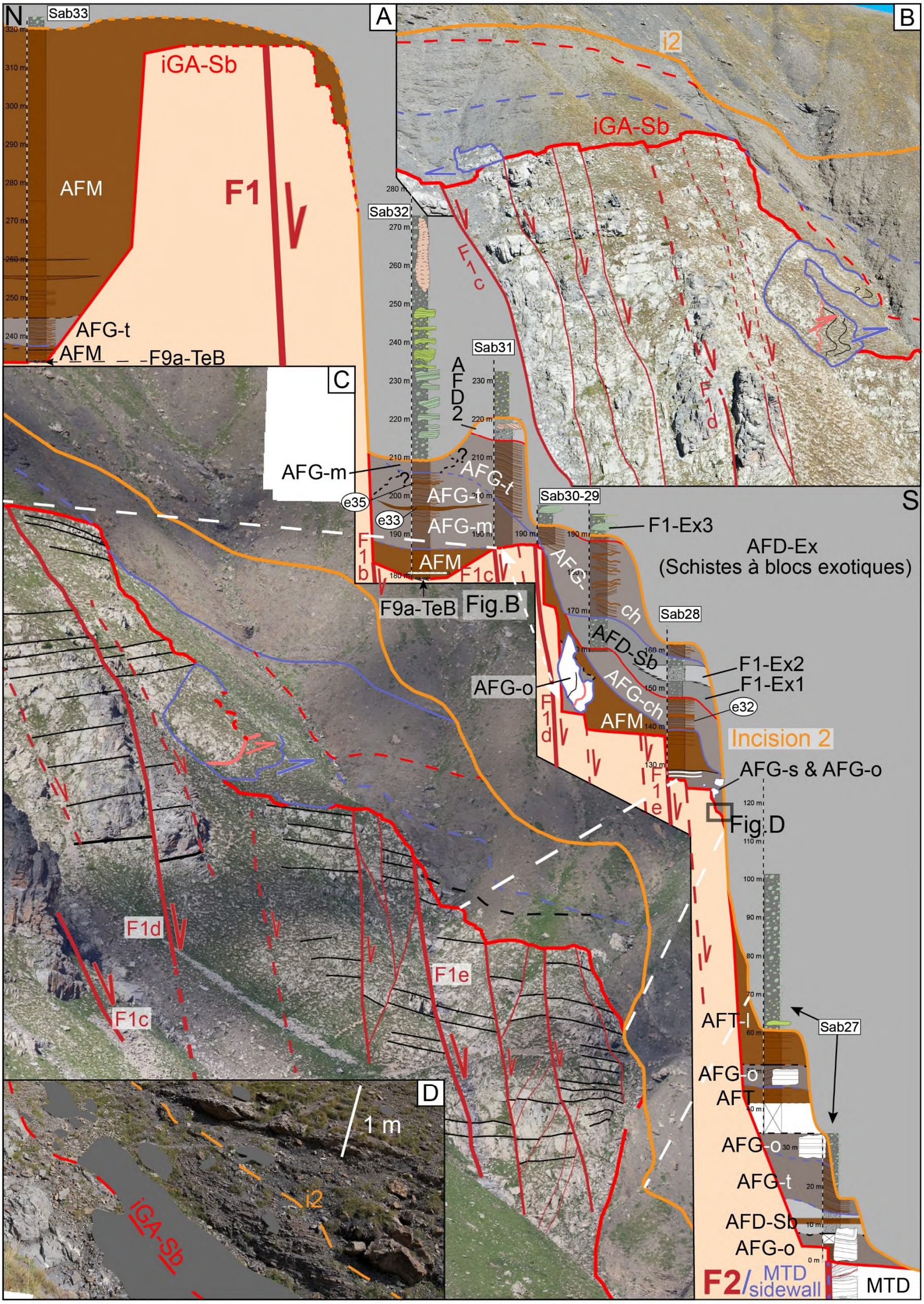


Figure XI-13. Corrélation stratigraphique au sein de la Formation des Schistes à Blocs qui remplissent le Conduit de la Bonette, réalisée au niveau du col du Colombart à partir des sections lithologiques Sab27 à Sab32. La section lithologique Sab33 est également illustrée.

XI.5.2.4. Recouvrement des terrasses du Conduit de la Bonette

Au niveau de la section Sab28, une première terrasse érosive est située en surplomb du thalweg du Conduit de la Bonette (Figure XI-13). Elle est de faible extension latérale (Figure XI-5B et E). Elle est par un mur d'une dizaine de mètres de haut, qui est en partie recouvert en onlap par le faciès F9b1 (Figure XI-5E). Des bancs de Grès d'Annot sont glissés sur la terrasse et viennent butter au sein des turbidites en perturbant leur stratification, le tout formant une AFG-s. De plus, au droit de la limite méridionale de la terrasse, tout l'intervalle de faciès F9b1 est tronqué en direction du thalweg par une la base d'une AFG-ch (Figure XI-5E Figure XI-13).

Au niveau des sections Sab29-30 se trouve une 2^{e} terrasse (Figure XI-13). Elle est bordée par un mur échelonné en escalier haut d'une cinquantaine de mètres. Le mur est recouvert en onlap par une AFM (Figure XI-13). Cette dernière est tronquée par la surface de décollement basale de l'AFG-ch décrite précédemment. De plus, un bloc massif de GA est basculé à la base du mur et vient buter contre l'AFM (Figure XI-13), formant alors localement une AFG-o.

Au niveau de la section Sab29, l'AFM précédente est incisée et drapée à sa mi-hauteur par une AFD-Sb (Figure XI-13). Au niveau la section Sab28, l'AFD-Sb présente une débrite d'épaisseur pluri-métrique de faciès F1-Ex2 qui est intercalée entre deux débrites de faciès F1-Ex1. La débrite de faciès F1-Ex2 n'est pas présente au niveau de la section Sab29.

La partie supérieure du mur est aussi drapée par la même AFM qui est entaillée par une cicatrice d'arrachement. Cette dernière délimite la base d'une deuxième AFG-ch (Figure XI-12C et Figure XI-13). L'AFG-ch tronque également les 15 à 25 premiers mètres de la série qui recouvre la plus haute terrasse localisée sur le flanc Nord du Conduit (Figure XI-13).

Au droit de la section Sab31, l'AFG-ch décrite précédemment est tronquée par une AFD-Sb épaisse de quelques mètres (Figure XI-13).

XI.5.2.5. Recouvrement des interfluves et des dépressions perchées

Au niveau des sections Sab31-32 (extrémité Est du Conduit de la Bonette ; Figure XI-13), la terrasse la plus haute se présente sous la forme d'une légère dépression profonde de 7-8 m. Au droit de la section Sab32 qui correspond à son point bas, son remplissage débute par un niveau intensément bioturbé de faciès F9a-TeB. Il marque la base d'une AFM dans laquelle est intercalé un banc glissé de Grès d'Annot, de faciès F0-s. Au-delà du comblement de cette dépression, le reste des Schistes Bruns est glissé selon une intensité modérée à élevée selon les couches considérées, dans une série qui passe verticalement d'une AFG-m à une AFG-t. (Figure XI-13). Au niveau de Sab32, les quelques mètres de Schistes Bruns situés sous l'incision 2 redeviennent argileux ; ils correspondraient à l'AFG-t identifiée au niveau de la section Sab31 (Figure XI-13).

Bien qu'elle soit située sur l'autre versant d'un interfluve, la série qui comble la dépression située au droit de la section Sab33 présente certaines caractéristiques communes avec celle décrite ci-

dessus : i) elle s'initie avec un niveau condensé de faciès F9a-TeB, ii) elle est très majoritairement argileuse, avec une tendance à l'affinement des paquets de ou F9b2 qui sont contenus dans ses 20 premiers mètres, pour passer à une AFM épaisse de plus de 70 m qui comprend notamment deux niveaux de siltites du faciès F9a-Td (Figure XI-13).

Ainsi, les zones hautes de l'incision formées par des dépressions perchées seraient favorables au dépôt et/ou à la préservation de niveaux condensés, et au dépôt d'une série à dominante argileuse où l'on peut retrouver des intercalations de siltites, voire quelques masses de Grès d'Annot tombées de facies F0-o / AFG-o et des masses glissées de faciès F0-s / AFG-s, si des escarpements sont situés à proximité.

XI.5.2.6. Architecture du Membre des Schistes à Blocs Exotiques

Il est difficile voire impossible d'établir des corrélations stratigraphiques au sein des Schistes à Blocs Exotiques, même localement, à cause de l'inexistence de niveaux repères ou de surfaces stratigraphiques claires, et de la qualité médiocre des affleurements liée à la friabilité de la matrice marneuse des débrites. Des observations relatives à la taille des blocs peuvent néanmoins être effectuées au sein de ce membre :

(i) quel que soit l'endroit considéré, une augmentation verticale de la taille des blocs est observée (Kerckhove, 1975 ; Inglis et al., 1981 ; Jean, 1985), du moins sur une épaisseur de quelques mètres, ce qui constitue un passage vertical d'un faciès F1-Ex1 à F1-Ex2,

(ii) dans les dépocentres formés par l'incision 2, les blocs les plus gros sont plutôt situés dans les premières dizaines de mètres du Membre des Schistes à Blocs Exotiques. Ce sont en général des olistolithes qui possèdent au moins une longueur pluri-décamétrique et une épaisseur de l'ordre de 10 m (Figure XI-4 – Figure XI-6), voire des masses encore plus imposantes, de longueur kilométrique et d'affinité sub-briançonnaise, comme celles confinées en contre-bas de l'escarpement de Clapouse et sous la klippe de la tête du Colombart (Figure XI-2).

Enfin, à cause de leur faible épaisseur qui résulte souvent de leur troncature tectonique par les nappes de l'Embrunais-Ubaye, les Schistes à Blocs Exotiques ne peuvent montrer un schéma d'organisation vertical plus détaillé que celui sous le col du Colombart (Figure XI-5). Néanmoins, le levé de sections lithologiques dans les Schistes à Blocs Exotiques n'a pas été réalisé lors de ce travail.

XI.5.3. Résultats analytiques portant sur l'étude des Schistes Bruns

XI.5.3.1. Mesures de paléocourants

La mesure de paléocourants dans les Schistes Bruns est rendue difficile par le manque de structures sédimentaires au sein de cette série qui est à dominante argileuse. De plus, le faciès F9b2 qui est le faciès turbiditique le plus fréquent présente rarement des rides de courant clairement développées au somment des bancs massifs de sable fin. Les lectures fiables sur les rides de courant ont été d'avantage réalisées sur les faciès F9a-Tc et F9a-Tc2, qui sont encore moins fréquents. Ainsi, seules 21 mesures ont pu être effectuées sur des rides de courant (Figure XI-14). Elles s'organisent suivant deux directions opposées selon un axe N-S, avec des vecteurs très majoritairement orientés vers le S et le SSO.

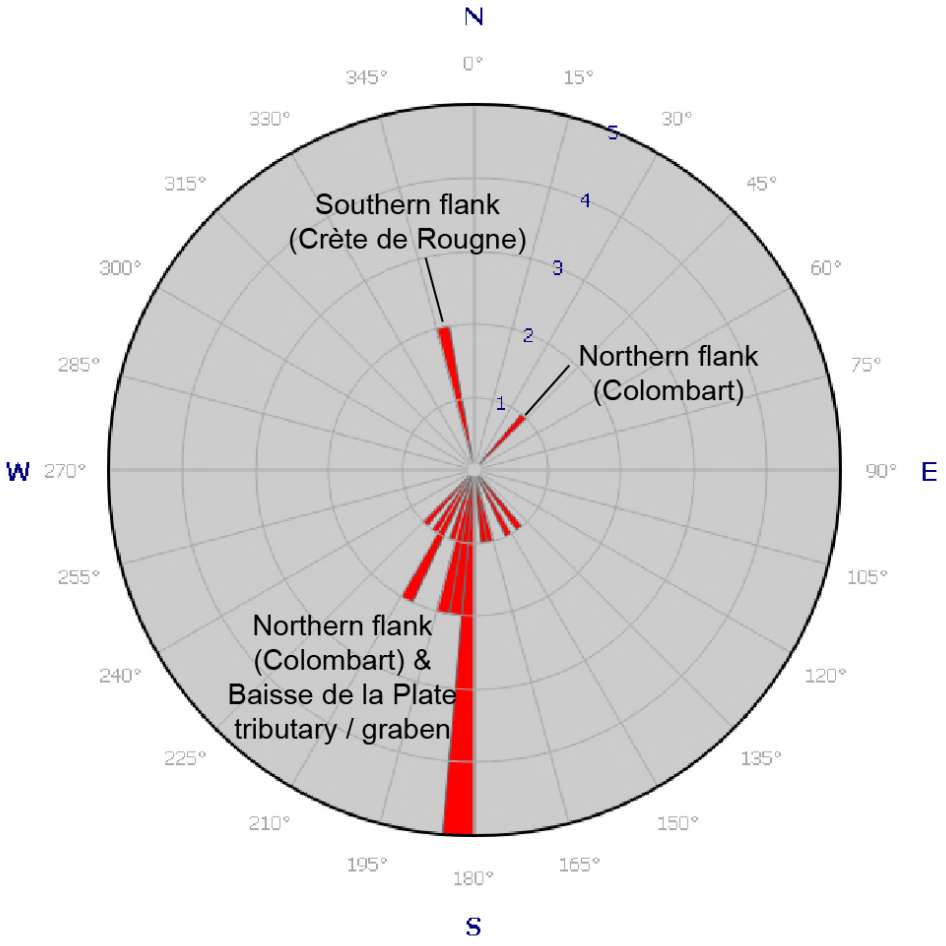


Figure XI-14. Rosace des paléocourants mesurés sur des rides de courant (n=21) au sein des Schistes Bruns qui remplissent le Conduit de la Bonette et la dépression de la Baisse de la Plate.

La majorité des valeurs orientées vers le Sud (N140°E à N220°E) proviennent du flanc Nord du Conduit de la Bonette (Figure XI-5B), et dans une moindre mesure de la dépression de la Baisse de la Plate (Figure XI-3). La valeur orientée N45°E provient également du flanc Nord du Conduit de la Bonette. Les deux valeurs à N345°E ont été mesurées sur le flanc Sud du Conduit de la Bonette, au niveau de la Crête de Rougne (versant sud de la coupe du Colombart, Figure XI-5B). Il faut

rappeler que dans le sous-bassin de Sanguinière-Restefond, la direction moyenne des paléocourants des Grès d'Annot est N340°E (Jean, 1985 ; Jean et *al*. 1985). Les Schistes Bruns montrent donc des valeurs de courants majoritairement opposées à celles mesurées dans les Grès d'Annot, et une minorité dans la même direction. L'interprétation de ces résultats est discutée dans la section XI.6.2.2.

XI.5.3.2. Datation des Schistes Bruns par analyse des faunes marines

Parmi les 10 échantillons prélevés dans la Formation des Schistes à Blocs du secteur de la Bonette-Restefond, huit l'ont été dans des niveaux marneux du Membre des Schistes Bruns, et deux dans la matrice argileuse de débrites du Membre des Schistes à Blocs Exotiques. Les niveaux de Grès d'Annot les plus récents du secteur de la Cayolle sont datés de la fin de la biozone NP21 (Sztrákos and du Fornel 2003) (Figure XI-15).

Sur les 8 échantillons des Schistes Bruns, seuls les échantillons Bo15 et B027 présentent des faunes marines dont l'âge s'étend jusqu'à NP22 (Figure XI-15). Les autres n'indiquent pas d'âge postérieur à NP21 ; ils sont souvent stériles et ont été éliminés (Annexe A). L'échantillon Bo21 prélevé dans une débrite des Schistes à Blocs Exotiques donne aussi un âge qui, au plus jeune, correspondrait à NP22 (Figure XI-15), sans remaniement de faunes cénozoïques (Annexe A).

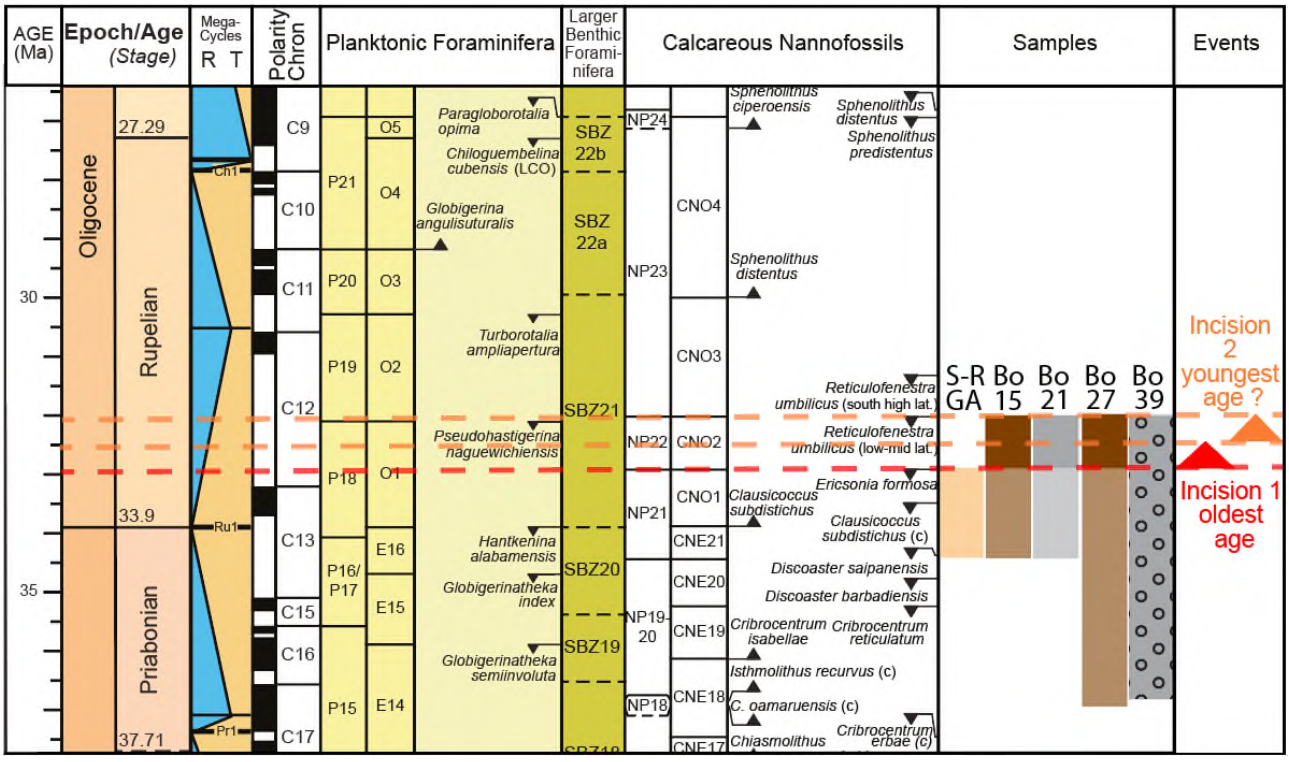


Figure XI-15. Datation des faunes marines contenues dans matrices argileuses des Schistes Bruns (échantillons Bo15 et Bo 27) et dans les Schistes à Blocs Exotiques (échantillon Bo21), et comparaison à l'âge des Grès d'Annot du sous-bassin de Sanguinière-Restefond (S-R GA, d'après Sztrakos and du Fornel 2003). Charte chronostratigraphique d'après Speijer *et al.* (2020) et les références citées.

Enfin, l'échantillon Bo39 provient d'une matrice argilo-silteuse brune contenue dans un fragment de série turbiditique remaniée au sein des Schistes à Blocs Exotiques. Cette série fait soit

partie des Schistes Bruns parautochtones, soit d'une série analogue provenant d'un bassin plus interne. Elle est également datée au plus jeune de la biozone NP22.

Ainsi, par élimination de la biozone NP21 par principe de superposition, et au sein du sous-bassin de Sanguinire-Restefond, le Membre des Schistes Bruns se serait déposé durant la biozone NP22 (Figure XI-15). Pour le dépôt du Membre des Schistes à Blocs Exotiques, l'âge de dépôt le plus vieux possible est également la biozone NP22. Cet âge semble cohérent car la matrice noire des débrites est argileuse, et donc différente de la matrice argilo-silteuse des Schistes Bruns. L'âge reflèterait donc bien des faunes marines sédimentées dans les marnes, peu de temps avant leur remaniement gravitaire par les débrites.

XI.5.3.3. Datation des zircons détritiques contenus dans les faciès turbiditiques par thermochronologie U/Pb

Les âges des zircons de l'échantillon ALP4-2 varient de 136 à 935 Ma, avec un groupe continu de valeurs entre 220 et 640 Ma. Trois groupes d'âges à 240-330 Ma, 440-480 Ma et 560-580 Ma sont dominants au sein du spectre, même si des grains triasiques ont été mesurés (Chu *et al.* 2016) (Figure XI-16A).

L'échantillon Bo33 provient du niveau de siltite localisé sur la section Sab32 (Figure XI-13). Les âges des zircons de cet échantillon varient principalement selon deux groupes continus de valeurs, respectivement entre 240 et 380 Ma et entre 420 et 680 Ma. Trois groupes d'âges à 280-310 Ma, 420-460 Ma et 520-600 Ma sont dominants au sein du spectre, et quelques zircons triasiques ainsi que cryogéniens ont été mesurés (Figure XI-16B).

L'échantillon Bo32 provient d'un niveau de grès grossier de faciès F9b-Gr prélevé le long de la section Sa31 (Figure XI-13). Les âges des zircons de cet échantillon varient principalement selon deux groupes continus de valeurs, respectivement entre 270 et 320 Ma et entre 420 et 620 Ma. Trois groupes d'âges à 270-320 Ma, 420-460 Ma et 520-610 Ma sont dominants au sein du spectre, et quelques zircons triasiques et cryogéniens ont été mesurés (Figure XI-16C).

L'échantillon Bo35 provient d'un niveau de grès moyen isolé de faciès F8 prélevé le long de la section Sa32 (Figure XI-13). Les âges des zircons de cet échantillon varient principalement selon deux groupes continus de valeurs, respectivement entre 280 et 460 Ma et entre 530 et 620 Ma. Trois groupes d'âges à 280-310 Ma, 420-460 Ma et 530-620 Ma sont dominants au sein du spectre, et quelques zircons triasiques et cryogéniens ont été mesurés (Figure XI-16D).

L'échantillon Bo28b provient d'un niveau de grès grossier prélevé dans les Grès d'Annot le long de route de Bonette-Restefond, au sein du vallon de Clapouse (Figure XI-2). Les âges des zircons de l'échantillon sont discontinus, sous la forme de trois groupes dominants au sein du spectre, à 280-320 Ma, 410-460 Ma et 530-640 Ma (Figure XI-16E).

Ces résultats seront interprétés et discutés dans un des paragraphes suivants.

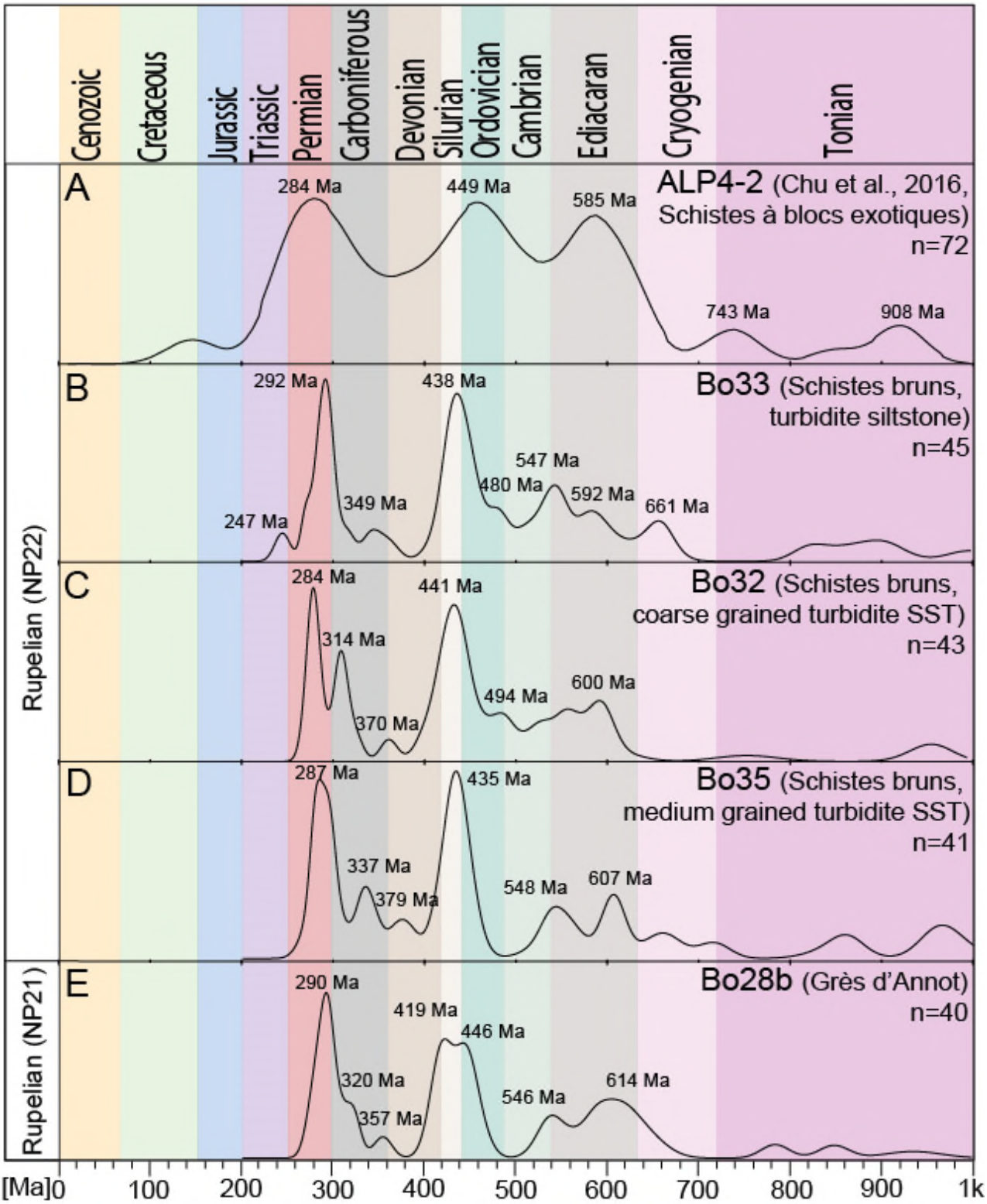


Figure XI-16. Vue détaillée des diagrammes de probabilité des âges U-Pb entre 0 et 1000 Ma provenant de zircons détritiques. La comparaison entre A) le spectre des Schistes à Blocs Exotiques (Chu et *al*. 2016), B-D) les turbidites des Schistes Bruns, et E) les Grès d'Annot est également proposée.

XI.6. DISCUSSION

XI.6.1. Facteurs de contrôle de la morphologie de l'iGA-Sb à différentes échelles

XI.6.1.1. Rôle de la lithification des GA sur leurs processus d'érosion

La morphologie très nette de la surface d'incision GA-Sb fut déjà interprétée par Ravenne et al (1987) comme la résultante d'une lithification précoce des Grès d'Annot. Cette dernière a été ultérieurement démontrée par l'existence d'un ciment calcitique précoce dans la série de Sanguinière-Restefond (Labaume *et al*. 2008). Ce ciment a cristallisé préférentiellement dans les couches gréseuses situées au contact avec les niveaux pélitiques, et la composition de la calcite est cohérente avec une précipitation à basse température à partir d'un mélange entre des eaux marines et continentales (Labaume *et al*. 2009). La même observation texturale a été réalisée au sein de la série allochtone des Grès du Laus, qui borde la rive Ouest du Lac d'Allos et qui constitue l'équivalent subbriançonnais des Grès d'Annot (Stanley 1961). Selon cet auteur, le phénomène de pression-solution serait causé par la déformation hydroplastique des niveaux argileux. Ceci surviendrait suite à l'enfouissement rapide de la série turbiditique causé par son taux élevé de sédimentation. Dans une moindre mesure, la dissolution des bioclastes calcaires des faunes marines serait également une source de calcite.

De plus, les masses glissées de Grès d'Annot qui sont resédimentées au sein des Schistes Bruns présentent les caractéristiques (i à iv) de glissements sous-marins affectant des lithologies partiellement lithifiées. Celles-ci ont été initialement observées sur des cas de subsurface qui sont appelés *slab-slides* (Varnes 1978; O'Leary 1991). Leurs caractéristiques sont les suivantes :

(i) une morphologie relativement stratiforme avec, dans la plupart des cas, un ratio épaisseur/longueur proche de 0,1,

(ii) la présence d'un champ de débris de queue situé dans la zone d'évacuation (exemple du glissement de la Cime de la Plate),

(iii) la cicatrice d'arrachement en échelons stratiformes pour ce dernier, mais aussi pour d'autres murs morphologiques formés par l'incision GA-Sb (Figure XI-13),

(iv) pour les glissements volumineux, l'absence d'un domaine en translation au profit d'un passage brutal du domaine extensif au domaine compressif (Figure XI-6C),

(v) une déformation relativement cassante constituée de *thrusts* et de *back-thrusts* au sein des masses constituées de bancs massifs (Figure XI-6C-F et J),

(vi) certaines masses sont des olistolithes arrachés des escarpements avoisinants et tombés dans les dépocentres locaux, comme en témoignent leur position stratigraphique en fond de dépressions, leur intense déformation interne ainsi que celle des sédiments avoisinants qui les emballent.

En contexte de creusement d'un canyon sous-marin par érosion régressive, le découplage mécanique des masses qui sont arrachées au substratum est grandement favorisé par une telle

diagénèse différentielle (MacHugh *et al*. 1993). La base des niveaux indurés sert de niveaux de décollement préférentiel. Ceci engendre alors des arrachements de matériaux sous forme de lambeaux de série sédimentaire (ou *slabs*), qui peuvent également former des chutes d'olistolithes (MacHugh *et al*. 1993).

Ainsi, comme proposé par Ravenne *et al*. (1987), la morphologie en terrasses et en murs de l'incision GA-Sb serait le résultat de multiples arrachements sous-marins affectant les Grès d'Annot déjà partiellement lithifiés. D'après mes observations, les glissements stratiformes se sont déclenchés préférentiellement au-dessus des niveaux hétérolithiques indurés. La géométrie abrupte des murs morphologiques de l'incision, tant à l'échelle décimétrique qu'à l'échelle pluri-décamétrique, constitue les cicatrices de ces arrachements sous-marins. Les cicatrices qui affectent les GA partiellement lithifiés et s'enracinent dans les niveaux les plus indurés, ne peuvent alors pas se propager dans les GA sous la forme d'une faille listrique mais elles gardent leur pente abrupte jusqu'au sommet de la série, qui correspond alors au fond marin. Cette morphologie binaire en murs et en plats de l'incision serait donc le résultat d'**une excavation dominée par un processus d'érosion régressive** (MacHugh *et al*. 1993), **ce qui permettrait de qualifier le Conduit de la Bonette comme un canyon sous-marin**.

XI.6.1.2. Contrôles exercés sur l'asymétrie du profil transverse du Conduit de la Bonette

Il a été observé dans la section XI.3.1 que la structure du Colombart est constituée d'un système de deux failles normales principales F1 et F2 à vergence sud, et d'un anticlinal en *roll-over* dont le *forelimb* est orienté vers le Nord. De plus, le failles antithétiques F3 et F4 se succèdent en relai sur le *forelimb* du *roll-over*. Ceci correspond en partie à la carte réalisée par Kerckhove (1969), qui montre également une faille moins étendue dans la partie Sud de la structure. Le faisceau du Colombart constitue par conséquent une structure tectonique asymétrique.

Les failles normales d'orientation N80°E qui la constituent ont, selon Lansigu (2000), une activité contemporaine du dépôt des Schistes à Blocs, qui vient progressivement les sceller. Néanmoins, les coupes tectono-stratigraphiques sériées et transverses au Conduit de la Bonette (Figure XI-4 - Figure XI-6 et Figure XI-13) montrent le scellement d'une grande majorité de ces failles par l'iGA-Sb et par l'*onlap* des Schistes Bruns sur cette dernière. Au Rupélien, l'essentielle de l'activité tectonique extensive s'est donc déroulée avant le dépôt des Schistes Bruns, et donc pendant le dépôt des Grès d'Annot et/ou pendant leur incision.

L'extrémité Nord du *roll-over* est délimitée par F2 (Figure XI-4 - Figure XI-6). Cette dernière est la structure qui a le plus d'influence sur le cours du Conduit de la Bonette puisqu'elle délimite la bordure Nord du thalweg sur toute sa longueur. La position de la bordure Sud du thalweg est contrôlée par une ou plusieurs failles. Dans la partie Est du Conduit, c'est F3 qui assure ce rôle (Figure XI-4 - Figure XI-5). Dans la partie Ouest du Conduit, la bordure Sud était initialement probablement

contrôlée par F5 malgré sa vergence sud, avant la déstabilisation de la bordure par le glissement de la Tête du Clot des Pastres (Figure XI-3 et Figure XI-6). Néanmoins, l'incision axiale est tout de même contrôlée par une faille antithétique, qui serait F4. Ainsi, l'incision axiale et le thalweg sont ancrés sur la zone de déformation et de subsidence maximales, qui correspond à la charnière du *roll-over* (Figure XI-3).

Comme F1 possède une continuité cartographique identique à F2, l'hémi-graben F1-F2 contrôle sur toute sa longueur le flanc Nord du Conduit de la Bonette. L'étroitesse de l'hemi-graben exerce aussi un fort contrôle morphologique sur l'iGA-Sb, qui se traduit par son incision et structuration par de nombreux murs, de hauteurs pluri-décamétriques à hectométriques, et délimités par d'étroites terrasses érosionelles. Ceci donne un aspect particulièrement abrupt au flanc Nord du Conduit : il constituait dans sa partie Est un escarpement sous-marin d'environ 320 m de haut (Figure XI-5 - Figure XI-13). La hauteur de cette morphologie érosive n'a pas d'égal dans tout le bassin de Sanguinière-Restefond (Figure XI-2).

Le flanc Sud du Conduit de la Bonette incise le *roll-over* du Colombart (Figure XI-4 - Figure XI-6). Par comparaison avec le flanc Nord, l'iGA-Sb y présente moins de murs, qui n'atteignent que rarement la centaine de mètres de haut. L'iGA-Sb utilise principalement les pendages structuraux des différents blocs découpant l'anticlinal, et dont le pendage diminue vers le Sud (Figure XI-3). Ceci s'observe aussi au sein du thalweg qui montre un profil transverse asymétrique (Figure XI-4). La lithification partielle et différentielle des GA a donc œuvré avec la déformation pour modeler l'incision sous forme de rampes, ces dernières lui permettant de remonter de manière progressive dans la stratigraphie des GA (Figure XI-6).

L'interprétation de la présence d'un canyon d'orientation E-W (Jean 1985) dont les flancs sont structurés par un graben syn-sédimentaire (Lansigu 2000) est appuyée par le fait que le niveau de base de l'iGA-Sb est intimement lié, sur toute sa longueur, à la position et à l'orientation de la structure majeure F2, et que le profil transverse du conduit est asymétrique (Figure XI-4). **Une telle réponse morphologique a déjà été décrite pour un canyon sous-marin dont le thalweg s'aligne sur une structure tectonique syn-sédimentaire ou antérieure**, et ce quel que soit le régime structural de celle-ci (Song *et al.* 2000; Chiang and Yu 2006; Lastras *et al.* 2009; Mountjoy *et al.* 2009; Bourget *et al.* 2011; Migeon *et al.* 2012; Ratzov *et al.* 2012; Mazières *et al.* 2014; Micallef *et al.* 2014; Almeida *et al.* 2015; Soulet *et al.* 2016; Chiang *et al.* 2020). Ceci a aussi été démontré dans le Chapitre V.

De plus, dans la zone d'étude, **l'iGA-Sb atteint près de 600 m,** au sein de la formation des GA (Jean 1985, Figure XI-2, et Figure XI-6), tant de que différence d'altitudes actuelles à l'affleurement (Figure XI-2). Cette surface **se serait formée en domaine sous-marin**, comme en témoignent les encroutements ferro-magnésiens et le niveau condensé qui la drapent par endroits (Ravenne *et al.*

1987, Figure XI-9C). Ceci, ajouté à la morphologie complexe en murs, terrasses et en rampes qui la caractérise, traduirait la mise en place d'un **canyon sous-marin, dont le processus d'excavation dominant serait l'érosion régressive**.

XI.6.1.3. Contrôle morpho-structural du réseau de drainage sous-marin par différentes familles de structures

Au sein du sous-bassin de Sanguinière-Restefond, l'analyse de l'iGA-Sb a révélé que celle-ci est morphologiquement contrôlée par différentes familles de failles normales syn-sédimentaires. Or, ces familles de failles possèdent des orientations différentes et sont situées dans différentes parties du sous-bassin (Figure XI-2). Par conséquent, il est nécessaire de s'interroger sur leurs périodes d'activité relative ainsi que sur leur(s) origine(s).

Dans la partie NE du sous-bassin, au niveau de la Barre de la Mauvaise Côte, des failles normales orientées N50°E ont une activité synchrone du dépôt des Grès d'Annot, de par les variations d'épaisseur des unités, de faciès et des directions des paléocourants entre les différents blocs basculés (Lansigu 2000 ; Bouroullec *et al.* 2004). Cette famille de failles est interprétée comme plusieurs systèmes de failles de croissance qui affectent aussi d'autres parties du sous-bassin (Bouroullec *et al.* 2004).

L'activité du faisceau N80°E du Colombart est interprétée par les auteurs précédents comme postérieure au dépôt des Grès d'Annot (Kerckhove 1969 ; Labaume et *al*., 1989) et synchrone du dépôt des Schistes à Blocs (Lansigu 2000 ; Bouroullec *et al*., 2004). Or, ce travail suggère que la majorité des failles est scellée par le dépôt des Schistes Bruns (Figure XI-4 - Figure XI-6 et Figure XI-13). Ceci implique que leur activité serait synchrone du dépôt des Grès d'Annot, ou uniquement synchrone de la phase incision. Le rejet vertical cumulé de F1-F2, qui est très inférieur à celui des failles N50°E, suggère que le faisceau du Colombart leur est plus tardif et/ou qu'il implique un processus de déformation syn-sédimentaire plus modeste. Néanmoins, certaines failles continuent de jouer après le dépôt des Schistes à Blocs, particulièrement dans le secteur du Colombart (Figure XI-5), ce qui se produit durant le Miocène, avant que ne se produise l'exhumation de l'Argentera (Cavailhes 2012).

Les failles du Colombart sont supposées être des failles d'extrados liées à une rampe latérale impliquant le socle au Nord de l'Argentera (Labaume et *al*. 1989). Dans le sous-bassement du bassin, l'activité de structure(s) compressive(s) d'orientation E-O durant l'Oligocène inférieur est démontrée par l'*onlap* de la trilogie nummulitique sur le bord Nord du (fond du) bassin, qui est constitué par le pli des Terres Plaines (Jean 1985 ; Jean *et al*. 1985). Ce dernier est à vergence nord (Figure XI-2), et il est interprété comme un anticlinal de rampe qui décolle sur le Trias (Dumont *et al*. 2011 ; 2012). Ainsi, le faisceau du Colombart pourrait être constitué de failles d'extrados génétiquement liées à la poursuite de la déformation du *piggy-back de Sanguinière-Restefond*, et n'affecterait donc pas le

socle. Cette phase de déformation surviendrait à la fin du dépôt des Grès d'Annot et/ou serait synchrone, voire même responsable, de leur phase d'incision par le Canyon de la Bonette.

XI.6.1.4. Évidences de réseau de drainage rectangulaire du Canyon de la Bonette

L'observation d'un réseau de drainage rectangulaire sous-marin est un critère morphologique qui permet d'argumenter le contrôle d'un canyon par une ou plusieurs structures tectoniques antérieures ou syn-sédimentaires (Chapitres V et VII). Deux éléments cartographiques permettent de mettre en avant cette configuration pour le Canyon de la Bonette.

Le premier est la dépression de largeur kilométrique de la montagne de l'Alpe, où l'iGA-Sb et les Schistes à Blocs forment un rentrant avec une concavité en direction du Nord, et qui s'approfondit en direction du canyon (Figure XI-2 et Figure XI-3). Cette morphologie correspond soit à un arrachement soit à un tributaire du Canyon orienté sub-perpendiculairement à celui-ci, et dont la coalescence recoupe F1 et F2. Du fait de i) la proximité du bord Est du bassin qui correspond approximativement à la faille du Camp des Fourches et ii) la largeur de cette morphologie érosionnelle qui est similaire à la largeur du canyon, ce rentrant pourrait constituer le tronc d'une des têtes du canyon (Figure XI-17). Au moins une autre tête serait alors située dans la continuité du tronc du canyon, plus à l'Est, et s'ancrerait sur le bord du bassin, ou même entaillerait le bassin voisin du Lauzanier (Figure XI-17).

Le second élément cartographique est le tributaire ou le *gully* de la Baisse de la Plate, qui est orienté sub-parallèlement au Canyon de la Bonette, au moins sur une partie de son tracé (Figure XI-3). Son approfondissement de l'Ouest vers l'Est suggèrerait plutôt qu'il serait un tributaire dont le cours est obligatoirement contraint à un changement de trajectoire vers le Nord afin d'être capturé sub-perpendiculairement par le Conduit de la Bonette (Figure XI-3, Figure XI-17). Cette polarité vers l'Est et donc à contre-pente de celle globale du canyon, serait le fait d'un contrôle local exercé par le *roll-over* du Colombart (Figure XI-17). De telles contraintes sur la polarité du réseau de drainage sont fréquentes dans le cas de canyons qui incisent des anticlinaux en *roll-over* (Chapitres V et VII).

XI.6.1.4. Vecteur de transport et distribution et des glissements sous-marins déclenchés pendant le remplissage

Il a été montré dans le paragraphe précédent que l'iGA-Sb est fortement contrôlée par les structures antérieures (i.e. failles N80°E scellées). L'analyse de la répartition spatiale des glissements sous-marins majeurs et leur vecteur de transport permet de discuter d'une poursuite éventuelle de l'activité tectonique de certaines structures pendant le dépôt des Schistes à Blocs. L'étude cartographique des glissements sous-marins associés à l'iGA-Sb montre explicitement que ceux-ci sont en grande majorité situés sur le *hanging wall* de F2 (Figure XI-3).

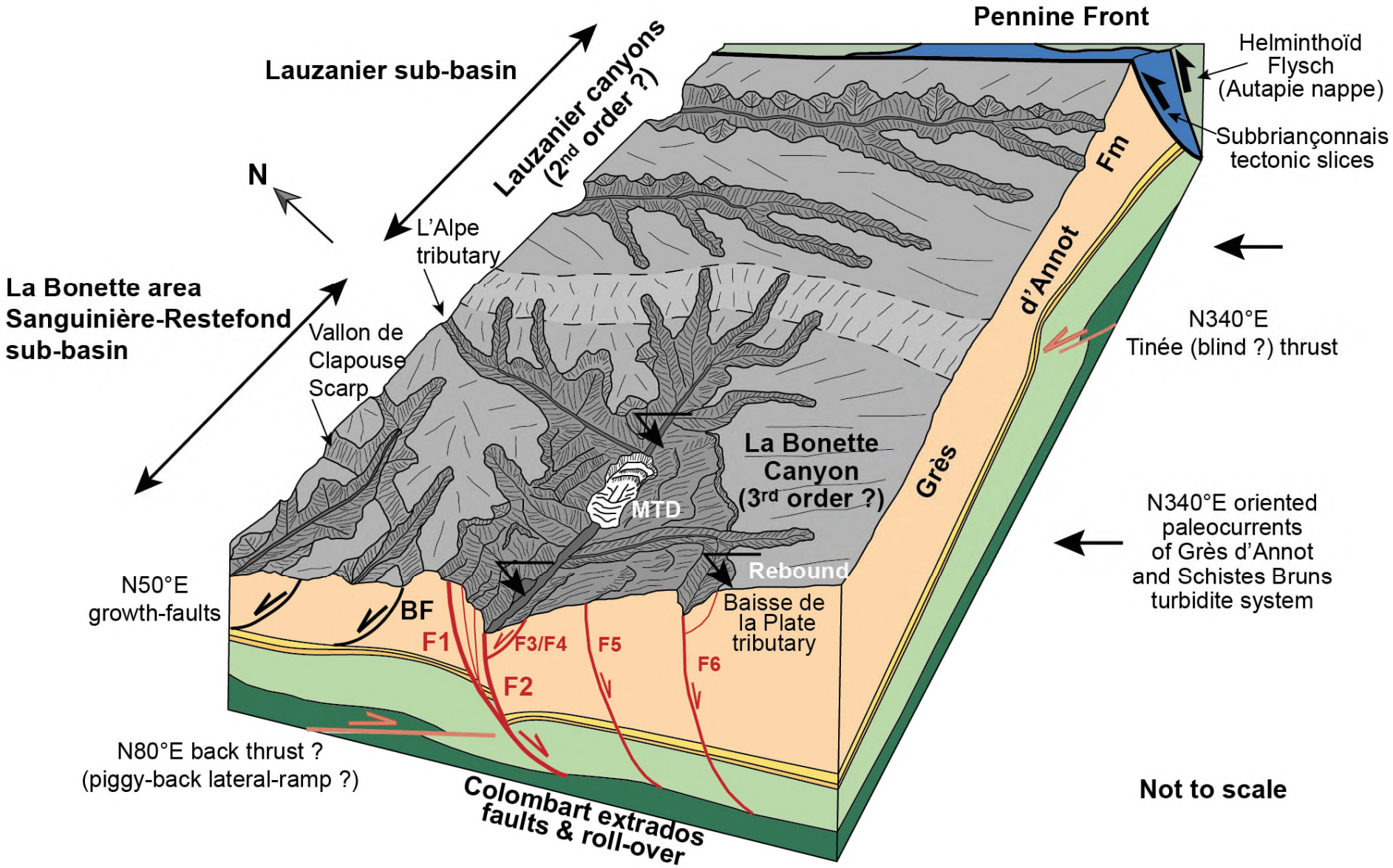


Figure XI-17. Bloc diagramme schématique présentant l'orientation du Canyon de la Bonette et ceux du Lauzanier, ainsi que les structures extensives, compressives et transpressives actives durant le Rupélien basal (NP22).

Dans cette partie de la zone d'étude, 5 glissements surviennent pendant le remplissage du Canyon de la Bonette par les Schistes Bruns, et sont les plus volumineux de tout le bassin de Sanguinière-Restefond (MTD1 à 5, Figure XI-3). Les deux cas les plus explicites de glissements affectant le flanc Sud du Canyon de la Bonette sont situés dans sa partie Est (Figure XI-6B-C). L'analyse de leurs indicateurs cinématiques selon la classification de Bull et *al*. (2009) révèle que chacun d'entre eux possède un vecteur de transport orienté vers le NNO. Le glissement de la Cime de la Plate est une déstabilisation du flanc du canyon, au niveau d'une morphologie qui s'apparente à un interfluve, comme en témoignent ses deux *sidewalls* identifiés dans sa partie amont (Figure XI-3 ; Chapitre XII). Le glissement de la Tête du Clot des Pastres a affecté ce qui devait correspondre à la bordure du thalweg, comme en témoignent les fortes variations d'épaisseurs de sa masse entre ses deux « lobes », ainsi que celles observées dans le domaine extensif de son « lobe » occidental (Figure XI-6).

Par conséquent, pendant le comblement du canyon, l'anticlinal en *roll-over* contrôlerait le déclenchement des glissements sous-marins :

(i) soit directement par sa déformation qui se poursuit pendant la sédimentation des Schistes Bruns,

(ii) soit indirectement à cause de la pente du flanc Sud du canyon qui est en grande partie héritée des pendages structuraux du pli.

Quoi qu'il en soit, si un rejet vertical de F2 et du *roll-over* est survenu, il a dû être modeste et a dû se produire exclusivement durant le dépôt des Schistes Bruns, car l'incision 2 ne présente pas d'anomalie géométrique (Figure XI-4 - Figure XI-6).

XI.6.2. Le système sédimentaire des Schistes Bruns

Le sous-bassin de Sanguinière-Restefond représente un lieu de choix pour l'observation et l'interprétation du Membre des Schistes Bruns car le Canyon de la Bonette constitue le dépocentre le plus important pour cette série à dominante argileuse. En effet, sous le col du Colombart, il a été possible de lever une coupe lithologique quasi continue de plus de 200 m d'épaisseur au sein des Sb, le long de leur *onlap* contre le flanc Nord du canyon (Figure XI-13). De plus, des études ponctuelles en divers lieux du remplissage qui recouvre des zones hautes de l'iGA-Sb ont permis de compléter la corrélation du Colombart, en montrant la tendance faciologique qui s'exprime hors de l'axe du canyon. Ce travail permet par conséquent d'apporter de nombreuses observations complémentaires à celles faites lors des études précédentes (Inglis *et al*. 1981 ; Jean 1985), à la fois en termes de bibliothèque de faciès et d'organisation stratigraphique, mais aussi de datation et de caractérisation des apports terrigènes.

XI.6.2.1. Tendances stratigraphiques

Bien que le Membre des Schistes Bruns soit à 80-90% argileux, deux tendances stratigraphiques et lithologiques peuvent être différenciées en fonction i) de la profondeur de l'iGA-Sb sous-jacente

au sein des Grès d'Annot et/ou ii) de la position stratigraphique au sein même de ce membre. Une ségrégation peut être établie entre deux parties distinctes du remplissage :

i) le remplissage du Canyon de la Bonette *sensu stricto* présente la plus grande diversité de faciès, principalement sous la forme de chenaux turbiditiques éphémères et de leurs levées, et/ou de levées internes de canyon. Les dépôts turbiditiques sont le plus souvent glissés et montrent une variation latérale de faciès avec des dépôts de plus en plus argileux de levée externe, ces derniers reposant communément en *onlap* contre le flanc du canyon. Le dépôt des turbidites est ponctué et déformé par des chutes d'olistolithes et des glissements stratiformes provenant des flancs étagés du canyon. Les blocs s'observent particulièrement au sein du remplissage du thalweg (Figure XI-13), mais également au sein d'autres dépressions extérieures au canyon, dont les flancs sont escarpés. Au sein du remplissage du canyon, des niveaux de débrites à clastes de Flysch à Helminthoïdes sont aussi intercalés. Dans la partie basse du remplissage, ces dernières sont exclusivement présentes sous le faciès F1-Ex2 dont les niveaux ne dépassent pas 3 m d'épaisseur. Dans la partie haute du remplissage du Canyon, les débrites présentent aussi le faciès F1-Ex1a, sous la forme de niveaux d'épaisseur décamétrique (Figure XI-13). Enfin, au sein des petites dépressions localisées sur des terrasses perchées, un niveau condensé peut être préservé à la base du remplissage.

ii) à l'extérieur du canyon et donc dans des niveaux stratigraphiques plus élevées, qui sont situés à plus de 250 m au-dessus de la base du thalweg, le Membre des Schistes Bruns montre son aspect commun avec une forte prédominance de faciès argileux où l'on ne retrouve pas de débrites à clastes exotiques. Les turbidites ne sont présentes qu'en remplissage de fond de dépression locale. Ceci inclut également des chenaux turbiditiques éphémères d'épaisseur métrique qui ne se retrouvent pas plus haut dans la série.

Ces différences faciologiques peuvent suggérer :

i) une concentration des écoulements gravitaires au sein du Canyon de la Bonette, où s'observent également des variations latérales de faciès allant des chenaux turbiditiques aux levées de canyon/chenaux, alors que les interfluves sont couverts principalement par des levées externes de canyon qui sont dominées par la décantation des particules argilo-silteuses,

ii) et/ou un appauvrissement en sables de la base des Schistes Bruns vers leur sommet.

L'incision 2 recoupe communément les Schistes Bruns dans l'axe du canyon jusqu'à la base du remplissage (Figure XI-4 - Figure XI-5), ce qui ne permet pas d'établir avec certitude l'évolution verticale des faciès. Néanmoins, l'influence croissante des débrites à clastes exotiques au sein du remplissage du canyon pourrait signifier l'arrêt progressif des apports terrigènes turbiditiques. Ce point est discuté en section XI.6.2.3.

XI.6.2.2. Paléocourants et physiographie du bassin récepteur

Les paléocourants relevés dans les Schistes Bruns indiquent majoritairement une direction N-S à NNE-SSO, ce qui est *a priori* contradictoire avec la persistance du système sédimentaire des Grès d'Annot de Sanguinière-Restefond qui ont une alimentation SE-NO (Jean 1985 ; Jean *et al.* 1985). Dans ce cas, ces directions indiqueraient un changement dans la source d'alimentation entre la mise place des Grès d'Annot et celle des Schistes Bruns. Néanmoins, lorsqu'ils entaillent les plateaux continentaux, les canyons peuvent intercepter des courants de dérive littorale et « pirater » une partie de leur charge particulaire qui peut alors s'écouler au sein des thalwegs sous forme d'écoulements turbulents, comme cela peut être le cas dans le Canyon du Zaire (Babonneau *et al*. 2002), le Canyon de Capbreton (Mazières *et al.* 2014). Les trois mesures de paléocourant SSE-NNO relevées sur le flanc Sud du Conduit (Figure XI-14) pourraient matérialiser un processus similaire de piratage, le Conduit étant de plus orienté sub-perpendiculaire à la pente du bassin des Grès d'Annot (Figure XI-4 et Figure XI-17). Enfin, les phénomènes de rebond et de dispersion des directions des courants sont aussi commun au sein des structures chenalisantes comme les canyons et les chenaux turbiditiques sinueux (Peakall *et al.* 2000; Wynn *et al.* 2007). De tels phénomènes pourraient être favorisés par le profil asymétrique du Canyon de la Bonette et son flanc Nord particulièrement abrupt. Ainsi, la configuration du Canyon de la Bonette pourrait à la fois favoriser la capture de particules provenant de sources situées plus au Nord mais aussi la capture latérale de courants venant du Sud ou du SE, et dont leur rebond contre son flanc Nord génèrerait un vecteur de transport orienté vers le SSO.

Par ailleurs, à l'échelle du sous-bassin, l'iGA-Sb montre un profil asymétrique, avec une zone haute au Sud qui s'approfondit à la fois vers le Nord (Jean 1985) et vers l'ONO ou le NO (Figure XI-6 et Figure XI-17). Une telle asymétrie de l'érosion basale peut être associée aux canyons contrôlés par des structures orientées perpendiculairement à la pente régionale, et pour lesquels l'interfluve aval est plus incisé que l'interfluve amont. Ceci s'observe tant au sein des prismes d'accrétion (Mountjoy *et al.* 2009; Ratzov *et al.* 2012; Micallef *et al.* 2014; Chiang *et al.* 2020) que des deltas affectés par des failles de croissance (Chapitres V et VII). Ceci serait un argument supplémentaire pour décrire un développement du Canyon de la Bonette sub-perpendiculaire ou transverse par rapport à l'orientation de la pente générale du sous-bassin. Cette dernière aurait donc globalement la même polarité pendant la formation du Canyon et pendant le dépôt des Grès d'Annot.

Enfin, dans le sous-bassin du Lauzanier le direction d'approfondissement d'incision constatée est globalement orientée E-O (Mulder *et al.* 2010) et correspond à une coupe transverse ou sub-tranverse aux conduits. Elle montre par conséquent des conduits orientés S-N (Figure XI-17). Ils témoignent également dans ce sous-bassin de la conservation approximative de la pente du système sédimentaire des Grès d'Annot durant la formation des canyons et leur remplissage par les Schistes à Blocs.

XI.6.2.3. Age et sources des apports terrigènes

L'étude des nannofossiles calcaires et des foraminifères benthiques et planctoniques suggère que le dépôt des Schistes buns se serait produit durant la biozone NP22 (Figure XI-15). La datation de cette série est une première car elle était auparavant décrite comme stérile en contenu faunistique (Kerckhove 1969 ; Sztrákos and du Fornel 2003). Cet âge est cohérent avec celui des ultimes niveaux de Grès d'Annot du sous-bassin de Sanguinière-Restefond qui se sont déposés à la fin de la NP21 (Sztrákos and du Fornel 2003). Cet âge est également cohérent avec l'âge NP24 des conglomérats de Clumanc déposés dans le bassin de Barrême (Sztrákos and du Fornel 2003). Leur matériau provient de l'érosion de la nappe de l'Autapie et du *foreland* plus interne, ce qui nécessite préalablement le comblement de ce dernier (Callec 2001).

Les zircons détritiques analysés au sein des turbidites des Schistes Bruns montrent les trois mêmes pics d'âges U/Pb que ceux analysés dans les Grès d'Annot, datés à 280-340 Ma, 430-490 Ma et 540-610 Ma (Figure XI-16). Ils correspondent respectivement aux événements tardi-varisque (Permo-Carbonifère), du paléozoïque inférieur (Ordovicien-Silurien) et cadomien (Édiacarien) qui sont documentés dans les massifs varisques qui n'ont pas subi le métamorphisme alpin. En Corse et en Sardaigne, un grand nombre de plutons granitiques se sont mis en place durant le Carbonifère et le Permien, lors de quatre événements datés à ~350 Ma, 345-335 Ma, 305-290 Ma, et ~ 280 Ma (Paquette *et al.* 2003; Cocherie *et al.* 2005; Rossi *et al.* 2006; Li *et al.* 2014). Par ailleurs, la mise en place des plutons tardi-varisques des Maures-Estérels est datée à ~ 290 Ma (Onézime *et al*. 1999). Enfin, les deux groupements d'âges des roches métasédimentaires de Sardaigne sont respectivement datés à 450-480 Ma et 550-650 Ma (Giacomini *et al.* 2006).

Or, le système des Quatre-Cantons - Sanguinière-Restefond était alimenté par l'érosion des massifs Corso-Sarde et des Maures-Estérel (Jean 1985 ; Jean *et al.* 1985 ; Joseph and Ravenne 2001). Les âges U/Pb des Grès d'Annot confirment ceci, car ils sont cohérents avec les âges de mise en place des plutons et du métamorphisme enregistré en Corse, en Sardaigne et dans les Maures-Estérels. **Les Schistes Bruns présentent les mêmes âges et seraient donc issus de l'érosion de ces massifs**. Cette première hypothèse est cohérente avec la physiographie du bassin et les directions de paléocourants relevées dans les Schistes Bruns, comme discuté dans le paragraphe précédent.

De plus, il apparait normal que les zircons des Schistes Bruns n'enregistrent pas la signature du climax magmatique périadriatique (Figure XI-16) puisque celui-ci n'est enregistré dans les bassins fléxuraux péri-alpins et épilligurides qu'à partir de la NP23, autour de 30 Ma (Garzanti and Malusà 2008; Malusà *et al.* 2011).

Par ailleurs, la coupure des apports corso-sardes par l'ouverture du golfe liguro-provençal ne se produit théoriquement qu'à la fin du Rupélien, autour de 30 Ma (Gorini *et al.* 1994; Chamot-Rooke *et al.* 1999 ; Séranne 1999). Il serait donc normal que les Schistes Bruns soient toujours alimentés par

le Massif Corso-Sarde. La coupure de ces apports dans le *foreland* n'est observable qu'au sein du bassin de Barrême, lors du dépôt des Grès de Ville à la fin de la NP23 (Callec 2001 ; Sztrákos and du Fornel 2003). Ces derniers sont alors majoritairement alimentés par l'érosion des Maures-Estérels (Callec 2001). Au sein du *foreland* Ouest, les rares minéraux lourds des Grès de Ville (Evans and Mange-Rajetsky 1991) enregistrent potentiellement les premiers apports en provenance des unités internes HP-BT (Morag *et al.* 2008). Dans le même bassin, les réels apports internes s'observent par les rares clastes de schistes bleus trouvés dans les Conglomérats de Clumanc (de Graciansky *et al.* 1971), dont les phengites donnent des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ à 34 ± 3 Ma (Morag *et al.* 2008). Au Rupélien, la plaine occidentale du Po est quant à elle caractérisée par une abondante sédimentation conglomératique issue de l'érosion des unités internes, dont le métamorphisme est daté par $^{40}Ar/^{39}Ar$ dès 33 ± 1,4 Ma (Carrapa *et al.* 2004).

Le pic de métamorphisme alpin occidental étant daté de 35 à 30 Ma (Hurford *et al.* 1991; Malusà *et al.* 2005 ; Ford *et al*. 2006), les zircons détritiques des Schistes Bruns et des Schistes à Blocs Exotiques (Figure XI-16) ne montrent pas d'âges U/Pb équivalents. Ainsi, les Schistes Bruns et les Schistes à Blocs Exotiques ne seraient pas issus de l'érosion des unités HP-LT. Ceci serait cohérent avec la chronologie du remplissage du bassin de Barrême. L'asymétrie des apports internes constatée entre les *forelands* pro- et retro-orogéniques témoigne de l'obstruction de ces apports vers l'Ouest par un relief briançonnais. De plus, ce dernier est en partie constitué des calcaires de la plate-forme provenço-dauphinoise, et il borde la limite Ouest du prime d'accrétion durant l'Éocène et tout le Rupélien (Morag *et al*. 2008 ; Perotti *et al*. 2012 ; Chu *et al*. 2016) (Figure XI-17).

XI.6.2.3. Dynamique tectono-sédimentaire régionale des apports turbiditiques résiduels

Au Rupélien, la série des Grès d'Annot du système Annot-Grand Coyer-Chaluffy-Trois Evêchés marque une progradation puis une rétrogradation qui répond à un cycle de 3^{e} ordre (1-3 Ma), ce dernier étant principalement provoqué par la surrection puis la dénudation du Massif Corso-Sarde (Euzen *et al.* 2004). La progression vers l'Ouest du prisme d'accrétion provoque la subsidence de la zone de Saint Antonin, provoquant l'aggradation du *fan delta* sur une épaisseur de 400 m et le stockage des particules en amont du système, accentuant ainsi la rétrogradation de sa partie distale (Euzen *et al.* 2004). Par ailleurs, l'évolution du profil de dépôt des bassins confinés durant leur remplissage peut également être un facteur de rétrogradation du système turbiditique, ce qui est notamment suggéré pour le sous-bassin de Peïra Cava (Amy *et al.* 2007). Il faut noter que le *fan delta* des Quatre Cantons qui alimente le bassin de Sanguinière-Restefond (Joseph and Ravenne 2001) est épais d'environ 360 m et montre aussi une tendance régressive, via son remplacement à son sommet par des chenaux turbiditiques (du Fornel 2003).

Ainsi, la partie amont du *fan delta* des Quatre Cantons subirait de manière synchrone les mêmes contrôles tectoniques que le *fan delta* de Saint Antonin. Cela provoquerait la coupure progressive des

apports du sous-bassin de Sanguinière-Restefond à la fin de la NP21, dont le témoin direct est le dépôt de la vire argileuse sommitale (Jean 1985 ; Jean *et al.* 1985). Le phénomène est plus marqué et/ou mieux préservé dans le sous-bassin des Trois Évêchés où la fin de la sédimentation des Grès d'Annot est marquée par le dépôt des Marnes Brunes Supérieures (Inglis *et al.* 1981 ; Ravenne *et al.* 1987). Or, le dépôt des Schistes Bruns a également lieu dans le sous-bassin des Trois Évêchés suite à l'érosion des Grès d'Annot (Muller 2019). Dans ces deux sous-bassins distaux, le phénomène d'affamement s'accentue par conséquent durant la NP22 avec le dépôt des Schistes Bruns qui succède à la phase d'érosion/incision des Grès d'Annot par les canyons.

Une sédimentation analogue aux Schistes Bruns est aussi observée dans les sous-bassins plus orientaux, potentiellement autour de la limite NP20-NP21. Dans le bassin de Peïra Cava, une phase de déformation syn-sédimentaire du bassin est initiée par des *slumps* lors du dépôt des Grès d'Annot (Wazi *et al.* 1985). Ces derniers sont datés aux biozones NP17-NP20 (Sztrákos and du Fornel 2003). La déformation du bassin se poursuit après leur dépôt, et mène au dépôt de débrites à éléments nummulitiques autochtones à leur sommet (Wazi *et al.* 1985). Le Flysch de Vintimille (Alpes Ligures Occidentales) est une série analogue aux Grès d'Annot (Stanley 1961). Elle s'est déposée durant les biozones NP17-NP20 (Sztrákos and du Fornel 2003 ; Giammarino *et al.* 2010). Sa partie supérieure est composée du Membre de l'Olistostrome de Triora. Ce dernier est un analogue des Schistes à Blocs (Kerckhove 1975). Il est caractérisé par des niveaux de débrites à clastes de Flysch à Helminthoïdes, qui sont intercalés au sein d'alternances turbiditiques fines (Perotti *et al.* 2012). Des indices de déformation syn-sédimentaire au sein du Flysch de Vintimille sont aussi identifiés sous la forme de *slumps* et de plissement (Giammarino *et al.* 2009).

Ainsi, par analogie et durant le Rupélien, l'incision des Grès d'Annot nord-occidentaux par les canyons sous-marins serait l'apparition, ou la poursuite, d'une phase de déformation syn-sédimentaire. Celle-ci viendrait au minimum accentuer la pente préexistante des sous-bassins impliqués, et donc favoriser l'apparition des canyons. Il faut d'ailleurs noter que la déformation des bassins en *piggy-back* d'Annot et du Grand Coyer se poursuit durant tout leur remplissage par les Grès d'Annot (Salles *et al.* 2014). Au Lauzanier, une discordance interne et un changement pétrographique des apports sont observés entre les unités basales et sommitales des Grès d'Annot. Ils sont interprétés comme la résultante d'une activité tectonique syn-sédimentaire, voire de la dénudation d'un relief proche (Mulder *et al.* 2010). La même continuité de déformation à la transition Éocène-Oligocène est observée dans le bassin occidental du Champsaur, qui occupe également une position relativement interne dans le *foreland* (Butler *et al.* 2020).

Un continuum de déformation syn-sédimentaire est par conséquent observé dans la quasi-totalité des sous-bassins, pendant et après le dépôt des Grès d'Annot. Il est généré par la poursuite de

la déformation du prisme d'accrétion, durant la migration des unités internes sur le domaine externe. La migration de la subsidence vers le SO (Ford and Lickorish 2004 ; Ford *et al*. 2006) contrôle alors :

i) la distribution à grande échelle des apports Corso-Sardes et des Maures-Estérels en fonction de la position du sillon (Bodelle 1971 ; Callec 2001 ; Sztrákos and du Fornel 2003),

ii) l'établissement de zones de piègeage des particules au sein des *fans deltas* de l'Arc de Castellane à la fin de la NP21 (Euzen *et al.* 2004).

Suite au dépôt des Grès d'Annot, ceci laisse alors successivement d'Est en Ouest le *foreland* dans un stade de sous-alimentation extrême et tardif, qui pré-date soit sa surrection, soit son enfouissement sous les Schistes à Blocs Exotiques et la nappe de l'Autapie. Enfin, L'absence de discordance au sommet des Grès d'Annot orientaux (Wazi *et al*. 1985 ; Perotti *et al*. 2012) signifie potentiellement que la déformation des bassins occidentaux est plus intense et/ou plus rapide. Cette phase de déformation survient durant la NP22, i.e. entre 32,8 et 32 Ma. De plus, l'incision iGA-Sb survient lors d'une période de montée eustatique (Figure XI-15), ce qui théoriquement ne favorise pas l'apparition de canyons sous-marins (Posamentier and Vail 1988; Posamentier *et al.* 1991). Elle pourrait plutôt coïncider avec (l'accélération ?) de la mise en place du Front Pennique, dont l'activité est avérée durant cette période. En effet, ce dernier provoque un raccourcissement E-O dès 34 Ma, ce qui active les zones de transfert au sein du socle du Pelvoux suite à son enfouissement sous les unités internes (Simon-Labric *et al*. 2009). Au SE de l'Argentera-Mercantour, l'activité du chevauchement basal du Front Pennique est datée dès 33,8±4,0 (Maino *et al.* 2015). Enfin, au SE de l'Argentera-Mercantour, le début du fonctionnement des zones de cisaillement du socle entre 15 à 21 km de profondeur est observé dès 33±0,6 Ma. Ceci est également interprété comme un enfouissement sous les unités internes (Sanchez *et al*. 2011a).

XI.6.3. Modèle tectono-génétique du dépôt des Schistes à Blocs

XI.6.3.1. Analogie entre les Schistes à Blocs (Sab) et l'Olistostrome de Triora (MOT)

La Formation des Sab du secteur de la Bonette montre certaines caractéristiques communes avec le Membre de l'Olistostrome de Triora (MOT), ce qui permet de déduire plusieurs caractéristiques des Schistes à Blocs Exotiques. Le MOT présente des niveaux de débrites à clastes de Flysch à Helminthoïdes qui sont intercalés au sein de niveaux turbiditiques fins (Perotti *et al.* 2012). L'influence des débrites est croissante vers le haut du MOT, et certaines d'entre elles constituent des niveaux à olistolithes voire à mégablocs de taille kilométrique (Perotti *et al.* 2012). Les mégablocs sont composés de Flysch à Helminthoïdes, de calcaires mésozoïques de la plate-forme Provenço-Dauphinoise, et de Calcaires Nummulitiques (Perotti *et al*. 2012). La nature stratigraphique des intercalations de blocs est confirmée par le recoupement de tout le membre et des bases de blocs par un clivage ultérieur. Le clivage s'accentue progressivement en direction du chevauchement des

nappes Ligures, pour former sous celles-ci une foliation à part entière, seul le clivage résulte donc de la mise en place des nappes (Maino and Seno 2016).

L'analogie entre la Formation des Sab et le MOT peut être réalisée sur la base de leurs critères communs, qui sont notamment faciologiques et stratigraphiques. Des propriétés du MOT pourraient ainsi être également appliquées aux Schistes à Blocs.

(i) Les niveaux turbiditiques fins du MOT sont analogues aux Schistes Bruns, et les niveaux de débrites du MOT sont comparables aux faciès de Schistes à Blocs Exotiques. Dans chaque formation, ces derniers prennent une importance croissante vers le haut de la série.

(ii) Dans les trois faciès conglomératiques identifiés par Perotti et al. (2012) au sein du MOT, un des faciès de débrite correspond aux faciès F1-Ex1a et F1-Ex1b, et un deuxième correspond au faciès F1-Ex2. Au sein du MOT, ce dernier se retrouve aussi intercalé dans les turbidites fines, sous la forme de couches métriques. Le troisième faciès conglomératique identifié par Perotti et al. (2012) est une brèche sédimentaire dont de nombreux clastes sont des dolomies triasiques. Ce faciès n'a pas été observé, ou de façon très minoritaire, au sein des Schistes à Blocs de Sanguinière-Restefond.

(iii) Une granocroissance des blocs est généralement observée au sein des Schistes à Blocs Exotiques, sous la forme d'une succession verticale de faciès F1-Ex1a et F1-Ex1b sur des séries de plusieurs mètres d'épaisseur (Figure XI-11E), voire à l'échelle du membre complet (Keckhove, 1975 ; Inglis et al. 1981). Cette tendance verticale correspond à celle d'un olistostrome de type ligure qui se serait déposé par processus de glissement rotationnel ou translationnel à partir d'un matériau exotique partiellement lithifié au moment du dépôt des débrites (Festa *et al.* 2016). Ceci est cohérent avec les veines de calcite observées sur les côtés de nombreux blocs au sein des faciès F1-Ex1 et F1-Ex2 (Figure XI-11A et E). Les déformations élasto-plastiques observées au sein du faciès F1-Ex1b vont également dans le sens du dépôt d'un olistostrome (Figure XI-11E). Les mêmes veines de calcite ont été observées sur les blocs du faciès analogue du MOT (Perotti *et al.* 2012). Ces auteurs statuent également en faveur d'une lithification partielle du Flysch à Helminthoïdes avant son remaniement en olistostrome.

XI.6.3.2. Modèle tectonogénétique régional des Schistes à Blocs

Le modèle tectono-génétique des Schistes à Blocs auparavant établi par Kerckhove (1969, 1975) peut être maintenant complété grâce à celui récemment suggéré pour le MOT par Perotti et *al*. (2012). Ce dernier s'appuie notamment sur le paradigme de la zone de transfert sénestre alpine occidentale (ZTAO) qui, du Crétacé supérieur au Rupélien, sépare le bassin occidental des unités briançonnaises et internes (Maury and Ricou 1983; Tricart 2004 ; Piana *et al*. 2009; Dumont *et al*. 2012; Perotti *et al.* 2012 ; d'Atri *et al*. 2016). Cette structure transpressive, ou du moins le front du prisme d'accrétion, joue le rôle de barrière morphologique et empêche l'alimentation du *foreland* par

les apports internes (Morag et al. 2008 ; Perotti et al. 2012 ; Chu et al. 2016). Elle se compose d'unités tectoniques juxtaposées, de largeur kilométrique, qui appartiennent au Flysch à Helminthoïdes mais également au domaine (sub-)briançonnais (Perotti *et al.* 2012 ; d'Atri *et al*. 2016 ; Piana *et al*. 2021 ; Figure XI-17).

Des déstabilisations gravitaires de faible ampleur de cette structure sous-marine auraient alimenté de manière précoce le *foreland* en débrites exotiques. Ces dernières s'interdigitent alors au sein des turbidites (Perotti *et al.* 2012) qui sont du type des Schistes Bruns. Le dépôt des débrites à clastes exotiques prend ensuite une importance croissante au sein de la sédimentation du *foreland*. Ceci mènerait finalement au dépôt de méga-blocs kilométriques. Avant la contraction alpine, le dépôt des méga-blocs résulterait de l'érosion régressive de grande ampleur affectant la ZTAO (Perotti *et al.* 2012), et/ou d'une activité tectonique modérée.

Le Rupélien connait alors l'activation du Front Pennique de façon pratiquement synchrone tout le long du *foreland* occidental, à la fois en bordure du Pelvoux (Simon-Labric *et al*. 2009) et au SE de l'Argentera (Sanchez *et al*. 2011a ; Maino *et a*l. 2015). Au NE de l'Argentera, cette phase tectonique « D1 » est également identifiée (Piana *et al.* 2021). Elle se traduit par un hydrothermalisme qui affecte les unités briançonnaises d'un métamorphisme TBT, qui est daté à 34-30 Ma (Michard *et al.* 2004b; Piana *et al.* 2014). Cette phase implique également les Grès d'Annot des unités tectoniques briançonnaises externes, postérieurement à leur dépôt (Malaroda 1970; Gidon 1972; d'Atri *et al.* 2016b), et dont le sommet est daté à 34-33 Ma (Sztrákos and du Fornel 2003).

Par conséquent, pour les bassins au Nord et au Nord-Ouest de l'Argentera, il est donc plus cohérent d'associer la proportion croissante des Sab exotiques à cette phase tectonique qui aurait eu un fort potentiel sismogénique. Comme la formation de l'iGA-Sab, l'incision 2 serait également induite par cette activité tectonique croissante qui déclencherait de nombreux glissements sous-marins au sein des Schistes Bruns durant de la déformation du bassin. L'érosion par les coulées de débris fréquentes pourrait également en être la cause.

Il n'est néanmoins pas exclu que les débrites précoces à clastes exotiques soient uniquement le produit de petites déstabilisations de la ZTAO. Le transport gravitaire des olistolithes et des méga-blocs pourrait aussi résulter de la déstabilisation co-sismique de la ZTAO ou de celle du font du prisme de l'Autapie qui intégrerait les mêmes lithologies (Kerckhove 1969 ; 1975). Dans ce dernier cas, il est néanmoins nécessaire que les lithologies de la plate-forme provenço-dauphinoise soient préalablement arrachées tectoniquement par la nappe. Ceci se produirait nécessairement lors de son franchissement de la ZTAO, lors de sa mise en place vers l'Ouest (Trullenque *et al.* 2006).

XI.6.3.3. Diachronisme des Schistes à Blocs Exotiques

À l'échelle du *foreland*, un diachronisme des Schistes Bruns et des Schistes à Blocs Exotiques du SE vers le NO est démontré par celui des Grès d'Annot sous-jacents (Sztrákos and du Fornel

2003). Dans le sous-bassin de Sanguinière-Restefond, la matrice pélitique des Sab exotiques a le même âge de dépôt que celle argilo-silteuse des Schistes Bruns, et qui correspond à la bizone NP22 (Figure XI-15). Ainsi, dans ce sous-bassin, ceci laisse seulement 800 ka tout au plus pour que se produisent successivement :

(i) l'incision des Grès d'Annot par le Canyon de la Bonette,

(v) (ii) son comblement par les Schistes Bruns,

(vi) (iii) l'incision de ces derniers jusqu'à leur base,

(vii) (iv) et enfin le recouvrement de l'ensemble par les Schistes à Blocs Exotiques.

Au Nord et au Nord-Ouest de l'Argentera, il existerait théoriquement un léger diachronisme de dépôt des Sab exotiques d'Est en Ouest puisque leur progradation dans le *foreland* implique préalablement le comblement successif des canyons, qui peuvent montrer des différences d'orientation d'un sous-bassin à l'autre (Figure XI-17). Un tel diachronisme peut également être induit par l'avancée progressive de la nappe de l'Autapie sur ces derniers, et dont le front représente une source potentielle de matériel exotique (Kerckhove 1969 ; 1975).

Enfin, au NO de l'Argentera, la mise en place de la nappe de l'Autapie pourrait ainsi débuter dès la NP22 pour s'achever durant la NP23 (Callec 2001).

XI.7. CONCLUSION

L'incision du Canyon de la Bonette et son comblement par les Schistes à Blocs surviennent durant la NP22. L'incision de près de 600 m au sein des Grès d'Annot et le contrôle structural de son tracé seraient le résultat de la poursuite de la déformation du bassin d'avant-pays, pendant la mise en place du Front Pennique. Le système de failles normales N80°E et de *roll-over* du Colombart résulte probablement de l'extension d'extrados d'une structure de rampe latérale du *piggy-back de Sanguinière-Restefind*. La structure du Colombart force le profil transverse du canyon à l'asymétrie. L'incision nette, exprimée sous la forme de murs, de terrasses et de rampes, résulterait d'une lithification précoce et différentielle des Grès d'Annot. Le contrôle exercé par la structure du Colombart s'exprime principalement dans la localisation des morphologies sous-marines. Le flanc Nord du canyon est particulièrement abrupt, ce qui induirait des phénomènes de rebond des écoulements gravitaires durant la première phase de remplissage par les Schistes Bruns. Durant leur sédimentation, surviennent également des MTDs qui affectent principalement le flanc Sud du canyon structuré par le *roll-over*. Les Schistes Bruns sont en grande majorité argileux, et ils représentent l'ultime phase des apports Corso-Sardes dans la partie distale et interne du *foreland*. L'affamement de cette partie du bassin résulte de la migration vers le Sud-Ouest de la subsidence, et donc du stockage des particules dans le *fan delta* de Saint-Antonin. Dans les Schistes Bruns, sont intercalés de rares niveaux de débrites à clastes exotiques. Ils constituent des olistostromes précurseurs à la phase d'incision des Schistes Bruns, et à leur recouvrement par les Schistes à Blocs Exotiques. Les olistostromes proviendraient de la déstabilisation gravitaire et co-sismique du front de la nappe de l'Autapie, durant son avancée sur le *foreland.*

PARTIE IV. SYNTHÈSE : CONTRÔLE ET PROCESSUS DE REMPLISSAGE ARGILEUX DES CANYONS SOUS-MARINS

ANALOGIE ENTRE LES CANYONS DU DELTA DU NIGER ORIENTAL (MIOCÈNE MOYEN-SUPÉRIEUR) ET LE CANYON DE LA BONETTE (RUPÉLIEN)

INTRODUCTION

Cette synthèse concerne les caractéristiques morphologiques des canyons contrôlés par les failles normales, et les propriétés couverture des remplissages de canyons argileux. Ce travail découle de l'analyse et de l'intégration de données de subsurface (sismique 3D et données de puits, Delta du Niger oriental) et d'affleurements (Grès d'Annot et Schistes à Blocs du secteur de la Bonette). Certains exemples tirés de la bibliographie permettent de la compléter.

Le chapitre XII présentera tout d'abord (1) le cas classique de contrôle structural des murs de canyons, (2) le cas atypique de ce même contrôle structural, (3) l'influence des failles normales sur l'asymétrie ou la symétrie du profil transverse, (4) les raisons de la déviation récurrente du cours du canyon par les failles normales, et (5) les différentes morphologies de réseau de drainage rectangulaire.

Ensuite, le chapitre XIII présentera les propriétés couvertures des canyons à remplissage argileux, ainsi que les contextes favorables à leur formation. Les informations synthétisées sont classées selon trois configurations : (1) sur une marge passive et en incision de la plate-forme et/ou de la pente continentale supérieure, (2) sur une marge active et en incision de la plate-forme, et (3) sur une marge active ou subissant une déformation gravitaire, et en incision de la pente continentale.

CHAPITRE XII. CARACTÉRISTIQUES MORPHOLOGIQUES DES CANYONS SOUS-MARINS CONTRÔLÉS PAR LES FAILLES NORMALES ET LES *ROLL-OVERS*

Le travail effectué sur les analogues géométriques du Miocène moyen-supérieur du Delta du Niger oriental et de l'Oligocène inférieur du secteur de la Bonette permet de dégager les principales caractéristiques morpho-structurales des canyons structurés par des failles normales et leurs *roll-overs* associés. Elles s'expriment tant à l'échelle décamétrique qu'à l'échelle pluri-kilométrique transverse. La comparaison entre les canyons fossiles du Delta du Niger et des canyons actuels et fossiles décrits dans la littérature sur d'autres marges, y compris actives, permet aussi de classifier les trois types de réseau de drainage rectangulaire sous-marins. Les contextes structuraux qui les favorisent sont également dressés.

XII.1. CAS CLASSIQUE DE CONTRÔLE STRUCTURAL DES MURS DE CANYONS PAR LES FAILLES NORMALES : INCISION PRÉFÉRENTIELLE DU HANGING-WALL

En domaine structural extensif, un canyon sous-marin utilise généralement la subsidence induite par la faille pour s'approfondir au niveau de son *hanging wall*, que l'activité de cette dernière soit antérieure ou contemporaine à l'incision (Figure V-12). Le *footwall* montre alors une incision selon un ou plusieurs segments relativement abrupts. Certains de ces segments peuvent prendre la forme de véritables murs sub-verticaux de hauteur pluri-décamétrique, surtout en pied de flanc de canyon (Figure V-6, Figure V-9 à Figure V-13).

Des clichés pris par ROV (*Remotely Operated Vehicule*) montrent que de telles morphologies érosives sont également présentent au sein des canyons sous-marins actuels (Chaytor *et al.* 2016; Gillet *et al.* 2019). Leur formation ne nécessite pas un contrôle tectonique, puisqu'elles peuvent uniquement résulter du processus d'érosion régressive, mais leur hauteur est alors limitée à quelques mètres seulement (Chaytor *et al.* 2016; Gillet *et al.* 2019). De plus, de tels murs sont associés à un substratum partiellement ou totalement lithifié, comme de la craie (McHugh *et al.* 1993), plutôt qu'à des sédiments meubles et récents. Des profils bathymétriques montrent que des escarpements abrupts de quelques dizaines de mètres de haut peuvent être localisés au sein des têtes de canyon (Brothers *et al.* 2013). De plus, les profils bathymétriques et sismiques montrent que les flancs de canyons peuvent

se caractériser par des murs imposants, et dont la hauteur est de plusieurs centaines de mètres (Collot *et al.* 2019).

L'intégration des observations effectuées sur le Canyon de la Bonette et sur les canyons fossiles nigérians permet de montrer que le *footwall* d'une faille normale est fréquemment réutilisé par l'incision du canyon et que la résultante morphologique se présente sous la forme d'un flanc abrupt. La partie basale de ce dernier peut se composer d'un mur, haut d'une à plusieurs dizaines de mètres (Figure XI-4 à Figure XI-6 et Figure XI-12).

Si le substratum du canyon est partiellement lithifié, l'incision au sommet du mur prend la forme d'autres murs de hauteurs plus modestes et séparés par des terrasses incisées sub-parallèlement à la stratigraphie. Si le substratum est peu lithifié comme en contexte d'environnement deltaïque, alors l'incision au sommet du mur prend la forme d'une pente inclinée qui recoupe les séries sous-jacentes selon un angle plus ou moins fort (Figure V-6, Figure V-9 à Figure V-13).

Ainsi, la présence d'un mur en pied de flanc de canyon serait par conséquent un indice robuste traduisant un contrôle structural, avec un flanc possédant un profil convexe dans son ensemble (Figure V-6, Figure V-9 à Figure V-13). **Le mur se formerait indépendamment de l'état d'induration du matériau incisé, probablement à cause de la bande de déformation de la faille normale, cette dernière favorisant l'enracinement des cicatrices d'arrachement à travers la stratigraphie.**

XII.2. CAS ATYPIQUE DE CONTRÔLE STRUCTURAL DES MURS DE CANYONS PAR LES FAILLES NORMALES : INCISION PRÉFÉRENTIELLE DU FOOTWALL

Le cas moins courant de contrôle structural des murs de canyons par une faille normale correspond à une incision qui affecterait préférentiellement le *footwall*. La faille contrôle alors **la position** de la mi-hauteur, ou du sommet, de la morphologie de mur ou de pente forte. **La faille ne contrôle pas la direction d'excavation** puisque l'incision est d'avantage développée sur le bloc le moins subsident. Ces morphologies en mur ou en pente forte résultent plutôt d'une érosion régressive tardive initiée depuis des conduits déjà existants et matures, dont le tracé est contrôlé par la pente locale ou par des structures plus conséquentes (Figure V-9 et Figure V-10). Cette modalité de contrôle structural peut également induire plusieurs variantes morphologiques qui sont situées dans différentes parties d'un flanc de canyon ou de tributaire : i) la morphologie en mur s'observe plutôt en pied de flanc (Figure V-10C-D et Figure XI-6) comme dans le cas classique, ii) la morphologie de pente forte s'observe en pied de flanc, à mi-hauteur de flanc (Figure V-9, Figure V-10A-C), ou en sommet de flanc (Figure V-10D).

XII.3. ASYMÉTRIE VERSUS SYMÉTRIE DU PROFIL TRANSVERSE DU CANYON ET DE SON THALWEG

XII.3.1. Asymétrie du profil transverse quel que soit le domaine structural

Il est couramment admis qu'un canyon sous-marin qui s'aligne sur une structure tectonique préexistante ou syn-sédimentaire voit sa morphologie directement impactée avec le développement d'une asymétrie de son profil transverse (Scholl *et al.* 1970; Song *et al.* 2000; Cirac *et al.* 2001; Chiang and Yu 2006; Lastras *et al.* 2009; Mountjoy *et al.* 2009; Migeon *et al.* 2012; Micallef *et al.* 2014; Soulet *et al.* 2016). Ceci a été également discuté dans les Chapitres V et XI de ce mémoire. De même, le franchissement d'une faille de manière oblique ou transverse par un canyon produit aussi localement une asymétrie de son profil transverse (Greene *et al.* 1991; Almeida *et al.* 2015) (Chapitres V et VII). En domaine compressif, le flanc le plus abrupt et le plus étroit d'un canyon incise généralement le *hanging wall* du chevauchement, et/ou la partie du *footwall* qui est la plus proche de la faille. Le thalweg et le flanc évasé incisent préférentiellement le *footwall*, qui est la zone la plus subsidente (Mountjoy *et al.* 2009; Bourget *et al.* 2011; Migeon *et al.* 2012; Micallef *et al.* 2014; Soulet *et al.* 2016; Han *et al.* 2017).

En domaine extensif, l'asymétrie du profil transverse se traduit par plusieurs caractéristiques morphologiques :

i) un flanc abrupt, de profil convexe, qui incise le *footwall* d'une faille et qui comporte à sa base un mur ou un talus de forte pente, dont la hauteur est pluri-décamétrique à hectométrique (Figure V-10B, Figure V-12, Figure V-13B et Figure XI-5-6),

ii) un flanc opposé plus large, qui incise le *hanging wall* de la faille normale principale ou *le roll-over* qui lui est associé (Figure V-10B, Figure V-12, Figure V-13B et Figure XI-6). Par ailleurs, pendant le remplissage du canyon, de nombreux glissements sous-marins orientés en direction du thalweg peuvent se déclencher depuis le *roll-over* (Figure XI-6),

iii) une asymétrie à l'échelle du thalweg, qui est principalement marquée par une incision axiale profonde de quelques dizaines de mètres, et qui est confinée au pied du flanc abrupt. De plus le pendage structural peut fortement contraindre la pente transversale du thalweg, si ce dernier incise une charnière ou un étroit *roll-over* délimité par une faille antithétique à la faille normale principale (Figure V-12 et Figure XI-4).

En domaine extensif, le thalweg du canyon incise donc préférentiellement la zone la plus subsidente.

XII.3.2. Contrôle des failles normales sur la symétrie du profil transverse

(viii) Le profil transverse d'un canyon peut aussi être symétrique dans son ensemble (Figure V-10C-D et Figure V-10A), ou seulement à l'échelle du thalweg (Figure XI-5). C'est le cas les failles

qui contrôlent axialement le canyon et qui sont d'orientation et de dimension (extension cartographique et rejet vertical) similaires. Elles peuvent alors être :

i) de vergences opposées (graben),

(ix) ii) de même vergence mais présentent une densité de déformation intense et homogène (multitude d'hémi-grabens de largeur maximale kilométrique),

(x) iii) une combinaison des deux cas précédents mais selon une densité de déformation intense et homogène.

XII.3.3. Conclusion

Quel que soit le contexte tectonique, **l'asymétrie de la déformation et de la subsidence forcerait le profil transverse du canyon à être asymétrique. Ceci n'est possible que si la structure tectonique est elle-même asymétrique**, et donc si elle est contrôlée par une faille principale ou unique, et/ou par un étroit faisceau de failles (Figure V-12 et Figure XI-6).

XII.4. DÉVIATION RÉCURRENTE ET CONTRÔLE AXIAL D'UN CANYON PAR LES FAILLES NORMALES

Le Canyon Afam incise un substratum sédimentaire qui est densément affecté par des failles normales, i.e. espacées de quelques kilomètres et orientées sub-perpendiculairement à la pente. Sur les cartes morphologiques, le cours du canyon est alors fréquemment dévié localement selon un angle proche de 90° (Figure V-5). Il forme de nombreux segments dont les jonctions lui confèrent une morphologie plus ou moins méandriformes, et où certains segments du thalweg sont alignés pendant quelques kilomètres le long des structures tectoniques. De plus, la largeur du thalweg est du même ordre de grandeur que l'espacement moyen entre les failles, qui est de 3 km environ (Figure V-5). Le long des segments contrôlés axialement par les grabens et hemi-grabens, **les failles opèrent en tandem voire en trio, et contrôlent chacune une morphologie clé du profil transverse du canyon, qui est soit : i) un pied de flanc, ii) un milieu de flanc, ou iii) un sommet de flanc** (Figure V-10B-C). De plus, cette caractéristique s'applique aussi localement à certains segments orientés sub-perpendiculairement aux failles (Figure V-5 ; Figure V-9 – Figure V-10A). Les failles changent alors progressivement de morphologie clé au sein du profil transverse, d'un segment à l'autre. **La récurrence des changements d'orientation d'un canyon dépendrait de l'espacement entre les structures tectoniques (failles, hemi-graben, grabens) : plus cet espacement serait faible et plus le canyon changerait d'orientation lors de son passage d'une structure à une autre. La largeur du thalweg est aussi du même ordre de grandeur que l'espacement entre les structures tectoniques.**

XII.5. LES DIFFÉRENTES FORMES DE RÉSEAU DE DRAINAGE RECTANGULAIRE SOUS-MARINS ET CONTEXTES TECTONIQUES FAVORABLES À LEUR DÉVELOPPEMENT

XII.5.1. Cas classique de réseau de drainage rectangulaire sous-marin

Le cas classique de réseau de drainage rectangulaire présente une réduction de l'aire de drainage d'amont en aval, par la capture progressive des tributaires principalement le long des failles, ces dernières servant alors de zones de coalescence préférentielles. Le Canyon Supérieur de Buguma en est un exemple (Figure XII-1), ainsi que certains systèmes de l'Upper Wilcox décrits dans le Golfe du Mexique (Cornish 2013; Cornish and Lambiotte 2016). **Ainsi, les grands deltas affectés par des failles de croissance représenteraient un contexte propice au développement de canyons sous-marins dont la morphologie suivrait un réseau de drainage rectangulaire.**

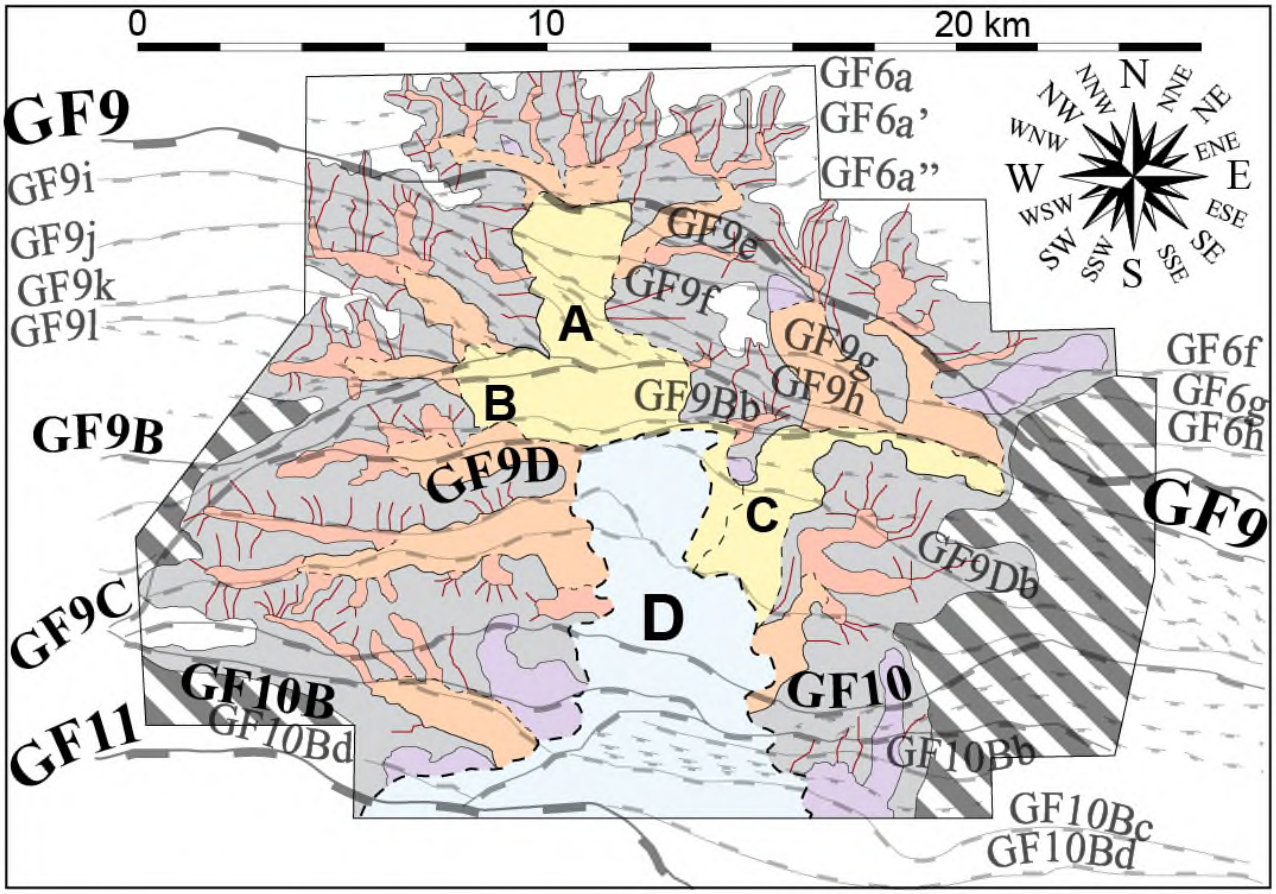


Figure XII-1. Réseau de drainage rectangulaire classique du Canyon Supérieur de Buguma.

La même réponse morpho-structurale est observée sur les marges actives, lorsque la pente du bassin est orientée de façon sub-parallèle à la direction de déformation, et donc perpendiculairement aux structures du prisme d'accrétion. Ceci s'observe sur la Marge du Makran (Kukowski *et al.* 2001; Bourget *et al.* 2011) (Figure XII-2), sur la Marge Méridionale de la Nouvelle-Zélande (Mountjoy *et al.* 2009; Micallef *et al.* 2014), sur la Marge du Golfe d'Alaska (Mitchell 2006), et sur la Marge Colombienne Méridionale (Ratzov *et al.* 2012).

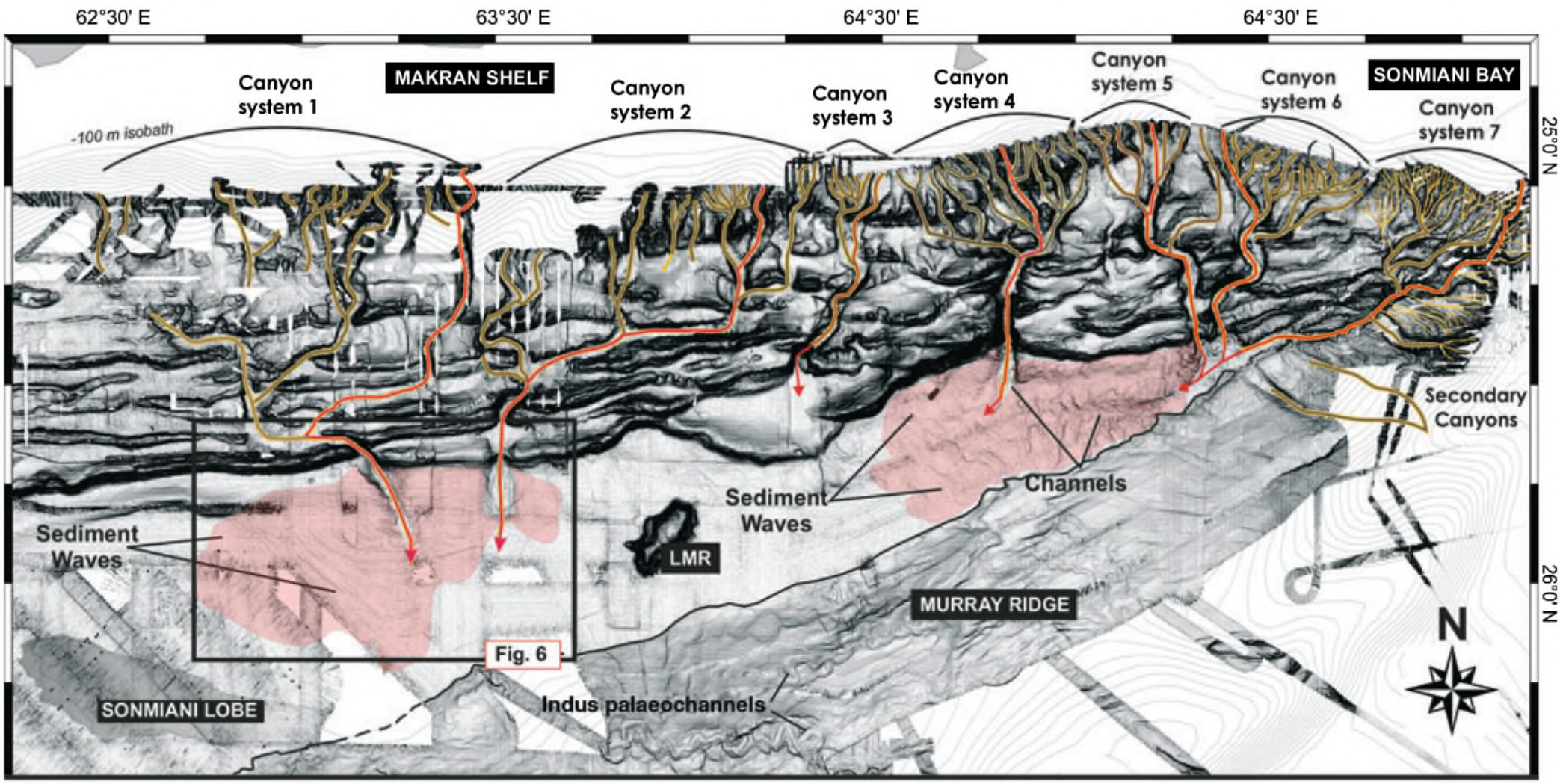


Figure XII-2. Canyons affectés par un réseau de drainage rectangulaire classique à travers le prisme d'accrétion du Makran (d'après Bourget *et al*. 2016).

XII.5.2. Cas anormal ou atypique de réseau de drainage rectangulaire sous-marin

Le cas atypique de réseau de drainage rectangulaire résulte de l'existence d'une ou plusieurs structures tectoniques, telles que des anticlinaux en *roll-over*. Si l'incision du canyon est assez profonde au sein des séries affectées par les failles de croissance et qu'elle atteint les niveaux déformés, le pli forme alors une contre-pente régionale qui est utilisée par l'érosion régressive pendant l'excavation des tributaires. Ceci est effectif même si l'incision vient sceller en grande partie la déformation, comme dans le cas du Canyon Afam (Figure V-6). Les contre-pentes peuvent alors produire des captures de tributaires également orientés à contre-pente de la pente régionale, et donc une réduction de l'aire de drainage selon la même direction (Figure XII-35). Ceci est particulièrement important dans le cas d'une analyse d'un canyon à l'affleurement ou à partir d'un jeu de données restreint géographiquement car la direction d'un canyon n'indique donc pas forcément la direction générale de la pente d'un bassin. Des erreurs de reconstitution paléo-environnementale, notamment la localisation des zones proximales (continentales, littorales) et distales (bassin profond) pourraient en résulter.

XII.5.3. Cas « allongé » de réseau de drainage rectangulaire sous-marin

Le troisième cas peut être considéré comme un réseau rectangulaire « allongé » ou « atténué ». Il ne se présente qu'en cas de juxtaposition orthogonale de deux segments de marges, dont est l'une est passive, et l'autre est active (Marge SO de Taïwan ; Figure XII-4A) ou inversée (Marge Ligure Occidentale ; Figure XII-4B), et où chacune est incisée par des canyons. Les canyons de la Marge de Gaoping au SO de Taïwan sont orientés parallèlement aux structures compressives, tandis que ceux de la Marge Passive Chinoise sont initialement orientés perpendiculairement au prisme d'accrétion des Philippines (Han *et al.* 2017) (Figure XII-4A). Sur la Marge Ligure, la zone du Golfe de Gênes se compose de deux segments perpendiculaires, l'un au Nord où les canyons sont sub-parallèles aux structures compressives, et l'autre à l'Ouest où les canyons recoupent perpendiculairement les structures (Migeon *et al.* 2012; Soulet *et al.* 2016) (Figure XII-4B).

Dans chacun de ces deux cas, les canyons qui se sont développés parallèlement aux structures compressives sont les plus longs. Le point de coalescence des deux réseaux de canyons issus des deux segments de marges s'effectue le long des structures compressives (Figure XII-4). De plus, au sein des canyons guidés par les structures compressives, les segments de canyons qui recoupent perpendiculairement les anticlinaux sont peu nombreux et relativement courts, et moins fréquents (Figure XII-4) que dans le cas classique de réseau de drainage rectangulaire (Figure XII-2).

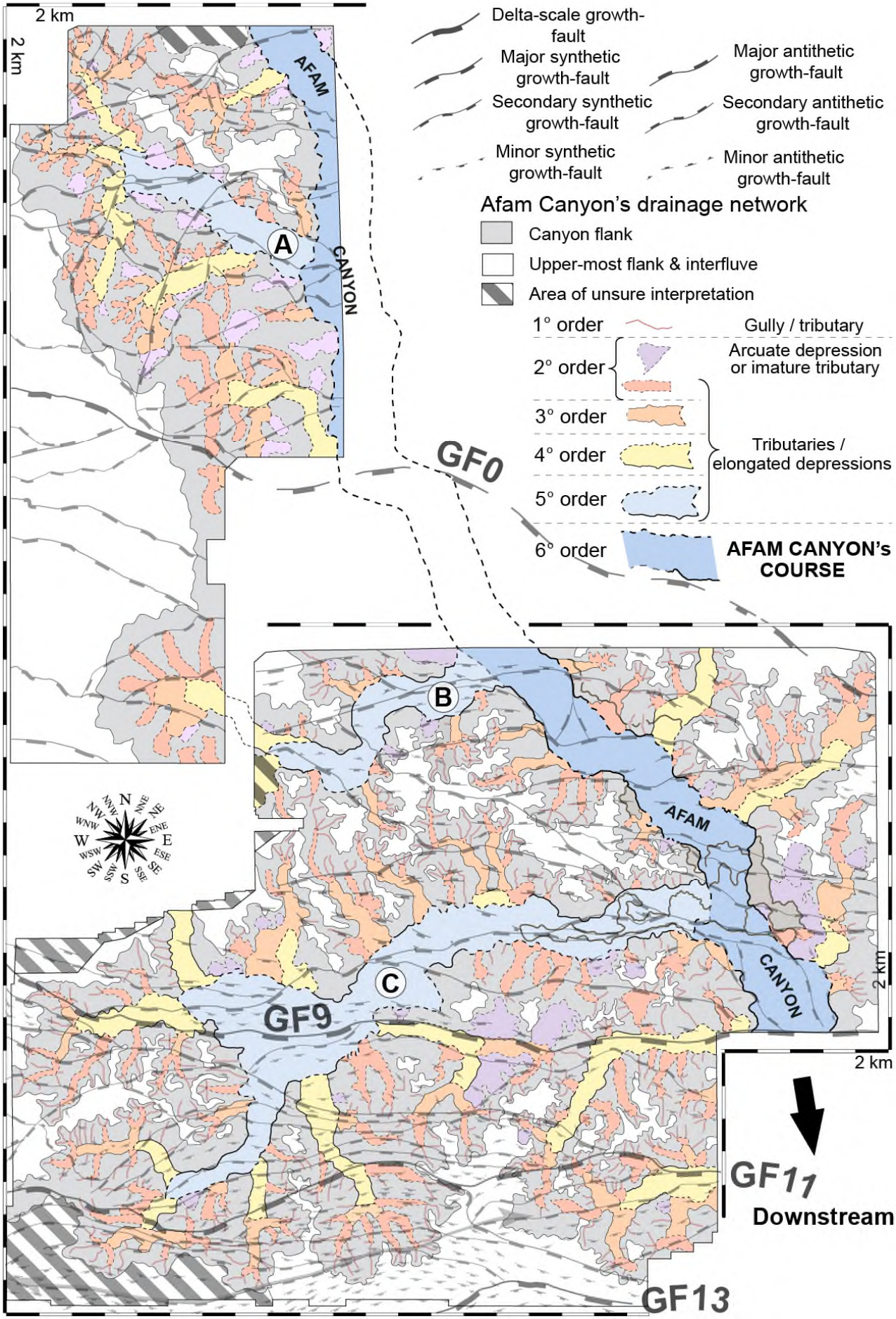


Figure XII-3. Cours intermédiaire du Canyon d'Afam (delta du Niger, Nigéria) qui explicite un cas de réseau de drainage rectangulaire anormal ou atypique, observable dans la partie occidentale du système.

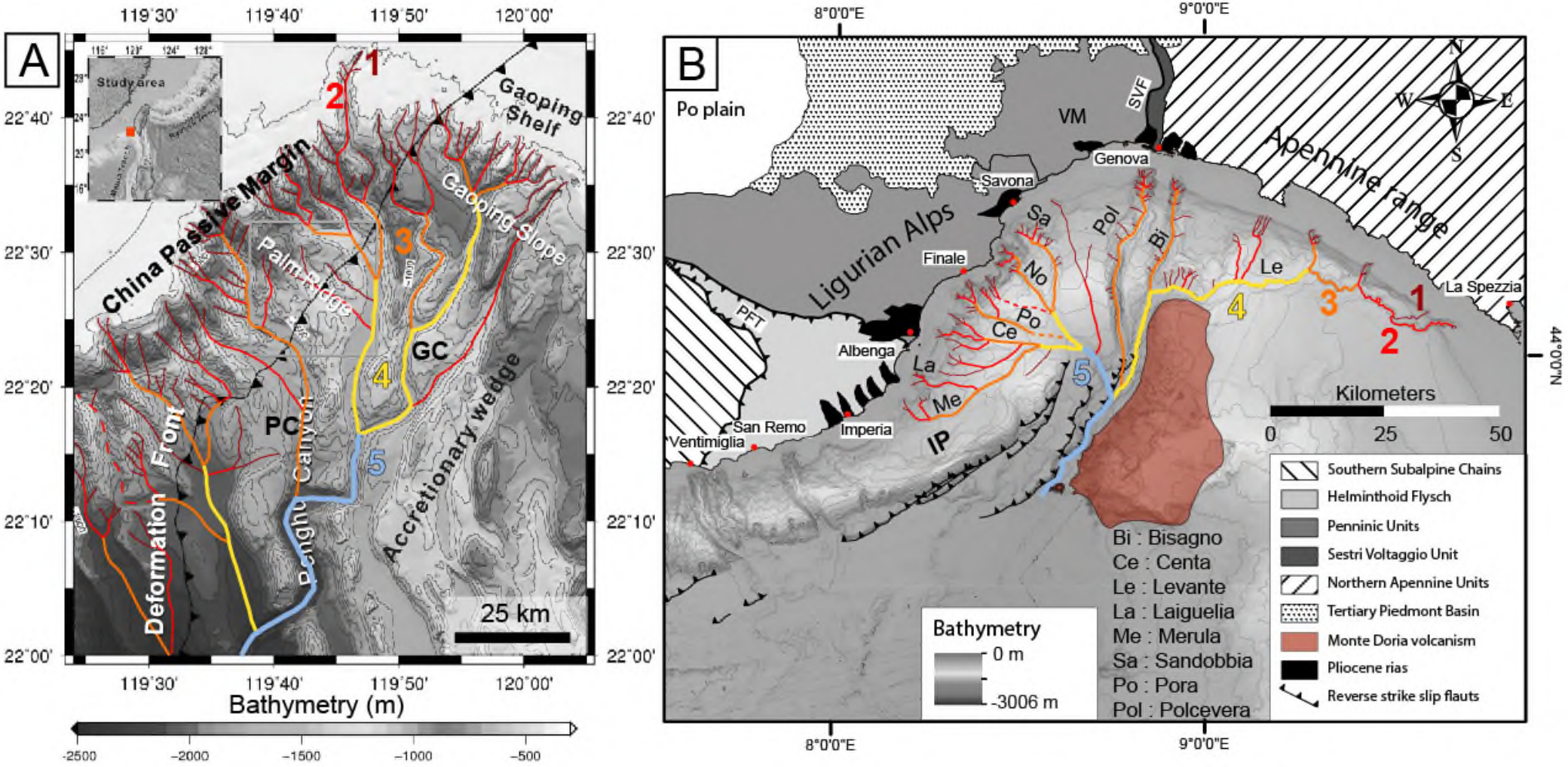


Figure XII-4. Deux exemples de canyons affectés par un réseau de drainage rectangulaire allongé. A) au niveau du Sud-Ouest de Taïwan entre le prisme d'accrétion des Philippines et la Marge Passive Eurasiatique ; GC : Gaoping Canyon ; PC : Penghu Canyon (modifié d'après Han et *al*. 2017) ; B) Marge Ligure dont le segment occidental est en cours d'inversion ; VM : Massif de Voltri ; SVF : Faille de Sestri Voltagio ; PFT : Front Pennique ; IP : Promontoire d'Imperia (modifié d'après Soulet et *al*. 2016). Les chiffres en couleur correspondent aux différents ordres de drainage d'après la loi de Strahler (1954, 1957).

CHAPITRE XII. CARACTÉRISTIQUES MORPHOLOGIQUES DES CANYONS SOUS-MARINS CONTRÔLÉS PAR LES FAILLES NORMALES ET LES *ROLL-OVERS*

CHAPITRE XIII. PROPRIÉTÉS COUVERTURE DES REMPLISSAGES ARGILEUX DES CANYONS SOUS-MARINS, ET FACTEURS FAVORABLES À LEUR FORMATION

L'analogie entre les canyons fossiles du Delta du Niger et du secteur de la Bonette permet d'établir deux configurations géodynamiques favorables au comblement argileux des canyons sous-marins. Une étude bibliographique de nombreux champs pétroliers et gaziers exploités dans le monde, et dans divers contextes géodynamiques, m'a notamment permis de les compléter avec d'autres exemples issus des mêmes contextes et de dégager une configuration supplémentaire. Lorsque cela est possible, les différents facteurs responsables de leur apparition et de la nature argileuse du remplissage sont explicités, de même que les caractéristiques faciologiques et stratigraphiques de la couverture, voire les risques de fuite qu'elle présente.

XIII.1. CANYONS ARGILEUX EN INCISION DU REBORD DE LA PLATE-FORME ET/OU DE LA PENTE SUPÉRIEURE, ET FORMÉS EN CONTEXTE DE MARGE PASSIVE

La configuration la plus propice au comblement argileux des canyons sous-marins se situe dans l'environnement transitoire entre la plate-forme et la pente continentale du bassin. Ceci mène à deux configurations : les canyons matures, et les canyons juvéniles dont l'apex se situe sur la partie supérieure de la pente continentale.

XIII.1.1. Généralités, stratigraphie séquentielle, et facteurs de contrôle fréquents

Pour qu'il soit considéré comme mature, la tête du canyon doit au moins inciser le rebord de plate-forme (Orange and Breen 1992 ; McAdoo *et al*. 1997 ; Pratson et al. 2007 ; Harris and White 2011 ; Amblas *et al*. 2018) Au sein des deltas, il est fréquent que les canyons matures qui incisent la plate-forme sur une dizaine de kilomètres, possèdent une tête contrôlée par la faille de croissance majeure, qui contrôle également la position du rebord de la plate-forme (Ujowundu *et al.* 2008; Delhaye-Prat *et al.* 2009a, b; Cornish 2013) (Figure VII-1 – Figure VII-2). Les plus grands canyons à remplissage argileux peuvent notamment inciser la plate-forme sur plusieurs dizaines de kilomètres de long, comme le Canyon d'Afam (Figure V-4) et le Canyon Enchova (Peres 1990), voire sur une centaine de kilomètres comme le Yoakum Canyon (Dingus 1987; Galloway *et al.* 1991; Clayton 2017).

La nature argileuse du remplissage pour les canyons en incision sur la plate-forme semble se vérifier pour de nombreux cas, souvent associés à des chutes eustatiques de 4^{e} ou de 3^{e} ordre (Figure VI-3 et Figure VII-6 – Figure VII-8) (Galloway *et al.* 1991; Delhaye-Prat *et al.* 2009a; Akpi *et al.* 2010; Cornish 2013; Clayton 2017).

La nature du remplissage de ces canyons varie de majoritairement argileuse (Berg 1979; Chuber and Begeman 1982; Galloway 1985; Chuber 1987; Devine and Wheeler 1989; Peres 1990; Galloway *et al.* 1991; Cornish 2013) (canyons Afam et Buguma Supérieur, Chapitres VI et VII), à majoritairement sableuse (Akpi *et al.* 2010). Elle peut aussi présenter une proportion intermédiaire argile/sable (Canyon Buguma Inférieur, Chapitre VII). Ceci dépendrait des cycles eustatiques, de la tectonique et de la morphologie des incisions (Akpi *et al.* 2010). De plus, les systèmes sédimentaires à haute efficacité de transport, comme ceux du Golfe du Mexique, favorisent le *by-pass* des particules sableuses au sein des canyons (Galloway *et al.* 1991). Un autre facteur favorable, mais moins fréquent sur une marge, est la migration de la subsidence régionale qui crée un nouveau dépocentre hors de la zone entaillée par le canyon, et provoque l'affamement progressif de ce dernier (Suter and Berryhill 1985; Clayton 2017).

La comparaison des cas du delta du Niger (Chapitres VI et VII) et du Wilcox texan montre que la taille (longueur et profondeur) des canyons matures joue un rôle important dans le ratio sable-argile de leur remplissage. Les canyons les plus développés peuvent inciser la plate-forme sur plus de 500 m de profondeur (Figure VI-4) (Dingus 1987; Galloway *et al.* 1991; Clayton 2017). Une telle profondeur d'incision contraint le *late lowstand wedge* à former un *shelf-edge delta* (Chapitres VI et VII), dont la pente deltaïque est fortement soumise aux déstabilisations gravitaires (Porębski and Steel 2003, 2006). Ainsi, les MTDs participent fortement au volume de la base du remplissage (Figure VII-5 – Figure VII-6 et Figure VII-9) (Galloway *et al.* 1991) : ils formeraient donc une couverture efficace aux réservoirs situés sous les points bas de l'incision.

Néanmoins, même les canyons imposants possèdent une tête qui est moins profonde que le reste du système. La composition du remplissage de la tête peut être alors à dominance sableuse, à cause de son comblement plus efficace par la progradation du front du delta (Clayton 2017), et par conséquent être plutôt réservoir que couverture. Ceci peut être aussi généralisé au remplissage des canyons dont la profondeur d'incision sur la plate-forme est très limitée (Akpi *et al.* 2010).

XIII.1.2. Influence des failles normales sur le remplissage argileux

Un autre critère morphologique qui favoriserait la nature argileuse du remplissage est la présence de failles de croissance sous-jacentes ou syn-sédimentaires. Ces failles peuvent forcer l'incision basale à constituer un réseau de drainage rectangulaire, avec des tributaires orientés perpendiculairement à la pente et donc aux progradations deltaïques (Figure VI-5 et Figure VII-2).

Le profil transverse des tributaires est doté d'un flanc amont qui est abrupt, dont la géométrie peut se répercuter sur les incisions internes au remplissage. Dans le cas de la progradation d'un *mid-shelf delta* sur et dans la partie amont d'un canyon, l'approfondissement de la base du canyon ou de son incision interne provoque une augmentation d'angle de 5 à 10° des clinoformes (Figure VI-5 – Figure VI-6), ce qui caractérise alors le passage d'un *mid-shelf delta* à un *shelf-edge delta* (Porębski and Steel 2003, 2006). Le raidissement des clinoformes au sein du canyon peut donc favoriser la mise en place de déstabilisations gravitaires lors de la phase tardive de comblement, et augmenter l'épaisseur de la couverture (Figure VI-5 - Figure VI-6 et Figure VI-8).

XIII.1.3. Types de pièges stratigraphiques associés aux canyons à remplissage complètement ou partiellement argileux

Au sein des canyons, le développement de corps chenalisés turbiditiques peut représenter un *play* de base de remplissage, et un risque de fuite amont pour les accumulations situées sous le thalweg du canyon. Dans le cas du delta du Niger oriental, ils sont néanmoins peu communs et limités en épaisseur au sein des canyons qui incisent la plate-forme (Figure VI-12). Au sein des parties de canyon situées sur la pente supérieure, les corps chenalisés peuvent être isolés au sein de la masse argileuse (Peres and Arso 1986). Ils représentent un risque de fuite vers l'amont s'ils reposent en *onlap* contre un niveau réservoir du substratum, mais semblent d'avantage guidés par l'axe du canyon (Peres and Arso 1986).

Les buttes-témoins recouvertes par un faciès sismique chaotique représentent les pièges les plus volumineux et les plus efficaces en contexte de canyon à remplissage argileux (Figure VII-6 et Figure VII-9). Néanmoins, un tel faciès chaotique ne constitue pas forcément toute l'épaisseur du remplissage. La présence d'argiles transgressives en drapage des incisions internes favorise alors grandement les propriétés couverture du remplissage, y compris dans sa partie sommitale, si une telle incision interne se confond avec l'incision basale au niveau des interfluves. Le drapage garantit l'étanchéité latérale et sommitale des buttes-témoins (Figure VI-11 - Figure VI-12). Le tout forme alors un piège stratigraphique efficace, bien que des sables de front de delta puissent être intercalés entres les incisions internes. Ces derniers peuvent alors constituer des pièges stratigraphiques au sommet du remplissage (Figure VI-12 et Figure VII-8). En cas d'absence de tels drapages argileux, il y a alors une fuite des hydrocarbures depuis le sommet des buttes-témoins vers les sables deltaïques du remplissage (Figure VI-11 – Figure VI-12).

XIII.1.4. Canyons juvéniles ancrés sur la pente supérieure du bassin

Les canyons sont considérés comme juvéniles si leur tête reste ancrée dans la partie supérieure de la pente continentale. En contexte deltaïque, le remplissage de ce type de canyon est communément

argileux (Akpi *et al.* 2010), car il est principalement alimenté par une sédimentation hémipélagique et des déstabilisations gravitaires, les apports de la plate-forme atteignant difficilement le canyon.

XIII.2. CANYONS ARGILEUX EN INCISION DE LA PLATE-FORME ET FORMÉS EN CONTEXTE COMPRESSIF

En contexte compressif, des cas de canyons à remplissage argileux qui incisent la plate-forme sont présents dans le bassin de Sacramento (Almgren 1978; Sullivan and Sullivan 2007, 2013), du Golfe du Bengale (Chambers 2011; Matesic 2012) et du bassin d'Ulleung sur la Marge Koréenne Méridionale (Sneider 2013). Ils constituent notamment des pièges stratigraphiques ou combinés pour plusieurs champs pétroliers ou gaziers.

XIII.2.1 Les canyons paléogènes du bassin de Sacramento

Du Paléocène au Miocène, la formation des quatre canyons de Sacramento (Sullivan and Sullivan 2013) survient au cours d'une période d'inactivité de la Faille de San Andreas, et lorsque la Californie Septentrionale subit alors la convergence entre la Marge Nord-Américaine et la Plaque Pacifique (Almgren 1978). La formation des canyons coïncide avec des épisodes successifs de basculement du bassin couplés à des phases de chutes eustatiques. Lors de ces épisodes, le taux de subsidence est supérieur au taux de chute eustatique (Sullivan and Sullivan 2007). La plaine côtière est alors peu exposée à l'érosion subaérienne, et draine de courts réseaux fluviatiles vers les canyons profondément ancrés sur la plate-forme (Sullivan and Sullivan 2007). Le plus grand est le Markley Canyon, qui atteint près de 760 m de profondeur et 120 km de long (Almgren 1978). Son remplissage est majoritairement composé de dépôts argileux profonds où s'intercalent des sables turbiditiques (Almgren 1978; Sullivan and Sullivan 2007).

XIII.2.2. Les canyons pléistocènes du Golfe du Bengale

Dans partie Nord du Golfe du Bengale, le prisme d'accrétion de l'Arakan affecte les dépôts du delta du Ganges-Brahmapoutre qui est sous influence tidale dominante (Chambers 2011). Les réservoirs pliocènes sont composés de dépôts hétérolithiques de plaine tidale peu profonde et de sables fins turbiditiques en bancs massifs, déposés aux débouchés des chenaux tidaux par des courants hyperpycnaux. Ils sont incisés par des canyons argileux pléistocènes qui correspondent à une phase d'érosion régionale (Matesic 2012). Le remplissage des canyons est majoritairement composé d'hémipélagites qui assurent une bonne couverture (Matesic 2012). L'origine de l'incision régionale et du comblement argileux n'est pas précisée.

XIII.2.3. Les canyons du prisme d'Ulleung

Suite à une surrection récente du bassin d'Ulleung, les anticlinaux de son prisme d'accrétion déforment depuis 6,5 Ma des sédiments deltaïques miocènes. Ces anticlinaux sont incisés

perpendiculairement et latéralement par les canyons argileux (Sneider 2013). Ces derniers assurent alors une composante stratigraphique amont et latérale pour des pièges combinés (Sneider 2013).

XIII.2.4. Conclusion

Ainsi en contexte compressif et sur la plate-forme, la formation des canyons argileux fait souvent suite à des mouvements tectoniques, auxquels peut s'ajouter l'impact d'une chute eustatique.

XIII.3. CANYONS ARGILEUX EN INCISION DE LA PENTE DU BASSIN ET FORMÉS EN CONTEXTE COMPRESSIF

XIII.3.1. Généralités

Deux contextes structuraux différents peuvent conduire à la formation de structures compressives sur la pente d'un bassin, et à son incision par des canyons : i) une marge active (exemple du *foreland* alpin occidental, Chapitre XI), et ii) une marge passive ou transformante affectée par une tectonique gravitaire (exemple de la Marge Transformante de Guinée Équatoriale, Dailly et *al*. 2002). Dans ces configurations respectives, les canyons incisent des dépôts gravitaires accumulés au sein de *piggy-backs* (Chapitre XI), ou au pied de la marge (Dailly *et al.* 2002). **Le processus dominant qui initie la formation des canyons est la déformation du bassin**. La déformation peut survenir directement après le dépôt des turbidites, dans une logique de continuum de déformation du prisme d'accrétion (section XI.6.2.3), ou après plusieurs millions d'années suite au temps d'intégration des bassins les plus récents au sein de la ceinture de plis et de chevauchements qui constitue le domaine compressif de la cellule gravitaire (Dailly *et al.* 2002).

XIII.3.2 Propriétés de la couverture en contexte de marge active : exemple du Canyon de la Bonette

En contexte de marge active, la nature argileuse du remplissage peut être expliquée par la migration de la subsidence régionale, qui crée un nouveau sillon actif au front du prisme où est canalisée la majorité des apports terrigènes (section XI.6.2.3). L'étude du Canyon de la Bonette montre que le remplissage du système de canyons est alors constitué de 80 à 90% de son volume par les faciès marneux (Figure XI-9 – Figure XI-12), et forme donc une excellente couverture. En intercalation entre des unités argileuses, le remplissage de l'axe du canyon présente également de rares corps chenalisés d'épaisseur métrique. Ils sont noyés au sein de faciès turbiditiques distaux qui constituent des levées externes de chenaux, et/ou les levées internes du canyon, dont le ratio sables/argiles ne dépasse pas les 50%. L'ensemble du remplissage est très fréquemment déstabilisé sous la forme de *slumps* ou de débrites peu évoluées (Figure XI-12 - Figure 13), ce qui empêche toute propriété réservoir ou risque de fuite de la part des corps turbiditiques. Enfin, suite à une seconde érosion sous-marine d'extension régionale, le comblement final du *foreland* est assuré par le dépôt d'olistostromes (formant aussi une excellente couverture) et enfin par l'avancée des nappes.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

THÉMATIQUE DU PROJET DE RECHERCHE

Le but de ce travail était l'étude du piégeage combiné, à dominante stratigraphique, associé aux canyons sous-marins à remplissage argileux, contrôlés par des failles normales antérieures ou syn-sédimentaires, et incisant des séries silicoclastiques deltaïques ou turbiditiques. Ce travail s'est appuyé sur l'étude i) de plusieurs analogues de subsurface du Delta du Niger oriental, et ii) des formations éo-oligocènes des affleurements du secteur de la Bonette, situé au sein du *foreland* alpin occidental.

INTÉRETS INDUSTRIELS ET SCIENTIFIQUES

L'intérêt industriel qui a initié cette thèse CIFRE financée par TotalEnergies SE est principalement le besoin de compréhension des propriétés couvertures des canyons à remplissage argileux, les risques de fuites associés, mais aussi les différents facteurs menant à leur formation. Ce travail fait notamment suite aux découvertes de SNE et Bellatrix en 2014 sur la Marge Sénégalaise, ainsi que de Dorado en 2018 sur la Marge NO de l'Australie. De plus, les intérêts scientifiques mis en avant sont les caractéristiques morpho-structurales à différentes échelles des canyons contrôlés par des failles normales, la compréhension des processus responsables de leur excavation et la caractérisation de leur réseau de drainage et de leur architecture interne complexe. Plus localement, le/les processus à l'origine de la formation du Canyon de la Bonette, les faciès et l'architecture de son remplissage, l'orientation de la pente du bassin, la provenance des apports terrigènes et leur datation, ainsi que la place de ce système dans la géodynamique éo-alpine ont aussi été sujets à questionnement.

MISE EN AVANT DE LA MORPHOLOGIE DE MUR DE CANYON CONTRÔLÉE PAR FAILLE NORMALE

L'analyse des affleurements du Canyon de la Bonette ainsi que des profils transverses des canyons miocènes nigérians a permis d'observer de manière fréquente la réponse morphologique d'un canyon lors de son contrôle local ou axial par une faille normale. Ce contrôle se présente sous la forme d'un mur sub-vertical.

Cette morphologie de hauteur décamétrique à hectométrique est généralement contrôlée à sa base par la faille si l'incision s'approfondit en direction du *hanging wall*, ce qui représente le cas classique. À l'opposé, le cas atypique montre un approfondissement plus marqué en direction du *footwall*, avec un mur contrôlé à mi-hauteur ou à son sommet par la faille.

MISE AU POINT D'UNE CLASSIFICATION DES RÉSEAUX DE DRAINAGE RECTANGULAIRES SOUS-MARINS

L'analyse des réseaux de drainage des canyons sous-marins d'âge Miocène du Delta du Niger oriental et ceux de canyons récents et anciens formés sur d'autres marges, aussi soumis à un contrôle

structural en régime extensif ou compressif, a permis de proposer trois configurations de réseau de drainage rectangulaire :

i) le cas classique s'exprime lorsque les structures tectoniques orientées perpendiculairement à la pente du bassin contrôlent fortement l'orientation des tributaires, et constituent les zones de capture préférentielle de ces derniers,

ii) le cas atypique est causé par les contre-pentes locales générées par les *roll-overs*, ces dernières sont utilisées par les tributaires qui présentent alors une polarité globalement opposée à celle du canyon principal,

iii) une troisième configuration peut être proposée sur la base des cas d'études trouvés dans la littérature, le cas « allongé » ou « atténué », qui survient lorsque deux tronçons de marges sont juxtaposés à 90°, dont l'une est inversée ou active. Un des deux systèmes de canyons capture l'autre à angle droit, au pied commun des pentes des deux marges.

SYNTHÈSE SUR LE CANYON D'AFAM

L'analyse de la surface d'incision basale du Canyon d'Afam à partir de l'interprétation des données de sismique 3D révèle que son réseau de drainage suit une configuration rectangulaire « atypique ». Son excavation a probablement été initiée par le *by-pass* des particules sableuses, lors de la chute eustatique d'âge mi-Tortonien, qui correspond à une limite de séquence de 3^{e} ordre. L'érosion régressive a intensément participé à son creusement, en particulier en ce qui concerne le développement de ses tributaires. Son incision basale représente potentiellement un hiatus de 200 à 300 ka.

Son remplissage est principalement constitué par le *late lowstand wedge*, ce qui représente un enregistrement sédimentaire d'environ 500 ka. Le *late lowstand wedge* montre des changements de comportement de *mid-shelf delta* à *shelf delta* au droit des dépressions abruptes formées par ? et/ou les plus profondes, telles que l'axe du canyon et ses tributaires. Le comblement n'est pas continu mais il est plutôt ponctué par plusieurs phases d'incision internes et de remplissage argileux.

SYNTHÈSE SUR LE CANYON DE LA BONETTE

Le travail réalisé sur le terrain, dans les formations des Grès d'Annot et des Schistes à Blocs, a permis de reconnaitre le tracé du Canyon de la Bonette, de montrer l'asymétrie de son profil transverse, de caractériser ses phases de remplissage et les faciès de dépôt associés, et d'identifier le contrôle exercé par les failles normales et le *roll-over* du Colombart. Les failles résultent probablement d'une extension d'extrados au droit d'une rampe latérale du bassin en *piggy-back*, ce qui témoignerait de sa déformation après le dépôt des Grès d'Annot.

La première phase du remplissage est assurée par le dépôt des Schistes Bruns pendant la biozone NP22. Les directions de paléocourants mesurées pourraient être imputées à un phénomène

de rebond contre le flanc escarpé du canyon. Les apports viendraient toujours du Sud mais témoigneraient d'une phase réduite d'alimentation par les massifs Corso-Sarde et des Maures-Estérels à cause de la migration de la subsidence vers l'Ouest. Les Schistes à Blocs Exotiques, déjà intercalés au sein des Schistes Bruns, sont des olistostromes provenant de la Zone de Transfert Alpine Occidentale et du front de la nappe de l'Autapie durant la mise en place du Front Pénnique.

PROPRIÉTÉS COUVERTURE DU REMPLISSAGE ARGILEUX DES CANYONS ET CONTEXTES FAVORABLES À LEUR FORMATION

L'investigation du Canyon de la Bonette Oligocène et des canyons nigérians Miocène associés à d'autres cas d'étude issus de la littérature permet de dégager quatre configurations de canyons à remplissage argileux. Ils peuvent se former soit sur une marge passive, soit sur une marge active. Dans chacun de ces contextes géodynamiques, ils peuvent affecter la plate-forme et/ou la pente continentale supérieure.

En contexte d'incision de la plate-forme sur une marge passive, ils résultent souvent d'un cycle de chute et de montée eustatique. En contexte compressif, ils sont souvent le résultat de la déformation et du basculement du bassin ; une migration de la subsidence régionale peut alors être un facteur qui entraine la coupure des apports directs dans le canyon dont le remplissage argileux est assuré par la mise en place de glissements, de débrites et d'une sédimentation hémipélagique.

En contexte d'incision d'une plate-forme deltaïque, la couverture est principalement assurée par la progradation de la pente deltaïque du *late lowstand wedge*, dont le front est fréquemment déstabilisé. Les argiles transgressives peuvent aussi garantir l'étanchéité du sommet de remplissage, qui sert alors de couverture sommitale et latérale aux buttes-témoins. Sur la pente continentale, les hémipélagites et les faciès turbiditiques distaux du remplissage sont très souvent déstabilisés et les glissements/débrites qui en résultent constituent également une bonne couverture.

PERSPECTIVES

Deux nouveaux axes de recherche peuvent être proposés suite à ce travail. Le premier concerne l'étude des canyons sous-marins affectés par des réseaux de drainages rectangulaires. La quantification morphométrique des différents ordres de drainages (longueur, largeur, pourcentage du tracé orienté perpendiculairement à la pente voire à contre-pente …) peut être réalisé à partir d'une comparaison entre l'incision basale des canyons fossiles nigérians et celles des canyons récents présents sur les marges actives. L'étude morpho-structurale complète du Canyon d'Afam constituerait également un intérêt en soi, en cas d'accès à de plus vastes données de subsurface.

Le second axe de développement viserait à mieux comprendre les systèmes sédimentaires des Schistes Bruns et des Schistes à Blocs Exotiques à l'échelle régionale. Leur datation, l'étude des faciès dans les différents sous-bassins, et leur relation stratigraphique avec les Grès d'Annot, y

compris plus anciens ou plus septentrionaux, peuvent être effectuées. L'estimation de leur environnement de dépôt grâce à l'étude des foraminifères benthiques prélevés au sein des niveaux condensés peut également être expérimentée, ce qui n'a pas été possible durant cette étude à cause de la perte du colis par les services postaux européens.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Akpi, T., Delhaye-Prat, V. and Nesen, G. 2010. Submarine Canyons - Deepwater Sediment Highways: Types, Evolution Dynamics and Prospectivity, Examples from the Niger Delta. *In*: NAPE. 1.

Allan, J.R., Sun, S.Q. and Trice, R. 2006. The deliberate search for the stratigraphic and subtle combanition traps: where are we now? *In*: *The Deliberate Search for the Stratigraphic Trap*. Geological Society London Special Publications**254**, 56–103.

Allen, J.R.L. 1965. Late Quaternary Niger Delta, and Adjacent Areas: Sedimentary Environments and Lithofacies. *AAPG Bulletin*, **49**, 547–600, https://doi.org/10.1306/A663363A-16C0-11D7-8645000102C1865D.

Allen, M.R., Goffrey, G.P., Morgan, R.K. and Walker, I.M. 2006. The deliberate search fort the stratigraphic trap: an introduction. *In*: *The Deliberate Search for the Stratigraphic Trap*. Geological Society London Special Publication**254**, 1–5.

Allen, P.A., Crampton, S.L. and Sinclair, H.D. 1991. The inception and early evolution of the North Alpine foreland basin, Switzerland. *Basin Research*, **3**, 143–163.

Almeida, N.M. de, Vital, H. and Gomes, M.P. 2015. Morphology of submarine canyons along the continental margin of the Potiguar Basin, NE Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **68**, 307–324, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.08.035.

Almgren, A.A. 1978. Timing of submarine canyons and marine cycles of deposition in the southern Sacramento valley, California. *In*: *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches*. 276–291.

Amblas, D., Gerber, T.P., et al. 2012. Survival of a submarine canyon during long-term outbuilding of a continental margin. *Geology*, **40**, 543–546, https://doi.org/10.1130/G33178.1.

Amblas, D., Ceramicola, S., et al. 2018. Submarine Canyons and Gullies. *In*: Micallef, A., Krastel, S. and Savini, A. (eds) *Submarine Geomorphology*. Springer Geology, 251–272., https://doi.org/10.1007/978-3-319-57852-1_14.

Amy, L.A., Kneller, B. and McCaffrey, W. 2007. Facies architecture of the Grès de Peïra Cava, SE France: landward stacking patterns in ponded turbiditic basins. *Journal of the Geological Society*, **164**, 143–162, https://doi.org/10.1144/0016-76492005-019.

Anderson, E.M. 1937. IX.—The Dynamics of the Formation of Cone-sheets, Ring-dykes, and Caldron-subsidences. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, **56**, 128–157, https://doi.org/10.1017/S0370164600014954.

Antobreh, A.A. and Krastel, S. 2006. Morphology, seismic characteristics and development of Cap Timiris Canyon, offshore Mauritania: A newly discovered canyon preserved-off a major arid climatic region. *Marine and Petroleum Geology*, **23**, 37–59, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2005.06.003.

Apps, G. 1987. *Evolution of the Grès d'Annot Basin, South West Alps*. University of Liverpool.

Apps, G., Peel, F. and Elliott, T. 2004. The structural setting and paleogeographical evolution of the Grès d'Annot Basin. *In*: *P. Joseph & A. Lomas, Eds., Deep-Water Sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems*. Geological Society Special Publications**221**, 65–96.

Argand, E. 1924. La tectonique de l'Asie. *In*: *Compte-Rendu Du 13e Congrès Géologique International*. 171–372.

Avbovbo, A.A. 1978. Tertiary Lithostratigraphy of Niger Delta. *AAPG Bulletin*, **62**, 295–300, https://doi.org/10.1306/C1EA482E-16C9-11D7-8645000102C1865D.

Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M. and Klein, B. 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology*, **19**, 445–467, https://doi.org/10.1016/S0264-8172(02)00009-0.

Ball, M.M. 1972. Exploration Methods for Stratigraphic Traps in Carbonate Rocks. *In*: *Stratigraphic Oil and Gas Fields - Classification, Exploration Methods, and Case Histories*. A.A.P.G. Memoir**16**, 64–81.

Baztan, J., Berné, S., et al. 2005. Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). *Marine and Petroleum Geology*, **22**, 805–826, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2005.03.011.

Beka, F.T. and Oti, M.N. 1995. The distal offshore Niger Delta: frontier prospects of a mature petroleum province. *In*: *Geology of Deltas*. 237–241.

Benjamin, U., Huuse, M. and Hodgetts, D. 2015. Canyon-confined pockmarks on the western Niger Delta slope. *Journal of African Earth Sciences*, **107**, 15–27, https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.03.019.

Benkhelil, J. 1989. The origin and evolution of the Cretaceous Benue Trough (Nigeria). *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, **8**, 251–282, https://doi.org/10.1016/S0899-5362(89)80028-4.

Berg, R.R. 1979. Characteristics of lower Wilcox reservoirs, Valentine and South Hallettsville Fields, Lavaca County, Texas. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, **29**, 11–23.

Berryhill, H.L.Jr., Suter, J.R. and Hardin, N.S. 1986. *Late Quaternary Facies and Structure, Northern Gulf of Mexico*. A.A.P.G. Studies in Geology.

Bertrand, L. 1896. Etude géologique du Nord des Alpes-Maritimes. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France*, **IX**.

Biddle, K.T. and Wielchowsky, C.C. 1994. Hydrocarbon traps. *In*: *The Petroleum System - from Source to Trap*. A.A.P.G. Memoir**60**, 219–235.

Bideau, H., Delhaye-Prat, V., Gaillard, M., Seyve, C. and Calassou, S. 2007. New insights on the Afam formation, onshore Niger Delta, Nigeria. *In*: NAPE annual conference. 15.

Bigot-Cormier, F. 2002. La surrection du massif cristallin externe de l'Argentera (France-Italie) et ses relations avec la déformation pliocène de la marge Nord-Ligure : Arguments

thermochronologiques (traces de fission), géomorphologiques et interprétations de sismique marine. Thèse de l'Université Nice Côte d'Azur - Géologie Appliquée.

Bigot-Cormier, F., Sosson, M., Poupeau, G., Stéphan, J.-F. and Labrin, E. 2006. The denudation history of the Argentera Alpine External Crystalline Massif (Western Alps, France-Italy): an overview from the analysis of fission tracks in apatites and zircons. *Geodinamica Acta*, **19**, 455–473, https://doi.org/10.3166/ga.19.455-473.

Biju-Duval, B., Letouzet, J. and Montadert, L. 1978. Structure and evolution of the Mediterranean Basins. *In*: *Initial Reports Reports of the Deep Sea Drilling Project.* US govenment Printing Office, 951–984.

Bodelle, J. 1971. *Les Formations Nummulitiques de l'Arc de Castellane*. Thèse d'Etat de l'Université de Nice.

Bøe, R., Hovland, M., Instanes, A., Rise, L. and Vasshus, S. 2000. Submarine slide scars and mass movements in Karmsundet and Skudenesfjorden, southwestern Norway: morphology and evolution. *Marine Geology*, **167**, 147–165, https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00017-7.

Bogdanoff, S. 1980. *Analyse Structurale Dans La Partie Occidentale de l'Argentera-Mercantour (Alpes-Maritimes)*. Université d'Orsay.

Bogdanoff, S. 1984. Evolution alpine et varisque dans la partie ouest du massif de l'Argentera. *Bull. B.R.G.M.*

Bogdanoff, S. 1986. Evolution de la partie occidentale du massif cristallin externe de l'Argentera. Place dans l'arc alpin. *Evolution de la partie occidentale du massif cristallin externe de l'Argentera. Place dans l'arc alpin*, 433–453.

Bogdanoff, S., Michard, A., Mansour, M. and Poupeau, G. 2000. Apatite fission track analysis in the Argentera massif: evidence of contrasting denudation rates in the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *Terra Nova*, **12**, 117–125, https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2000.123281.x.

Boillot, G., Dupeuble, P.A., Hennequin-Marchand, I., Lamboy, M. and Leprêtre, J.P. 1974. Le rôle des décrochements 'tardi-hercyniens' dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'ouest et au nord de la péninsule ibérique. **2**, 75–86.

Boucarut, M. and Bodelle, J. 1969. Les conglomérats du synclinal de Saint-Antonin (Alpes-Maritimes). Etude pétrographique des galets de roches métamorphiques et éruptives. Conséquences paléogéographiques. *Bull. B.R.G.M.*, **2e série, section n°1, n°3**, 57–75.

Bouma, A.H. 1962. *Sedimentology of Some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation*, Elsevier.

Bourcart, J. 1958. *Problèmes de Géologie Sous-Marine : Le Précontinent, Le Littoral et Sa Protection, La Stratigraphie Sous-Marine.*, Masson et cie éditeurs.

Bourget, J., Zaragosi, S., et al. 2011. Turbidite system architecture and sedimentary processes along topographically complex slopes: the Makran convergent margin. *Sedimentology*, **58**, 376–406, https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2010.01168.x.

Bouroullec, R., Cartwright, J.A., Johnson, H.D., Lansigu, C., Quémener, J.-M. and Savanier, D. 2004. Syndepositional faulting in the Grès d'Annot Formation, SE France: high-resolution kinematic analysis and stratigraphic response to growth faulting. *Geological Society, London, Special Publications*, **221**, 241–265, https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.221.01.13.

Boussac, J. 1912. *Etudes Stratigraphiques Sur Le Nummulitique Alpin, Mem. Carte Géol. France*.

BRGM. 1996. *Carte Géologique de La France Au 1:1 000 000.*, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Service National géologique.

B.R.G.M., C. 1974. *Carte Géologique de La France Au 1 : 50 000, Feuille 895 Barcelonnette*.

Brocheray, S. 2015. *Transferts et Accumulations Sur Les Marges Du Golfe de Gascogne : Architecture, Fonctionnement et Contrôles.* These de doctorat, Bordeaux.

Brothers, D.S., ten Brink, U.S., Andrews, B.D., Chaytor, J.D. and Twichell, D.C. 2013. Geomorphic process fingerprints in submarine canyons. *Marine Geology*, **337**, 53–66, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.01.005.

Broucke, O. 2004. *Relation Déformation - Sédimentation En Contexte de Sédimentation Gravitaire. Exemples Sismiques (Marge Angolaise) et de Terrain (Grès d'Annot)*. Université de Rennes 1.

Broucke, O., Guillocheau, F., Robin, C., Joseph, P. and Calassou, S. 2004. The influence of syndepositional basin floor deformation on the geometry of turbiditic sandstones: a reinterpretation of the Côte de L'Âne area (Sanguinière-Restefonds sub-Basin, Grès d'Annot, Late Eocene, France). *In*: *Geological Society, London, Special Publications*. Geological Society, London, Special Publications, 203–222.

Brownfield, M.E. 2016. Assessment of Undiscovered Oil and Gas Resources of the Niger Delta Province, Nigeria and Cameroon, Africa. *In*: *Geologic Assessment of Undiscovered Hydrocarbon Resources of Sub-Saharan Africa*. DIgital Data Series**69-GG**, 24.

Bryn, P., Berg, K., Forsberg, C.F., Solheim, A. and Kvalstad, T.J. 2005. Explaining the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology*, **22**, 11–19, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.12.003.

Bull, S., Cartwright, J. and Huuse, M. 2009. A review of kinematic indicators from mass-transport complexes using 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, **26**, 1132–1151, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.09.011.

Burchfiel, B.C. and Royden, L.H. 1985. North-south extension within the convergent Himalayan region. *Geology*, **13**, 679–682.

Burger, R.L., Fulthorpe, C.S. and Austin, J.A. 2001. Late Pleistocene channel incisions in the southern Eel River Basin, northern California: implications for tectonic vs. eustatic influences on shelf sedimentation patterns. *Marine Geology*, **177**, 317–330, https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00166-9.

Burke, K. 1972. Longshore Drift, Submarine Canyons, and Submarine Fans in Development of Niger Delta. *AAPG Bulletin*, **56**, 1975–1983, https://doi.org/10.1306/819A41A2-16C5-11D7-8645000102C1865D.

Bustin, R.M. 1988. Sedimentology and Characteristics of Dispersed Organic Matter in Tertiary Niger Delta: Origin of Source Rocks in a Deltaic Environment1. *AAPG Bulletin*, **72**, 277–298, https://doi.org/10.1306/703C8C18-1707-11D7-8645000102C1865D.

Butler, R.W., Lickorish, W.H., Vinnels, J. and McCaffrey, W. 2020. Untangling the Annot sand fairway: structure and stratigraphy of the Eastern Champsaur Basin (Eocene–Oligocene), French Alps. *Journal of the Geological Society*, **177**, 1197–1209.

Caire, A. 1973. The Calabro-Sicilian Arc. *In*: *Gravity and Tectonics*. 157–173.

Calais, E., Carrier, A. and Buffet, G. 1993. Comparaison de données de nivellement et de positionnement par Global Positioning System : application à la détermination du géoïde dans les Alpes-Maritimes. *Comparaison de données de nivellement et de positionnement par Global Positioning System : application à la détermination du géoïde dans les Alpes-Maritimes*, **317**, 1493–1500.

Callec, Y. 2001. La déformation synsédimentaire des bassins paléogènes de l'arc de Castellane (Annot, Barrême, saint-Antonin). Thèse de l'Ecole des Mines de Paris.

Campredon, R. 1972. *Les Formations Paléogènes Des Alpes Maritimes Franco-Italiennes*. Thèse de l'Université de Nice.

Campredon, R. 1977. *Les Formations Paléogènes Des Alpes Maritimes Franco-Italiennes*. Mem. hors ser; Soc. Géol. Fr.

Canals, M., Lastras, G., et al. 2004. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Marine Geology*, **213**, 9–72, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.10.001.

Canals, M., Puig, P., de Madron, X.D., Heussner, S., Palanques, A. and Fabres, J. 2006. Flushing submarine canyons. *Nature*, **444**, 354–357, https://doi.org/10.1038/nature05271.

Carnarvon Petroleum. 2017. Investor Presentation Jenuary/February 2017.

Carpena, J. and Bogdanoff, S. 1982. Premiers âges traces de fission sur le couple apatite-zircon dans le NW de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes). 119.

Carrapa, B., Di Giulio, A. and Wijbrans, J. 2004. The early stages of the Alpine collision: an image derived from the upper Eocene–lower Oligocene record in the Alps–Apennines junction area. *Sedimentary Geology*, **171**, 181–203, https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.05.015.

Carson, B., Baker, E.T., Hickey, B.M., Nittrouer, C.A., DeMaster, D.J., Thorbjarnarson, K.W. and Snyder, G.W. 1986. Modern sediment dispersal and accumulation in Quinault submarine canyon — A summary. *Marine Geology*, **71**, 1–13, https://doi.org/10.1016/0025-3227(86)90030-7.

Cavailhes, T. 2012. *Architecture et Propriétés Pétrophysiques Des Zones de Faille Dans Une Série Gréso-Pélitique Turbiditique Profondément Enfouie : Rôle de La Déformation et Des Intéractions Fluides-Roches : Exemple Des Grès d'Annot (France)*. These de doctorat, Montpellier 2.

Chambers, J. 2011. New gas potential in Block 16 Bangladesh - the beginning of a new era in the Bangladesh upstream industry. *In*: *Proceedings of the 2011 South East Asia Petroleum Exploration Society (SEAPEX) Conference* – SEAPEX Conference. 1–27.

Chamot-Rooke, N., Gaulier, J.-M. and Jestin, F. 1999. Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provençal basin from a 3D gravity inversion: geodynamic implications. *Geological Society, London, Special Publications*, **156**, 37–61, https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.04.

Chaytor, J.D., Demopoulos, A.W.J., ten Brink, U.S., Baxter, C., Quattrini, A.M. and Brothers, D.S. 2016. Assessment of Canyon Wall Failure Process from Multibeam Bathymetry and Remotely Operated Vehicle (ROV) Observations, U.S. Atlantic Continental Margin. *In*: Lamarche, G., Mountjoy, J., et al. (eds) *Submarine Mass Movements and Their Consequences: 7th International Symposium*. Advances in Natural and Technological Hazards Research, 103–113., https://doi.org/10.1007/978-3-319-20979-1_10.

Chiang, C.-S. and Yu, H.-S. 2006. Morphotectonics and incision of the Kaoping submarine canyon, SW Taiwan orogenic wedge. *Geomorphology*, **80**, 199–213, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.02.008.

Chiang, C.-S., Hsiung, K.-H., Yu, H.-S. and Chen, S.-C. 2020. Three types of modern submarine canyons on the tectonically active continental margin offshore southwestern Taiwan. *Marine Geophysical Research*, **41**, 4, https://doi.org/10.1007/s11001-020-09403-z.

Chima, K.I., Do Couto, D., et al. 2019. Seismic stratigraphy and depositional architecture of Neogene intraslope basins, offshore western Niger Delta. *Marine and Petroleum Geology*, **109**, 449–468, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.06.030.

Choukroune, P. and Seguret, M. 1973. Tectonics of the Pyrenees: Role of compression and gravity. *In*: *Gravity and Tectonics*. 141–156.

Chu, Y., Lin, W., Faure, M. and Wang, Q. 2016. Detrital zircon U-Pb ages and Hf isotopic constraints on the terrigenous sediments of the Western Alps and their paleogeographic implications. *Tectonics*, **35**, 2734–2753, https://doi.org/10.1002/2016TC004276.

Chuber, S. 1987. Yoakum Field, Dewitt and Lavaca Counties. *In*: *Typical Oil and Gas Fields of Southeast Texas*. 519–525.

Chuber, S. and Begeman, R.L. 1982. Productive lower Wilcox stratigraphic traps from an entrenched valley in Kinkler Field, Lavaca County, Texas. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, **32**, 255–262.

Cirac, P., Bourillet, J.-F., Griboulard, R. and Normand, A. 2001. Le canyon de Capbreton : nouvelles approches morphostructurales et morphosédimentaires. Premiers résultats de la campagne Itsas. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, **332**, 447–455, https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01557-9.

Clapp, F.G. 1929. The role of geologic structure in the accumulation of petroleum. *In*: *Structure of Typical American Oil Fields 2*. A.A.P.G., 667–716.

Clarke, J.E.H., Shor, A.N., Piper, D.J.W. and Mayer, L.A. 1990. Large-scale current-induced erosion and deposition in the path of the 1929 Grand Banks turbidity current. *Sedimentology*, **37**, 613–629, https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1990.tb00625.x.

Clayton, C.A. 2017. *Linking Gulf of Mexico Margin Submarine Canyons to Regional Tectonics and Interaction of Peleogene Lower Wilcox High Frequency Sequences with the Yoakum Canyon*. The University of Texas at Austin.

Cocherie, A., Rossi, Ph., Fanning, C.M. and Guerrot, C. 2005. Comparative use of TIMS and SHRIMP for U–Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France). *Lithos*, **82**, 185–219, https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.12.016.

Cochonat, P. 1977. *La 'Demi-Fenêtre' d'Allos (Alpes de Haute-Provence). Etude Stratigraphique et Tectonique.* Thèse de doctorat 3e cycle, Université de Grenoble.

Cockerill, I. 2019. Dorado: An Overview of the largest Oil Discovery of the North West Shelf of Australia in the Last 30 Years. *In*: Thte Seapex Exploration Conference. 25.

Collombet, M., Thomas, J.C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J.P. and Gratier, J.P. 2002. Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data. *Tectonics*, **21**, 14-1-14–15, https://doi.org/10.1029/2001TC901016.

Collot, J.-Y., Ratzov, G., et al. 2019. The Esmeraldas Canyon: A Helpful Marker of the Pliocene-Pleistocene Tectonic Deformation of the North Ecuador-Southwest Colombia Convergent Margin. *Tectonics*, **38**, 3140–3166, https://doi.org/10.1029/2019TC005501.

Combes, P. 1984. *La Tectonique Récente de La Provence Ccidentale : Microtectonique, Caractéristiques Dynamiques et Cinématiques : Méthodologie de Zonation Tectonique et Relations Avec La Séismicité*. These, Université de Strasbourg.

Compagnoni, R., Ferrando, S., Lombardo, B., Radulesco, N. and Rubatto, D. 2010. Paleo-European crust of the Italian Western Alps: Geological history of the Argentera Massif and comparison with Mont Blanc-Aiguilles Rouges and Maures-Tanneron Massifs. *Journal of the Virtual Explorer*, **36**, https://doi.org/10.3809/jvirtex.2010.00228.

Cornish, F.G. 2013. Do Upper Wilcox Canyons Support Paleogene Isolation of the Gulf of Mexico ? *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, **63**, 183–204.

Cornish, F.G. and Lambiotte, L. 2016. Hydrocarbon Traps Associated with Upper Wilcox Canyons and Seismic Response, Mid-Gulf Coast, Texas. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, **66**, 731–737.

Corredor, F., Shaw, J.H. and Bilotti, F. 2005. Structural styles in the deep-water fold and thrust belts of the Niger Delta. *AAPG Bulletin*, **89**, 753–780, https://doi.org/10.1306/02170504074.

Cosgrove, J.W. 2007. The use of shear zones and related structures as kinematic indicators: a review. *Geological Society, London, Special Publications*, **272**, 59–74, https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.272.01.05.

Coward, M. and Dietrich, D. 1989. Alpine tectonics — an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, **45**, 1–29, https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.045.01.01.

Curtis, H. 1983. *Biology*, 4th Edition.

d'Atri, A., Piana, F., Barale, L., Bertok, C. and Martire, L. 2016a. Geological setting of the southern termination of Western Alps. *International Journal of Earth Sciences*, **105**, 1831–1858, https://doi.org/10.1007/s00531-015-1277-9.

d'Atri, A., Piana, F., Barale, L., Bertok, C. and Martire, L. 2016b. Geological setting of the southern termination of Western Alps. *International Journal of Earth Sciences*, **105**, 1831–1858, https://doi.org/10.1007/s00531-015-1277-9.

Dailly, P., Lowry, P., Goh, K. and Monson, G. 2002. Exploration and development of Ceiba Field, Rio Muni Basin, Southern Equatorial Guinea. *The Leading Edge*, **21**, 1140–1146, https://doi.org/10.1190/1.1523753.

Daly, R.A. 1936. Origin of submarine canyons. *American Journal of Science*, **Series 5 Vol. 31**, 401–420, https://doi.org/10.2475/ajs.s5-31.186.401.

Damuth, J.E. 1994. Neogene gravity tectonics and depositional processes on the deep Niger Delta continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, **11**, 320–346, https://doi.org/10.1016/0264-8172(94)90053-1.

Dardeau, G. 1988. Tethyan evolution and Alpine reactivation of Jurassic extensional structures in the French Alpes Maritimes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **IV**, 651–657, https://doi.org/10.2113/gssgfbull.IV.4.651.

Dauvillier, A. 1961. L'origine du gouf de Capbreton. *Sciences*, 49–55.

de Graciansky, P.-C., Lemoine, M. and Saliot, P. 1971. remarques sur la présence de minéraux et de paragénèses du métamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocènes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence). *C. R. Acad. Sc. Paris*, **272, série D**, 3243–3245.

de Lapparent, A.F. 1938. Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durancce. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France*, **XL**.

Debats, J.-M., Gamond, J.-F., Lagabrielle, R. and Tapponnier, P. 1972. Un exemple de superposition de deux phases de plisssement dans les châines subalpines de la région de Digne. *Géologie Alpine*, **48**, 179–185.

Debelmas, J. and Kerckhove, C. 1980. Les Alpes franco-italiennes. *Géologie Alpine*, **56**, 21–58.

Delhaye-Prat, V., Ladipo, K., Aigbe, A., Ujowundu, T., Busari, O. and Seyve, C. 2009a. Seismic Geomorphology of Ancient Submarine Canyon Systems – Implication for Prospectivity of the Niger Delta, Nigeria. *In*: 71st EAGE Conference and Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2009. cp., https://doi.org/10.3997/2214-4609.201400564.

Delhaye-Prat, V., Nesen, G., Akpi, T., Olatunde, A. and Ladipo, K. 2009b. Shelf Margin Systems: Examples of Lowstand Architectures from the Niger Delta. *In*: *Extended Abstract* – NAPE annual conference.

Delteil, J., Stephan, J.-F. and Attal, M. 2003. Control of Permian and Triassic faults on Alpine basement deformation in the Argentera massif (external southern French Alps). *Bull. Soc. Géol. France*, **174**, 481–496.

Delteil, J.R., Valery, P., Montadert, L., Fondeur, C., Patriat, P. and Mascle, J. 1974. Continental Margin in the Northern Part of the Gulf of Guinea. *In*: *Geology of Continental Margins*. 297–311.

Deptuck, M.E., Sylvester, Z., Pirmez, C. and O'Byrne, C. 2007. Migration–aggradation history and 3-D seismic geomorphology of submarine channels in the Pleistocene Benin-major Canyon, western Niger Delta slope. *Marine and Petroleum Geology*, **24**, 406–433, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.01.005.

Devine, P.E. and Wheeler, D.M. 1989. Correlation, interpretation, and exploration potential of lower Wilcox valley-fill sequences, Colorado and Lavaca counties, Texas. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, **39**, 57–74.

Dill, R.F. 1964. Sedimentation and erosion in Scripps Submarine Canyon head. *In*: *Papers in Marine Geology – Shepard Commemorative Volume (Ed. R.L. Miller)*. 23–41.

Dim, C.I.P. 2016. *Hydrocarbon Prospectivity in the Eastern Coastal Swamp Depo-Belt of the Niger Delta Basin: Stratigraphic Framework and Structural Styles.*

Dingus, W.F. 1987. *Morphology, Paleogeography Setting, and Origin of the Middle Wilcox Yoakym Canyon, Texas Coastal Plain.* Thesis, Master of Arts, University of Texas at Austin.

Dolson, J.C., Bahorich, M.S., Tobin, R.C., Beaumont, E.A., Terlikoski, L.J. and Hendricks, M.L. 1999. Exploring for Stratigraphic Traps. *In*: *Exploring for Oil and Gas Traps*. A.A.P.G. Treatise Handbook**3**.

Dolson, J.C., He, Z. and Horn, B.W. 2017. Advances and perspectives on stratigraphic trap exploration - making the subtle trap obvious. 52.

Donda, F., Brancolini, G., Santis, L.D. and Trincardi, F. 2003. Seismic facies and sedimentary processes on the continental rise off Wilkes Land (East Antarctica): evidence of bottom current activity. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **50**, 1509–1527, https://doi.org/10.1016/S0967-0645(03)00075-4.

Doust, H. 1989. The Niger Delta : hydrocarbon potential of a major Tertiary delta province. *In*: *Proceedings KNGMG Symposium 'Coastal Landwards, Geology and Geothechnology', 1987*. Geological Society, London, Special Publications, 203–212.

Doust, H. and Omatsola, E.M. 1990. Niger Delta. *In*: *Divergent Passive Margin Bassins*. A.A.P.G. Bull., 239–248.

Droz, L., Kergoat, R., Cochonat, P. and Berné, S. 2001. Recent sedimentary events in the western Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine Geology*, **176**, 23–37, https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00147-5.

du Fornel, E. 2003. *Reconstitution Sédimentologique Tridimensionnelle et Simulation Stratigraphique Du Système Turbiditique Éocène Des Grès d'Annot (Alpes Méridionales).* Université de Rennes 1.

Dumont, T., Simon-Labric, T., Authemayou, C. and Heymes, T. 2011. Lateral termination of the north-directed Alpine orogeny and onset of westward escape in the Western Alpine arc: Structural and sedimentary evidence from the external zone. *Tectonics*, **30**, https://doi.org/10.1029/2010TC002836.

Dumont, T., Schwartz, S., Guillot, S., Simon-Labric, T., Tricart, P. and Jourdan, S. 2012. Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc. *Journal of Geodynamics*, **56–57**, 18–38, https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.11.006.

Dungan, C.O. and Flemings, P.B. 2000. Overpressure and fluid flow in the New Jersey continental slope, implications for slope failure and cold seeps. *Science*, **289**, 288–291.

Dunkl, I., Mikes, T., Frei, D., Gerdes, A. and von Eynatten, H. 2009. *PepiAGE: Data Reduction Program for Time-Resolved U/Pb Analyses. Software Manual*.

Dzulynski, S. and Sanders, J.E. 1962. Curent marks on firm mud bottoms. *Connecticut Academy of Arts and Sciences transactions*, **42**, 57–96.

Edwards, J.D. and Santogrossi, P.A. 1990. Summary and conclusions. *In*: *Divergent/Passive Margin Basins*. A.A.P.G. Memoir**48**, 239–248.

Ekweozor, C.M. and Okoye, N.V. 1980. Petroleum Source-Bed Evaluation of Tertiary Niger Delta1: GEOLOGIC NOTES. *AAPG Bulletin*, **64**, 1251–1259, https://doi.org/10.1306/2F919472-16CE-11D7-8645000102C1865D.

Elliott, T., Apps, G., Davies, H., Evans, M., Ghibaudo, G. and Graham, R.H. 1985. Field excursion B: a structural and sedimentological traverse through the tertiary foreland basin of the external Alps of South-East France. *In*: *International Symposium on Foreland Basins - Excursion Guidebook*. 39–73.

Emery, K.O. and Uchupi, E. 1972. *Western North Atlantic Ocean; Topography, Rocks, Structure, Water, Life and Sediments*. A.A.P.G. Memoir.

Emery, K.O., Uchupi, E., Phillips, J., Bowin, C. and Mascle, J. 1975. Continental Margin Off Western Africa: Angola to Sierra Leone1. *AAPG Bulletin*, **59**, 2209–2265, https://doi.org/10.1306/83D92249-16C7-11D7-8645000102C1865D.

Ericson, D.B., Ewing, M., Wollin, G. and Heezen, B.C. 1961. Atlantic deep-sea sediment cores. *Geological Society American Bulletin*, 193–285.

Escher, A. and Watterson, J. 1974. Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics*, **22**, 223–231, https://doi.org/10.1016/0040-1951(74)90083-3.

Euzen, T., Joseph, P., Fornel, E.D., Lesur, S., Granjeon, D. and Guillocheau, F. 2004. Three-dimensional stratigraphic modelling of the Grès d'Annot system, Eocene-Oligocene, SE France. *Geological Society, London, Special Publications*, **221**, 161–180, https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.221.01.09.

Evamy, B.D., Haremboure, J., Kamerling, P., Knaap, W.A., Molloy, F.A. and Rowlands, P.H. 1978. Hydrocarbon Habitat of Tertiary Niger Delta. *AAPG Bulletin*, **62**, 1–39, https://doi.org/10.1306/C1EA47ED-16C9-11D7-8645000102C1865D.

Evans, D., King, E.L., Kenyon, N.H., Brett, C. and Wallis, D. 1996. Evidence for long-term instability in the Storegga Slide region off western Norway. *Marine Geology*, **130**, 281–292, https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00135-2.

Evans, M.J. and Elliott, T. 1999. Evolution of a thrust-sheet-top basin: The Tertiary Barrême basin, Alpes-de-Haute-Provence, France. *GSA Bulletin*, **111**, 1617–1643, https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<1617:EOATST>2.3.CO;2.

Evans, M.J. and Mange-Rajetzky, M.A. 1991. The provenance of sediments in the Barrême thrust-top basin, Haute-Provence, France. *Geological Society, London, Special Publications*, **57**, 323–342, https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.057.01.24.

Farre, J.A., McGregor, B.A., Ryan, W.B.F. and Robb, J.M. 1983. Breaching the shelf break: Passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 25–39.

Farrell, S.G. 1984. A dislocation model applied to slump structures, Ainsa Basin, South Central Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, **6**, 727–736, https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90012-9.

Farrell, S.G. and Eaton, S. 1987. Slump strain in the Tertiary of Cyprus and the Spanish Pyrenees. Definition of palaeoslopes and models of soft-sediment deformation. *Geological Society, London, Special Publications*, **29**, 181–196, https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.029.01.15.

Farrell, S.G. and Eaton, S. 1988. Foliations developed during slump deformation of Miocene marine sediments, Cyprus. *Journal of Structural Geology*, **10**, 567–576, https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90024-7.

Faure-Muret, A. 1955. Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et des enveloppes sédimentaires. *Mém. Expl. carte géol. dét; Fr.*

Felix, D.W. and Gorsline, D.S. 1971. Newport submarine canyon, California; an example of the effects of shifting loci of sand supply upon canyon position. *Marine Geology*, **10**, 177–198.

Festa, A., Ogata, K., Pini, G.A., Dilek, Y. and Alonso, J.L. 2016. Origin and significance of olistostromes in the evolution of orogenic belts: A global synthesis. *Gondwana Research*, **39**, 180–203, https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.08.002.

Fisher, R.V. 1983. Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, **11**, 273–274, https://doi.org/10.1130/0091-7613(1983)11<273:FTISGF>2.0.CO;2.

Ford, M. and Lickorish, W.H. 2004. Foreland basin evolution around the western Alpine Arc. *In*: *P. Joseph & A. Lomas, Eds., Deep-Water Sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems*. Geological Society Special Publications**221**, 39–63.

Ford, M., Lickorish, W.H. and Kuznir, N. 1999. Tertiary foreland sedimentation in the southern Subalpine chains, SE France: a geodynamic analysis. *Basin Research*, **11**, 315–336.

Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D. and Vanderhaeghe, O. 2006. Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *Journal of the Geological Society*, **163**, 815–826, https://doi.org/10.1144/0016-76492005-034.

Frey Martinez, J., Cartwright, J. and Hall, B. 2005. 3D seismic interpretation of slump complexes: examples from the continental margin of Israel. *Basin Research*, **17**, 83–108, https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2005.00255.x.

Frey-Martínez, J., Cartwright, J. and James, D. 2006. Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: A 3D seismic characterisation. *Marine and Petroleum Geology*, **23**, 585–604, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2006.04.002.

Fries, G. 1999. Evolution de la partie nord-orientale du bassin subalpin de l'Aptien au Nummulitique (SE France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **170**, 531–544.

Fry, N. 1989. Southwestward thrusting and tectonics of the western Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, **45**, 83–109, https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.045.01.05.

Fulthorpe, C.S., Austin, J.A. and Mountain, G.S. 2000. Morphology and distribution of Miocene slope incisions off New Jersey: Are they diagnostic of sequence boundaries? *GSA Bulletin*, **112**, 817–828, https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<817:MADOMS>2.0.CO;2.

Gafeira, J., Bulat, J. and Evans, D. 2007. The Southern Flank Of The Storegga Slide: Imaging And Geomorphological Analyses Using 3d Seismic. *In*: Lykousis, V., Sakellariou, D. and Locat, J. (eds) *Submarine Mass Movements and Their Consequences: 3 International Symposium*. Advances in Natural and Technological Hazards Research, 57–65., https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6512-5_7.

Galloway, W.E. 1985. Submarine canyon system in the frio formation of South Texas. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, **35**, 75–84.

Galloway, W.E., Dingus, W.F. and Paige, R.E. 1991. Seismic and Depositional Facies of Paleocene-Eocene Wilcox Group Submarine Canyon Fills, Northwest Gulf Coast, U.S.A. *In*: *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. 247–271.

Garfield, N., Rago, T.A., Schnebele, K.J. and Collins, C.A. 1994. Evidence of a turbidity current in Monterey Submarine Canyon associated with the 1989 Loma Prieta earthquake. *Continental Shelf Research*, **14**, 673–686, https://doi.org/10.1016/0278-4343(94)90112-0.

Garzanti, E. and Malusà, M.G. 2008. The Oligocene Alps: Domal unroofing and drainage development during early orogenic growth. *Earth and Planetary Science Letters*, **268**, 487–500, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.01.039.

Gaudin, M. 2006. *Processus et Enregistrements Sédimentaires Dans Les Canyons Sous-Marins Bourcart et de Capbreton Durant Le Dernier Cycle Climatique*. Thèse, Université Bordeaux I.

Gaudin, M., Mulder, T., Cirac, P., Berné, S. and Imbert, P. 2006. Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters*, **26**, 331, https://doi.org/10.1007/s00367-006-0043-1.

Gauer, P., Kvalstad, T.J., Forsberg, C.F., Bryn, P. and Berg, K. 2005. The last phase of the Storegga Slide: simulation of retrogressive slide dynamics and comparison with slide-scar morphology. *Marine and Petroleum Geology*, **22**, 171–178, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.10.004.

Gawthorpe, R.L. and Clemmey, H. 1985. Geometry of submarine slides in the Bowland Basin (Dinantian) and their relation to debris flows. *Journal of the Geological Society*, **142**, 555–565, https://doi.org/10.1144/gsjgs.142.3.0555.

Gee, M.J.R., Gawthorpe, R.L. and Friedmann, J.S. 2005. Giant striations at the base of a submarine landslide. *Marine Geology*, **214**, 287–294, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.09.003.

Gee, M.J.R., Gawthorpe, R.L. and Friedmann, S.J. 2006. Triggering and Evolution of a Giant Submarine Landslide, Offshore Angola, Revealed by 3D Seismic Stratigraphy and Geomorphology. *Journal of Sedimentary Research*, **76**, 9–19, https://doi.org/10.2110/jsr.2006.02.

Gee, M.J.R., Uy, H.S., Warren, J., Morley, C.K. and Lambiase, J.J. 2007. The Brunei slide: A giant submarine landslide on the North West Borneo Margin revealed by 3D seismic data. *Marine Geology*, **246**, 9–23, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.07.009.

Genik, G.J. 1993. Petroleum Geology of Cretaceous-Tertiary Rift Basins in Niger, Chad, and Central African Republic1. *AAPG Bulletin*, **77**, 1405–1434, https://doi.org/10.1306/BDFF8EAC-1718-11D7-8645000102C1865D.

Giacomini, F., Bomparola, R.M., Ghezzo, C. and Guldbransen, H. 2006. The geodynamic evolution of the Southern European Variscides: constraints from the U/Pb geochronology and geochemistry of the lower Palaeozoic magmatic-sedimentary sequences of Sardinia (Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **152**, 19, https://doi.org/10.1007/s00410-006-0092-5.

Giammarino, S., Orezzi, S., Piazza, M. and Rosti, D. 2009. Evidence of syn-sedimentary tectonic activity in the «flysch di Ventimiglia» (Ligurian Alps foredeep basin). *Italian Journal of Geosciences*, **128**, 467–472, https://doi.org/10.3301/IJG.2009.128.2.467.

Giammarino, S., Fanucci, F., Orezzi, S., Rosti, D. and Morelli, D. 2010. *Note Illustrative Della Carta Geologica d'Italia Alla Scala 1:50.000 Foglio 258-271 SAN REMO*.

Gibbons, W., Waters, C. and Warburon, J. 1986. The blueshist facies schistes lustré of Alpine Corsica: a review. *Geological Society of America Memoir*, **164**, 301–302.

Gidon, M. 1972. Les chaînons briançonnais et subbrinançonnais de la rive gauche de la Stura entre Bersezio et le Val de l'Arma. *Geol. Alpine*, **48**, 87–120.

Gignoux, M. and Moret, L. 1937. Description géologique du Bassin supérieur de la Durance. *Géologie Alpine*, **21**, 295.

Gillet, H., Guiastrennec-Faugas, L. and Gazzoli, L. 2019. *ROV Submarine Exploration of the Proximal Part of the Capbreton Canyon (Bay of Biscay). Morphological Surprises and Discovery of Coldseep-Related Authigenic Carbonate Structures.*

Goff, J.A. 2001. Quantitative classification of canyon systems on continental slopes and a possible relationship to slope curvature. *Geophysical Research Letters*, **28**, 4359–4362, https://doi.org/10.1029/2001GL013300.

Goodwin, R.H. and Prior, D.B. 1989. Geometry and depositional sequences of the Mississippi Canyon, Gulf of Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, **59**, 318–329, https://doi.org/10.1306/212F8F85-2B24-11D7-8648000102C1865D.

Gorini, C., Mauffret, A., Guennoc, P. and Le Marrec, A. 1994. Structure of the Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean Sea): A Review. *In*: Mascle, A. (ed.) *Hydrocarbon and*

Petroleum Geology of France. Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists, 223–243., https://doi.org/10.1007/978-3-642-78849-9_17.

Gorini, C., Haq, B.U., dos Reis, A.T., Guizan Silva, C., Cruz, A., Soares, E. and Grangeon, D. 2014. Late Neogene sequence stratigraphic evolution of the Foz do Amazonas Basin, Brazil. *Terra Nova*, **26**, 179–185, https://doi.org/10.1111/ter.12083.

Gorsline, D.S. 1970. Submarine canyons; an introduction. *Marine Geology*, **8**, 183–186.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W. and Lourens, L.J. 2004. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambria, and Neogene. *Episodes*, **27**, 83–100.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M. and Ogg, G. 2012. *The Geologic Time Scale 2012*.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. and Ogg, G.M. 2020. *Geologic Time Scale 2020*.

Greene, H.G., Clarke, S.H.Jr. and Kennedy, M.P. 1991. Tectonic evolution of submarine canyons along the California continental margin. *SEPM Special Publication*, **46**, 231–248.

GTS. 2021. ChronostratChart2021-10. 1.

Gubler, Y. 1958. Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes françaises du Sud: formations détritiques de Barrême, Flysch 'Grès d'Annot'. *Ve Congrès de Sédimentologie, Suisse, 1958. Eclogae geol. Helv.*, **51, n°3**, 942–976.

Guillocheau, F., Quéméner, J.-M., Robin, C., Joseph, P. and Broucke, O. 2004. Genetic units/parasequences of the Annot turbidite system, SE France. *Geological Society, London, Special Publications*, **221**, 181–202, https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.221.01.10.

Gupta, S. 1997. Tectonic control on paleovalley incision at the distal margin of the early Tertiary Alpine foreland basin, southeastern France. *Journal of Sedimentary Research*, **67**, 1030–1043, https://doi.org/10.1306/D42686BC-2B26-11D7-8648000102C1865D.

Gupta, S. 1999. Controls on sedimentation in distal margin palaeovalleys in the Early Tertiary Alpine foreland basin, south-eastern France. *Sedimentology*, **46**, 357–384, https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00219.x.

Gupta, S. and Allen, P.A. 1999. Fossil shore platforms and drowned gravel beaches; evidence for high-frequency sea-level fluctuations in the distal Alpine foreland basin. *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 394–413, https://doi.org/10.2110/jsr.69.394.

Gupta, S. and Allen, P.A. 2000. Implications of foreland paleotopography for stratigraphic development in the Eocene distal Alpine foreland basin. *GSA Bulletin*, **112**, 515–530, https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<515:IOFPFS>2.0.CO;2.

Haack, R.C., Sundararaman, P., Diedjomahor, J.O., Xiao, H., Gant, N.J., May, E.D. and Kelsch, K. 2000. Niger Delta petroleum systems, Nigeria. *In*: *Petroleum Systems of South Atlantic Margins*. A.A.P.G. Memoir**73**, 213–231.

Haflidason, H., Lien, R., Sejrup, H.P., Forsberg, C.F. and Bryn, P. 2005. The dating and morphometry of the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology*, **22**, 123–136, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.10.008.

Hagen, R.A., Vergara, H. and Naar, D.F. 1996. Morphology of San Antonio submarine canyon on the central Chile forearc. *Marine Geology*, **129**, 197–205, https://doi.org/10.1016/0025-3227(96)83345-7.

Halbouty, M.T. 1972. Rationale for Deliberate Pursuit of Stratigraphic, Unconformity, and Paleogeomorphic Traps. *In*: *Stratigraphic Oil and Gas Fields - Classification, Exploration Methods, and Case Histories*. A.A.P.G. Memoir**16**, 3–7.

Halbouty, M.T. 2003. Giant Oil and Gas Fields of the 1990s: An Introduction. 1–13.

Halbouty, M.T., King, R.E., Klemme, H.D., Dott, R.H., Sr and Meyerhoff, A.A. 1970. World's Giant Oil and Gas Fields, Geologic Factors Affecting Their Formation, and Basin Classification: Part II: Factors Affecting Formation of Giant Oil and Gas Fields, and Basin Classification. **9**, 528–555.

Hampton, M.A., Lee, H.J. and Locat, J. 1996. Submarine landslides. *Reviews of Geophysics*, **34**, 33–59, https://doi.org/10.1029/95RG03287.

Han, W.-C., Liu, C.-S., Chi, W.-C., Chen, L., Lin, C.-C. and Chen, S.-C. 2017. Westward advance of the deformation front and evolution of submarine canyons offshore of southwestern Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*, **149**, 6–19, https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.07.001.

Handy, M.R., M. Schmid, S., Bousquet, R., Kissling, E. and Bernoulli, D. 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews*, **102**, 121–158, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.002.

Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R. 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, **235**, 1156–1167, https://doi.org/10.1126/science.235.4793.1156.

Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-Level Change.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Graciansky, P.-C. de and Vail, P.R. 1998. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins.

Harris, P.T. and Whiteway, T. 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology*, **285**, 69–86, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.05.008.

Hasiotis, T., Papatheodorou, G. and Ferentinos, G. 2005. A high resolution approach in the recent sedimentation processes at the head of Zakynthos Canyon, western Greece. *Marine Geology*, **214**, 49–73.

Hayward, P.D. and Graham, R.H. 1989. Some geometrical characteristics of inversion. *In*: *Inversion Tectonics*. Geological Society London Special Publication, 17–39.

Heezen, B.C. and Ewing, M. 1952. Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks Earthquake. *American Journal of Science*, 849–873.

Hilgen, F.J., Lourens, L.J., et al. 2012. Chapter 29 - The Neogene Period. *In*: Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D. and Ogg, G. M. (eds) *The Geologic Time Scale*. 923–978., https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00029-9.

Hill, P.J., Deckker, P. de and Exon, N.F. 2005. Geomorphology and evolution of the gigantic Murray canyons on the Australian southern margin. *Australian Journal of Earth Sciences*, **52**, 117–136, https://doi.org/10.1080/08120090500100085.

Hilton, V.C. 1995. Sandstone architecture and facies from the Annot Basin of the Tertiary SW Alpine Foreland Basin, SE France. *In*: Pickering, K. T., Hiscott, R. N., Kenyon, N. H., Ricci Lucchi, F. and Smith, R. D. A. (eds) *Atlas of Deep Water Environments: Architectural Style in Turbidite Systems*. 227–235., https://doi.org/10.1007/978-94-011-1234-5_33.

Hitz, L. and Pfiffner, O.-A. 1994. A 3D crustal model of the Eastern External Aar Massif interpreted from a network of deep seismic profiles. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **74**, 405–420, https://doi.org/info:doi:10.5169/seals-56356.

Homza, T.X. 2004. A structural interpretation of the Fish Creek Slide (Lower Cretaceous), northern Alaska. *AAPG Bulletin*, **88**, 265–278, https://doi.org/10.1306/10270303029.

Hsu, K.J. 1959. Flute- and groove-casts in the Prealpine Flysch, Switzerland. *American Journal of Science*, **257**, 529–536, https://doi.org/10.2475/ajs.257.7.529.

Hurford, A.J., Hunziker, J.C. and Stöckhert, B. 1991. Constraints on the late thermotectonic evolution of the western Alps: EVidence for episodic rapid uplift. *Tectonics*, **10**, 758–769, https://doi.org/10.1029/91TC00167.

Hutchinson, P.J. 1987. Morphology and evolution of a shale-filled paleo-channel in the Wilcox Group (Paleocene-Eocene), Southeast Texas. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, **37**, 347–356.

Huvenne, V.A.I., Croker, P.F. and Henriet, J.-P. 2002. A refreshing 3D view of an ancient sediment collapse and slope failure. *Terra Nova*, **14**, 33–40, https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00386.x.

Imbo, Y., De Batist, M., Canals, M., Prieto, M.J. and Baraza, J. 2003. The Gebra Slide: a submarine slide on the Trinity Peninsula Margin, Antarctica. *Marine Geology*, **193**, 235–252, https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00664-3.

Inglis, A., Lepvraud, E., Mousset, E., Salim, A. and Vially, R. 1981. Etude sédimentologique des Grès d'Annot (région de Colmars-les-Alpes et du Col de la Cayolle). ENSPM**Réf. 29765**, 172.

Ivaldi, J.-P. 1974. Origines du matériel détritique des séries 'Grès d'Annot' d'après les données de la Thermoluminescence (TLN et TLA). *Géologie Alpine*, **50**, 75–98.

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L. and Belousova, E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical geology*, **211**, 47–69.

Jean, S. 1985. *Les Grès d'Annot Au N.W. Du Massif de l'Argentera-Mercantour (Zone Subalpine Méridionale Des Alpes Occidentales Françaises) - Sédimentologie - Paléontologie*. Thèse, Université Scientifique et Médicale de Grenoble.

Jean, S., Kerckhove, C., Perriaux, C. and Ravenne, C. 1985. Un modèle paléogène de bassin à turbidites : les Grès d'Annot du NW du massif de L'Argentera-Mercantour. *Géologie Alpine*, **61**, 115–143.

Jimoh, R.O., Tang, Y., Li, J., Awosika, L.F., Li, H., Akinnigbage, E.A. and Adeleye, A.O. 2018. The architecture of the lower parts of submarine canyons on the western Nigerian continental margin. *Acta Oceanologica Sinica*, **37**, 28–40, https://doi.org/10.1007/s13131-018-1242-0.

Joanne, C., Collot, J.-Y., Lamarche, G. and Migeon, S. 2010. Continental slope reconstruction after a giant mass failure, the example of the Matakaoa Margin, New Zealand. *Marine Geology*, **268**, 67–84, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.10.013.

Jobe, Z.R., Lowe, D.R. and Uchytil, S.J. 2011. Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea. *Marine and Petroleum Geology*, **28**, 843–860.

Johnson, D. 1939. *The Origin of Submarine Canyons; a Critical Review of Hypotheses*. Columbia University Press.

Joseph, P. and Lomas, A. 2004. Deep-water sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems-an introduction. *In*: *P. Joseph & A. Lomas, Eds., Deep-Water Sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems*. Geological Society Special Publications**221**, 1–16.

Joseph, P. and Ravenne, C. 2001. Overview of the Grès d'Annot basin.

Joseph, P., Babonneau, N., et al. 2000. The Annot Sandstone Outcrops (French Alps): Architecture Description as Input for Quantification and 3D Reservoir Modeling. *In*: *CD-ROM SEPM Special Publications*. 422–449.

Joseph, P., Callec, Y., Guillocheau, F. and Robin, C. 2005. Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et architecture réservoir des séries Éocène - Oligocène du Sud-Est de la France (Grès d'Annot et systèmes associés) - Excurison ASF n°10 du 7 au 10 Octobre 2005. 152.

Joseph, P., Babonneau, N., Bourgeois, A., Guillocheau, F. and Seguin, J. 2007. T.H. Nielsen, R.D. Shew, G.S. Steffens, and R.J. Studlick, eds., Stratigraphic Architecture, Seismic and Dynamic Signature of Sand-rich Turbidite Ramp: Cime Dieu de Delfy, Grès d'Annot Formation, France. *In*: *Atlas of Deep-Water Outcrops*. AAPG Studies in Geology**56**, 22.

Jubril, M.A. and Amajor, L.C. 1991. The Afam Clay Member: a Lower Miocene incised channel in the south-eastern Niger Delta. *Marine and Petroleum Geology*, **8**, 163–173, https://doi.org/10.1016/0264-8172(91)90004-K.

Kaufmann, F.J. 1886. Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern-Grafenort. Beitr. Geol. Karte Schweiz, 607.

Kempf, O. and Pfiffner, O.A. 2004. Early Tertiary evolution of the North Alpine Foreland Basin of the Swiss Alps and adjoining areas. *Basin Research*, **16**, 549–567, https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2004.00246.x.

Kerckhove, C. 1963. Schéma structural de na nappe du Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye. Trav. Lab. Géol. Grenoble**39**, 7–24.

Kerckhove, C. 1964. Mise en évidence d'une série à caractère d' 'olisthostrome' au sommet des grès d'Annot (Nummulitique autochtone) sur le pourtour des nappes de l'Ubaye (Alpes franco-

italiennes : Basses-Alpes, Alpes maritimes, province de Cuneo). C. R. Acad. Sc. Paris**259**, 4742–4745.

Kerckhove, C. 1965. Structure du Massif du Pelat et des environs d'Allos. Problèmes de paléogéographie subbriançonnaise au Sud de l'Ubaye (nappes de l'Ubaye, Basses Alpes). Trav. Lab. Géol. Grenoble**41**, 33–55.

Kerckhove, C. 1969. La 'zone du Flysch' dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). Géologie Alpine**45**, 5–204.

Kerckhove, C. 1975. Sédimentation chaotique & tectogénese : les olisthostromes des nappes de l'Embrunais - Ubaye (Alpes occidentales françaises). *In*: *IXe Congrès International de Sédimentologie - Thème 4 - Tectonique et Sédimentation*. **2**, 195–207.

Kerckhove, C., Debelmas, J. and Cochonat, P. 1978. Tectonique du soubassement parautochtone des nappes de l'Embrunais-Ubaye sur leur bordure occidentale, du Drac au Verdon. *Géologie Alpine*, **54**, 67–82.

Kindler, P. 1988. Géologie des wildflyschs entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). Thèse, Publications du Département de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève, 134.

King, R.E. 1972. Exploration for Stratigraphic Traps - Present Status and Future Outlook. *In*: *Stratigraphic Oil and Gas Fields - Classification, Exploration Methods, and Case Histories*. A.A.P.G. Memoir**16**, 643–649.

Klett, T.R., Ahlbrandt, T.S., Schmoker, J.W. and Dolton, G.L. 1997. *Ranking of the World's Oil and Gas Provinces by Known Petroleum Volumes*. **97–463**, https://doi.org/10.3133/ofr97463.

Kneller, B. and McCaffrey, W. 1999. Depositional effects of flow nonuniformity and stratification within turbidity currents approaching a bounding slope; deflection, reflection, and facies variation. *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 980–991, https://doi.org/10.2110/jsr.69.980.

Knox, G.J. and Omatsola, E.M. 1989. Development of the Cenozoic Niger Delta in terms of the 'Escalator Regression' model and impact on hydrocarbon distribution. *In*: van der Linden, W. J. M., Cloetingh, S. A. P. L., Kaasschieter, J. P. K., van de Graaff, W. J. E., Vandenberghe, J. and van der Gun, J. A. M. (eds) *Coastal Lowlands: Geology and Geotechnology*. 181–202., https://doi.org/10.1007/978-94-017-1064-0_12.

Kolla, V. and Macurda, D.B.Jr. 1988. Sea-level changes and timing of turbidity-current events in deep-sea fan system. *In*: *Sea-Level Changes : An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 381–392.

Kuehl, S.A., Hariu, T.M. and Moore, W.S. 1989. Shelf sedimentation off the Ganges-Brahmaputra river system: Evidence for sediment bypassing to the Bengal fan. *Geology*, **17**, 1132–1135, https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<1132:SSOTGB>2.3.CO;2.

Kuenen, P.H. 1938. Density curents in connexion with the problem of submarine canyons. *Geological Magazine*, **888**, 241–249.

Kuenen, Ph.H., Faure-Mauret, A., Lanteaume, M. and Fallot, P. 1957. Observations sur les flyschs des Alpes maritimes et italiennes. *Bull. Soc. Géol. France*, **série 6, VII**, 11–26.

Kukowski, N., Schillhorn, T., Huhn, K., von Rad, U., Husen, S. and Flueh, E.R. 2001. Morphotectonics and mechanics of the central Makran accretionary wedge off Pakistan. *Marine Geology*, **173**, 1–19, https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00167-5.

Kulke, H. 1995. Nigeria. *In*: *Regional Petroleumgeology of the World. Part II-Africa, America, Australia and Antartica*. 143–172.

Kvalstad, T.J., Andresen, L., Forsberg, C.F., Berg, K., Bryn, P. and Wangen, M. 2005. The Storegga slide: evaluation of triggering sources and slide mechanics. *In*: Solheim, A., Bryn, P., Berg, K., Sejrup, H. P. and Mienert, J. (eds) *Ormen Lange–an Integrated Study for Safe Field Development in the Storegga Submarine Area*. 245–256., https://doi.org/10.1016/B978-0-08-044694-3.50025-1.

Labaume, P., Ritz, J.-F. and Philip, H. 1989. Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales: leurs relations avec la tectonique compressive. *Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales: leurs relations avec la tectonique compressive*, **308**, 1553–1560.

Labaume, P., Jolivet, M., Souquière, F. and Chauvet, A. 2008. Tectonic control on diagenesis in a foreland basin: combined petrologic and thermochronologic approaches in the Grès d'Annot basin (Late Eocene–Early Oligocene, French–Italian external Alps). *Terra Nova*, **20**, 95–101, https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00793.x.

Labaume, P., Sizun, J.P., et al. 2009. Diagenesis controlled by tectonic burial in a foreland basin turbidite formation. The case example of the Grès d'Annot, French-italian external Alps. *In*: *Geophysical Research Abstracts*. 3.

Laberg, J.S. and Vorren, T.O. 2000. The Trænadjupet Slide, offshore Norway — morphology, evacuation and triggering mechanisms. *Marine Geology*, **171**, 95–114, https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00112-2.

Lacombe, O. and Jolivet, L. 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, **24**, https://doi.org/10.1029/2004TC001673.

Lambert-Aikhionbare, D.O. and Ibe, A.C. 1984. Petroleum Source-Bed Evaluation of Tertiary Niger Delta: discussion. *A.A.P.G. Bulletin*, **68**, 387–389.

Lansigu, C. 2000. Mécanismes de déformation dans les failles, implications sur les circulations de fluides. Thèse de l'Université de Rennes 1, 337.

Lansigu, C. and Bouroullec, R. 2004. Staircase normal fault geometry in the Grès d'Annot (SE France). *Geological Society, London, Special Publications*, **221**, 223–240, https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.221.01.12.

Lanteaume, M. 1961. *Contribution à l'étude Géologique Des Alpes-Maritimes Franco-Italiennes*. Thèses de doctorat, Université de Paris.

Lanteaume, M., Beaudoin, B. and Campredon, R. 1967. *Figures Sédimentaires Du Flysch Grès d'Annot, Synclinal de Peïra-Cava*, édition C.N.R.S.

Lastras, G., Canals, M., Hughes-Clarke, J.E., Moreno, A., De Batist, M., Masson, D.G. and Cochonat, P. 2002. Seafloor imagery from the BIG'95 debris flow, western Mediterranean. *Geology*, **30**, 871–874, https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0871:SIFTBD>2.0.CO;2.

Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., De Batist, M., Calafat, A.M. and Casamor, J.L. 2004. Characterisation of the recent BIG'95 debris flow deposit on the Ebro margin, Western Mediterranean Sea, after a variety of seismic reflection data. *Marine Geology*, **213**, 235–255, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.10.008.

Lastras, G., De Blasio, F.V., Canals, M. and Elverhøi, A. 2005. Conceptual and Numerical Modeling of the BIG'95 Debris Flow, Western Mediterranean Sea. *Journal of Sedimentary Research*, **75**, 784–797, https://doi.org/10.2110/jsr.2005.063.

Lastras, G., Canals, M., et al. 2006. Eivissa slides, western Mediterranean Sea: morphology and processes. *Geo-Marine Letters*, **26**, 225, https://doi.org/10.1007/s00367-006-0032-4.

Lastras, G., Arzola, R.G., Masson, D.G., Wynn, R.B., Huvenne, V.A.I., Hühnerbach, V. and Canals, M. 2009. Geomorphology and sedimentary features in the Central Portuguese submarine canyons, Western Iberian margin. *Geomorphology*, **103**, 310–329, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.06.013.

Lawson, K.D. 1987. *Thrust Geometry and Folding in the Alpine Structural Evolution of Haute Provence*. Ph.D., University College of Swansea.

Le Varlet, X. and Roy, J.P. 1983. Étude de la série priabonienne de la région Vallée de l'Ubaye, Les Trois Evêchés. ENSPM**Réf. 32428**.

Lemoine, M., de Graciansky, P.-C. and Tricart, P. 2000. *De l'océan à La Chaîne de Montagnes : Tectonique Des Plaques Dans Les Alpes*.

Levorsen, A.I. 1936. Stratigraphic versus structural accumulation. *A.A.P.G. Bulletin*, **20**, 521–530.

Levorsen, A.I. 1941. *Stratigraphic Type Oil Fields*. A.A.P.G.

Levorsen, A.I. 1954. *Geology of Petroleum*, Commemorative 2nd Edition. A.A.P.G. Foundation.

Lewis, K.B. 1971. Slumping on a continental slope inclined at 1-4°. *Sedimentology*, **16**, 97–110.

Lewis, K.B. and Barnes, P.M. 1999. Kaikoura Canyon, New Zealand: active conduit from near-shore sediment zones to trench-axis channel. *Marine Geology*, **162**, 39–69, https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00075-4.

Li, X.-H., Faure, M. and Lin, W. 2014. From crustal anatexis to mantle melting in the Variscan orogen of Corsica (France): SIMS U–Pb zircon age constraints. *Tectonophysics*, **634**, 19–30, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.07.021.

Lickorish, W.H. and Ford, M. 1998. Sequential restoration of the external Alpine Digne thrust system, SE France, constrained by kinematic data and synorogenic sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, **134**, 189–211, https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.134.01.09.

Lucente, C.C. and Pini, G.A. 2003. Anatomy and emplacement mechanism of a large submarine slide within a Miocene foredeep in the northern Apennines, Italy: A field perspective. *American Journal of Science*, **303**, 565–602, https://doi.org/10.2475/ajs.303.7.565.

Ludwig, K.R. 2003. User's manual for isoplot 3.00, a geochronlogical toolkit for microsoft excel. *Berkeley Geochronl. Cent. Spec. Publ.*, **4**, 25–32.

Lyons, P.L. and Dobrin, M.B. 1972. Seismic Exploration for Stratigraphic Traps. *In*: *Stratigraphic Oil and Gas Fields - Classification, Exploration Methods, and Case Histories*. A.A.P.G. Memoir**16**, 225–243.

Maino, M. and Seno, S. 2016. The thrust zone of the Ligurian Penninic basal contact (Monte Fronté, Ligurian Alps, Italy). *Journal of Maps*, **12**, 341–351, https://doi.org/10.1080/17445647.2016.1213669.

Maino, M., Casini, L., et al. 2015. Dating shallow thrusts with zircon (U-Th)/He thermochronometry—The shear heating connection. *Geology*, **43**, 495–498, https://doi.org/10.1130/G36492.1.

Malaroda, R. 1970. Carta Geologica des Massiccio dell'Argentera alla scala 1: 50.000. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **9**, 557–663.

Malusà, M.G., Polino, R., Zattin, M., Bigazzi, G., Martin, S. and Piana, F. 2005. Miocene to Present differential exhumation in the Western Alps: Insights from fission track thermochronology. *Tectonics*, **24**, https://doi.org/10.1029/2004TC001782.

Malusà, M.G., Villa, I.M., Vezzoli, G. and Garzanti, E. 2011. Detrital geochronology of unroofing magmatic complexes and the slow erosion of Oligocene volcanoes in the Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, **301**, 324–336, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.019.

Martin, R. 1966. Paleogeomorphology and its application to exploration for oil and gas (with examples from western Canada). *A.A.P.G. Bulletin*, **50**, 2277–2311.

Martinsen, O. 1994. Mass movements. *In*: Maltman, A. (ed.) *The Geological Deformation of Sediments*. 127–165., https://doi.org/10.1007/978-94-011-0731-0_5.

Martinsen, O.J. 1989. Styles of soft-sediment deformation on a Namurian (Carboniferous) delta slope, Western Irish Namurian Basin, Ireland. *Geological Society, London, Special Publications*, **41**, 167–177, https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.041.01.13.

Martinsen, O.J. and Bakken, B. 1990. Extensional and compressional zones in slumps and slides in the Namurian of County Clare, Ireland. *Journal of the Geological Society*, **147**, 153–164, https://doi.org/10.1144/gsjgs.147.1.0153.

Mascle, A., Endignoux, L. and Chennouf, T. 1990. Frontal accretion and piggyback basin development at the southern edge of the Barbados Ridge accretionary complex. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **110**, 17–28.

Masson, D.G., Huggett, Q.J. and Brunsden, D. 1993. The surface texture of the Saharan Debris Flow deposit and some speculations on submarine debris flow processes. *Sedimentology*, **40**, 583–598, https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01351.x.

Massonne, H.-J. and Schreyer, W. 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96**, 212–224, https://doi.org/10.1007/BF00375235.

Matesic, M. 2012. Depositional Environment, Thin Bed Potential, Evaluation Strategy at Offshore Fields, Bay of Bengal, Bangladesh. *Search and Discovery Article*, **#50751**.

Maury, P. and Ricou, L.E. 1983. Le décrochement subbriançonnais: une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique Paris*, **24**, 3–22.

Mayoraz, R., Loup, B. and Homewood, P. 1988. Un paléocanyon oligocène dans ke parautochtone du Haut Val d'Illiez (Valais, Suisse). **81**, 539–551.

Mazières, A., Gillet, H., Castelle, B., Mulder, T., Guyot, C., Garlan, T. and Mallet, C. 2014. High-resolution morphobathymetric analysis and evolution of Capbreton submarine canyon head (Southeast Bay of Biscay—French Atlantic Coast) over the last decade using descriptive and numerical modeling. *Marine Geology*, **351**, 1–12, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.001.

McAdoo, B.G., Orange, D.L., Screaton, E., Lee, H. and Kayen, R. 1997. Slope basins, headless canyons, and submarine palaeoseismology of the Cascadia accretionary complex. *Basin Research*, **9**, 313–324, https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1997.00049.x.

McCollough, E.H. 1934. Structural influence on the accumulation of petroleum in California. *In*: *Problems of Petroleum Geology*. A.A.P.G., 735–760.

McCrory, P. 1996. *Evaluation of Fault Hazards, Northern Coastal California*. Open-File Report **96–656**.

McHugh, C.M., Ryan, W.B.F. and Schreiber, B.C. 1993. The Role of Diagenesis in Exfoliation of Submarine Canyons. *AAPG Bulletin*, **77**, 145–172, https://doi.org/10.1306/BDFF8BB4-1718-11D7-8645000102C1865D.

McMaster, R.L. and Ashraf, A. 1973. Drowned and buried valleys on the southern New England continental shelf. *Marine Geology*, **15**, 249–268, https://doi.org/10.1016/0025-3227(73)90073-X.

Meckel, L.D., Ford, M. and Bernouilli, D. 1996. Tectonic and sedimentary evolution of the Dévoluy Basin, a remnant of the Tertiary western Alpine foreland basin, SE France. *In*: *Géologie de La France*. 3–26.

Menard, G. and Thouvenot, F. 1987. Balanced cross-sections at crustal scale: methods and application to the western Alps. *Geodinamica Acta*, **1**, 35–45, https://doi.org/10.1080/09853111.1987.11105123.

Menard, H.W. 1955. Deep-sea channels, topography and sedimentation. *A.A.P.G. Bulletin*, **39**, 236–255.

Mercier, L., Dall'Asta, M., Migeon, S., Delhaye-Prat, V., Lafont, F. and Rubino, J.-L. 2021. The Afam Canyon : a subsurface case of submarine rectangular drainage pattern and multiphase infilling (Tortonian, Nigeria). *In*: 35th IAS Meeting of Sedimentology, June 21-25, 2021, Prague. 1., https://doi.org/10.13140/RG.2.2.30787.73768.

Merle, O. 1982. Mise en place séquentielle de la Nappe du Parpaillon en Embrunais-Ubaye (Flysch à Helminthoïdes, Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sc. Paris*, **294**, 603–606.

Merle, O. and Brun, J.-P. 1984. The curved translation path of the Parpaillon Nappe (French Alps). *Journal of Structural Geology*, **6**, 711–719.

Micallef, A., Mountjoy, J.J., Barnes, P.M., Canals, M. and Lastras, G. 2014. Geomorphic response of submarine canyons to tectonic activity: Insights from the Cook Strait canyon system, New Zealand. *Geosphere*, **10**, 905–929, https://doi.org/10.1130/GES01040.1.

Michard, A., Avigad, D., Goffé, B. and Chopin, Ch. 2004a. The high-pressure metamorphic front of the south Western Alps (Ubaye-Maira transect, France, Italy). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **84**, 215–235.

Michard, A., Avigad, D., Goffé, B. and Chopin, Ch. 2004b. The high-pressure metamorphic front of the south Western Alps (Ubaye-Maira transect, France, Italy). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **84**, 215–235.

Migeon, S., Mascle, J., Coste, M. and Rouillard, P. 2012. Mediterranean submarine canyons and channels: Morphological and geological backgrounds. *In*: *Mediterranean Submarine Canyons Ecology and Governance*. 27–41.

Miller, K.G., Melillo, A.J., Mountain, G.S., Farre, J.A. and Poag, C.W. 1987. Middle to late Miocene canyon cutting on the New Jersey continental slope: Biostratigraphic and seismic stratigraphic evidence. *Geology*, **15**, 509–512, https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<509:MTLMCC>2.0.CO;2.

Miller, K.G., Kominz, M.A., et al. 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, **310**, 1293–1298, https://doi.org/10.1126/science.1116412.

Mitchell, N.C. 2005. Erosion of canyons in continental slopes. *Geological Society, London, Special Publications*, **244**, 131–140, https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.244.01.08.

Mitchell, N.C. 2006. Morphologies of knickpoints in submarine canyons. *GSA Bulletin*, **118**, 589–605, https://doi.org/10.1130/B25772.1.

Mitchum, R.M.J. and Vail, P.R. 1977. Seismic stratigraphy and global chanes of sea level, Part 7: seismic stratigraphic interpretation procedure. *In*: *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration*. A.A.P.G. Memoir, 135–143.

Monié, P. and Maluski, H. 1983. Donnees geochronologiques 39 Ar- 40 Ar sur le socle ante-permien du Massif de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **S7-XXV**, 247–257, https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXV.2.247.

Morag, N., Avigad, D., Harlavan, Y., McWilliams, M.O. and Michard, A. 2008. Rapid exhumation and mountain building in the Western Alps: Petrology and 40Ar/39Ar geochronology of detritus from Tertiary basins of southeastern France. *Tectonics*, **27**, https://doi.org/10.1029/2007TC002142.

Morley, C.K. and Guerin, G. 1996. Comparison of gravity-driven deformation styles and behavior associated with mobile shales and salt. *Tectonics*, **15**, 1154–1170, https://doi.org/10.1029/96TC01416.

Moscardelli, L., Wood, L. and Mann, P. 2006. Mass-transport complexes and associated processes in the offshore area of Trinidad and Venezuela. *AAPG Bulletin*, **90**, 1059–1088, https://doi.org/10.1306/02210605052.

Mosher, D.C. and Campbell, D.C. 2011. The Barrington Submarine Mass-Transport Deposit, Western Scotian Slope, Canada, https://doi.org/10.2110/sepmsp.096.151.

Mountain, G.S. 1987. Cenozoic margin construction and destruction offshore New Jersey. *In*: *Timing and Depositional History of Eustatic Sequences: Constraints on Seismic Stratigraphy*. Spec. Publ.—Cushman Found. Foraminiferal Res, 57–83.

Mountain, G.S., Damuth, J.E., McHugh, C.M.G., Lorenzo, J.M. and Fulthorpe, C.S. (eds). 1996. *Origin, Reburial, and Significance of a Middle Miocene Canyon, New Jersey Continental Slope*, Mountain, G.S., Miller, K.G., Blum, P., Poag, C.W., and Twitchell, D.C. Proceedings of the Ocean Drilling Program.

Mountjoy, J.J., Barnes, P.M. and Pettinga, J.R. 2009. Morphostructure and evolution of submarine canyons across an active margin: Cook Strait sector of the Hikurangi Margin, New Zealand. *Marine Geology*, **260**, 45–68, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.01.006.

Mulder, T. and Alexander, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, **48**, 269–299.

Mulder, T. and Cochonat, P. 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, **66**, 43–57, https://doi.org/10.1306/D42682AC-2B26-11D7-8648000102C1865D.

Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B. and Jouanneau, J.-M. 2001. Twentieth century floods recorded in the deep Mediterranean sediments. *Geology*, **29**, 1011–1014, https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<1011:TCFRIT>2.0.CO;2.

Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.-C. and Savoye, B. 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, **20**, 861–882, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.01.003.

Mulder, T., Callec, Y., et al. 2010. High-resolution analysis of submarine lobes deposits: Seismic-scale outcrops of the Lauzanier area (SE Alps, France). *Sedimentary Geology*, **229**, 160–191, https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.11.005.

Muller, M. 2019. *Etude Du Contact Stratigraphique Basal et Sommital Des Schistes à Blocs Dans Le Massif Des Trois Evêchés (Alpes Du Sud)*. Mémoire de stage - ENS2 ENSEGID.

Murat, R.C. 1972. Stratigraphy and palaeogeography of the Cretaceous and Lower Tertiary in southern Nigeria. *In*: *Geology*. 251–266.

Mutti, E. 1979. Turbidites et cônes sous-marins profonds. *In*: *Sédimentation Détritique (Fluviatile, Littorale et Marine), Cours de 3e Cycle En Sciences de La Terre*.

Mutti, E. 1992. *Turbidite Sandstones*, Agip-Istituto di Geologia, Università di Parma.

Mutti, E. and Normark, W.R. 1991. An integrated approach to the study of turbidite systems. *In*: *P. Weimer & Martin H. Link, Eds., Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Frontiers in Sediimentary Geology, 75–106.

Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., Biase, D. di and Cavanna, G. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, **20**, 733–755, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.09.001.

Nakajima, T., Kakuwa, Y., et al. 2014. Formation of pockmarks and submarine canyons associated with dissociation of gas hydrates on the Joetsu Knoll, eastern margin of the Sea of Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, **90**, 228–242, https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.10.011.

Neuendorf, K.K.E., Mehl, J.P.Jr. and Jackson, J.A. 2005. *Glossary of Geology*. American Geological Institute.

Niger Delta Stratigraphic Commission. 1996a. *Niger Delta Cenozoic Chronostratigraphic Chart*.

Niger Delta Stratigraphic Commission. 1996b. *Niger Delta Cenozoic Geologic Data Table*.

Nissen, S.E., Haskell, N.L., Steiner, C.T. and Coterill, K.L. 1999. Debris flow outrunner blocks, glide tracks, and pressure ridges identified on the Nigerian continental slope using 3-D seismic coherency. *The Leading Edge*, **18**, 529–640.

Noda, A., TuZino, T., Furukawa, R., Joshima, M. and Uchida, J. 2008. Physiographical and sedimentological characteristics of submarine canyons developed upon an active forearc slope: The Kushiro Submarine Canyon, northern Japan. *GSA Bulletin*, **120**, 750–767, https://doi.org/10.1130/B26155.1.

Normark, T. 1970. Growth patterns of deep-sea fans. **54**, 2170–2195.

Normark, W.R. and Carlson, P.C. 2003. Giant submarine canyons: Is size any clue to their importace in rock record ? *GSA Bulletin*, **370**, 1–15.

North, F.K. 1985. *Petroleum Geology*, Allen&Unwin.

Nugraha, H.D., Jackson, C.A.-L., Johnson, H. and Hodgson, D. 2020. Seismic expression, structure and evolution of flow cells within a mass-transport complex.

O'Leary, D.W. 1991. Structure and morphology of submarine slab slides: Clues to origin and behavior. *Marine Geotechnology*, **10**, 53–69, https://doi.org/10.1080/10641199109379882.

Olivet, J.-L. 1996. Cinématique de la plaque ibérique. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine*, **20**, 22407–22433.

Omatsola, E.M. and Cordey, W.G. 1976. *The Afam Formation, Its Stratigraphy, Microfauna and Environment of Deposition*. internal report.

Onézime, J., Faure, M. and Crévola, G. 1999. Étude pétro-structurale du complexe granitique Rouet — Plan-de-la-Tour (massifs des Maures et du Tanneron occidental, Var). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, **328**, 773–779, https://doi.org/10.1016/S1251-8050(99)80170-0.

Orange, D.L. and Breen, N.A. 1992. The effects of fluid escape on accretionary wedges 2. Seepage force, slope failure, headless submarine canyons, and vents. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **97**, 9277–9295, https://doi.org/10.1029/92JB00460.

Orange, D.L., Anderson, K. and Breen, N.A. 1994. Regular canyon spacing in the submarine environment; the link between hydrology and geomorphology. *GSA Today*, **4**, 36–39.

Orife, J.M. and Avbovbo, A.A. 1982. Stratigraphic and Unconformity Traps in the Niger Delta. **130**, 251–265.

Owoyemi, A.O. and Willis, B.J. 2006. Depositional Patterns Across Syndepositional Normal Faults, Niger Delta, Nigeria. *Journal of Sedimentary Research*, **76**, 346–363, https://doi.org/10.2110/jsr.2006.025.

Palanques, A., Durrieu de Madron, X., et al. 2006. Suspended sediment fluxes and transport processes in the Gulf of Lions submarine canyons. The role of storms and dense water cascading. *Marine Geology*, **234**, 43–61, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.09.002.

Paquette, J.-L., Ménot, R.-P., Pin, C. and Orsini, J.-B. 2003. Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: evidence from precise U–Pb zircon dating through a crustal cross-section in Corsica. *Chemical Geology*, **198**, 1–20, https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00401-1.

Paull, C.K. and Neumann, A.C. 1987. Continental margin brine seeps: Their geological consequences. *Geology*, **15**, 545–548, https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<545:CMBSTG>2.0.CO;2.

Paull, C.K., Caress, D.W., et al. 2013. Anatomy of the La Jolla Submarine Canyon system; offshore southern California. *Marine Geology*, **335**, 16–34, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.10.003.

Peakall, J., McCaffrey, B. and Kneller, B. 2000. A Process Model for the Evolution, Morphology, and Architecture of Sinuous Submarine Channels. *Journal of Sedimentary Research*, **70**, 434–448, https://doi.org/10.1306/2DC4091C-0E47-11D7-8643000102C1865D.

Peres, W.E. 1990. *Seismic-Stratigraphic Study of the Oligocene-Miocene Shelf-Fed Turbidite Systems of the Campos Basin, Brazil*. PhD thesis, University of Texas at Austin.

Peres, W.E. and Arso, L.R. 1986. O uso da sísmica na delimitação de acumulações de hidrocarbonetos na Bacia de Campos, Brazil. *Boletin Tecnico Arpel*, **15**, 101–115.

Perotti, E., Bertok, C., d'Atri, A., Martire, L., Piana, F. and Catanzariti, R. 2012. A tectonically-induced Eocene sedimentary mélange in the West Ligurian Alps, Italy. *Tectonophysics*, **568–569**, 200–214, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.005.

Petters, S.W. 1984. An ancient submarine canyon in the Oligocene-Miocene of the western Niger Delta. *Sedimentology*, **31**, 805–810, https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1984.tb00887.x.

Piana, F., Musso, A., et al. 2009. New data on post-Eocene tectonic evolution of the External Ligurian Briançonnais (Western Ligurian Alps). *Italian Journal of Geosciences*, **128**, 353–366, https://doi.org/10.3301/IJG.2009.128.2.353.

Piana, F., Battaglia, S., et al. 2014. Illite (KI) and chlorite (AI) "crystallinity" indices as a constraint for the evolution of the External Briançonnais Front in Western Ligurian Alps (NW Italy). *Italian Journal of Geosciences*, **133**, 445–454.

Piana, F., Barale, L., Bertok, C., d'Atri, A., Irace, A. and Mosca, P. 2021. The Alps-Apennines Interference Zone: A Perspective from the Maritime and Western Ligurian Alps. *Geosciences*, **11**, 185, https://doi.org/10.3390/geosciences11050185.

Pickering, K.T. and Hilton, V.C. 1998. *Turbidite Systems of Southeast France: Application to Hydrocarbon Prospectivity*.

Pochat, S. and Van Den Driessche, J. 2007. Impact of synsedimentary metre-scale normal fault scarps on sediment gravity flow dynamics: An example from the Grès d'Annot Formation, SE France. *Sedimentary Geology*, **202**, 796–820, https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.09.005.

Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Normand, A., Dinu, C. and Le Drezen, E. 2004. The Danube submarine canyon (Black Sea): morphology and sedimentary processes. *Marine Geology*, **206**, 249–265, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.03.003.

Popoff, M. 1988. Du Gondwana à l'atlantique sud: les connexions du fossé de la bénoué avec les bassins du Nord-Est brésilien jusqu'à l'ouverture du golfe de Guinée au crétacé inférieur. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, **7**, 409–431, https://doi.org/10.1016/0899-5362(88)90086-3.

Porębski, S.J. and Steel, R.J. 2003. Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands. *Earth-Science Reviews*, **62**, 283–326, https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00161-7.

Porębski, S.J. and Steel, R.J. 2006. Deltas and Sea-Level Change. *Journal of Sedimentary Research*, **76**, 390–403, https://doi.org/10.2110/jsr.2006.034.

Posamentier, H.W. and Kolla, V. 2003. Seismic Geomorphology and Stratigraphy of Depositional Elements in Deep-Water Settings. *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 367–388, https://doi.org/10.1306/111302730367.

Posamentier, H.W. and Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - Sequence and Systems Tract Models. *In*: *Sea-Level Changes - An Intergrated Approach*. SEPM Special Publication**42**, 125–154.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T. and Vail, P.R. 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition I—conceptual Framework. *In*: *Sea-Level Changes - An Intergrated Approach*. SEPM Special Publication**42**, 109–124.

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*. Frontiers in Sedimentary Geology, 127–136., https://doi.org/10.1007/978-1-4684-8276-8_6.

Posamentier, H.W., Martinsen, O.J. and Shipp, R.C. 2011. The character and genesis of submarine mass-transport deposits: insights from outcrop and 3D seismic data. *In*: *Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings*. SEPM, Special Publication, 7–38.

Pratson, L.F. 1993. *Morphologic Studies of Submarine Sediment Drainage*. PhD thesis, Columbia University.

Pratson, L.F. and Coakley, B.J. 1996a. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *Geological Society of America Bulletin*, **108**, 225–234.

Pratson, L.F. and Coakley, B.J. 1996b. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *Geological Society of America Bulletin*, **108**, 225–234.

Pratson, L.F. and Haxby, W.F. 1996. What is the slope of the U.S. continental slope? *Geology*, **24**, 3–6.

Pratson, L.F., Ryan, W.B.F., Mountain, G.S. and Twichell, D.C. 1994. Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: Evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. *GSA Bulletin*, **106**, 395–412, https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0395:SCIBDE>2.3.CO;2.

Pratson, L.F., Nittrouer, C.A., et al. 2007a. Seascape Evolution on Clastic Continental Shelves and Slopes. *In*: *Continental Margin Sedimentation : From Sediment Transport to Sequence Stratigraphy*. International Association of Sedimentologists Special Publication, 339–380., https://doi.org/10.1002/9781444304398.ch7.

Pratson, L.F., Nittrouer, C.A., et al. 2007b. Seascape Evolution on Clastic Continental Shelves and Slopes. *In*: *Continental Margin Sedimentation : From Sediment Transport to Sequence Stratigraphy*. International Association of Sedimentologists Special Publication, 339–380., https://doi.org/10.1002/9781444304398.ch7.

Prior, D.B., Bornhold, B.D. and Johns, M.W. 1984. Depositional Characteristics of a Submarine Debris Flow. *The Journal of Geology*, **92**, 707–727, https://doi.org/10.1086/628907.

Puigdefàbregas, C., Gjelberg, J. and Vaksdal, M. 2004. The Grès d'Annot in the Annot syncline: outer basin-margin onlap and associated soft-sediment deformation. *In*: *P. Joseph & A. Lomas, Eds., Deep-Water Sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems*. Geological Society Special Publications**221**, 367–388.

Raffi, I., Wade, B.S., et al. 2020. Chapter 29 - The Neogene Period. *In*: Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D. and Ogg, G. M. (eds) *Geologic Time Scale 2020*. 1141–1215., https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00029-2.

Rasmussen, E.S. 1994. The relationship between submarine canyon fill and sea-level change: an example from Middle Miocene offshore Gabon, West Africa. *Sedimentary Geology*, **90**, 61–75, https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90017-5.

Ratzov, G., Sosson, M., Collot, J.-Y. and Migeon, S. 2012. Late Quaternary geomorphologic evolution of submarine canyons as a marker of active deformation on convergent margins: The example of the South Colombian margin. *Marine Geology*, **315–318**, 77–97, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.05.005.

Ravenne, C., Vially, R., Riché, P. and Trémolières, P. 1987. Sédimentation et tectonique dans le bassin marin Éocène supérieur-Oligocène des Alpes du Sud. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, **42**, 529–553.

Reijers, T.J.A. 2011. Stratigraphy and sedimentology of the Niger Delta. *Geologos*, **17**, 133–162, https://doi.org/10.2478/v10118-011-0008-3.

Reijers, T.J.A., Petters, S.W. and Nwajide, C.S. 1997. Chapter 7 The niger delta basin. *In*: Selley, R. C. (ed.) *Sedimentary Basins of the World*. African Basins, 151–172., https://doi.org/10.1016/S1874-5997(97)80010-X.

Ricou, L.E. 1981. Glissement sénestre des nappes penniques le long de la bordure nord de l'Argentera; son rôle dans le jeu de l'arc alpin. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **292, Série II**, 1305–1308.

Ricou, L.E. and Siddans, A.W.B. 1986. Collision tectonics in the Western Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, **19**, 229–244, https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.13.

Rittenhouse, G. 1972. Stratigraphic-trap classification. *In*: *Stratigraphic Oil and Gas Fields - Classification, Exploration Methods, and Case Histories*. A.A.P.G. Memoir**10**, 14–28.

Robb, J.M. 1984. Spring sapping on the lower continental slope, offshore New Jersey. *Geology*, **12**, 278–282.

Rosenbaum, G., Lister, G.S. and Duboz, C. 2002. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *In*: *Reconstruction of the Evolution of the Alpine-Himalayan Orogeny. Journal of the Virtual Explorer, 2002*.

Rossi, P., Cocherie, A., Fanning, C.M. and Deloule, É. 2006. Variscan to eo-Alpine events recorded in European lower-crust zircons sampled from the French Massif Central and Corsica, France. *Lithos*, **87**, 235–260, https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.06.009.

Rouby, D., Nalpas, T., Jermannaud, P., Robin, C., Guillocheau, F. and Raillard, S. 2011. Gravity driven deformation controlled by the migration of the delta front: The Plio-Pleistocene of the Eastern Niger Delta. *Tectonophysics*, **513**, 54–67, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.026.

Ryan, W., Cita, M., Miller, E.R., Hanselman, D.F., Nesteroff, W., Hecker, B. and Nibbelink, M.F. 1978. Bedrock geology in new england submarine canyons. *Ocean Acta*, **1**, 233–254.

Salles, L., Ford, M. and Joseph, P. 2014. Characteristics of axially-sourced turbidite sedimentation on an active wedge-top basin (Annot Sandstone, SE France). *Marine and Petroleum Geology*, **56**, 305–323, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.01.020.

Sanchez, G. 2010. *Chronologie et Évolution de La Déformation de La Croûte Moyenne à La Surface Dans Un Prisme Collisionel En Décrochement - Impacts Sur l'aléa Sismo-Gravitaire: Exemple Des Alpes SUd-Occidentales*. Nice Sophia Antipolis.

Sanchez, G., Rolland, Y., et al. 2011a. Dating low-temperature deformation by 40Ar/39Ar on white mica, insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps). *Lithos*, **125**, 521–536, https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.03.009.

Sanchez, G., Rolland, Y., Jolivet, M., Brichau, S., Corsini, M. and Carter, A. 2011b. Exhumation controlled by transcurrent tectonics: the Argentera–Mercantour massif (SW Alps). *Terra Nova*, **23**, 116–126, https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.00991.x.

Saugy, L. and Eyer, J.A. 2003. Fifty years of Exploration in the Niger Delta (West Africa). *In*: *Giant Oil and Gas Fields of the Decade 1990-1999*. A.A.P.G. Memoir, 211–226.

Scarselli, N., McClay, K. and Elders, C. 2019. Seismic Examples of Composite Slope Failures (Offshore North West Shelf, Australia). *In*: *Submarine Landslides*. 261–276., https://doi.org/10.1002/9781119500513.ch16.

Schettino, A. and Scotese, C.R. 2002. Clobal kinematic constraints to the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *In*: *Reconstitution of the Evolution of the Alpine-Himalayan Orogeny. Journal of the Virtual Explorer, 2002*.

Schmid, S.M., Pfiffner, O.A., Froitzheim, N., Schönborn, G. and Kissling, E. 1996. Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, **15**, 1036–1064, https://doi.org/10.1029/96TC00433.

Schneegans, D. 1938. La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye. Thèse de la faculté des Sciences de Grenoble, 339.

Scholl, D.W., Buffington, E.C., Hopkins, D.M. and Alpha, T.R. 1970. The structure and origin of the large submarine canyons of the Bering Sea. *Marine Geology*, **8**, 187–210, https://doi.org/10.1016/0025-3227(70)90043-5.

Séranne, M. 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: An overview. *In*: *The Mediterranean Basins : Tertiary Extension within the Alpine Orogen.* Geological Society, London, Special Publication**156**, 15–36.

Seyve, C., Aigbe, A., et al. 2008. *Afam Intepretation and Context - Onshore EPNL Synthesis - Niger Delta*.

Shell Companies in Nigeria. 2010. *SCiN 2010 Chronostratigraphic Chart*.

Shepard, F.P. 1933. Submarine Valleys. *Geographical Review*, **23**, 77–89, https://doi.org/10.2307/209555.

Shepard, F.P. 1972. Submarine canyons. *Earth-Science Reviews*, **8**, 1–12, https://doi.org/10.1016/0012-8252(72)90032-3.

Shepard, F.P. 1977. *Geological Oceanography: Evolution of Coasts, Continental Margins and the Deep-Sea Floor*, Crane, Russak.

Shepard, F.P. 1981a. Submarine Canyons: Multiple Causes and Long-Time Persistence. *AAPG Bulletin*, **65**, 1062–1077, https://doi.org/10.1306/03B59459-16D1-11D7-8645000102C1865D.

Shepard, F.P. 1981b. Submarine Canyons: Multiple Causes and Long-Time Persistence. *AAPG Bulletin*, **65**, 1062–1077, https://doi.org/10.1306/03B59459-16D1-11D7-8645000102C1865D.

Shepard, F.P. and Dill, R.F. 1966. *Submarine Canyons and Other Sea Valleys*.

Short, K.C. and Stäuble, A.J. 1967. Outline of Geology of Niger Delta. *AAPG Bulletin*, **51**, 761–779, https://doi.org/10.1306/5D25C0CF-16C1-11D7-8645000102C1865D.

Siddans, A.W. 1979. Arcuate fold thrust system in the Subalpine Chains of Southeast France. *Journal of Structural Geology*, **1**.

Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, C., Corsini, M. and Fornari, M. 2009. 40Ar/ 39Ar dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31–34 Ma). *Terra Nova*, **21**, 127–136, https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00865.x.

Sinclair, H.D. 1994. The influence of lateral basinal slopes on turbidite sedimentation in the Annot sandstones of SE France. *Journal of Sedimentary Research*, **64**, 42–54, https://doi.org/10.1306/D4267CFD-2B26-11D7-8648000102C1865D.

Sinclair, H.D. 2000. Delta-Fed Turbidites Infilling Topographically Complex Basins: A New Depositional Model for the Annot Sandstones, SE France. *Journal of Sedimentary Research*, **70**, 504–519, https://doi.org/10.1306/2DC40923-0E47-11D7-8643000102C1865D.

Sinclair, H.D. and Allen, P.A. 1992. Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. *Basin Research*, **4**, 215–232.

Sinclair, H.D., Coakley, B.J., Allen, P.A. and Watts, A.B. 1991. Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the Central Alps, Switzerland. *Tectonics*, **10**, 599–620.

Sneider, J.S. 2013. Shelf Margin Deltas and Associated Deep-Water Deposits: Implications on Reservoir Distribution and Hydrocarbon Entrapment, Block VI-1, Ulleung Basin, East Sea, South Korea, https://doi.org/10.5724/gcs.03.23.0473.

Solheim, A., Berg, K., Forsberg, C.F. and Bryn, P. 2005. The Storegga Slide complex: repetitive large scale sliding with similar cause and development. *Marine and Petroleum Geology*, **22**, 97–107, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.10.013.

Sommaruga, A. 1997. Geology of the central Jura and the Molasse Basin: new insight into an evaporite-based foreland and thrust belt. *Thèse de l'Université de Neuchâtel*, **12**, 176.

Song, G.-S., Ma, C.-P. and Yu, H.-S. 2000. Fault-controlled genesis of the Chilung Sea Valley (northern Taiwan) revealed by topographic lineaments. *Marine Geology*, **169**, 305–325, https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00084-0.

Sosson, M., Chemenda, A., Jorand, C. and Boutelier, D. 2002. Delamination of the subducting continental lithosphere triggers exhumation of UHP/LT and rocks following HT events.

Soulet, Q., Migeon, S., Gorini, C., Rubino, J.-L., Raisson, F. and Bourges, P. 2016. Erosional versus aggradational canyons along a tectonically-active margin: The northeastern Ligurian margin (western Mediterranean Sea). *Marine Geology*, **382**, 17–36, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.09.015.

Soutter, E.L., Kane, I.A. and Huuse, M. 2018. Giant submarine landslide triggered by Paleocene mantle plume activity in the North Atlantic. *Geology*, **46**, 511–514, https://doi.org/10.1130/G40308.1.

Speijer, R.P., Pälike, H., Hollis, C.J., Hooker, J.J. and Ogg, J.G. 2020. Chapter 28 - The Paleogene Period. *In*: Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D. and Ogg, G. M. (eds) *Geologic Time Scale 2020*. 1087–1140., https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00028-0.

Stacey, J.T. and Kramers, L. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and planetary science letters*, **26**, 207–221.

Stacher, P. 1995. Present understanding of the Niger Delta hydrocarbon habitat. *In*: *Geology of Deltas*. 257–268.

Stampfli, G.M. and Marchant, R.H. 1997. Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps. *In*: *Deep Structure of the Swiss Alps - Results from NRP 20*. 223–239.

Stanley, D.G. 1963. Vertical petrographic variability in Annot sandstone turbidites; some preliminary observations and generalizations. *Journal of Sedimentary Research*, **33**, 783–788, https://doi.org/10.1306/74D70F2E-2B21-11D7-8648000102C1865D.

Stanley, D.J. 1961. *Études Sédimentologiques Des Grès d'Annot et de Lers Équivalents Latéraux*. Thèse de doctorat en Sciences Naturelles, Université de Grenoble.

Stanley, D.J. 1975. Submarine canyon and slope sedimentation (Grès d'Annot) in French Maritime Alps. *In*: Proc. IX Intern. Cong. Sedim. 129.

Stanley, D.J. and Kelling, G. 1978. *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches*, Dowden, Hutchinson and Ross, Inc.

Steen, D.M. 1972. *Étude Géologique et Pétrographique Du Complexe Ophiolitique de La Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France)*. Mémoire Département Minéraux Université Genève.

Steen, D.M. 1975. Géologie et métamorphisme du complexe ophiolitique de la Haute-Ubaye. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **55**, 523–566.

Stoker, S.J., Gray, J.C., Haile, P., Andrews, I.J. and Cameron, T.D.J. 2006. The importance of stratigraphic plays in the UK Central Graben. *In*: *The Deliberate Search for the Stratigraphic Trap*. Geological Society London Special Publication**254**, 153–167.

Stow, D. a. V. 1985. Deep-sea clastics: where are we and where are we going? *Geological Society, London, Special Publications*, **18**, 67–93, https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1985.018.01.05.

Strachan, L.J. 2002. *From Geometry to Genesis: A Comparative Field Study of Slump Deposits and Their Modes of Formation*. Unpublished Ph.D., Univerity of Cardiff.

Strahler, A.N. 1954. Quantitative geomorphology of erosional landscapes. *In*: 19th Intern. Geol. Cong., Algiers, 1952. 341–354.

Strahler, A.N. 1957. Quantitative Analysis of Whatershed Geomorphology. *Transactions, American Geophysical Union*, **38**, 913–920.

Sullivan, R. and Sullivan, M. 2007. Origin of Eocene Depositional Sequences in the Sacramento Basin, California: The Interplay of Tectonics and Eustasy. *Search and Discovery Article*, **50054**, 8.

Sullivan, R. and Sullivan, M. 2013. Markley Submarine Canyon or SOmething Different? A New Eocene Canyon in the Sacramento Basin, Northern California. *Search and Discovery Article*, 35.

Suter, J.R. and Berryhill, H.L.Jr. 1985. Late Quaternary shelf-margin deltas, northwest Gulf of Mexixo. *AAPG Bulletin*, **69**, 77–91.

Sztrákos, K. and du Fornel, E. 2003. Stratigraphie, paléoécologie et foraminifères du paléogène des Alpes Maritimes et des Alpes de Haute-Provence (Sud-Est de la France). 229–267.

Tapponnier, P. 1977. Evolution tectonique du systeme alpin en Mediterranee; poinconnement et ecrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **S7-XIX**, 437–460, https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.3.437.

Tempier, C. 1979. Plis et chevauchements dans la couverture sédimentaire autochtone secondaire et tertiaire des Alpes-Maritimes. Relations avec le comportement dishamonique de la couverture. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **288 (8 janiver 1979), série D**, 39–41.

Terry, R.D. and Chilingar, G.V. 1955. Summary of 'Concerning some additional aids in studiying sedimentary formations' by M.S. Shvetsov. *Journal of Sedimentary Petrology*, **25**, 229–234.

Thomas, J.C., Claudel, M.E., Collombet, M., Tricart, P., Chauvin, A. and Dumont, T. 1999. First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the French Penninic Alps: evidence for Tertiary counterclockwise rotations in the Western Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**, 561–574, https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00182-X.

Tomasso, M. and Sinclair, H.D. 2004. Deep-water sedimentation on an evolving fault-block: the Braux and St Benoit outcrops of the Grès d'Annot. *In*: *P. Joseph & A. Lomas, Eds., Deep-Water Sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems*. Geological Society Special Publications**221**, 267–283.

Tournadour, E., Mulder, T., et al. 2017. Submarine canyon morphologies and evolution in modern carbonate settings: The northern slope of Little Bahama Bank, Bahamas. *Marine Geology*, **391**, 76–97, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.07.014.

Tricart, P. 2004. From extension to transpression during the final exhumation of the Pelvoux and Argentera massifs, Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97**, 429–439, https://doi.org/10.1007/s00015-004-1138-1.

Trincardi, F. and Argnani, A. 1990. Gela submarine slide: A major basin-wide event in the plio-quaternary foredeep of Sicily. *Geo-Marine Letters*, **10**, 13, https://doi.org/10.1007/BF02431017.

Trincardi, F. and Normark, W.R. 1989. Pleistocene Suvero slide, Paola basin, southern Italy. *Marine and Petroleum Geology*, **6**, 324–335, https://doi.org/10.1016/0264-8172(89)90029-9.

Trullenque, G., Kunze, K., Heilbronner, R., Stünitz, H. and Schmid, S.M. 2006. Microfabrics of calcite ultramylonites as records of coaxial and non-coaxial deformation kinematics: Examples from the Rocher de l'Yret shear zone (Western Alps). *Tectonophysics*, **424**, 69–97, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.06.004.

Tubau, X., Lastras, G., Canals, M., Micallef, A. and Amblas, D. 2013. Significance of the fine drainage pattern for submarine canyon evolution: The Foix Canyon System, Northwestern Mediterranean Sea. *Geomorphology*, **184**, 20–37, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.11.007.

Tuttle, M.L., Brownfield, M.E. and Charpentier, R.R. 1999. Tertiary Niger Delta (Akata-Agbada) Petroleum System (701901), Niger Delta Province, Nigeria, Cameroon and Equatorial Guinea, Africa. *In*: *The Niger Delta Petroleum System: Niger Delta Province, Nigeria, Cameroon, and Equatorial Guinea, Africa*. U.S. Geological Survey Open-File Report**99-50-H**, 4–44.

Twichell, D.C. and Roberts, D.G. 1982. Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson arid Baltimore Canyons. *Geology*, **10**, 408–412, https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<408:MDADOS>2.0.CO;2.

Twiss, R.J. and Morres, E.M. 2007. *Structural Geology*, W.H. Freeman and Compagny.

Udo, O.T. and Ekweozor, C.M. 1988. Comparative source rock evaluation of Opuama Channel Complex and adjacent producing area of Niger Delta. *Nigeria Association of Petroleum Exploration Bulletin*, **3**, 10–27.

Ujowundu, T., Delhaye-Prat, V. and Aigbe, A. 2008. Growth faults as major drivers for canyon development in the Niger Delta, Nigeria. *In*: *Extended Abstract* – NAPE annual conference.

Vail, P.R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation, using sequence stratigraphy. Part I: Seismic stratigraphic procedure. *In*: *Atlas of Seismic Stratigraphy 1*. A.A.P.G. Studies in Geology, 1–10.

Vail, P.R., Jr, R.M.M. and Iii, S.T. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 3. Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigrapic Interpretation. *In*: *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. A.A.P.G. Memoir**26**, 63–81.

Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. and Perez-Cruz, C. 1991. The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology - an Overview. *In*: *Cycles and Events in Stratigraphy*. 617–659.

Vail, R. and Mitchum, R.M.Jr. 1979. *Global Cycles of Relative Changes of Sea Level from Seismic Stratigraphy*. A.A.P.G. Memoir.

Van den Berg, M.W. and Van Hoof, T. 2001. The Maas Terrace sequence of Maastricht, SE Netherlands; evidence for 200 m of late Neogene and Quaternary surface uplift. *In*: *Maddy, D., Macklin, M.G., Woodward, J.C. (Eds.), River Basin Sediment Systems; Archives of Environmental Change*. 45–86.

Vanneste, M., Mienert, J. and Bünz, S. 2006. The Hinlopen Slide: A giant, submarine slope failure on the northern Svalbard margin, Arctic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, **245**, 373–388, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.02.045.

Varnes, D.J. 1978. Slope movement types and processes. *In*: *Landslides, Analysis and Control*. Special Report**176**, 11–33.

Varrone, D. and Clari, P. 2003. Évolution stratigraphique et paléo-environnementale de la Formation à Microcodium et des Calcaires à Nummulites dans les Alpes Maritimes franco-italiennes. *Geobios*, **36**, 775–786, https://doi.org/10.1016/j.geobios.2003.09.001.

Vaslet, D. 1979. *Analyse Structurale de La Terminaison Sud-Orientale Du Massif de l'Argentera-Mercantour Dans La Région de Vièvе et Tende*. Thèse de l'Université de Caen.

Veatch, A.C. and Smith, P.A. 1939. Atlantic Submarine Valleys of the United States and the Congo Submarine Valley. *Geological Society of America, Special Papers*, **7**.

Vincelette, R.R., Beaumont, E.A. and Foster, N.H. 1999. Classification of exploration traps. *In*: *Exploring for Oil and Gas Traps*. A.A.P.G. Treatise of Petroleum Geology, Handbook of Petroleum Geology, 1–42.

Vinnels, J.S., Butler, R.W.H., McCaffrey, W.D. and Lickorish, W.H. 2010. Sediment Distribution and Architecture Around a Bathymetrically Complex Basin: An Example from the Eastern Champsaur Basin, Se France. *Journal of Sedimentary Research*, **80**, 216–235, https://doi.org/10.2110/jsr.2010.025.

Von der Borch, C.C., Grady, A.E., Aldam, R., Miller, D., Neumann, R., Rovira, A. and Eickhoff, K. 1985. A large-scale meandering submarine canyon: outcrop example from the late Proterozoic Adelaide Geosyncline, South Australia. *Sedimentology*, **32**, 507–518, https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1985.tb00467.x.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., et al. 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 295–305, https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00101-9.

Walker, R.G. 1978. Deep-Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps1. *AAPG Bulletin*, **62**, 932–966, https://doi.org/10.1306/C1EA4F77-16C9-11D7-8645000102C1865D.

Warburton, A.J. 1986. The ophiolite-bearing Schistes Lustrés nappe in Alpine Corsica: a model for the emplacement of ophiolites that suffered HP/LT metamorphism. *Geological Society of America Memoir*, **164**, 313–331.

Waters, C.N. 1990. The Cenozoic tectonic evolution of Alpine Corsica. *Journal of the Geological Society, London*, **147**, 811–824.

Wazi, N., Gigot, P. and Lanteaume, M. 1985. Découverte de 'Schistes à blocs' ausommet de la série paléogène du synclinal de Peïra-Cava (Alpes maritimes) : conséquence sur l'évolution tectonosédimentaire. *Bull. Soc. Géol. France*, **1**, 491–494.

Weber, K.J. 1971. Sedimentological aspects of oil fields in the Niger Delta. *Geologie en Mijnbouw*, **50**, 553–576.

Weber, K.J. and Daukoru, E.M. 1975. Petroleum geological aspects of the Niger Delta. *In*: *Proceedings of the Ninth World Petroleum Congress*. 209–221.

Weber, M.E., Wiedicke, M.H., Kudrass, H.R., Hübscher, C. and Erlenkeuser, H. 1997. Active growth of the Bengal Fan during sea-level rise and highstand. *Geology*, **25**, 315–318, https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0315:AGOTBF>2.3.CO;2.

Wegmann, K. and Pazzaglia, F.J. 2009. Late Quaternary fluvial terraces of the Romagna and Marche Appenines, Italy. *Quaternary Science Reviews*, **28**, 137–165.

Wiedenbeck, M.A.P.C., Alle, P., Corfu, F.Y., Griffin, W.L., Meier, M., Orbeli, F.V. and Spiegel, W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards newsletter*, **19**, 1–23.

Wilhelm, O. 1945. Classification of petroleum reservoirs. *A.A.P.G. Bulletin*, **29**, 1537–1579.

Winkelmann, D., Geissler, W., Schneider, J. and Stein, R. 2008. Dynamics and timing of the Hinlopen/Yermak Megaslide north of Spitsbergen, Arctic Ocean. *Marine Geology*, **250**, 34–50, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.11.013.

Winn, R.D., Jr. and Dott, R.H., Jr. 1977. Large-scale traction-produced structures in deep-water fan-channel conglomerates in southern Chile. *Geology*, **5**, 41–44, https://doi.org/10.1130/0091-7613(1977)5<41:LTSIDF>2.0.CO;2.

Winn, R.D., Jr. and Dott, R.H., Jr. 1979. Deep-water fan-channel conglomerates of Late Cretaceous age, southern Chile. *Sedimentology*, **26**, 203–228, https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1979.tb00351.x.

Wu, S. and Bally, A.W. 2000. Slope tectonics and contrasts of structural styles of salt and shale tectonics of the northern Gulf of Mexico with shale tectonics of offshore Nigeria in Gulf of Guinea. *In*: *Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 151–172.

Wynn, R.B., Cronin, B.T. and Peakall, J. 2007. Sinuous deep-water channels: Genesis, geometry and architecture. *Marine and Petroleum Geology*, **24**, 341–387, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.06.001.

Yu, H.-S. and Jiunn Chenn Lu. 1995. Development of the shale diapir-controlled Fangliao Canyon on the continental slope off southwestern Taiwan. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, **11**, 265–276, https://doi.org/10.1016/0743-9547(95)00004-C.

Zernitz, E.R. 1932. Drainage Patterns and Their Significance. *The Journal of Geology*, **40**, 498–521.

ANNEXES

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE A. ANALYSE BIOSTRATIGRAPHIQUE DES FAUNES MARINES CONTENUES DANS LES SCHISTES BRUNS.....403

ANNEXE B. ANALYSES U/Pb EFFECTUÉES SUR LES ZIRCONS DÉTRITIQUES DES SCHISTES BRUNS ET DES GRÈS D'ANNOT.....411

LISTE DES FIGURES ANNEXES

Figure B-1. Planche photographique des zircons détritiques et des localisations des spots LASER de l'échantillon Bo28b…….. 411

Figure B-2. Planche photographique des zircons détritiques et des localisations des spots LASER de l'échantillon Bo28b…….. 412

Figure B-3. Planche photographique des zircons détritiques et des localisations des spots LASER de l'échantillon Bo28b…….. 413

Figure B-4. Planche photographique des zircons détritiques et des localisations des spots LASER de l'échantillon Bo28b…….. 414

Figure B-5. Diagramme de probabilité relative pour l'échantillon Bo28b. Les âges sont en Ma….419

Figure B-6. Diagramme de probabilité relative pour l'échantillon Bo30. Les âges sont en Ma…. 419

Figure B-7. Diagramme de probabilité relative pour l'échantillon Bo32. Les âges sont en Ma…. 420

Figure B-8. Diagramme de probabilité relative pour l'échantillon Bo33. Les âges sont en Ma…. 420

LISTE DES TABLEAUX ANNEXES

Tableau A-1. Liste des échantillons fournis pour l'analyse biostratigraphique……..….. 404

Tableau A-2. Résultats de l'analyse biostratigraphique : âges et zonation (nannoplancton calcaire et foraminifères)……... 409

Tableau B-1. Données brutes et réduites de l'échantillon Bo28b…….415

Tableau B-2. Données brutes et réduites de l'échantillon Bo30……416

Tableau B-3. Données brutes et réduites de l'échantillon Bo32……417

Tableau B-4. Données brutes et réduites de l'échantillon Bo33……418

ANNEXE A. ANALYSES BIOSTRATIGRAPHIQUES DES FAUNES MARINES C0NTENUES DANS LES SCHISTES BRUNS

GEOBIOSTRATDATA.CONSULTING
SIREN: 534636543 RCS LYON
Siret: 53463654300017
TVA: FR 91 534636543

Adresse: 385 Route du mas Rillier
69140 Rillieux la Pape, France
Tel: +33(0)6.82.14.35.26

http://www.geobiostratdata.com
E-mail: geobiostratdata@gmail.com
Tel: +33(0)6.82.14.35.26

Projet Alpes du Sud, France :
analyses biostratigraphiques

Dr. Speranta-Maria POPESCU

A.1. OBJECTIF

L'objectif principal de ce projet est d'apporter un calage biostratigraphique d'échantillons des Alpes du Sud (France) à partir d'une analyse pluridisciplinaire (nannoplancton calcaire, foraminifères planctoniques et benthiques). Les échantillons (Tableau 1) ont été fournis par CNRS – GEOAZUR – UMR7329, sans aucune autre indication si ce n'est la région.

Echantillons				
eBo16/WP319	eBo27/WP55	eBo40	eBo34/WP117	eBo21/WP321
eBo17/WP383	eBo23/WP007	eBo39/WP950	eBo37/WP137	eBo15/318

Tableau A-1. Liste des échantillons fournis pour l'analyse biostratigraphique.

A.2. MATÉRIEL ET MÉTHODES

Deux groupes d'organismes ont été recherchés : les nannofossiles calcaires (sur les 10 échantillons), les foraminifères planctoniques et benthiques (sur les 10 échantillons).

L'étude des nannofossiles calcaires (www.geobiostratdata.com) a été effectuée à partir de lames minces, préparées selon les techniques usuelles et analysées avec un microscope polarisant en utilisant un objectif à magnification x1200. Selon la préservation des nannofossiles, trois groupes d'échantillons ont été définis :

- préservation bonne, où plus de 75% des spécimens ont pu être identifiés au niveau du genre et de l'espèce ;
- préservation moyenne, où 50 à 75% des spécimens ont pu être identifiés au niveau du genre et de l'espèce ; les autres nannofossiles présentant des anomalies ou des dissolutions ;
- préservation mauvaise, où moins de 50% des spécimens ont pu être identifiés au niveau du genre et de l'espèce.

L'étude des foraminifères planctoniques a été effectuée après l'obtention des résidus de lavage et tamisage à 50, 150 et 200 micromètres pour les sédiments non consolidés. Les résidus obtenus sont pauvres en foraminifères et l'échantillon eBo17/WP383 est stérile. Au total, 37 foraminifères planctoniques et 133 foraminifères benthiques ont été isolés, appartenant à 13 espèces pour les foraminifères planctoniques et à 25 espèces pour les foraminifères benthiques. L'identification des espèces a été effectuée selon la nomenclature usuelle (Bolli *et al.*, 1994 ; Cicha *et al.*, 1998 ; Olsson *et al.*, 1999 ; Pearson *et al.*, 2006 ; Petrizzo *et al.*, 2011 ; Spezzaferi *et al.*, 2018 ; Wade *et al.*, 2018). Les foraminifères isolés présentent des différences de conservation, causées apparemment par différents environnements sédimentaires, la diagenèse et la durée du transport vers le milieu de dépôt. Les degrés de conservation suivants ont été distingués :

1) tests parfaitement préservés, sans remplissage minéral dans les chambres (uniquement *Bolivina oligocenica varica* de l'échantillon eBo16/WP319 ;
2) tests calciques recristallisés blanchâtres translucides (fragments de foraminifères planctoniques) ;
3) traces translucides brunâtres ou verdâtres recristallisées avec une surface polie, souvent fragmentée (la plupart des spécimens planctoniques et benthiques calcaires) ;
4) comme précédemment mais le test s'est effondré lors du compactage diagénétique de la roche (fragments de foraminifères planctoniques, apparemment aplatis) ;
5) tests pyritisés, moisissures de pyrite ou tests partiellement pyritisés, limonitisés de façon secondaire (peu de foraminifères planctoniques) ;
6) traces fortement corrodés, absolument indéterminables composées de calcite recristallisée blanchâtre translucide et visibles sous forme de sections à la surface de petites lentilles de carbonate – elles peuvent résulter de la dissolution de la pression diagénétique dans la roche carbonatée (principalement des foraminifères planctoniques) ;
7) tests agglutinés avec remplissage sombre plus ou moins contrasté de la lumière de la chambre.

A.3. ANALYSES BIOSTRATIGRAPHIQUES

A.3.1. Échantillon eBo15

Nannoplancton calcaire: *Coccolithus pelagicus* (FO : NP2, Danien – Présent), *Cyclicargolithus floridanus* (FO : NP15, Lutétien – LO : NN6, Serravallien), *Discoaster deflandrei* (FO : NP10, Yprésien – LO : NN7, Tortonien), *Pontosphaera multipora* (FO : NP10, Yprésien – Présent), *Reticulofenestra bisecta* (FO : NP17, Bartonien basal – LO : NN1, Aquitanien), *Reticulofenestra hillae* (FO : NP17, Bartonien – LO : NP22, Rupélien), *Reticulofenestra umbilicus* (FO : NP16, Lutétien basal – LO : NP22, Rupélien), *Sphenolithus moriformis* (FO : NP5, Sélandien – LO : NN15, Zancléen).
Préservation : modérée.
Remaniements : peu, du Crétacé supérieur.

Foraminifères planctoniques : *Catapsydrax unicavus*, *Turborotalia* gr. *ampliapertura*? (Bartonien supérieur – Rupélien , E13 – O2), genre indéterminé.
Foraminifères benthiques : *Chrysalogonium*? sp., *Strictocostella matanzana* juvénile, *Gyroidina octocamerata*, *Eponides subumbonatus*.

Age : Eocène supérieur (Priabonien) - Oligocène inférieur (Rupélien), NP21 – NP22, E13 – O1.

A.3.2. Échantillon eBo16

Nannoplancton calcaire: *Blackites spinosus* (FO : NP14, Lutétien basal – LO : NP23, Rupélien), *Coccolithus formosus* (FO : NP12, Yprésien – LO : NP21, Rupélien), *Coccolithus pelagicus* (FO : NP2 Danien – Présent), *Cyclicargolithus floridanus* (FO : NP15, Lutétien – LO : NN6, Serravallien), *Discoaster barbadiensis* (FO : NP11, Yprésien – LO : NP19-20, Priabonien), *Discoaster deflandrei* (FO : NP10, Yprésien – LO : NN7, Tortonien), *Isthmolithus recurvus* (FO : NP 19-20, Priabonien – LO : NP22, Rupélien), *Lanternitus minutus* (FO : NP14b, Lutétien basal – LO : NP23, Rupélien), *Pontosphaera enormis* (FO : NP10, Yprésien – LO : NP26, Chattien), *Reticulofenestra bisecta* (FO : NP17, Bartonien basal – LO : NN1, Aquitanien), *Reticulofenestra dictyoda* (FO : NP13, Yprésien – LO : NP26, Chattien), *Reticulofenestra hillae* (FO : NP17, Bartonien – LO : NP22, Rupélien), *Reticulofenestra reticulata* (FO : NP16, Lutétien – LO : NP19-20, Priabonien), *Reticulofenestra umbilicus* (FO : NP16, Lutétien basal – LO : NP22, Rupélien), *Sphenolithus moriformis* (FO : NP5, Sélandien – LO : NN15, Zancléen), *Zygrhablithsu bijugatus* (FO : NP9, Thanétien – LO : NN1, Aquitanien).
Préservation : modérée.
Remaniements : peu, Crétacé supérieur.

Foraminifères planctoniques : *Parasubbotina inaequispira*, *Subbotina* cf. *eocaena*, *Subbotina* sp. indet.,?*Globoturborotalita ouachitaensis* (Lutétien – Aquitanien, E10 – M1b).
Foraminifères benthiques : *Adercotryma* sp., *Strictocostella* cf. *minuta*, *Chrysalogonium*? sp., *Pleurostomella subnodosa*, *Neugeborina*? sp. , *Bolivina oligocaenica varica*, *Eponides subumbonatus*, *Gyroidina octocamerata*, *Cibicidoides subspiratus* , genre indéterminé.

Age : Eocène supérieur, Priabonien (NP19/NP20, E14-E16).

A.3.3. Échantillon eBo17

Nannoplancton calcaire, foraminifères planctoniques et benthiques : stérile.

A.3.4. Échantillon eBo21

Nannoplancton calcaire: *Chiasmolithus altus* (FO : NP16, Lutétien – LO : NP25, Chattien), *Cyclicargolithus abisectus* (FO : NP21, Rupélien basal – LO : NN1, Aquitanien supérieur), *Cyclicargolithus floridanus* (FO : NP15, Lutétien – LO : NN6, Serravallien), *Coccolithus formosus* (FO : NP12, Yprésien – LO : NP21, Rupélien), *Coccolithus pelagicus* (FO : NP2, Danien – Présent), *Pontosphaera multipora* (FO : NP10, Yprésien – Présent), *Pontosphaera plana* (FO : NP5, Sélandien – LO : NP23, Rupélien), *Reticulofenestra circus* (FO : NP 22, Rupélien basal – LO : NP23, Rupélien terminal), *Reticulofenestra hillae* (FO : NP17, Bartonien – LO : NP22, Rupélien), *Sphenolithus moriformis* (FO : NP5, Sélandien – LO : NN15, Zancléen).
Préservation : modérée.
Remaniements : peu, du Crétacé supérieur.

Foraminifères planctoniques : *Turborotalia* gr. *ampliapertura*? (Bartonien supérieur – Rupélien, E13-O2), genre indéterminé.
Foraminifères benthiques : *Cibicidoides grimsdalei*, *Pararotalia* sp. juvénile, genre indéterminé.

Age : Oligocène inférieur (Rupélien, NP21 – NP22).

A.3.5. Échantillon eBo23

Nannoplancton calcaire: *Chiasmolithus altus* (FO : NP16, Lutétien – LO : NP25, Chattien), *Coccolithus formosus* (FO : NP12, Yprésien – LO : NP21, Rupélien), *Coccolithus pelagicus* (FO : NP2, Danien - Présent), *Cyclicargolithus floridanus* (FO : NP15, Lutétien – LO : NN6, Serravallien), *Discoaster deflandrei* (FO : NP10, Yprésien – LO : NN7, Tortonien), *Reticulofenestra bisecta* (FO : NP17, Bartonien basal – LO : NN1, Aquitanien), *Reticulofenestra hillae* (FO : NP17, Bartonien – LO : NP22, Rupélien), *Reticulofenestra umbilicus* (FO : NP16, Lutétien basal – LO : NP22, Rupélien), *Sphenolithus moriformis* (FO : NP5, Sélandien – LO : NN15, Zancléen).
Préservation : modérée.
Remaniements : peu, Crétacé supérieur.

Foraminifères planctoniques : *Pseudohastigerina naguewichiensis*? (Priabonien supérieur, Rupélien basal, E15- O1) , genre indéterminé.
Foraminifères benthiques : stérile.

Age : Eocène supérieur, Priabonien – Oligocène inferieur, Rupélien basal (NP19 – NP21, E15-O1).

A.3.6. Échantillon eBo27

Nannoplancton calcaire: *Chiasmolithus altus* (FO : NP16, Lutétien – LO : NP25, Chattien), *Coccolithus formosus* (FO : NP12, Yprésien – LO : NP21, Rupélien), *Coccolithus pelagicus* (FO : NP2 Danien - Présent), *Cyclicargolithus floridanus* (FO : NP15, Lutétien – LO : NN6, Serravallien), *Discoaster deflandrei* (FO : NP10, Yprésien – LO : NN7, Tortonien), *Pontosphaera plana* (FO : NP5, Sélandien – LO : NP23, Rupélien), *Reticulofenestra bisecta* (FO : NP17, Bartonien basal – LO : NN1, Aquitanien), *Reticulofenestra hillae* (FO : NP17, Bartonien – LO : NP22, Rupélien), *Reticulofenestra umbilicus* (FO : NP16, Lutétien basal – LO : NP22, Rupélien), *Sphenolithus moriformis* (FO : NP5, Sélandien – LO : NN15, Zancléen).
Préservation : modérée.
Remaniements : peu, Crétacée supérieur.

Foraminifères planctoniques : *Acarinina boudreauxi*, *Parasubbotina* cf. *varianta* , *Subbotina* cf. *corpulenta* , *Subbotina* spp. indet. , genre indéterminé.
Foraminifères benthiques : *Recurvoides retroseptus*, *Lenticulina* sp. indet., *Siphonodosaria* cf. *gracillima*, *Chrysalogonium*? sp., *Neugeborina*? sp., *Buliminella grata*, *Globocassidulina* sp. indet., *Anomalinoides alazanensis*, *Cibicidoides subspiratus*, *Cibicidoides grimsdalei*, *Eponides subumbonatus*, *Cribroparella pteromphalia*, *Gyroidina octocamerata*, *Gyroidina medicea*, *Cibicides pygmeus*, genre indéterminé.

Autres: Echinoidea.

Age : Eocène supérieur, Priabonien – Oligocène inférieur, Rupélien basal (NP18 – NP22, E15 – O1).

A.3.7. Échantillon eBo34

Nannoplancton calcaire: stérile.
Foraminifères planctoniques : ?*Ciperoella angulioficinalis* (Priabonien – LanghieEocène supérieurn), genre indéterminé.
Foraminifères benthiques : stérile.

Age : Eocène supérieur (Priabonien) – Miocène (Langhien), E16-M5, si le seul spécimen de *C. angulioficinalis* est en place.

A.3.8. Échantillon eBo37

Nannoplancton calcaire: *Chiasmolithus altus* (FO : NP16, Lutétien – LO : NP25, Chattien), *Coccolithus formosus* (FO : NP12, Yprésien – LO : NP21, Rupélien), *Coccolithus pelagicus* (FO : NP2, Danien – Présent), *Cyclicargolithus abisectus* (FO : NP21, Rupélien basal – LO : NN1, Aquitanien supérieur), *Cyclicargolithus floridanus* (FO : NP15, Lutétien – LO : NN6, Serravallien), *Discoaster deflandrei* (FO : NP10, Yprésien – LO : NN7, Tortonien), *Pontosphaera multipora* (FO : NP10, Yprésien – Présent), *Pontosphaera plana* (FO : NP5, Sélandien – LO : NP23, Rupélien), *Reticulofenestra hillae* (FO : NP17, Bartonien – LO : NP22, Rupélien), *Sphenolithus moriformis* (FO : NP5, Sélandien – LO : NN15, Zancléen).
Préservation : modérée.
Remaniements : peu, du Crétacé supérieur.

Foraminifères planctoniques : *Globigerina officinalis*, *Subbotina* cf. *linaperta*, ?*Turborotalia* gr. *ampliapertura* (Bartonien supérieur – Rupelien , E13-O2), genre indéterminé.
Foraminifères benthiques : *Glomospira* sp. juv., *Recurvoides retroseptus*, *Thalmannorecurvoides* sp. juv., *Ammosphaeroidina*? sp., Nothia gr. *excelsa*, *Neugeborina*? sp., *Strictocostella* cf. *minuta*, *Cibicidoides* sp. indéterminé (5), genre indéterminé (2).

Autres: Porifera.

Age : Oligocène inférieur (Rupélien, NP21 – NP22).

A.3.9. Échantillon eBo39

Nannoplancton calcaire: *Chiasmolithus altus* (FO : NP16, Lutétien – LO : NP25, Chattien), *Coccolithus formosus* (FO : NP12, Yprésien – LO : NP21, Rupélien), *Coccolithus pelagicus* (FO : NP2, Danien - Présent), *Cyclicargolithus floridanus* (FO : NP15, Lutétien – LO : NN6, Serravallien), *Discoaster deflandrei* (FO : NP10, Yprésien – LO : NN7, Tortonien), *Isthmolithus recurvus* (FO : NP 19-20, Priabonien – LO : NP22, Rupélien), *Pontosphaera multipora* (FO : NP12, Yprésien – Présent), *Pontosphaera plana* (FO : NP5, Sélandien – LO : NP23 Rupélien), *Reticulofenestra bisecta* (FO : NP17, Bartonien basal – LO : NN1, Aquitanien), *Reticulofenestra hillae* (FO : NP17, Bartonien – LO : NP22, Rupélien), *Reticulofenestra umbilicus* (FO : NP16, Lutétien basal – LO : NP22, Rupélien), *Sphenolithus moriformis* (FO : NP5, Sélandien – LO : NN15, Zancléen).
Préservation : modérée.
Remaniements : beaucoup, du Crétacé supérieur et de L'Eocène moyen-supérieur.

Foraminifères planctoniques : *Gansserina wiedenmayeri* (Campanien- Maastrichtien, remanié).
Foraminifères benthiques : stérile.

Age : Eocène supérieur (Priabonien) – Oligocène inférieur (Rupélien basal), NP19/NP20 – NP22.

A.3.10. Échantillon eBo40

Nannoplancton calcaire: *Chiasmolithus altus* (FO : NP16, Lutétien – LO : NP25, Chattien), *Coccolithus formosus* (FO : NP12, Yprésien – LO : NP21, Rupélien), *Coccolithus pelagicus* (FO : NP2, Danien – Présent), *Cyclicargolithus floridanus* (FO : NP15, Lutétien – LO : NN6, Serravallien), *Discoaster deflandrei* (FO : NP10, Yprésien – LO : NN7, Tortonien), *Reticulofenestra hillae* (FO : NP17, Bartonien – LO : NP22, Rupélien), *Reticulofenestra umbilicus* (FO : NP16, Lutétien basal – LO : NP22, Rupélien), *Sphenolithus moriformis* (FO : NP5, Sélandien – LO : NN15, Zancléen).
Préservation : modérée.
Remaniements : peu, Crétacé supérieur.

Foraminifères planctoniques : genre indéterminé.
Foraminifères benthiques : *Adercotryma* sp.

Autres: Porifera.

Age : Eocène supérieur (Priabonien) - Oligocène inférieur (Rupélien basal), NP18 - NP22.

A.4. CONCLUSIONS ET SYNTHÈSE

Les échantillons étudiés présentent une préservation moyenne pour les nannofossiles calcaires et mauvaise pour les foraminifères. L'âge des échantillons est compris entre l'Eocène supérieur (Priabonien) et l'Oligocène inferieur (Rupélien) (Tableau 2). Concernant le paléoenvironnement, il s'agit de conditions marines d'après les nannofossiles. La présence des foraminifères planctoniques et benthiques indique des conditions restrictives (hypoxique – anoxique) si les espèces sont en place.

Echantillon	Age	Zones de Nannofossiles calcaires	Zones de Foraminifères planctoniques
eBo16/WP319	Eocène supérieur (Priabonien)	NP19 – NP20	E14 – E16
eBo17/WP383	Echantillon stérile – âge indéfini	–	–
eBo27/WP55	Eocène supérieur (Priabonien) - Oligocène inférieur (Rupélien basal)	NP18 – NP22	E15 – O1
eBo23/WP007	Eocène supérieur (Priabonien) - Oligocène inférieur (Rupélien basal)	NP19 – NP21	E15 – O1
eBo40	Eocène supérieur (Priabonien) - Oligocène inférieur (Rupélien basal)	NP18 – NP22	–
eBo39/WP950	Eocène supérieur (Priabonien) - Oligocène inférieur (Rupélien basal)	NP19 – NP20	–
eBo34/WP117	Eocène supérieur (Priabonien) – Miocène (Langhien) si le seul spécimen de *C. angulofficinalis* est en place	–	E16 – M5
eBo37/WP137	Oligocène inférieur (Rupélien, NP21 – NP22)	NP 21 – NP22	E13 – O1
eBo21/WP321	Oligocène inférieur (Rupélien, NP21 – NP22)	NP 21 – NP22	E13 – O1
eBo15/WP318	Eocène supérieur (Priabonien) - Oligocène inférieur (Rupélien)	NP21 – NP22	E13 – O1

Tableau A-2. Résultats de l'analyse biostratigraphique : âges et zonation (nannoplancton calcaire et foraminifères).

A.5. RÉFÉRENCES

Bolli, H.M., Beckmann, J.P., Saunders, J.B. (eds), 1994. Benthic foraminiferal biostratigraphy of the South Carribean Region. Cambridge University Press, pp. 408.

Cicha, I., Rögl, F., Rupp, C., Čtyroká, J. (eds), 1998. Oligocene–Miocene Foraminifera of the Central Paratethys. Verlag Waldemar Kramer, Franfurkt am Main, pp. 325.

Morkhoven, van, F.P.C.M., Berggren, W.A., and Edwards, A.S. 1986. Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. Bulletin des Centres Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, Memoir 11, 1-423, Pau.

Olsson, R.K., Hemleben, Ch., Berggren, W.A., Huber, B.T. (eds.), 1999. Atlas of Paleocene Planktonic Foraminifera. *Smithsonian Contributions to Paleobiology*, 85, 252 pp., Washington.

Pearson, P.N., Olsson, R.K., Huber, B.T., Hemleben, C., and Berggren, W.A. (eds), 2006. Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera. *Cushman Foundation Special Publication* No. 41, 514 pp., Fredericksburg.

Perch-Nielsen, K. (1985). Cenozoic calcareous nannofossils. *In*, Bolli, H. M. , Saunders, J. B. & Perch-Nielsen, K. (eds) *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge 427-555.

Spezzaferri, S., Olsson, R.K., Hemleben, C., Wade, B.S., Coxall, H.K., 2018. Taxonomy, biostratigraphy and phylogeny of Oligocene and Lower Miocene Globoturborotalia. In wade, B.S., Olsson, R.K., Pearson, P.N., Huber, B.T., & Berggren, W.A. (eds). Atlas of Oligocene Palnktonic foraminifera. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication. 46 (Chap 8) : 231-268.

Petrizzo, M.R, Premoli Silva, I., Verga, D., 2011. Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera. International School on Planktonic Foraminifera, 3rd Course 2004. New Editing 2011. Universities of Perugia and Milan, 1-265.

Wade, B.S., Olsson, R.K., Pearson, P.N., Huber, B.T. and Berggren, W.A. (eds.), 2018. Atlas of Oligocene Planktonic Foraminifera. *Cushman Foundation Special Publication* No. 46, London.

ANNEXE B. ANALYSES U/Pb EFFECTUÉES SUR LES ZIRCONS DÉTRITIQUES DES SCHISTES BRUNS ET DES GRÈS D'ANNOT

B.1. OBJECTIF

L'annexe B a pour but de compiler les données brutes et les résultats d'analyse concernant les datations U/Pb effectuées par Yamirka Rojas-Agramonte de l'Institut für Geowissenschaften, (Petrologie und Geodynamik) Christian-Albrechts-Universität de Kiel. Les échantillons ont été préparés par Anna Hagen, qui possède la même filiation. Le protocole expérimental est détaillé dans la section XI.2.3. de ce mémoire. Quatre échantillons provenant de niveaux turbidites ont été prélevés : l'échantillon Bo28b provient des Grès d'Annot, et les échantillons Bo30, Bo32 et Bo33 des Schistes Bruns. Les planches photographiques des zircons détritiques ainsi que les localisations des spots LASER seront présentées, puis les données brutes ainsi que données réduites (suppression des valeurs aberrantes), et enfin l'histogramme de probabilité relative pour chaque échantillon.

B.2. PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES DES ZIRCONS DÉTRITIQUES

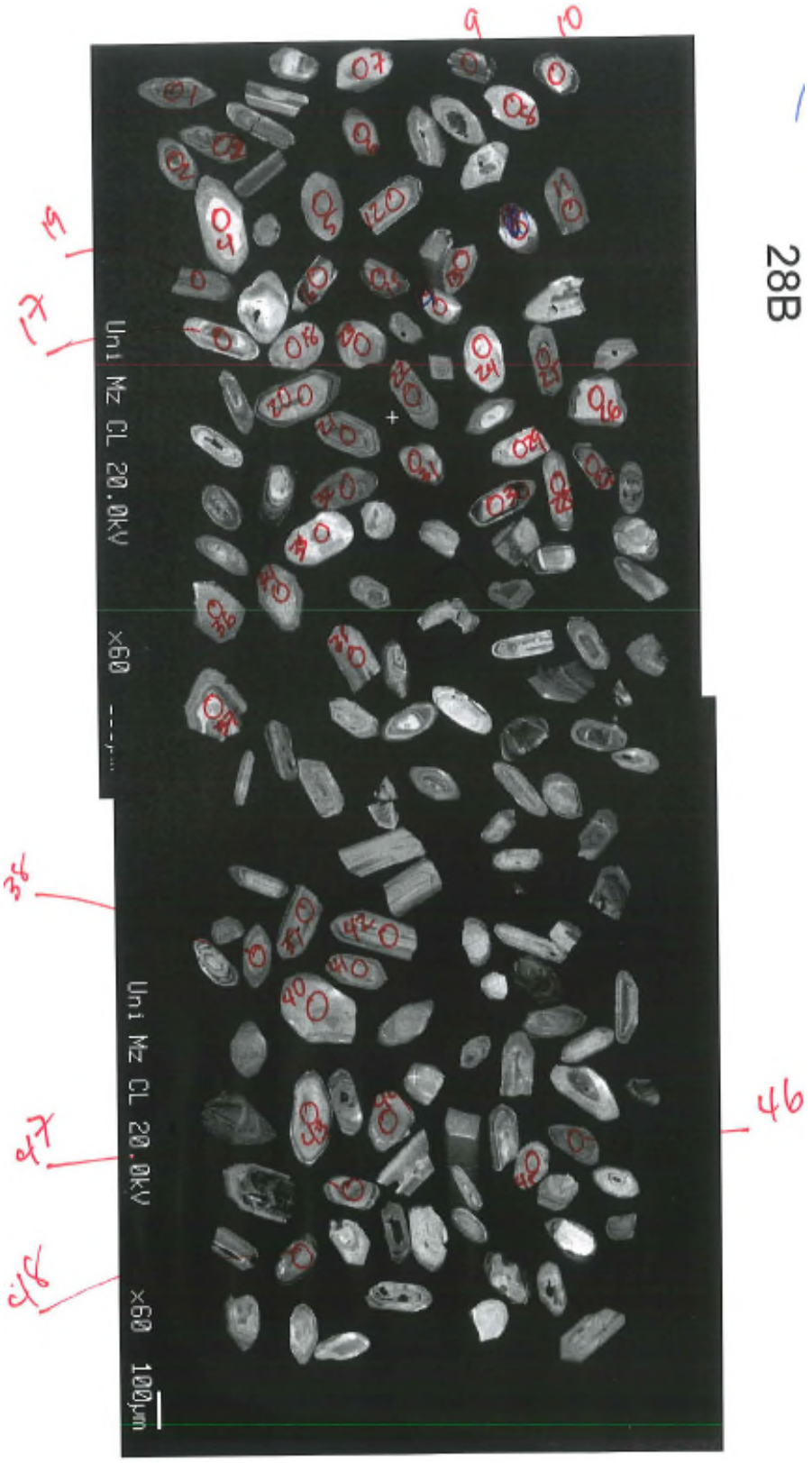


Figure B-1. Planche photographique des zircons détritiques et des localisations des spots LASER de l'échantillon Bo28b.

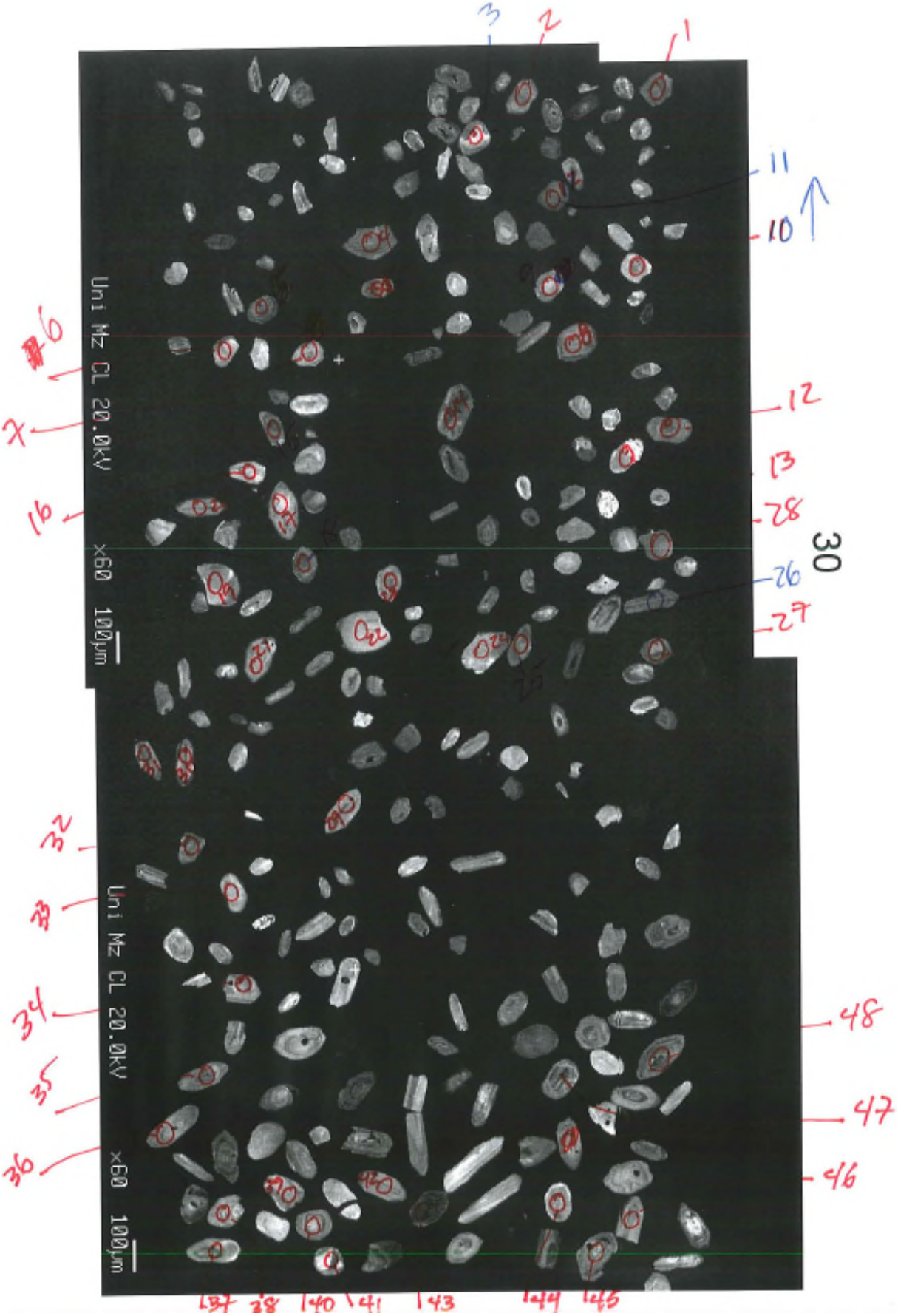


Figure BXIII-2. Planche photographique des zircons détritiques et des localisations des spots LASER de l'échantillon Bo30.

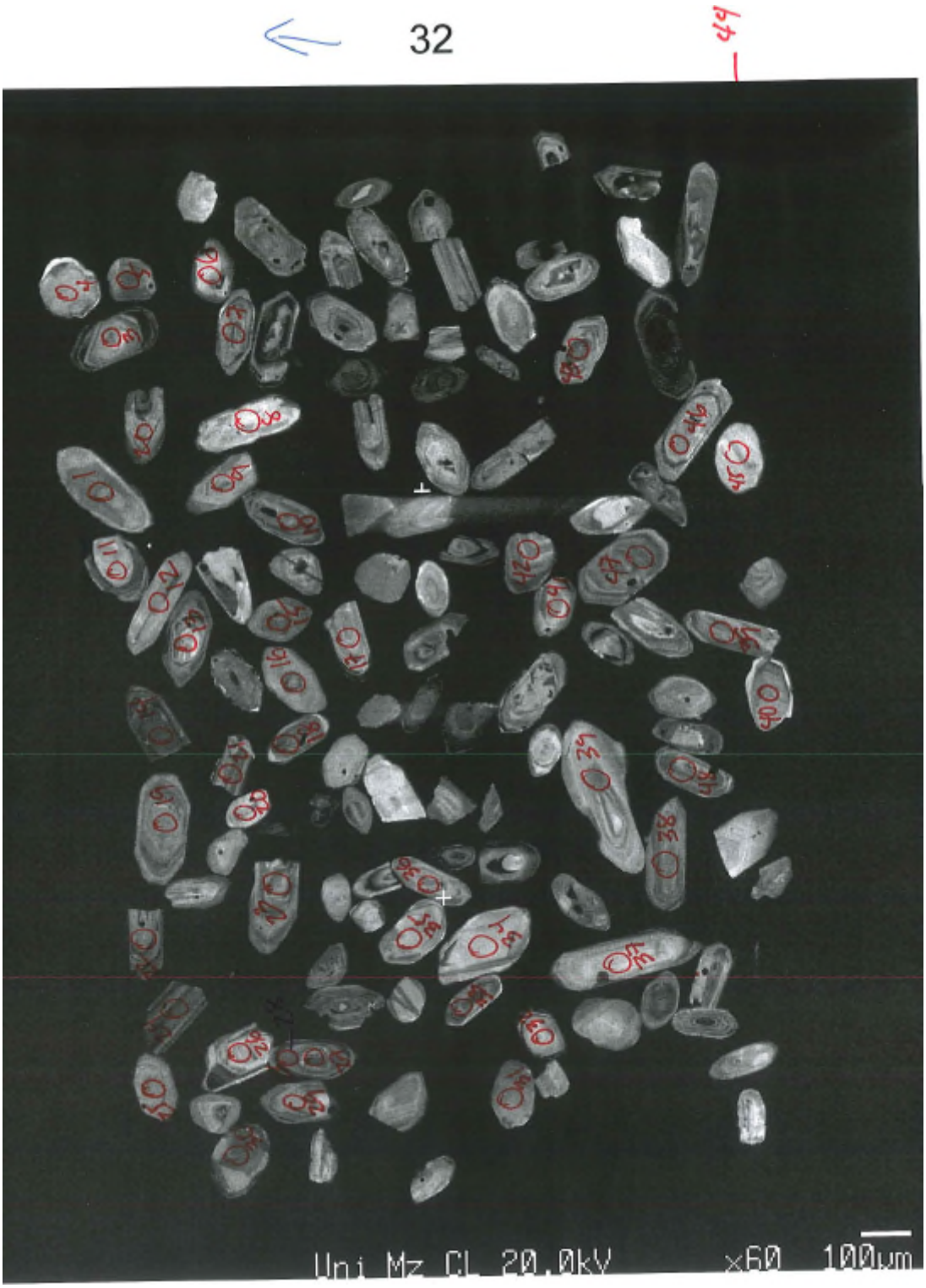


Figure B-3. Planche photographique des zircons détritiques et des localisations des spots LASER de l'échantillon Bo32.

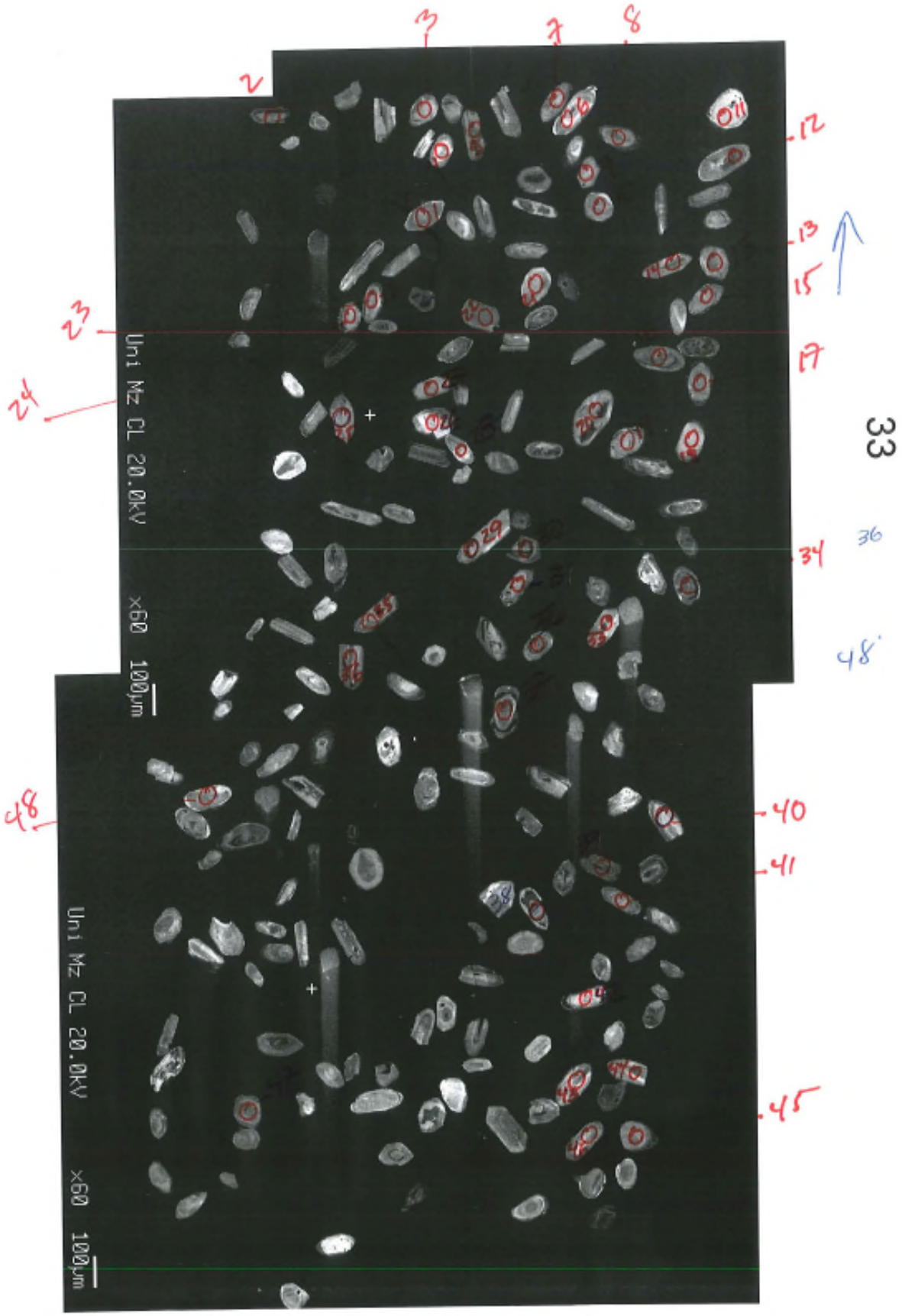


Figure B-4. Planche photographique des zircons détritiques et des localisations des spots LASER de l'échantillon Bo33.

B.3. DONNÉES BRUTES ET DONNÉES RÉDUITES

	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	207Pb/235U	±err	206Pb/238U	±err	rho	207Pb/206Pb	±err	208Pb/232Th	±err	207Pb/235U	±err	206Pb/238U	±err	207Pb/206Pb	±err	% discord.
28B-1	808	233	0,29	6,3987	0,3726	0,2879	0,0119	0,85	0,1660	0,0052	0,0878	0,2038	2032	52	***1631***	***60***	2518	53	65%
28B-2	337	93	0,28	1,1857	0,0691	0,1030	0,0028	0,57	0,0865	0,0042	0,0236	0,4857	794	33	***632***	***17***	1349	93	47%
28B-3	622	47	0,07	1,3107	0,0507	0,1407	0,0029	0,40	0,0705	0,0025	0,0407	0,2815	850	23	***849***	***17***	943	73	90%
28B-4	84	40	0,48	0,3248	0,0451	0,0451	0,0019	0,11	0,0559	0,0079	0,0145	0,0637	286	35	***284***	***12***	448	312	63%
28B-5	187	55	0,30	0,7007	0,0451	0,0894	0,0024	0,24	0,0596	0,0038	0,0260	0,0873	539	27	***552***	***14***	589	138	94%
28B-6	284	91	0,32	0,7241	0,0411	0,0856	0,0024	0,46	0,0640	0,0032	0,0302	0,0689	553	24	***530***	***14***	742	107	71%
28B-7	492	103	0,21	1,0011	0,0854	0,1016	0,0049	0,87	0,0721	0,0036	0,0314	0,3680	704	44	***624***	***29***	989	102	63%
28B-8	145	31	0,22	1,4992	0,0921	0,1562	0,0056	0,33	0,0730	0,0044	0,0427	0,1752	930	38	***935***	***32***	1014	122	92%
28B-9	672	536	0,80	1,1442	0,0462	0,1293	0,0027	0,47	0,0668	0,0024	0,0385	0,0219	775	22	***784***	***15***	832	74	94%
28B-10	187	69	0,37	0,8508	0,0587	0,0992	0,0029	0,31	0,0649	0,0043	0,0348	0,0795	625	33	***610***	***17***	771	139	79%
28B-11	318	123	0,39	0,5620	0,0367	0,0740	0,0021	0,32	0,0575	0,0036	0,0228	0,3598	453	24	***460***	***12***	511	137	90%
28B-12	672	408	0,61	0,3180	0,0158	0,0447	0,0011	0,27	0,0539	0,0027	0,0136	0,0498	280	12	***282***	***7***	367	111	77%
28B-13	217	88	0,41	0,5204	0,0359	0,0717	0,0021	0,26	0,0553	0,0037	0,0219	0,1034	425	24	***446***	***12***	424	150	105%
28B-14	183	73	0,40	0,7982	0,0790	0,0995	0,0043	0,08	0,0615	0,0064	0,0312	0,1754	596	46	***611***	***25***	657	224	93%
28B-15	434	130	0,30	0,5181	0,0261	0,0715	0,0017	0,17	0,0551	0,0028	0,0215	0,0950	424	18	***445***	***10***	416	115	107%
28B-16	236	307	1,30	0,8156	0,0440	0,0999	0,0026	0,28	0,0620	0,0033	0,0307	0,0419	606	25	***614***	***15***	674	113	91%
28B-17	732	440	0,60	0,7741	0,0320	0,0955	0,0023	0,42	0,0614	0,0023	0,0294	0,0841	582	18	***588***	***13***	653	82	90%
28B-18	190	75	0,40	0,5114	0,0369	0,0689	0,0018	0,22	0,0564	0,0040	0,0212	0,0594	419	25	***430***	***11***	468	158	92%
28B-19-1	878	154	0,18	0,4937	0,0259	0,0664	0,0021	0,40	0,0563	0,0028	0,0192	0,7728	407	18	***415***	***13***	464	109	89%
28B-19-2	613	81	0,13	0,5373	0,0257	0,0720	0,0019	0,43	0,0565	0,0025	0,0234	1,1491	437	17	***448***	***11***	472	96	95%
28B-20	182	95	0,52	0,3418	0,0334	0,0501	0,0018	0,33	0,0522	0,0048	0,0160	0,0989	299	26	***315***	***11***	294	211	107%
28B-21	1204	452	0,38	0,3126	0,0142	0,0459	0,0011	0,41	0,0515	0,0021	0,0141	0,1661	276	11	***290***	***7***	263	96	110%
28B-22	799	391	0,49	0,3211	0,0176	0,0469	0,0011	0,31	0,0518	0,0027	0,0145	0,0336	283	14	***296***	***7***	277	120	107%
28B-23	543	199	0,37	10,6849	0,4157	0,4359	0,0111	0,64	0,1848	0,0055	0,1199	0,0542	2496	37	***2332***	***50***	2696	49	87%
28B-24	170	65	0,38	0,3491	0,0260	0,0463	0,0014	0,10	0,0579	0,0045	0,0144	0,0572	304	20	***292***	***9***	526	170	55%
28B-25	664	205	0,31	0,3425	0,0172	0,0489	0,0013	0,35	0,0531	0,0026	0,0158	0,2210	299	13	***308***	***8***	333	110	92%
28B-26	41	49	1,20	0,6888	0,0858	0,0926	0,0036	0,22	0,0571	0,0070	0,0277	0,0422	532	53	***571***	***22***	495	269	115%
28B-27	1107	542	0,49	0,2506	0,0237	0,0312	0,0032	0,84	0,0634	0,0035	0,0064	0,1030	227	19	***198***	***20***	722	116	27%
28B-28	421	170	0,40	0,5245	0,0307	0,0673	0,0016	0,29	0,0590	0,0033	0,0207	0,1174	428	21	***420***	***10***	567	123	74%
28B-29	312	142	0,45	0,3028	0,0220	0,0436	0,0012	0,23	0,0530	0,0038	0,0132	0,0709	269	17	***275***	***7***	329	163	84%
28B-30	325	110	0,34	0,5305	0,0314	0,0664	0,0018	0,36	0,0604	0,0033	0,0209	0,0779	432	21	***415***	***11***	618	120	67%
28B-31	457	159	0,35	0,4195	0,0236	0,0564	0,0016	0,34	0,0566	0,0030	0,0159	0,1088	356	17	***354***	***10***	476	119	74%
28B-32	429	154	0,36	5,4553	0,1916	0,3366	0,0072	0,49	0,1225	0,0038	0,0980	0,1716	1894	31	***1870***	***35***	1993	55	94%
28B-33	164	127	0,78	0,5464	0,0593	0,0718	0,0025	0,41	0,0575	0,0057	0,0228	0,1083	443	40	***447***	***15***	511	219	87%
28B-34	173	157	0,90	0,9378	0,0647	0,1062	0,0034	0,29	0,0671	0,0045	0,0371	0,0613	672	34	***651***	***20***	841	140	77%
28B-35	298	97	0,33	0,5031	0,0292	0,0668	0,0017	0,18	0,0575	0,0034	0,0208	0,0720	414	20	***417***	***10***	511	130	82%
28B-36	316	76	0,24	0,3147	0,0202	0,0466	0,0012	0,13	0,0516	0,0034	0,0140	0,0924	278	16	***293***	***8***	268	152	110%
28B-37	209	61	0,29	0,5256	0,0419	0,0660	0,0019	0,24	0,0605	0,0047	0,0225	0,0836	429	28	***412***	***12***	622	168	66%
28B-38	284	112	0,39	0,5102	0,0301	0,0694	0,0018	0,39	0,0556	0,0030	0,0214	0,0681	419	20	***433***	***11***	436	121	99%
28B-39	520	278	0,53	0,6991	0,0309	0,0869	0,0020	0,41	0,0608	0,0025	0,0247	0,1950	538	19	***537***	***12***	632	87	85%
28B-40	154	85	0,55	4,8365	0,2064	0,3126	0,0078	0,48	0,1170	0,0044	0,0887	0,0443	1791	37	***1754***	***39***	1911	68	92%
28B-41	453	178	0,39	0,3316	0,0216	0,0466	0,0012	0,20	0,0541	0,0035	0,0137	0,0778	291	17	***293***	***8***	375	147	78%
28B-42	309	145	0,47	0,5173	0,0316	0,0715	0,0022	0,30	0,0550	0,0033	0,0242	0,1204	423	21	***445***	***13***	412	133	108%
~~28B-43~~	~~288~~	~~143~~	~~0,50~~	~~0,4219~~	~~0,0306~~	~~0,0705~~	~~0,0018~~	~~0,22~~	~~0,0455~~	~~0,0033~~	~~0,0209~~	~~0,0662~~	~~357~~	~~22~~	~~439~~	~~11~~	~~-29~~	~~173~~	~~-1525%~~
28B-44	520	383	0,74	7,4886	0,2491	0,3572	0,0072	0,46	0,1585	0,0048	0,0989	0,0837	2172	30	***1969***	***34***	2440	51	81%
28B-45	161	185	1,15	0,8541	0,0753	0,0956	0,0030	0,45	0,0674	0,0053	0,0291	0,0167	627	42	***589***	***18***	850	165	69%
28B-46	775	24	0,03	5,3255	0,1922	0,3235	0,0074	0,56	0,1243	0,0037	0,0922	1,2390	1873	31	***1807***	***36***	2019	53	89%
28B-47	649	42	0,06	4,8162	0,1717	0,3045	0,0073	0,54	0,1196	0,0036	0,0981	2,5381	1788	30	***1714***	***36***	1950	54	88%
28B-48	816	374	0,46	0,3574	0,0188	0,0513	0,0012	0,38	0,0527	0,0026	0,0151	0,0376	310	14	***323***	***7***	316	110	102%

Tableau B-1. Données brutes et réduites de l'échantillon Bo28b.

	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	207Pb/235U	±err	206Pb/238U	±err	rho	207Pb/206Pb	±err	208Pb/232Th	±err	207Pb/235U	±err	206Pb/238U	±err	207Pb/206Pb	±err	% discord.
30																			
30-1	168	121	0,72	12,6076	0,4562	0,5057	0,0110	0,52	0,1883	0,0058	0,1403	0,0253	2651	35	***2638***	***47***	2727	51	97%
30-2-1	373	310	0,83	5,7499	0,2176	0,3388	0,0074	0,54	0,1281	0,0041	0,0951	0,1283	1939	33	***1881***	***36***	2072	56	91%
~~30-2-2~~	~~318~~	~~147~~	~~0,46~~	~~5,4899~~	~~0,2476~~	~~0,3242~~	~~0,0087~~	~~0,47~~	~~0,1279~~	~~0,0051~~	~~0,0992~~	~~0,0587~~	~~1899~~	~~40~~	~~***1810***~~	~~***43***~~	~~2069~~	~~71~~	87%
30-3	285	41	0,14	0,5415	0,0436	0,0710	0,0022	0,23	0,0579	0,0046	0,0213	0,3795	439	29	***442***	***13***	526	174	84%
30-4	488	269	0,55	0,3541	0,0218	0,0511	0,0012	0,17	0,0526	0,0032	0,0154	0,0628	308	16	***321***	***7***	312	140	103%
30-5	371	229	0,62	0,5042	0,0277	0,0668	0,0016	0,34	0,0571	0,0030	0,0214	0,0377	415	19	***417***	***10***	495	114	84%
30-6	172	174	1,01	3,8460	0,1600	0,2766	0,0060	0,34	0,1053	0,0042	0,0783	0,0236	1602	34	***1574***	***30***	1720	73	92%
30-7	293	140	0,48	3,1148	0,1197	0,2489	0,0059	0,45	0,0947	0,0033	0,0695	0,0391	1436	30	***1433***	***30***	1522	66	94%
30-8	308	161	0,52	0,3792	0,0283	0,0523	0,0013	0,24	0,0549	0,0040	0,0164	0,0269	326	21	***329***	***8***	408	163	81%
~~30-9-1~~	~~187~~	~~59~~	~~0,32~~	~~11,8484~~	~~0,6180~~	~~0,3643~~	~~0,0150~~	~~0,77~~	~~0,2454~~	~~0,0081~~	~~0,1104~~	~~0,2097~~	~~2592~~	~~50~~	~~***2002***~~	~~***71***~~	~~3155~~	~~52~~	63%
~~30-9-2~~	~~232~~	~~65~~	~~0,28~~	~~13,6502~~	~~0,7469~~	~~0,4155~~	~~0,0190~~	~~0,77~~	~~0,2485~~	~~0,0087~~	~~0,1142~~	~~0,3462~~	~~2726~~	~~53~~	~~***2240***~~	~~***87***~~	~~3175~~	~~55~~	71%
~~30-9-3~~	~~136~~	~~51~~	~~0,38~~	~~9,9007~~	~~0,4989~~	~~0,3082~~	~~0,0102~~	~~0,57~~	~~0,2429~~	~~0,0101~~	~~0,1082~~	~~0,1160~~	~~2426~~	~~48~~	~~***1732***~~	~~***51***~~	~~3139~~	~~66~~	55%
30-10	326	188	0,58	9,6341	0,3675	0,4432	0,0107	0,56	0,1642	0,0052	0,1182	0,0584	2400	36	***2365***	***48***	2499	53	95%
30-11	211	145	0,69	1,8244	0,0873	0,1809	0,0046	0,45	0,0763	0,0033	0,0534	0,0395	1054	32	***1072***	***25***	1103	86	97%
30-12	368	236	0,64	0,5443	0,0296	0,0703	0,0017	0,26	0,0589	0,0032	0,0213	0,0579	441	20	***438***	***10***	563	117	78%
30-13	226	118	0,52	0,5631	0,0715	0,0763	0,0046	0,23	0,0562	0,0072	0,0263	0,3990	454	48	***474***	***28***	460	283	103%
30-14-1	705	804	1,14	0,6537	0,0293	0,0819	0,0019	0,43	0,0604	0,0025	0,0267	0,0491	511	18	***507***	***12***	618	88	82%
~~30-14-2~~	~~642~~	~~735~~	~~1,14~~	~~0,6761~~	~~0,0318~~	~~0,0844~~	~~0,0020~~	~~0,36~~	~~0,0607~~	~~0,0027~~	~~0,0267~~	~~0,0613~~	~~524~~	~~19~~	~~***522***~~	~~***12***~~	~~629~~	~~96~~	83%
~~30-15~~	~~714~~	~~437~~	~~0,61~~	~~0,7046~~	~~0,0452~~	~~0,0790~~	~~0,0045~~	~~-0,01~~	~~0,0721~~	~~0,0062~~	~~0,0268~~	~~0,0569~~	~~542~~	~~27~~	~~***490***~~	~~***27***~~	~~989~~	~~176~~	50%
30-16	346	360	1,04	0,3568	0,0278	0,0472	0,0017	0,09	0,0577	0,0048	0,0151	0,0304	310	21	***297***	***10***	518	182	57%
30-17	224	34	0,15	0,6931	0,0399	0,0868	0,0023	0,21	0,0608	0,0035	0,0251	0,2906	535	24	***536***	***14***	632	125	85%
~~30-18-1~~	~~646~~	~~308~~	~~0,48~~	~~0,4523~~	~~0,0582~~	~~0,0499~~	~~0,0019~~	~~0,84~~	~~0,0665~~	~~0,0066~~	~~0,0181~~	~~0,0546~~	~~379~~	~~42~~	~~***314***~~	~~***12***~~	~~822~~	~~206~~	38%
30-18-2	670	342	0,51	0,3822	0,0490	0,0493	0,0022	0,42	0,0584	0,0068	0,0165	0,0879	329	37	***310***	***14***	545	254	57%
30-19	220	147	0,67	4,8252	0,1981	0,2980	0,0067	0,49	0,1223	0,0044	0,0883	0,0361	1789	35	***1681***	***33***	1990	64	84%
30-20	436	191	0,44	0,6018	0,0576	0,0775	0,0038	0,23	0,0590	0,0057	0,0227	0,2199	478	37	***481***	***23***	567	212	85%
30-21	156	90	0,58	0,3335	0,0289	0,0472	0,0014	0,09	0,0542	0,0048	0,0150	0,0420	292	22	***297***	***9***	379	201	78%
30-22	136	64	0,47	0,6014	0,0476	0,0795	0,0023	0,02	0,0582	0,0049	0,0244	0,1187	478	31	***493***	***14***	537	183	92%
30-23	275	149	0,54	0,8451	0,0445	0,1026	0,0026	0,25	0,0627	0,0033	0,0313	0,0422	622	25	***630***	***15***	698	112	90%
30-24	210	87	0,41	0,3465	0,0267	0,0513	0,0016	0,15	0,0517	0,0041	0,0155	0,0493	302	20	***323***	***10***	272	180	119%
30-25	570	340	0,60	0,6699	0,0381	0,0835	0,0023	0,39	0,0606	0,0032	0,0253	0,0333	521	23	***517***	***13***	625	113	83%
30-26	968	94	0,10	0,2967	0,0255	0,0390	0,0016	0,35	0,0575	0,0047	0,0098	1,3045	264	20	***246***	***10***	511	179	48%
~~30-27~~	~~853~~	~~79~~	~~0,09~~	~~2,8599~~	~~0,1588~~	~~0,1753~~	~~0,0081~~	~~0,81~~	~~0,1231~~	~~0,0040~~	~~0,0332~~	~~1,4922~~	~~1371~~	~~43~~	~~***1041***~~	~~***44***~~	~~2002~~	~~58~~	52%
30-28	192	152	0,79	1,8022	0,0847	0,1772	0,0049	0,23	0,0774	0,0038	0,0520	0,0244	1046	31	***1051***	***27***	1132	97	93%
30-29	401	84	0,21	0,6495	0,0348	0,0838	0,0022	0,40	0,0587	0,0029	0,0249	0,3707	508	22	***519***	***13***	556	108	93%
30-30	177	153	0,86	1,3558	0,1147	0,1423	0,0049	0,37	0,0720	0,0057	0,0420	0,1449	870	51	***858***	***28***	986	160	87%
30-31	888	492	0,55	0,6117	0,0343	0,0774	0,0023	0,37	0,0598	0,0032	0,0242	0,1820	485	22	***481***	***14***	596	115	81%
30-32	697	499	0,72	0,3581	0,0246	0,0491	0,0016	0,27	0,0554	0,0037	0,0161	0,0818	311	19	***309***	***10***	428	150	72%
30-33	387	61	0,16	0,6204	0,0413	0,0815	0,0027	0,29	0,0578	0,0038	0,0261	0,3432	490	26	***505***	***16***	522	143	97%
30-34-1	313	52	0,17	0,5374	0,0370	0,0727	0,0027	0,41	0,0561	0,0036	0,0177	0,4438	437	25	***452***	***16***	456	141	99%
~~30-34-2~~	~~288~~	~~38~~	~~0,13~~	~~0,6066~~	~~0,0515~~	~~0,0814~~	~~0,0025~~	~~0,34~~	~~0,0562~~	~~0,0045~~	~~0,0217~~	~~0,2573~~	~~481~~	~~33~~	~~***504***~~	~~***15***~~	~~460~~	~~177~~	110%
~~30-35~~	~~194~~	~~42~~	~~0,22~~	~~7,4577~~	~~0,7291~~	~~0,1437~~	~~0,0067~~	~~0,53~~	~~0,3903~~	~~0,0324~~	~~0,5715~~	~~0,2713~~	~~2168~~	~~92~~	~~***866***~~	~~***38***~~	~~3872~~	~~125~~	22%
30-36	514	68	0,13	0,5637	0,0282	0,0737	0,0019	0,32	0,0581	0,0028	0,0246	0,6182	454	18	***458***	***11***	534	106	86%
30-37	539	38	0,07	0,6582	0,0328	0,0836	0,0022	0,49	0,0595	0,0026	0,0295	1,4989	514	20	***518***	***13***	585	95	88%
30-38	272	138	0,51	0,8223	0,0452	0,1020	0,0028	0,35	0,0612	0,0032	0,0307	0,0449	609	26	***626***	***17***	646	112	97%
30-39	248	320	1,29	0,8161	0,0557	0,0960	0,0032	0,29	0,0645	0,0043	0,0272	0,0178	606	32	***591***	***19***	758	140	78%
~~30-40~~	~~352~~	~~367~~	~~1,04~~	~~7,1638~~	~~0,2863~~	~~0,3116~~	~~0,0077~~	~~0,61~~	~~0,1735~~	~~0,0055~~	~~0,0925~~	~~0,0275~~	~~2132~~	~~36~~	~~***1749***~~	~~***38***~~	~~2592~~	~~53~~	67%
30-41	94	56	0,60	4,6444	0,2403	0,2908	0,0099	0,29	0,1217	0,0065	0,0826	0,1068	1757	44	***1645***	***50***	1981	94	83%
30-42	411	72	0,17	0,6413	0,0344	0,0831	0,0023	0,44	0,0584	0,0028	0,0235	0,4599	503	22	***515***	***13***	545	105	95%
30-43	2205	714	0,32	0,2901	0,0134	0,0352	0,0009	0,50	0,0622	0,0025	0,0107	0,0810	259	11	***223***	***6***	681	86	33%
30-44	221	196	0,89	0,7255	0,0413	0,0924	0,0025	0,28	0,0597	0,0033	0,0280	0,0271	554	25	***570***	***15***	593	121	96%
30-45	421	160	0,38	0,3903	0,0227	0,0522	0,0013	0,28	0,0568	0,0032	0,0166	0,0544	335	17	***328***	***8***	484	125	68%
30-46	499	45	0,09	0,6592	0,0396	0,0831	0,0024	0,43	0,0600	0,0033	0,0255	0,3403	514	25	***515***	***14***	604	117	85%
30-47	504	312	0,62	1,0379	0,0443	0,1198	0,0030	0,43	0,0656	0,0026	0,0357	0,0585	723	22	***730***	***17***	794	82	92%
30-48	570	177	0,31	0,3785	0,0201	0,0534	0,0015	0,29	0,0539	0,0028	0,0171	0,1678	326	15	***336***	***9***	367	118	91%

Tableau B-2. Données brutes et réduites de l'échantillon Bo30.

	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	207Pb/235U	±err	206Pb/238U	±err	rho	207Pb/206Pb	±err	208Pb/232Th	±err	207Pb/235U	±err	206Pb/238U	±err	207Pb/206Pb	±err	% discord.
32																			
32-1	383	357	0,93	1,6040	0,0689	0,1614	0,0039	0,52	0,0750	0,0028	0,0474	0,0242	972	27	***965***	***21***	1069	74	90%
32-2	498	126	0,25	0,5151	0,0243	0,0698	0,0016	0,33	0,0559	0,0025	0,0203	0,0787	422	16	***435***	***10***	448	101	97%
32-3	732	682	0,93	0,3206	0,0175	0,0453	0,0011	0,42	0,0534	0,0027	0,0138	0,0456	282	14	***286***	***7***	346	112	83%
32-4	141	187	1,33	0,7436	0,0525	0,0943	0,0027	0,15	0,0602	0,0043	0,0283	0,0422	565	31	***581***	***16***	611	156	95%
32-5	612	316	0,52	0,3812	0,0213	0,0506	0,0014	0,33	0,0572	0,0030	0,0159	0,0421	328	16	***318***	***8***	499	117	64%
32-6	305	121	0,40	0,7048	0,0492	0,0911	0,0043	0,57	0,0592	0,0034	0,0274	0,2099	542	30	***562***	***26***	574	126	98%
32-7	463	742	1,60	8,3410	0,5149	0,3996	0,0211	0,86	0,1574	0,0050	0,1128	0,0436	2269	58	***2167***	***98***	2428	54	89%
32-8	140	83	0,59	0,8358	0,0660	0,0791	0,0027	0,29	0,0803	0,0061	0,0325	0,0660	617	37	***491***	***16***	1204	150	41%
32-9	303	223	0,74	0,7103	0,0400	0,0868	0,0024	0,22	0,0623	0,0035	0,0264	0,0262	545	24	***536***	***14***	684	122	78%
32-10	1626	790	0,49	0,3446	0,0141	0,0499	0,0011	0,42	0,0522	0,0019	0,0153	0,0778	301	11	***314***	***7***	294	85	107%
32-11	583	276	0,47	0,3635	0,0203	0,0504	0,0012	0,17	0,0547	0,0031	0,0152	0,0691	315	15	***317***	***7***	400	127	79%
32-12	244	39	0,16	0,5108	0,0355	0,0705	0,0017	0,13	0,0553	0,0039	0,0230	0,5212	419	24	***439***	***10***	424	158	104%
32-13	400	522	1,30	0,6514	0,0361	0,0824	0,0026	0,48	0,0599	0,0029	0,0257	0,0178	509	22	***510***	***15***	600	106	85%
32-14	1322	516	0,39	0,7221	0,0272	0,0905	0,0019	0,47	0,0602	0,0020	0,0293	0,0788	552	16	***559***	***11***	611	72	91%
32-15	373	65	0,18	0,6798	0,0359	0,0864	0,0022	0,39	0,0596	0,0029	0,0283	0,3694	527	22	***534***	***13***	589	106	91%
32-16	406	136	0,33	1,1970	0,0769	0,1250	0,0059	0,77	0,0719	0,0030	0,0419	0,2144	799	36	***759***	***34***	983	84	77%
32-17	338	211	0,63	0,5635	0,0318	0,0728	0,0020	0,38	0,0585	0,0031	0,0230	0,0299	454	21	***453***	***12***	549	114	83%
32-18	657	840	1,28	0,9606	0,0480	0,0975	0,0021	0,07	0,0751	0,0040	0,0309	0,0368	684	25	***600***	***12***	1071	107	56%
32-19	264	108	0,41	7,3921	0,2897	0,3660	0,0091	0,59	0,1525	0,0048	0,1018	0,0763	2160	36	***2011***	***43***	2374	54	85%
32-20	327	169	0,52	0,4997	0,0270	0,0652	0,0018	0,26	0,0584	0,0031	0,0214	0,0484	411	18	***407***	***11***	545	118	75%
32-21	583	270	0,46	0,4958	0,0312	0,0694	0,0019	0,25	0,0541	0,0034	0,0213	0,0689	409	21	***433***	***12***	375	140	115%
32-22	1267	409	0,32	0,3201	0,0143	0,0454	0,0009	0,34	0,0532	0,0023	0,0141	0,0625	282	11	***286***	***6***	337	96	85%
32-23	373	245	0,66	0,4109	0,0285	0,0496	0,0012	0,29	0,0628	0,0042	0,0176	0,0828	350	21	***312***	***8***	701	142	44%
32-24	989	245	0,25	0,3224	0,0146	0,0448	0,0010	0,40	0,0543	0,0023	0,0141	0,0940	284	11	***283***	***6***	384	94	74%
32-25	275	177	0,64	0,3397	0,0258	0,0449	0,0013	0,12	0,0577	0,0045	0,0150	0,0590	297	20	***283***	***8***	518	171	55%
32-26	421	168	0,40	0,5737	0,0310	0,0764	0,0020	0,32	0,0570	0,0030	0,0243	0,0950	460	20	***475***	***12***	492	114	97%
32-27	1524	359	0,24	0,5888	0,0349	0,0677	0,0032	0,78	0,0657	0,0024	0,0202	0,6155	470	23	***422***	***19***	797	77	53%
32-28	908	50	0,05	0,4562	0,0214	0,0587	0,0015	0,43	0,0588	0,0025	0,0160	1,4320	382	15	***368***	***9***	560	93	66%
32-29	356	194	0,54	0,5301	0,0297	0,0708	0,0017	0,26	0,0568	0,0031	0,0206	0,0482	432	20	***441***	***10***	484	122	91%
32-30	299	75	0,25	3,3721	0,1651	0,2587	0,0079	0,66	0,0983	0,0036	0,0975	0,3773	1498	39	***1483***	***41***	1592	69	93%
32-31	172	54	0,32	2,0350	0,1038	0,1935	0,0049	0,44	0,0795	0,0036	0,0557	0,0714	1127	35	***1140***	***26***	1185	91	96%
32-32	164	157	0,95	5,1658	0,2226	0,3190	0,0083	0,50	0,1225	0,0046	0,0953	0,0316	1847	37	***1785***	***41***	1993	67	90%
32-33	901	615	0,68	0,6150	0,0248	0,0795	0,0017	0,38	0,0585	0,0022	0,0276	0,7415	487	16	***493***	***10***	549	83	90%
32-34	233	26	0,11	0,3181	0,0264	0,0467	0,0014	0,37	0,0515	0,0040	0,0133	0,2963	280	21	***294***	***9***	263	177	112%
32-35	293	121	0,41	0,5342	0,0329	0,0683	0,0018	0,31	0,0594	0,0035	0,0206	0,0492	435	22	***426***	***11***	582	128	73%
32-36	360	102	0,28	0,5564	0,0333	0,0718	0,0018	0,29	0,0589	0,0034	0,0228	0,3523	449	22	***447***	***11***	563	126	79%
32-37-1	269	141	0,53	0,5330	0,0340	0,0717	0,0022	0,22	0,0568	0,0037	0,0218	0,0429	434	23	***446***	***13***	484	142	92%
32-37-2	183	95	0,52	0,4901	0,0477	0,0694	0,0027	0,13	0,0540	0,0054	0,0214	0,0507	405	33	***433***	***16***	371	226	117%
32-37-3	374	200	0,54	0,5691	0,0330	0,0745	0,0030	0,33	0,0582	0,0034	0,0225	0,0711	457	22	***463***	***18***	537	128	86%
32-38	380	147	0,39	0,7400	0,0372	0,0921	0,0021	0,32	0,0609	0,0029	0,0274	0,0388	562	22	***568***	***13***	636	104	89%
32-39	377	71	0,19	0,7791	0,0545	0,1007	0,0043	0,69	0,0582	0,0030	0,0300	0,7569	585	32	***619***	***25***	537	112	115%
32-40	374	146	0,39	0,5571	0,0303	0,0725	0,0019	0,31	0,0584	0,0031	0,0220	0,1817	450	20	***451***	***11***	545	115	83%
32-41	446	168	0,38	0,4963	0,0257	0,0679	0,0016	0,24	0,0554	0,0029	0,0214	0,0977	409	18	***424***	***10***	428	115	99%
32-42	233	87	0,37	0,7639	0,0461	0,0971	0,0026	0,33	0,0597	0,0034	0,0301	0,0632	576	27	***598***	***15***	593	124	101%
~~32-43-1~~	~~542~~	~~374~~	~~0,69~~	~~0,7845~~	~~0,0355~~	~~0,0981~~	~~0,0022~~	~~0,34~~	~~0,0605~~	~~0,0026~~	~~0,0300~~	~~0,0244~~	~~588~~	~~20~~	~~***603***~~	~~***13***~~	~~622~~	~~93~~	~~97%~~
32-43-2	542	374	0,69	0,7845	0,0355	0,0981	0,0022	0,34	0,0605	0,0026	0,0300	0,0244	588	20	***603***	***13***	622	93	97%
~~32-44~~	~~2909~~	~~1413~~	~~0,49~~	~~0,2003~~	~~0,0135~~	~~0,0256~~	~~0,0018~~	~~0,82~~	~~0,0598~~	~~0,0024~~	~~0,0074~~	~~0,0356~~	~~185~~	~~12~~	~~***163***~~	~~***11***~~	~~596~~	~~89~~	~~27%~~
32-45	441	151	0,34	0,3170	0,0207	0,0443	0,0012	0,16	0,0546	0,0036	0,0136	0,0486	280	16	***280***	***7***	396	149	71%
32-46	287	173	0,60	0,3016	0,0250	0,0458	0,0014	0,30	0,0499	0,0040	0,0149	0,0646	268	20	***289***	***9***	190	184	152%
32-47	506	138	0,27	0,3898	0,0216	0,0527	0,0014	0,34	0,0560	0,0029	0,0152	0,0760	334	16	***331***	***8***	452	117	73%
32-48	319	314	0,98	1,5272	0,0819	0,1597	0,0045	0,43	0,0724	0,0035	0,0468	0,0342	941	33	***955***	***25***	997	99	96%

Tableau B-3. Données brutes et réduites de l'échantillon Bo32.

	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	207Pb/235U	±err	206Pb/238U	±err	rho	207Pb/206Pb	±err	208Pb/232Th	±err	207Pb/235U	±err	206Pb/238U	±err	207Pb/206Pb	±err	% discord.
33-1	312	202	0,65	0,6651	0,0361	0,0820	0,0020	0,27	0,0615	0,0033	0,0280	0,1114	518	22	***508***	***12***	657	114	77%
33-2	2030	484	0,24	0,2827	0,0177	0,0386	0,0014	0,24	0,0554	0,0036	0,0096	0,3721	253	14	***244***	***9***	428	143	57%
33-3	135	109	0,81	1,4156	0,0966	0,1496	0,0061	0,14	0,0724	0,0054	0,0482	0,0432	896	41	***899***	***34***	997	151	90%
33-4	148	68	0,46	0,8901	0,0756	0,1049	0,0036	0,24	0,0645	0,0054	0,0319	0,1307	646	41	***643***	***21***	758	177	85%
~~33-5-1~~	~~856~~	~~70~~	~~0,08~~	~~0,5990~~	~~0,0263~~	~~0,0740~~	~~0,0020~~	~~0,43~~	~~0,0613~~	~~0,0025~~	~~0,0210~~	~~1,3836~~	~~477~~	~~17~~	~~***460***~~	~~***12***~~	~~650~~	~~87~~	71%
33-5-2	1110	62	0,06	0,6262	0,0298	0,0779	0,0020	0,30	0,0609	0,0029	0,0257	0,7504	494	19	***484***	***12***	636	101	76%
~~33-5-3~~	~~549~~	~~89~~	~~0,16~~	~~0,5466~~	~~0,0369~~	~~0,0658~~	~~0,0021~~	~~0,39~~	~~0,0627~~	~~0,0039~~	~~0,0158~~	~~0,3840~~	~~443~~	~~25~~	~~***411***~~	~~***13***~~	~~698~~	~~133~~	59%
33-6	280	89	0,32	1,8329	0,0925	0,1836	0,0054	0,43	0,0757	0,0035	0,0504	0,2928	1057	34	***1087***	***29***	1087	93	100%
33-7	254	106	0,42	0,5988	0,0476	0,0708	0,0022	0,14	0,0644	0,0052	0,0247	0,0724	477	31	***441***	***13***	755	171	58%
33-8	750	112	0,15	0,5877	0,0323	0,0777	0,0018	0,35	0,0572	0,0030	0,0240	0,5483	469	21	***482***	***11***	499	114	97%
33-9	471	189	0,40	0,3327	0,0190	0,0462	0,0013	0,16	0,0550	0,0033	0,0147	0,1170	292	15	***291***	***8***	412	133	71%
33-10	202	112	0,55	5,2541	0,2105	0,3252	0,0086	0,46	0,1224	0,0045	0,0954	0,0400	1861	35	***1815***	***42***	1992	65	91%
~~33-11~~	~~129~~	~~64~~	~~0,50~~	~~0,3676~~	~~0,0442~~	~~0,0498~~	~~0,0018~~	~~0,05~~	~~0,0579~~	~~0,0074~~	~~0,0152~~	~~0,2626~~	~~318~~	~~33~~	~~***313***~~	~~***11***~~	~~526~~	~~279~~	60%
33-12	725	1039	1,43	0,6797	0,0327	0,0849	0,0025	0,57	0,0604	0,0024	0,0266	0,0435	527	20	***525***	***15***	618	85	85%
33-13	362	298	0,82	0,7040	0,0468	0,0868	0,0026	0,29	0,0616	0,0040	0,0275	0,1074	541	28	***536***	***15***	660	139	81%
33-14	370	69	0,19	0,5427	0,0364	0,0663	0,0023	0,42	0,0621	0,0038	0,0262	0,6420	440	24	***414***	***14***	678	131	61%
33-15	377	151	0,40	0,7377	0,0367	0,0891	0,0023	0,21	0,0629	0,0032	0,0289	0,3976	561	22	***550***	***14***	705	109	78%
33-16-1	740	238	0,32	0,6992	0,0315	0,0875	0,0021	0,29	0,0606	0,0027	0,0274	0,1994	538	19	***541***	***12***	625	96	87%
~~33-16-2~~	~~849~~	~~236~~	~~0,28~~	~~0,6890~~	~~0,0394~~	~~0,0844~~	~~0,0029~~	~~0,30~~	~~0,0619~~	~~0,0035~~	~~0,0274~~	~~0,0934~~	~~532~~	~~24~~	~~***522***~~	~~***17***~~	~~671~~	~~123~~	78%
33-17	264	117	0,44	1,2286	0,0575	0,1363	0,0032	0,34	0,0683	0,0031	0,0403	0,0493	814	27	***824***	***18***	878	93	94%
33-18	69	106	1,53	5,5318	0,3195	0,3350	0,0101	0,32	0,1252	0,0070	0,0924	0,0193	1906	51	***1862***	***49***	2032	99	92%
33-19	437	253	0,58	0,7851	0,0505	0,0975	0,0030	0,31	0,0610	0,0038	0,0298	0,0481	588	29	***600***	***18***	639	134	94%
33-20-1	766	522	0,68	0,5299	0,0291	0,0704	0,0024	0,31	0,0572	0,0031	0,0212	0,0448	432	20	***439***	***14***	499	121	88%
~~33-20-2~~	~~471~~	~~286~~	~~0,61~~	~~0,6010~~	~~0,0377~~	~~0,0759~~	~~0,0022~~	~~0,50~~	~~0,0598~~	~~0,0033~~	~~0,0270~~	~~0,4467~~	~~478~~	~~24~~	~~***472***~~	~~***13***~~	~~596~~	~~118~~	79%
~~33-20-3~~	~~789~~	~~547~~	~~0,69~~	~~0,5274~~	~~0,0303~~	~~0,0698~~	~~0,0025~~	~~0,39~~	~~0,0573~~	~~0,0031~~	~~0,0210~~	~~0,0423~~	~~430~~	~~20~~	~~***435***~~	~~***15***~~	~~503~~	~~120~~	86%
~~33-20-4~~	~~147~~	~~28~~	~~0,19~~	~~0,6904~~	~~0,0676~~	~~0,0816~~	~~0,0028~~	~~0,26~~	~~0,0640~~	~~0,0061~~	~~0,0345~~	~~0,3535~~	~~533~~	~~41~~	~~***506***~~	~~***17***~~	~~742~~	~~200~~	68%
33-21	401	136	0,34	0,3234	0,0219	0,0468	0,0012	0,21	0,0524	0,0035	0,0137	0,0534	284	17	***295***	***8***	303	153	97%
33-22	608	662	1,09	0,3205	0,0182	0,0444	0,0011	0,22	0,0548	0,0031	0,0133	0,0155	282	14	***280***	***7***	404	127	69%
33-23	237	103	0,43	0,8937	0,0624	0,1077	0,0033	0,28	0,0629	0,0043	0,0319	0,0850	648	34	***660***	***19***	705	145	94%
33-24	218	103	0,47	0,3218	0,0274	0,0466	0,0014	0,16	0,0528	0,0045	0,0138	0,0902	283	21	***293***	***9***	320	196	92%
33-25	447	178	0,40	0,3092	0,0188	0,0453	0,0010	0,11	0,0519	0,0032	0,0134	0,0983	274	15	***286***	***6***	281	143	102%
33-26	181	63	0,35	1,4197	0,0764	0,1511	0,0038	0,36	0,0711	0,0036	0,0448	0,1662	897	33	***907***	***21***	960	103	94%
33-27	323	100	0,31	0,5466	0,0337	0,0702	0,0017	0,23	0,0591	0,0036	0,0216	0,1231	443	22	***437***	***10***	571	132	77%
33-28	266	106	0,40	0,5770	0,0377	0,0687	0,0019	0,34	0,0635	0,0039	0,0230	0,0655	463	25	***428***	***12***	725	131	59%
33-29	282	148	0,53	0,5592	0,0341	0,0723	0,0019	0,32	0,0586	0,0034	0,0235	0,0806	451	22	***450***	***11***	552	127	81%
33-30	1139	899	0,79	0,3983	0,0218	0,0543	0,0016	0,48	0,0556	0,0027	0,0228	0,3687	340	16	***341***	***10***	436	108	78%
33-31	409	269	0,66	0,5791	0,0299	0,0728	0,0018	0,25	0,0603	0,0031	0,0230	0,1133	464	19	***453***	***11***	614	111	74%
33-32	666	314	0,47	0,3596	0,0206	0,0501	0,0014	0,42	0,0544	0,0028	0,0163	0,0745	312	16	***315***	***8***	388	117	81%
33-33	451	99	0,22	0,4140	0,0255	0,0574	0,0020	0,45	0,0546	0,0030	0,0150	0,4667	352	18	***360***	***12***	396	124	91%
33-34	528	326	0,62	0,7784	0,0359	0,0955	0,0024	0,40	0,0617	0,0026	0,0291	0,0327	585	21	***588***	***14***	664	91	89%
33-35	605	445	0,73	0,3283	0,0191	0,0427	0,0009	0,10	0,0585	0,0035	0,0139	0,0394	288	15	***270***	***6***	549	131	49%
33-36	446	201	0,45	0,3529	0,0229	0,0466	0,0011	0,11	0,0577	0,0038	0,0149	0,0464	307	17	***293***	***7***	518	146	57%
33-37	932	210	0,23	0,9160	0,0369	0,1080	0,0022	0,44	0,0640	0,0023	0,0328	0,0764	660	20	***661***	***13***	742	77	89%
33-38	698	76	0,11	0,5175	0,0248	0,0687	0,0016	0,43	0,0570	0,0025	0,0212	0,2884	424	17	***428***	***10***	492	96	87%
33-39	792	299	0,38	0,3353	0,0190	0,0468	0,0012	0,39	0,0542	0,0028	0,0144	0,1384	294	15	***295***	***8***	379	118	78%
33-40	130	75	0,58	0,5571	0,0473	0,0707	0,0020	0,24	0,0602	0,0050	0,0225	0,0834	450	31	***440***	***12***	611	179	72%
33-41	417	160	0,38	1,4377	0,0789	0,1433	0,0043	0,54	0,0757	0,0035	0,0450	0,1423	905	33	***863***	***24***	1087	93	79%
33-42	195	87	0,45	0,8392	0,0725	0,0979	0,0044	0,50	0,0647	0,0048	0,0315	0,2466	619	41	***602***	***26***	765	158	79%
33-43	419	553	1,32	0,6960	0,0371	0,0889	0,0020	0,33	0,0592	0,0030	0,0274	0,0318	536	22	***549***	***12***	574	110	96%
33-44	357	57	0,16	0,5407	0,0335	0,0699	0,0020	0,16	0,0588	0,0038	0,0266	0,7221	439	22	***436***	***12***	560	140	78%
33-45	327	125	0,38	0,7515	0,0396	0,0935	0,0022	0,35	0,0608	0,0030	0,0288	0,0705	569	23	***576***	***13***	632	107	91%
33-46	493	175	0,35	0,5105	0,0386	0,0689	0,0021	0,28	0,0561	0,0041	0,0205	0,1320	419	26	***430***	***13***	456	162	94%
33-47	776	237	0,31	0,5739	0,0252	0,0748	0,0020	0,48	0,0581	0,0023	0,0287	0,3385	461	16	***465***	***12***	534	86	87%
33-48	192	165	0,86	1,7010	0,0818	0,1677	0,0042	0,39	0,0768	0,0034	0,0501	0,0356	1009	31	***999***	***23***	1116	89	90%

Tableau B-4. Données brutes et réduites de l'échantillon Bo32.

B.4. DIAGRAMMES DE PROBABILITÉ RELATIVE À PARTIR DES ÂGES U/Pb

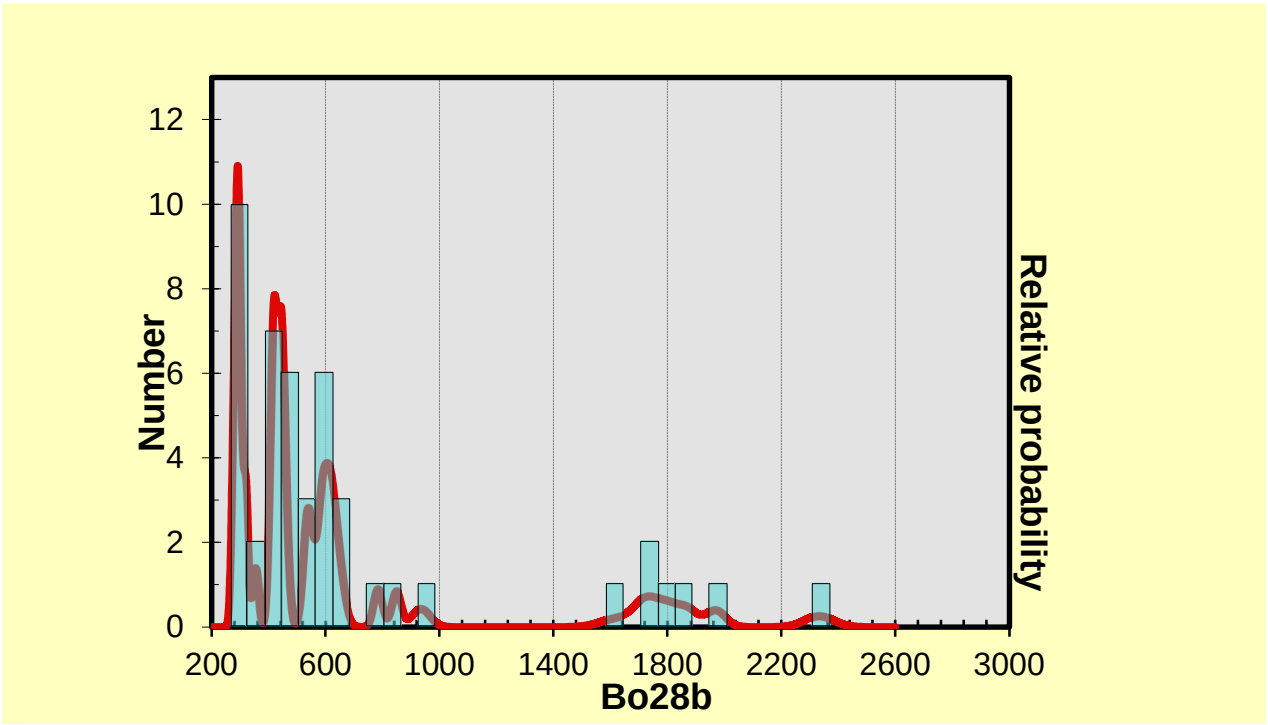


Figure B-5. Diagramme de probabilité relative pour l'échantillon Bo28b. Les âges sont en Ma.

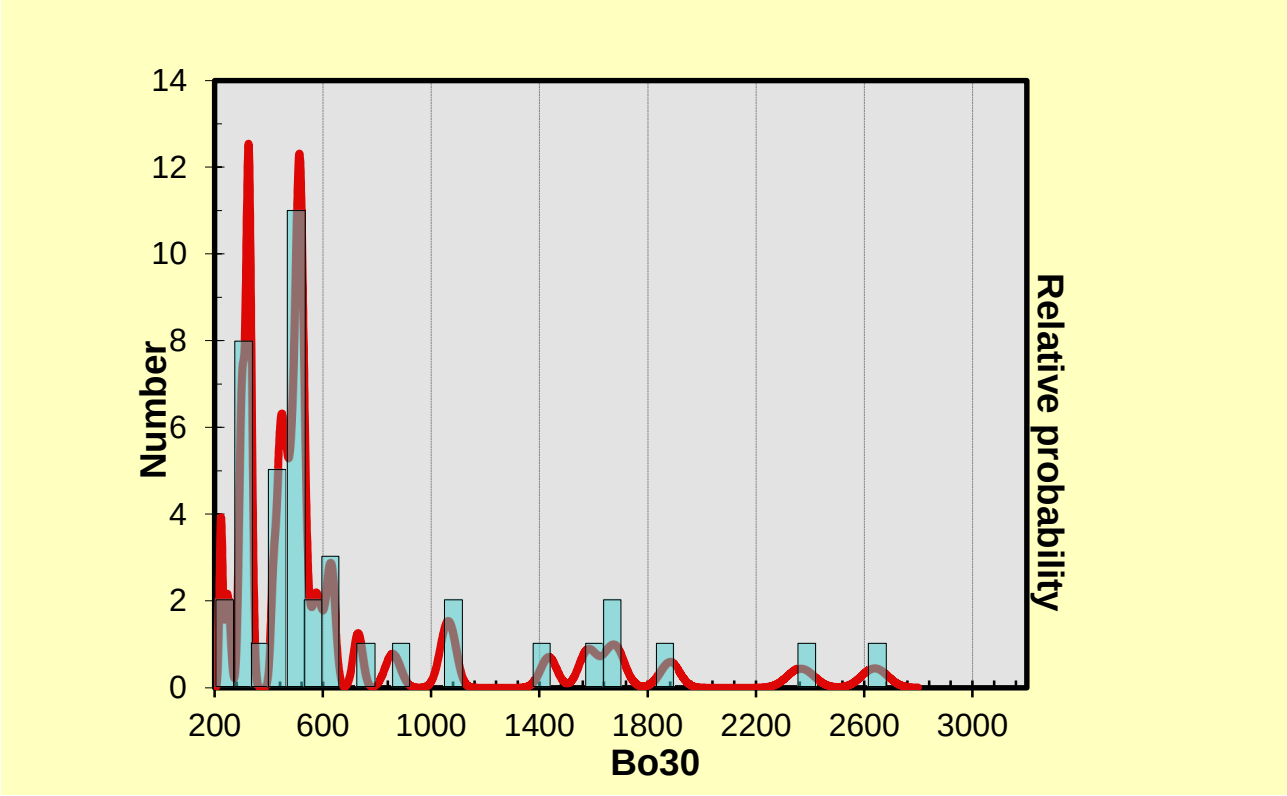


Figure B-6. Diagramme de probabilité relative pour l'échantillon Bo30. Les âges sont en Ma.

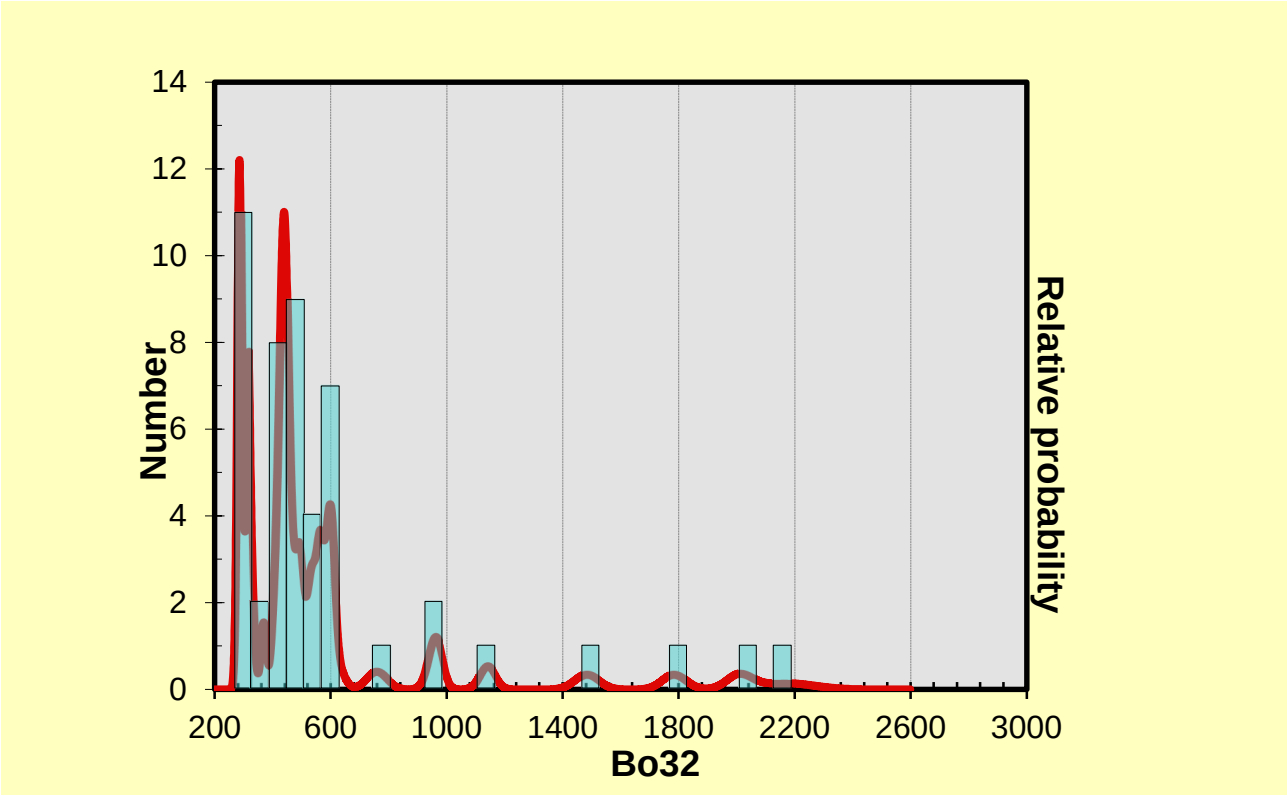


Figure B-7. Diagramme de probabilité relative pour l'échantillon Bo32. Les âges sont en Ma.

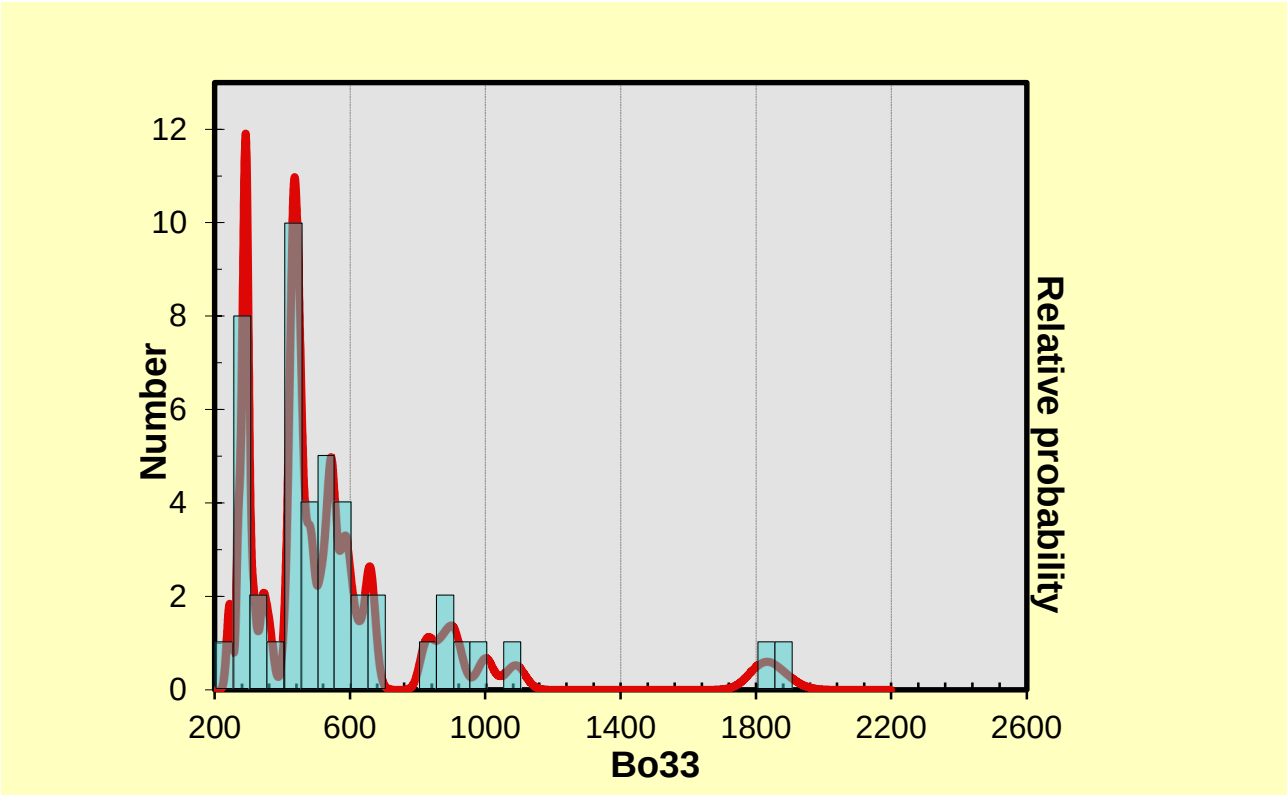


Figure B-8. Diagramme de probabilité relative pour l'échantillon Bo33. Les âges sont en Ma.