Modalité de formation des biseaux turbiditiques sur les pentes continentales en contexte de marges escarpées

Laurent Daghdevirenian

▶ **To cite this version:**

Laurent Daghdevirenian. Modalité de formation des biseaux turbiditiques sur les pentes continentales en contexte de marges escarpées. Géologie appliquée. Université Côte d'Azur, 2018. Français. NNT : 2018AZUR4119 . tel-02064827

HAL Id: tel-02064827
https://theses.hal.science/tel-02064827

Submitted on 12 Mar 2019

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

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

UNIVERSITÉ CÔTE D'AZUR

ÉCOLE DOCTORALE
SCIENCES FONDAMENTALES ET APPLIQUÉES

THÈSE DE DOCTORAT

Modalité de formation des biseaux turbiditiques sur les pentes continentales en contexte de marges escarpées

Laurent Daghdevirenian

Laboratoire 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
Soutenue le : 30/11/2018

Devant le jury, composé de :
Thierry, Mulder, Professeur, Université de Bordeaux
Francesco, Chiocci, Professeur, Université de Roma
Carole, Petit, Professeur, Université Côte d'Azur
Johann, Schnyder, Maitre de conférence, Université La Sorbonne
Serge, Berné, Professeur, Université de Perpignan
Sébastien, Migeon, Directeur de thèse, Université La Sorbonne
Jean-loup, Rubino, Co-directeur de thèse, TOTAL SA CSTJF Pau

TOTAL

cnrs

Modalité de formation des biseaux turbiditiques sur les pentes continentales en contexte de marges escarpées

Jury :
Président du jury

Rapporteurs
Thierry, Mulder, Professeur, Université de Bordeaux
Francesco, Chiocci, Professeur, Université de Rome

Examinateurs
Carole, Petit, Professeur, Université Côte d'Azur
Johann, Schnyder, Maitre de conférence, Université La Sorbonne
Serge, Berné, Professeur, Université de Perpignan
Sébastien, Migeon, Directeur de thèse, Université La Sorbonne
Jean-Loup, Rubino, Co-directeur de thèse, TOTAL SA, CSTJF Pau

Invité
Francois, Raisson, ingénieur, TOTAL SA, CSTJF Pau

Résumé :

Les systèmes sédimentaires turbiditiques ont de tout temps présenté un intérêt pour la recherche académique et industrielle. Ils correspondent à d'importantes accumulations sous-marine, à l'organisation complexe et se développant au pied des marges continentales. Les processus gravitaires assurant le transport des matériaux au sein de ces systèmes sont variés et organisés selon un continuum longitudinal évoluant depuis les dépôts les plus concentrés vers des courants turbulents à l'aval via des effets de perte de charge et d'incorporation d'eau. Parmi les nombreux paramètres contrôlant l'organisation de ces systèmes, l'inclinaison de la pente continentale apparait comme un paramètre majeur. Les découvertes récentes de réservoirs pétroliers au pied de marges dites abruptes, associées à des pièges stratigraphiques suscitent un intérêt particulier des industriels sur les modalités de mise en place de ces systèmes à la transition entre la zone de bassin et la pente. L'analyse des architectures de dépôt, et des variations hydrodynamiques des écoulements, dans ces zones critiques de fermeture des réservoirs apparait comme cruciale d'un point vu académique et pétrolier.

Les systèmes turbiditiques du bassin de Tabernas en Espagne (Tortonien supérieur/Messinien pré-évaporitique) d'une part, les Grés d'Annot dans le bassin du Sud-Est (France, Eocène/Oligocène) d'autre part et enfin les systèmes Crétacés de la marge Ivoirienne se développent dans des contextes de marge abrupte. Ils présentent des profils de pentes escarpées constituant de bons analogues adaptés à l'étude de la mise en place de ce type de réservoirs pétroliers. Ce travail se base sur des données de terrain (relevés de logs sédimentologiques, cartographie, mesure de paléo-courant) et sur l'analyse d'un bloc de sismique 3D le long de la marge Ivoirienne pour renforcer la pertinence des comparaisons.

Les dépôts de ces systèmes turbiditiques témoignent des processus de ségrégation des écoulements avec un piégeage préférentiel des particules les plus grossières localisé au niveau des variations de pente le long du thalweg. Ces variations de la topographie sont à l'origine de ressaut hydraulique entrainant une modification des écoulements. L'étude fine de l'architecture et de la mise en place de ces dépôts formant le biseau amont de ces systèmes sur la pente, apporte des avancées inédites sur les continuums de dépôts des écoulements au sein des zones de canyon et à la transition canyon/bassin. De plus, cette analyse met en évidence l'impact des zones de rupture de pente et du phénomène de ressaut hydraulique pouvant en découler.

Le caractère pseudo tridimensionnel de tous les affleurements étudiés, semble au moins partiellement valider l'existence de biseaux amonts des systèmes turbiditiques. Néanmoins aucun d'entre eux ne permet de documenter le recouvrement amont par des argiles ; lesquelles assureraient en conditions réelles la qualité de la couverture.

En amont de ces zones de biseaux, la présence de zone de *By-pass* des écoulements gravitaires apparait liée à l'augmentation de la pente et aux transformations des écoulements au passage des zones de ressaut hydraulique.

Les modalités de biseaux amont des systèmes turbiditiques sont directement reliées à la présence de zone de changement de pente, où le phénomène de ressaut hydraulique entraine le dépôt d'une partie de la charge sédimentaire la plus grossière des écoulements sous forme

de *lags deposits* s'accompagnant ou non d'une érosion partielle du fond marin. Cette érosion peut prendre la forme de structure du type *plunge and pool* dans le cas d'une diminution importante de la pente. Les biseaux peuvent également se mettre en place par des phénomènes d'érosion/dépôts régressifs sur la pente.

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une thèse CIFRE en partenariat avec l'université Côte d'Azur, le groupe TOTAL et le laboratoire de Géoazur.

Mots clés : Turbidite, Tabernas, Grés d'Annot, Cote d'Ivoire, biseaux sédimentaires

Abstract

Turbidite systems present both academic and industrial interest for research. They correspond to important marin accumulations developing at the base of the continental slope, with a complex organization. The gravitational processes for transporting materials within these systems are varied and organized along a longitudinal continuum evolving from the most concentrated deposits to turbulent downstream currents through pressure drop and water incorporation effects. Among the many parameters controlling the organization of these systems, the inclination of the continental slope appears as a major parameter. The recent discoveries of oil reservoirs at the foot margins considered as “steep” associated with stratigraphic traps arouse particular industrial interest in the methods of setting up these systems at the transition between the basin zone and the slope. The analysis of the deposition architectures, and the hydrodynamic variations of the flows in these critical zones of field appears as crucial from an academic and petroleum point of view.

The turbidite system of the Tabernas Basin in Spain (Upper Tortonian / Messinian Pre-Evaporitic), the Annot Sandstone in the South-East Basin (France, Eocene / Oligocene) and the Cretaceous system of the Ivorian margin develop in steep margin contexts with steep slopes profiles constituting good analogs adapted to the study of this type of stratigraphic trap. This work is based on field data (sedimentological log survey, cartography, paleocurrent measurement) and on the analysis of a 3D seismic block along the Ivorian margin to reinforce the relevance of the comparisons.

Deposits of these turbidite system indicate segregation processes with preferential trapping of the coarser particles located in the upstream zones at the level of the slope break along the thalweg. These variations of the topography initiated a hydraulic jump causing a change in the flow condition. The detailed study of the architecture and the formation of these deposits forming the upstream pinch-out on the slope brings a new light on the continuity of these sandbodies within the zones of canyon and the transition canyon / basin. In addition, this analysis highlights the impact of the slope failure zones and the hydraulic jump phenomenon that may result.

The pseudo-three-dimensional character of all outcrops studied seems to validate the existence of upstream pinch-out of turbidite systems. Nevertheless, none of them allows to document the upstream recovery by clays; which would ensure in real conditions the quality of the cover.

Upstream of these pinch-out, the presence of by-pass zones appears related to the increase of the slope gradient and the flows transformations while crossing the hydraulic jump.

The upstream pinch-out modalities of turbidite systems are directly related to the presence of a slope break where the hydraulic jump phenomenon causes the deposition of a part of the coarsest sediment load as lags deposits accompanied partial erosion of the seabed, often taking the form of plunge and pool in the case of a significant decrease of the slope.

This work was conducted as part of a CIFRE thesis in partnership with the Côte d'Azur University, the TOTAL group and the Géoazur laboratory.

Key words: Turbidite, Tabernas, Annot Sandstone, Cote d’Ivoire, Upstream pinch-out

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE 1
I. Problématiques 8
II. Organisation du mémoire 9
Chapitre I. La sédimentation gravitaire silicoclastique en domaine marin 11
I. Histoire des écoulements gravitaires : 13
II. La sédimentation gravitaire 15
1. Les mouvements en masse 16
2. Les écoulements gravitaires 16
III. Du déclenchement au dépôt : l'écoulement à travers le temps 18
IV. Du processus au faciès : les classifications 21
1. Les classifications de Bouma (1962), Lowe (1982) et Stow & Shanmugam (1980) 21
2. La classification de Walker (1978) 22
3. La classification de Mutti (1992) 23
V. Modalités de biseaux sédimentaires sur les pentes continentales 26
1. By-pass 28
2. Bed Thickening 30
3. Sediment waves , cyclic steps et antidunes 33
Chapitre II. Les systèmes turbiditiques du bassin de Tabernas (SE Espagne) 37
I. Contexte géodynamique global de la méditerranée occidentale 39
1. Le domaine d'Alboran 40
II. Les Cordillères Bétiques : bordures du bassin de Tabernas 44
1. Les zones externes 44
2. Les zones internes 45
3. Volcanismes et activités magmatiques 47
4. Déformations majeurs des Cordillères Bétiques 48
5. Les systèmes extensifs du domaine d'Alboran 49
III. Les bassins néogènes 50
1. Les bassins sédimentaires : état de l'art 50
IV. Présentation du bassin de Tabernas 54
V. Stratigraphie et sédimentologie du bassin de Tabernas 55
1. Sérravallien/Tortonien : conglomérat de base, du continental au marin 55

2. Tortonien Supérieur/Messinien pré-évaporitique : la sédimentation clastique marine 61
3. Messinien évaporitique 65
4. Pliocène 65
VI. Paléogéographie et modèle de dépôt 68
1. Paléogéographie 68
2. Modèles de dépôt du bassin de Tabernas 70
VII. Contexte tectonique du bassin de Tabernas/Sorbas 71
VIII. Formation du bassin de Tabernas 73
IX. Carte géologique de Tabernas 76
X. Données structurales du bassin de Tabernas 78
1. Les failles NW-SE 79
2. Les failles N120E 79
3. Les failles N-S et NE-SW 79
XI. Interprétations des données structurales du bassin de Tabernas 79
XII. Conséquence pour le modèle de formation du bassin de Tabernas 80
XIII. Stratigraphie du bassin de Tabernas 84
1. Lithologie des marqueurs stratigraphiques 85
2. Analyses biostratigraphiques 87
3. Analyses isotopiques 87
4. Taux de sédimentation 88
5. Stratigraphie du bassin de Tabernas au Tortonien Supérieur/Messinien pré-évaporitique 93
XIV. Les systèmes sédimentaires du bassin de Tabernas 95
1. Le Système sédimentaire d'El Buho : architecture et sédimentation 95
2. Le Système turbiditique de Lanujar : sédimentation et interprétation 121
3. Le Système sédimentaire de Rio Bravo : architecture et sédimentation 127
4. Synthèse intermédiaire sur les systèmes turbiditiques de Tabernas 142
XV. Caractérisation des surfaces de biseaux turbiditiques du Système d'El Buho 144
1. Caractérisation des faciès lithologiques 146
2. Niveau de biseaux 1 du Système turbiditique d'El Buho 149
3. Niveau de biseaux 1/2 du Système turbiditique d'El Buho 157
4. Niveau de biseaux 2 du Système turbiditique d'El Buho 161
5. Niveau de biseaux 3 du Système turbiditique d'El Buho 173

6. Caractérisation de la surface de biseaux et de la succession sédimentaire de la partie proximale du Système Turbiditique d'El Buho 177
XVI. Caractérisation de la surface de biseau du système de Rio Bravo 181
XVII. Synthèse des systèmes du bassin de Tabernas 183
1. Le système turbiditique d'El Buho 183
2. Système de Rio Bravo 195
Chapitre III. Modalités de mise en place du système turbiditique des Grès d'Annot dans le synclinal de Peïra-Cava 205
I. Introduction 208
II. Geological setting 208
1. Stratigraphic context 208
2. Geodynamical context 209
3. Depositional model 210
III. Methods 211
IV. Results 212
1. Sedimentary facies 212
2. Representative stratigraphic section of the basal layers of Peïra Cava syncline 215
..... 216
3. Log-to-log correlation and reconstruction of the paleo-topography 217
4. Longitudinal change of facies and infilling pattern within the depressions 220
V. Discussion 228
1. New insight on the formation of longitudinal pinch out 228
2. New insight into the deposition pattern of Peïra Cava syncline 229
VI. Conclusion 231
Chapitre IV. Le système turbiditique Sardine (Crétacé Supérieur de la marge de Côte d'Ivoire) 235
I. Cadre géologique de la marge Ghana-Côte d'Ivoire 237
1. Evolution géodynamique et stratigraphique de la marge Ghana-Côte d'Ivoire 237
II. Données disponibles et Méthodes 246
1. Données disponibles 246
2. Méthodes 246
III. La sédimentation sur la marge de San Pedro 250
1. Unité Syn-Rift 1 250
2. Unité Syn-Rift 2 250

3. Evolution structurale à la transition syn-rift / post-rift 251
4. Senonian Unconformity 252
5. L'unité de couverture du système Sardine 252
6. Conclusion 257
IV. Géomorphologie et architecture des appareils turbiditiques du système Sardine de la marge de San Pedro au Crétacé 259
1. Description générale de la surface enveloppe du système turbiditique Sardine 259
2. Le canyon Est 261
3. Le canyon Ouest 274
4. Remplissage du Canyon Ouest 280
V. Modalités de formation des biseaux turbiditiques du système Sardine 289
1. Le système de dépôts du système turbiditique Sardine 289
2. Modalités de mise en place des différents biseaux turbiditiques observés sur le système Sardine 291
3. Modalités de formation des biseaux turbiditiques 302
4. Intérêts « réservoir » du système turbiditique Sardine 303
VI. Conclusion 304
Chapitre V. Synthèse et Conclusion 307
I. Facteurs de contrôle de la topographie de la surface de dépôt des systèmes sédimentaires étudiés 310
II. Modalités de mise en place des biseaux turbiditiques longitudinaux 311
1. By-pass 311
2. Les zones de rupture de pente et les ressauts hydrauliques associés 312
3. Zones de biseaux régressifs 313
4. Conclusions 314
5. Perspectives 317
Bibliographies 318

Tables des illustrations

Figure 1 : La zone d'intérêt de ce travail de thèse est située à l'interface entre la zone de by-pass des particules et les premiers dépôts du système turbiditique. Il est reporté sur le modèle de dépôt décrit dans le bassin de Tabernas (Cossey and Kleverlaan 1995). 4
Figure 2 : Scénario possible des modalités de biseaux des systèmes turbiditiques sur la pente continentale (Rubino, 2013)..... 5
Figure 3 : Illustration des différentes géométries de biseaux sableux observables contre un haut topographique (Bakke et al. 2013) 5
Figure 4 : Fathogramme montrant un chenal et ces levées, marge de San Diego, Californie. Le chenal mesure 600 m de large pour une profondeur de 36 mètres. D'après Menard and Ludwick (1951). 14
Figure 5 : Processus opérant en milieu profond, d'après Stow (1986)..... 15
Figure 6 : Diagramme de définition des écoulements gravitaires indiquant les mécanismes dominant de support des particules, les profils de vitesse théoriques, la forme des écoulements ainsi que les dépôts sédimentaires attendus (Mulder & Alexander,2001). 16
Figure 7 : Interactions et continuité des processus et dépôts sédimentaires en domaine marin profond. D'après Pickering et al. (1986), modifié par Etienne (2012) 19
Figure 8 : Diagrammes d'évolution de le vitesse, de la concentration, de l'épaisseur des dépôts et du mécanisme de support des particules lors du passage d'un écoulement hyper-concentré à un écoulement concentré puis turbulent (Mulder and Alexander 2001)..... 20
Figure 9 : Modèles de facies et corrélation des séquences verticales d'écoulements turbidtiques hyperconcentrés à concentrés (Lowe,1982), d'écoulements concentrés à turbulent (Bouma,1962) et d'écoulements turbulents (Stow & Shanmugam, 1980) 22
Figure 10: Classification de Mutti (1992) 25
Figure 11 : Exemples de classification de biseaux sédimentaires, (a) Hurst et al. (1999), (b) Sinclair (2000), (c) (Reading and Richards 1994), Prather et al. (2000), (d) McCaffrey and Kneller (2001), (e) Smith and Joseph (2004) 26
Figure 12 : Illustration des différentes géométries d'onlap sableux observables contre un haut topographique (Bakke et al. 2013)..... 27
Figure 13 : Compilation de système de dépôt le long d'un écoulement, d'après Stevenson et al. (2015) modifié d'après Sumner et al. (2012), Mutti (1992), Kane et al. (2009)..... 29
Figure 14: Exemples de géométries et de dynamiques des écoulements au passage d'un ressaut hydraulique. L'évolution et les caractéristiques des géométries obtenues sont directement lié au nombre de Froude de l'écoulement avant le passage du ressaut hydraulique. La localisation du ressaut hydraulique peut être décalé en amont ou en aval de la localisation de la rupture de pente suivant les caractéristiques des écoulements (Cartigny et al. 2014)..... 32
Figure 15 : A,B : schémas représentant les caractéristiques en termes d'érosion et de dépôt de deux mécanismes de formation des plunge and pools (Lee et al. 2002). C, D : Résultat d'une

modélisation numérique de multiples écoulements turbiditiques entrecoupés du passage de coulées de débris (Pratson et al. 2000) 33
Figure 16 : Schéma représentant quatre différentes configurations de dépôt d'un écoulement super-critique unidirectionnel (Cartigny et al. 2014) 35
Figure 17 : Reconstruction de l'évolution de la région méditerranéenne par rapport à un référentiel fixe (Eurasie fixe) en quatre étapes depuis 35 Ma jusqu'au temps présent. Les bassins profonds sont indiqués en gris (d'après Platt et al. (2003), (Faccenna et al. 2004) 40
Figure 18 : Contexte méditerranéen à l'Oligocène(Rosenbaum et al. 2002) 41
Figure 19 : Contexte méditerranéen au Burdigalien(Rosenbaum et al. 2002), Platt et al. (2003) 42
Figure 20 :Schéma illustrant le modèle de la perte convective de la racine crustale (Platt and Vissers 1989) 43
Figure 21 : Carte tectonique de l'arc Bético-rifain et du domaine d'Alboran, modifié d'après Platt (2007) 44
Figure 22 : Coupe NW-SE des Bétiques Externes qui s'étend du domaine d'Alboran (zones externes) jusqu'au bassin du Guadalquivir (d'après Do Couto (2014) et Platt et al. (2003) ... 45
Figure 23 : Carte tectonique de la partie sud est des Cordillères Bétiques. Les principaux contacts tectoniques sont reportés sur la carte avec notamment la zone de cisaillement des Filabres (FSZ). Les deux directions de linéation correspondantes aux épisodes d'amincissement crustale par les mouvements des grandes nappes sont indiquées (d'après Do Couto (2014) 47
Figure 24 : Carte de répartition des évènements volcaniques de la région d'Alboran depuis le Miocène (Do Couto 2014), modifié d'après Duggen et al. (2004) et diagramme chronologique des épisodes volcaniques depuis l'Eocène 48
Figure 25 : Synthèse lithostratigraphique des bassins sédimentaires Néogène des Cordillères Bétiques (modifié d'après Do Couto (2014) 52
Figure 26: Carte de localisation du bassin de Tabernas-Sorbas dans les zones internes des Cordillères des Bétiques (Do Couto 2014) 54
Figure 27 : Reconstruction schématique de la formation de Los Molinos (Hodgson 2002) 59
Figure 28 : Carte géologique du bassin de Tabernas(Hodgson 2002) 64
Figure 29 : Log stratigraphique général du bassin de Tabernas, illustrant les évènements régionaux ayant affecté le bassin (modifié d'après Pickering et al. (2001)).Les différentes nominations des unités sont reportées (Haughton 2000) 67
Figure 30 : Reconstruction paléogéographique du (A) Tortonien Supérieur/Messinien pré-évaoritique, (C) Messinien Inférieur (D) Messinien Supérieur (d'après Braga et al., 2003) 69
Figure 31 : Reconstruction paléogéographique des systèmes turbiditiques du bassin de Tabernas (Kleverlaan 1989) 70
Figure 32 : Carte structurale du bassin de Tabernas/Sorbas et les deux épisodes de déformations associés. 1–limite du Messinien,2-limite du Tortonien, 3-limite du substratum des Bétiques, 4-faille principale, 5-faille mineure, 6,7-anticlinal et synclinal tortonien, 8-plis

subverticaux dans les séries Plio-Quaternaire, 9-anticlinal et synclinal Plio-Quaternaire, 10-axe de subsidence du Messinien, d'après Ott d'Estevou and Montenat (1990) 72
Figure 33 : Principales étapes de l'évolution tectono-sédimentaire du bassin de Tabernas-Sorbas(Montenat et al. 1987) 74
Figure 34 : Coupe structurale de l'Est des Bétiques à la base du Tortonien Supérieur. Le remplissage des bassins sédimentaires de Tabernas et Huercal-Overa est représenté sous forme de sédiments Néogène indistincts (Augier 2005) 75
Figure 35 : Carte géologique du bassin de Tabernas issue de la synthèse des données de l'IGME, 1/50000 (Instituto Geologico y Minero de España)-carte A, de la carte géologique établie par l'IGAL, 1/50000 (Institut géologique Albert de Lapparent, France)-carte B et mes observations 77
Figure 36 : Statistiques générales de l'ensemble des mesures de failles non débasculées effectuées dans le bassin de Tabernas, A-histogramme de répartition des failles, B-stéréogramme de l'ensemble des mesures de failles mettant en avant les familles de failles NW-SE et N-S, C-représentation des pôles des failles, illustrant deux direction d'extension NE-SW et E-W, d'après Frondo (2018)..... 78
Figure 37 : Schéma de la phase 1 de mise en place du bassin de Tabernas 80
Figure 39 : Schéma B de mise en place des systèmes turbiditiques au sommet des structurations induites par la fonctionnement des systèmes de faille NW-SE et N120. La localisation de la coupe est reportée Figure 40 81
Figure 38 : Schéma A de la phase 2 de mise en place du bassin de Tabernas au début de l'ennoiement. La localisation de la coupe est reportée Figure 40 81
Figure 40 : Bloc diagramme représentant la morphologie du bassin de Tabernas au Tortonien supérieur/Messinien inférieur. 82
Figure 41: Schéma de mise place de la phase 3 marquée par une compression N-S et la mise en place de grand système de décrochement 83
Figure 42 : Carte de localisation de la zone où nous avons défini de nouveaux marqueurs stratigraphiques dans le bassin de Tabernas (Loi 2015). 84
Figure 43 : Photographie d'un faciès MTD1 correspondant au marqueur E. A gauche, la partie supérieure est constituée de grès déformés ainsi que de galets de marnes flottant dans une matrice marneuse. A droite, la partie inférieure est caractérisée par des galets de grès et des poches de sables grossiers emballés dans une matrice marneuse. 85
Figure 44 : Photographie d'une section du Gordo Megabed illustrant le faciès MTD2 86
Figure 45 : Présentation des logs et de leurs corrélations basées sur la continuité spatiale d'événements gravitaires (Loi 2015). La localisation des coupes et les panoramas des différents secteurs étudiés sont présentés sur une carte topographique. 91
Figure 46 : A droite, coupe stratigraphique théorique du bassin de Tabernas, d'après Braga et al. (2003). A gauche, nouvelle coupe stratigraphique issus de cette étude. 94
Figure 47 :Carte géologique de la zone d'El Buho, Image satellite habillée de la zone d'El Buho (Bing Map) 95
Figure 49 : Log A du système d'El Buho. Sa localisation est reportée sur la Figure 48. 97

Figure 48 : Carte de localisation du Log A dans la zone proximale du système d'El Buho..... 97
Figure 50 : Log B, au centre de la falaise Ouest d'El Buho, bassin de Tabernas. La limite gris clair/gris foncée caractérise l'extension des unités inférieure et supérieure. La localisation du log est reporté Figure 51. 99
Figure 51 : Panorama interprété de la Falaise Ouest d'El Buho. 101
Figure 52 : Log C, au centre de la falaise Ouest d'El Buho, bassin de Tabernas. La localisation du log est reporté Figure 53.. 104
Figure 53 : Panorama interprété de la falaise Est d'El Buho 107
Figure 54 : Coupe théorique Ouest-Est de la zone d'El Buho 109
Figure 55 : Photographie d'une section du Gordo Megabed affleurant au sommet des séries de Liano de Benavides 110
Figure 56 : Carte de localisation des affleurements de Liano de Benavides 111
Figure 57 : Photo interprétée et log sédimentaire des structures ondulées de la zone de Liano de Benavides 112
Figure 58 : Photo interprétée des affleurements de la zone d'Oscaya..... 115
Figure 59 : Log sédimentaire de la zone d'Oscaya 117
Figure 60 : Carte du Système turbiditique d'El Buho. Les flèches indiquent les directions de paléo-courants. Le muddy system et le solitario channel sont issus de la littérature (Kleverlaan 1989)..... 120
Figure 61 : Alternance de dépôts sableux et de niveaux conglomératiques caractéristiques des associations de faciès AF1 interprété comme du remplissage de chenaux turbiditiques (Loi 2015)..... 122
Figure 62 : Alternances marno-sableuses à granoclassement normal caractéristiques des associations de faciès AF2 interprétées comme des dépôts de levées (Loi 2015) 123
Figure 63 : Alternances marno-gréseuses strato-croissantes représentant les associations de faciès AF3 et caractéristiques des dépôts de lobes (Loi 2015) 124
Figure 64 : Carte du Système turbiditique de Lanujar. Les flèches indiquent les directions de paléo-courants. Le muddy system et le solitario channel sont issus de la littérature (Kleverlaan 1989)..... 126
Figure 65 : Carte géologique de la zone du Rio Bravo, Image satellite habillée de la zone du Rio Bravo (Bing Map)..... 127
Figure 66 : Carte géologique de détails de la zone amont du système de Rio Bravo. Les encroutements de récifs coralliens sont indiqués par une étoile..... 128
Figure 67 : A gauche, panorama habillé de la zone de Liano Dente, la plus amont du système du Rio Bravo. A droite, schéma illustrant la répartition des différentes unités lithologiques 129
Figure 68 : Log A et Log B du système de Rio bravo. La localisation des logs est reportée Figure 67..... 131
Figure 69 : Panorama habillé de la zone intermédiaire du système du Rio Bravo, illustrant la répartition des différentes unités lithologiques 133

Figure 70 : Log Onlap 2 du système de Rio bravo. La localisation du log est reportée Figure 69. 135
Figure 71 : Panorama interprété de la zone de Haza Blanca du Système du Rio Bravo, ... 137
Figure 72 : Log Onlap 3 du système de Rio bravo. La localisation du log est reportée Figure 71 139
Figure 73 : Carte du Système turbiditique de Rio Bravo. Les flèches indiquent les directions de paléo-courants. Le muddy system et le solitario channel sont issus de la littérature (Kleverlaan 1989)..... 141
Figure 74 : Modèle 3D de distribution des systèmes d'El Buho, de Rio Bravo et de Lanujar au sein de rentrants de socle 142
Figure 75 : Cartes illustrant la répartition des corps sédimentaires majeurs du bassin Ligure identifiées à partir des données de réflectivité. A : Carte Bathymétrique interprétée du bassin Ligure. B : Carte Bathymétrique interprétée de la marge ouest Corse, d'après Soulet (2016) 143
Figure 76 : Panorama interprété du Système turbiditique d'El Buho et carte topographique présentant les différents niveaux de biseaux sédimentaires longitudinaux et latéraux à l'affleurement..... 145
Figure 77 : Photographies interprétées du faciès DHC 146
Figure 78 : Photographies interprétées du faciès DLC..... 147
Figure 79 : Photographies interprétées du faciès SGA 147
Figure 80 : Photographie interprétée du faciès de marnes et turbidites fines 148
Figure 81 : Panorama interprété du niveau de biseaux 1 du Système d'El Buho (affleurements de la Piedra de Gergal) 149
Figure 82 : Panorama interprété des affleurements de la zone 1 (zone de biseaux la plus amont du Système d'El Buho)..... 151
Figure 83 : Panorama et logs interprétés des affleurements de la zone 2 de la Piedras de Gergal 155
Figure 84 : Panorama et logs interprétés des affleurements de la zone 1/2 de biseaux du Système d'El Buho 159
Figure 85 : Panorama présentant les différents secteurs d'affleurement de la zone de biseaux 2 du Système d'EL Buho 161
Figure 86 : Panorama interprété du secteur 1 de la zone de biseaux 2 du Système d'El Buho 162
Figure 87 : Panorama interprété du secteur 2 de la zone de biseaux 2 du Système d'El Buho 165
Figure 88 : Corrélation des logs des secteurs 1 et 2 de la zone de biseaux 2 du Système d'El Buho. La répartition en pourcentage des différents faciès a été calculée sans prendre en compte les intervalles de lacune de chacun des logs. 169
Figure 89 : Logs interprétés des affleurements de la zone 2 de biseau du système turbiditique d'El Buho..... 172

Figure 90 : Panorama et logs interprétés des affleurements de la zone de biseaux 3 du Système d'El Buho 175
Figure 91 : Reconstruction de la surface de biseaux de la zone amont du Système d'El Buho 179
Figure 92 : Logs lithologiques de la zone amont (Liano Dente) du Système de Rio Bravo 182
Figure 93 : Evolution du Squamish Prodelta 184
Figure 94 : Schéma des dépôts associés à deux types d'écoulement de coulée de débris (d'après Sohn et al. (1999). Le premier type de coulée (A) est caractérisé par un front de dilution de l'écoulement avec une section hyper-concentrée (Pierson and Scott 1985, Scott 1988, Smith and Lowe 1991). Le second type (C) est marqué par un écoulement hyper-concentré localisé à l'arrière d'une section de coulée de débris (Sohn et al. 1999). 188
Figure 95 : Schéma des modalités de construction du biseaux turbiditique du système d'El Buho. 191
Figure 96 : Schéma de modalité de mise en place du biseau du Système turbiditique d'El Buho 193
Figure 97 : Classification des systèmes sédimentaires en fonction de leurs sources d'apport, de la fraction granulométrique dominante et du nombre d'exutoires (d'après (Richards et al. 1998)..... 195
Figure 98 : A gauche : blocs diagrammes illustrant les environnements de dépôt des systèmes sédimentaires de type gravel-rich. A droite : Architecture de dépôt et distribution théorique de faciès au sein d'un gravel-rich system dans le cas d'un slope apron (a) et d'un fan sous-marin marqué ou non par une rampe (d'après Richards and Bowman (1998) 197
Figure 99 : Schéma des hypothèses I et II illustrant les implications des zones A et B au sein de la déformation des séries de Haza Blanca 200
Figure 100 : Schéma illustrant la mise en place de la structure de glissement en masse de la zone de Haza Blanca..... 201
Figure 101 : Structuration interne d'un glissement en masse dans le bassin du Sud de la mer Caspienne, Azerbaïdjan d'après Richardson et al. (2011)..... 203
Figure 103 : Structural map of the Annot sandstones outcrop located in the south of France modified from (Joseph & Lomas, 2004) 208
Figure 104 : Location map of the outcrops studied in this paper 211
Figure 105 : Picture illustration of the facies and sedimentary structures observed in the Peïra-Cava Syncline..... 213
Figure 106 : Representative log of the general vertical trend of the deposits observed in the Peïra-Cava Syncline. Referred to figure 2 for the location of the log 216
Figure 107 : Schematic definition of upstream and downstream pinch-out surfaces (modified from Amy et Al, 2004) 217
Figure 108 : On top, Log-to-log correlation along the western side of the Peïra-Cava Syncline. Logs location shown in Figure 2. On right, Paleo-topography reconstruction on top of the Blues Marls in the Peïra-Cava Syncline, early Priabonian..... 219

Figure 109 : Logs correlation at « La Blancheira » place. The brown line showed the transition between the Blues Marls and the brown marls. The red line represents the pinch-out surface of the “Grès d’Annot” sandstone on the brown marls. 221
Figure 110: Logs correlation within depression 2 of the Peïra-Cava Syncline. The brown line represents the transition between the Blues Marls and the brown marls 223
Figure 111 : Detailled analysis of the facies variation at the "Granges des Moissins" place. Localisation is represented figure 9 225
Figure 112 : Logs correlation within depression 3 of the Peïra-Cava Syncline. The brown line illustrates the transition between the Blues Marls and the brown marls 227
Figure 113 : Schemes explaining the formation of longitudinal pinch-out based on the Peïra-Cava syncline outcrops observation..... 229
Figure 1: Carte géodynamique du versant nord du golfe de Guinée.; TM: marge transformante; DM: Marge divergente; CP DM: Marge divergente de Cape Palmas, d’après Basile (2015). 237
Figure 2: Reconstruction paléo-géographique de l'atlantique au Permos-Trias (250 Ma) avant l'ouverture des différents segments de l'atlantique (Olivet et Aslanian, pers, comm dans (Moulin et al. 2010)). 238
Figure 3: Reconstitution des phases de rifting aboutissant à l'ouverture de l'atlantique équatoriale (JÚNIOR et al. 2008). (A-B) : phase de rift, Trias, (B-E) : phase de rift, Barrémien – Albien, (F-G) : phase de rift, Albien 239
Figure 4: Reconstitution paléogéographique à l'Aptien représentant les structures tectoniques affectant les bassins du nord de l’Atlantique équatoriale (modifié par (Soulet 2016) d’après (de Matos 1999) 241
Figure 5: Schéma des mécanismes pouvant intervenir dans les mouvements verticaux affectant une marge transformante ((Basile and Allemand 2002). 243
Figure 6: Charte stratigraphique des marges conjugués Ghana-Côte d'Ivoire et de Para-Maranhao, modifiée par Soulet (2016)d’après Soares et al. (2007) et Ferry et al. (2015).... 245
Figure 7: Planche de calibration en profondeur des données sismiques avec des données de puits. La localisation du puits ne peut être indiquée pour des raisons de confidentialité 248
Figure 8: Cartographie des structures tectoniques durant la reprise en transpression du segment de la marge Ghana-Côte d'Ivoire (Soulet 2016) 252
Figure 9 : Profil sismique I (partie supérieure) et son interprétation (partie inférieure) illustrant l’architecture et la distribution des unités sismiques sur la marge du système Sardine. La localisation du profil est illustrée sur la Figure 11 255
Figure 10: Bloc 3D illustrant la géométrie de la marge avec les structures tectoniques et les dépôts associés aux différentes étapes d'ouverture du bassin de San-Pedro à l'Albien moyen (Soulet 2016) 257
Figure 11: Carte 3D en amplitude dans la phase (base UpperAlbian ; ajustée au minimum) illustrant la localisation des lignes sismiques régionales recoupant le système Sardine. 260
Figure 12 : Profil sismique II illustrant la plus forte érosion affectant le Canyon du système Sardine. La position du profil est indiquée sur la Figure 11. 260

Figure 13: Carte en amplitude dans la phase (base Upper Albian) ajustée au minimum illustrant la localisation des lignes sismiques utilisées pour décrire le Canyon Est du système Sardine. 261
Figure 14 : Profil sismique et profil interprété illustrant le remplissage du Canyon Est du système Sardine. Le profil suit la base du thalweg du Canyon Est. 263
Figure 15 : Carte en amplitude dans la phase (base UpperAlbian) ajustée au minimum illustrant la morphologie et les différentes sections du canyon Est. 265
Figure 16 : Profil sismique zoomé illustrant les variations de pente des sections I et II au sein du Canyon Est. La localisation de ce profil est reportée sur la Figure 14 266
Figure 17 : Profil sismique zoomé illustrant les variations de l'inclinaison des sections III, IV et V au sein du Canyon Est. La localisation de ce profil est illustrée sur la Figure 7. 268
Figure 18: Profils sismiques recoupant le Canyon Est du système Sardine. La localisation des profils est illustrée sur la Figure 13. Sur la droite, sont présents les profils topographiques déduits de l'enveloppe du système identifiée sur les profils sismiques correspondant. La hauteur moyenne du remplissage est donnée par le trait noir. 269
Figure 19 : Profils sismiques recoupant le Canyon Est du système Sardine. La localisation des profils est illustrée sur la Figure 13. Sur la droite, sont présents les profils topographiques déduits de l'enveloppe du système identifiée sur les profils sismiques correspondant. La hauteur moyenne du remplissage est donnée par le trait noir. 270
Figure 20 : Carte d'amplitude dans la phase (base Upper Albian) ajustée au minimum et illustrant le remplissage du Canyon Est du système Sardine. 272
Figure 21: Profil sismique et profil interprété illustrant la formation et le remplissage de la structure en plunge and pool à la base de la rupture de pente IV. 272
Figure 22 : Carte en amplitude ajustée au minimum et calculée entre la base Upper Albian et la base Upper Albian décalée de +50 ms. Deux cartes correspondantes aux intervalles +25 ms ont été calculées. La carte 1 représente la section basale et la carte 2, la section supérieure. Elles illustrent le remplissage de la section V du Canyon Est du système Sardine. 273
Figure 23: Carte en amplitude illustrant la localisation des lignes sismiques utilisées le long du Canyon Ouest du système Sardine. 274
Figure 24: Carte en amplitude dans la phase (base Upper Albian) ajustée au minimum. Les lignes rouges pointillées indiquent les principaux accidents tectoniques. 276
Figure 25: Profil sismique et profil interprété illustrant le remplissage du canyon Ouest du système Sardine. Le profil est localisé à la base du thalweg du canyon Ouest. 277
Figure 26: Profils sismiques recoupant le Canyon Ouest du système Sardine. La localisation des profils est illustrée sur la Figure 23. Sur la droite, sont présents les profils topographiques collectés sur l'enveloppe du système à la même position que les profils sismiques correspondant. La hauteur approximative de remplissage est donnée par le trait noir. 279
Figure 27 : Profil sismique et profil interprété illustrant le remplissage de la section II du Canyon Ouest du système Sardine. Le profil est localisé sur la Figure 25. 281
Figure 28 : Profil sismique d-d' recoupant le Canyon Ouest du système Sardine. La localisation du profil est illustrée sur la Figure 23. 283

Figure 29: Carte en amplitude ajustée au minimum dans les différentes phases identifiées dans le remplissage du canyon Ouest 285
Figure 30 : Profil sismique et profil interprété illustrant la formation et le remplissage de la structure en plunge and pool à la base de la rupture de pente II du Canyon Ouest. La localisation est reportée Figure 25 287
Figure 31 : Carte en amplitude ajustée au minimum et calculée entre la base Upper Albian et la base Upper Albian décalée de +50 ms. Deux cartes correspondantes aux intervalles +25 ms ont été calculées. La carte 1 représente la section basale et la carte 2, la section supérieure. Elles illustrent le remplissage de la section III du Canyon Ouest du système Sardine. 288
Figure 32 : Bloc diagramme de synthèse de l'architecture des appareils turbiditiques se développant sur le système Saumon et Sardine entre l'Albien et le Turonien d'après Soulet (2016) 290
Figure 33: Modalités de mise en place des biseaux turbiditiques du système Sardine sur la pente continentale. 292
Figure 34: Modèle de dépôts de la partie supérieur (section I,II,III) du canyon Est du système Sardine..... 294
Figure 35 : Schéma de mise en place des regressive lag deposits issu de l'étude de la section II du Canyon Ouest. 300
Figure 36 : Schéma de formation des downslope asymetrical cyclicsteps(Cartigny et al. 2011) 301

INTRODUCTION GENERALE

Les marges continentales sont le siège d'une sédimentation active qui se manifeste soit par des phénomènes d'érosion liés au creusement de canyons qui capturent et concentrent les flux sédimentaires ou à la remobilisation de dépôts pré-existants par des glissements sous-marins dans des zones de forte déclivité, soit par des phénomènes d'accumulation liés à la présence de structures chenalisantes (systèmes chenaux-levées turbiditiques), permettant l'étalement longitudinal et latérale des apports sédimentaires lorsque l'inclinaison de la pente diminue sous une valeur seuil. Cette sédimentation gravitaire à dominante gréseuse s'intercale avec une sédimentation hémipélagique à dominante argileuse.

L'analyse détaillée des conditions de mise en place des accumulations turbiditiques présente un fort ***intérêt pour l'industrie pétrolière***. Depuis plus d'une dizaine d'années, les principales découvertes de gisements d'hydrocarbures dans les Golfes de Guinée et du Mexique, sur la marge brésilienne ou encore dans l'offshore africain du Ghana à la Mauritanie(Kesse 1986, Dailly et al. 2013) ont été faites dans des pièges stratigraphiques ou mixtes dans de grandes accumulations de matériaux détritiques grossiers correspondant à d'anciens chenaux ou des lobes turbiditiques. Les glissements sous-marins qui se déclenchent sur les pentes continentales peuvent aussi présenter un intérêt pour la prospection pétrolière lorsque de grands volumes de matériaux à forte porosité sont remobilisés et peu déstructurés au sein des masses glissées. Mais ils peuvent aussi constituer des barrières imperméables au-dessus d'accumulations détritiques correspondant à des systèmes de chenaux et de lobes.

De ce fait, lors de l'analyse sismique d'un bassin, la **caractérisation des géométries** de ces corps sédimentaires est devenue un enjeu majeur pour l'industrie afin d'élaborer des modèles architecturaux et de distribution des lithofaciès de plus en plus précis. L'un des aléas encore difficiles à évaluer à ce jour se situe au niveau du **contact en onlap** de certains systèmes sédimentaires sur les pentes continentales. Ceci est particulièrement prononcé lorsque ces systèmes sont situés sur les marges continentales au profil topographique escarpé (marges dites abruptes) avec des points d'entrées multiples ou sur les marges en pente plus douces mais présentant une source d'apport unique (canyon).

Les marges au profil topographique escarpé entre la plate-forme et le bassin présentent une brusque rupture de pente entre les domaines de la pente continentale et du glacis/plaine abyssale ce qui favorise une **forte érosion ou un by-pass** sur la pente continentale et une accumulation rapide des matériaux grossiers à la base de la pente continentale, à cause du phénomène de ressaut hydraulique subit par les écoulements gravitaires. Ce type de marge est ainsi responsable de la construction d'épaisses accumulations sableuses d'extension latérale et longitudinale limitée, généralement déconnectées des distributaires alimentant la marge et **se déposant en onlap contre la pente continentale**. La localisation des accumulations sableuses est ainsi contrôlée par l'emplacement de la rupture de pente entre la pente continentale et le bassin.

Les marges de plus faible déclivité, avec une source d'apport unique, peuvent aussi générer la formation d'onlap lorsque le système ne présente pas d'apports continus : dès lors que la source d'apport se tarie, un biseau peut se mettre en place sur l'extrémité amont du système. Pour la mise en place de ce type de géométrie dans un contexte de pente douce, le système doit tout de même présenter un certain degré de confinement.

Ce type de configuration géométrique peut conduire à un piégeage stratigraphique des hydrocarbures.

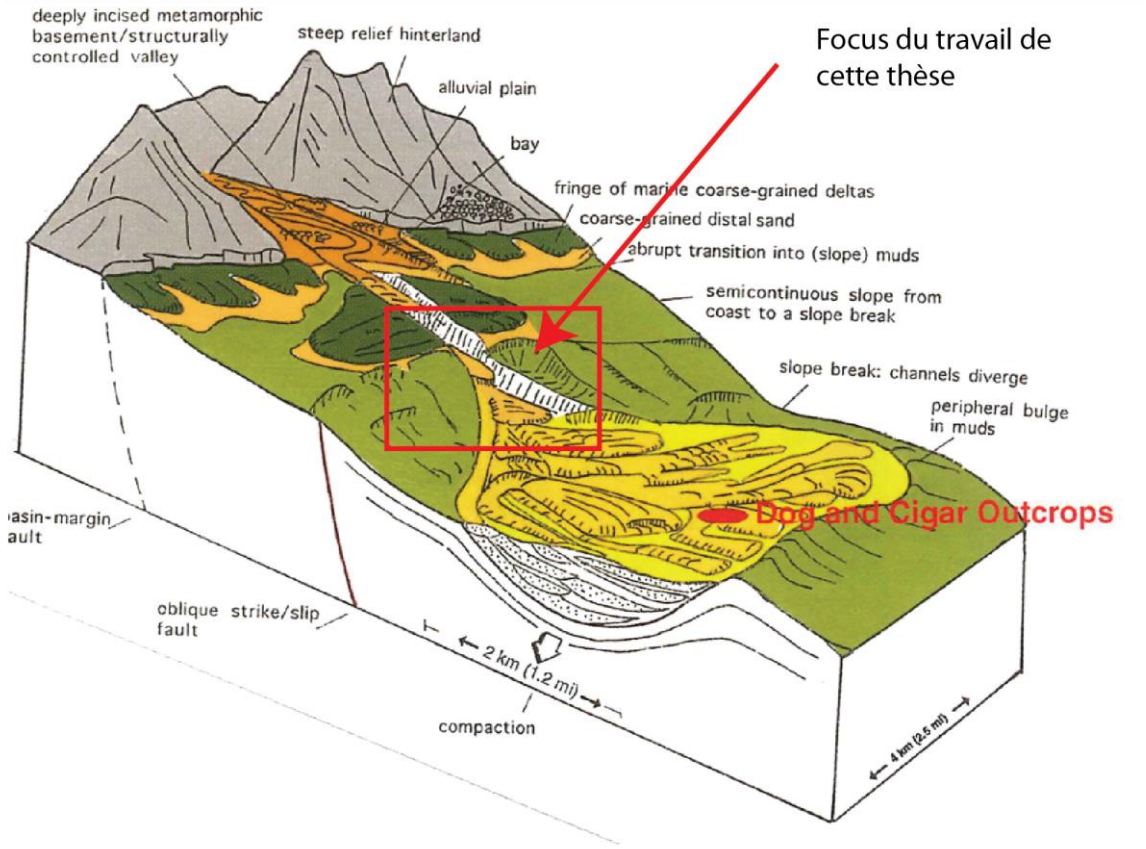


Figure 1 : La zone d'intérêt de ce travail de thèse est située à l'interface entre la zone de by-pass des particules et les premiers dépôts du système turbiditique. Il est reporté sur le modèle de dépôt décrit dans le bassin de Tabernas (Cossey and Kleverlaan 1995).

Le piégeage stratigraphique s'effectue par le biseau latéral et longitudinal des systèmes sur les roches encaissantes. L'une des zones critiques de fermeture de ce type de piège se situe au niveau de la zone de biseau amont sur lequel ce travail sera focalisé (Figure 1).

La principale caractéristique des structures en onlap est leur position à la limite de l'interface entre la zone de *by-pass* des particules et les premiers éléments composants le système turbiditique (Figure 1). Plusieurs scénarios de géométrie de dépôt sont envisageables dans le contexte des marges de forte et faible déclivité (Figure 2).

Dans le cas A, la zone de *by-pass* des particules sur la pente présente une connectivité limitée avec l'accumulation du bassin (Figure 2). En amont du système de dépôt principal, on peut alors trouver des dépôts amalgamés présentant des faciès de *by-pass* (Figure 2). Dans le cas B, aucune connectivité ne peut être établie. Dans le cas C, il n'y a pas de zone de *by-pass*, le biseau s'effectuant par le biais d'une évolution latérale de faciès entre la pente et le bassin (Figure 2).

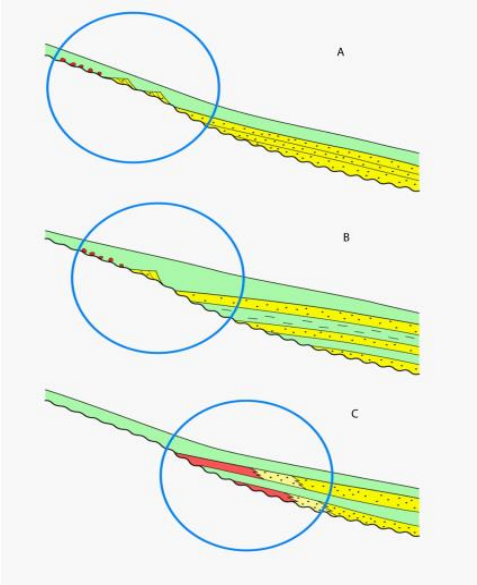


Figure 2 : Scénario possible des modalités de biseaux des systèmes turbiditiques sur la pente continentale (Rubino, 2013).

De même, plusieurs géométries d'onlap peuvent être envisagées (Figure 3). Dans la configuration la plus simple, les séries gréseuses se biseautent sur la pente continentale (cas A) sans effet sur leurs caractéristiques (épaisseurs, pendage,…). Cependant, de nombreux autres types de configuration peuvent être envisagés en fonction de différents facteurs (Figure 3) tels que le contexte tectonique, les variations eustatiques, ou encore le climat qui influencent les flux sédimentaires délivrés, le différentiel de subsidence entre la pente et le bassin, et donc la géométrie du dépôt final.

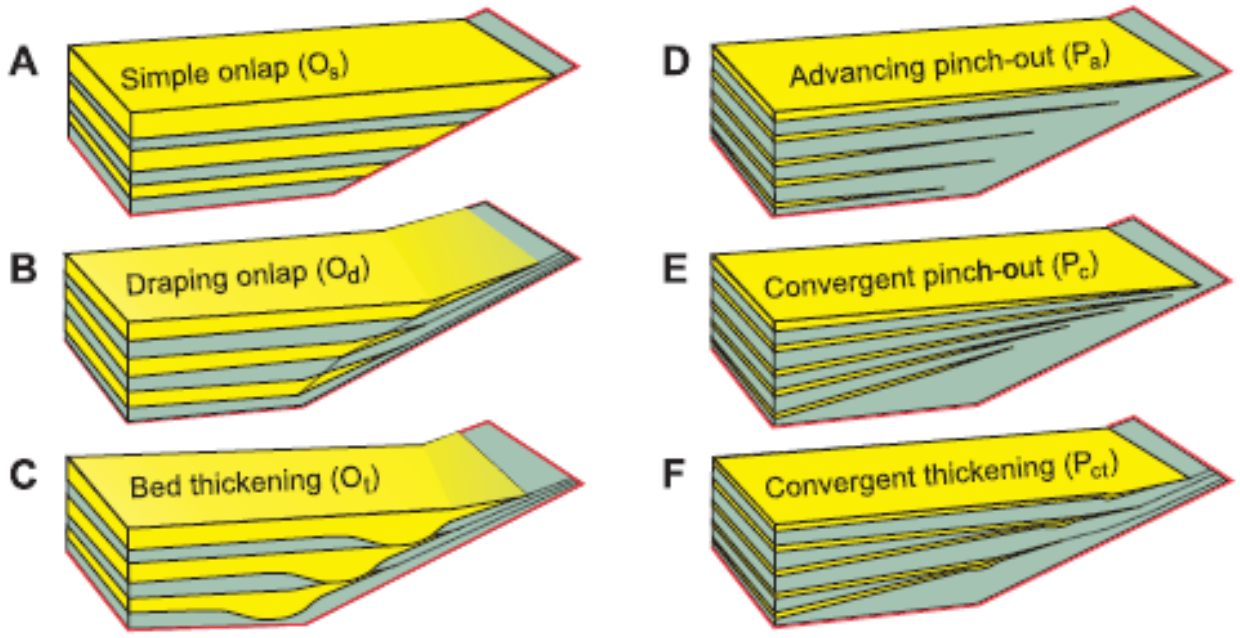


Figure 3 : Illustration des différentes géométries de biseaux sableux observables contre un haut topographique (Bakke et al. 2013)

Une fois la caractérisation géométrique de l'onlap effectuée, il est important de pouvoir identifier le ou les faciès lithologiques associés à ces architectures. Le faciès de *by-pass* correspond souvent aux intervalles les plus grossiers observés dans les séries gréseuses. Il est dit de « *by-pass* » car seule une partie des particules grossières étant déposée, l'essentiel des particules est évacué vers l'aval (Sumner et al. 2012, Bakke et al. 2013). Son épaisseur est très variable, comprise entre quelques centimètres et plusieurs mètres. Sa base peut être érosive ou non, et son sommet présente généralement un contact net avec des dépôts argileux (terme Te de la séquence de Bouma (1962)) ou avec des dépôts silteux pouvant contenir des stratifications obliques. On peut assimiler ce faciès aux termes Ta de la séquence de Bouma (1962). On peut y retrouver des structures de type « *traction carpet* » ou des intervalles de quelques centimètres à granoclassement inverse en base de ces bancs, comme décrit par Lowe (1982).

Le faciès de *by-pass* serait donc associé à un processus d'écoulement appelé « courant de turbidité de haute densité » par Lowe (1982) et maintenant interprété comme un écoulement laminaire non cohésif, concentré à hyperconcentré, par Mulder and Alexander (2001). Le mécanisme de support des particules au sein de l'écoulement est dominé par les interactions et les collisions entre les grains. Ce processus se produit sur des pentes escarpées et il ne peut se maintenir sur des inclinaisons trop faibles du fait de l'énergie dissipée par les chocs. Ce faciès se dépose par « gel » successif des différentes arrivées de matériaux au cours du passage d'un écoulement.

Deux autres types de dépôt peuvent être utilisés comme marqueurs d'une transition entre une zone de non dépôts et le système turbiditique. Dans un contexte topographique présentant une forte rupture de pente, on peut observer à l'aplomb de celle-ci des faciès de dépôts de type coulée de débris, de différentes concentration et maturité.

Le faciès de type coulées de débris affecte une grande gamme de lithologies, des marnes jusqu'aux graviers, et peut présenter des épaisseurs variant de quelques décimètres à plusieurs mètres. La base de ces dépôts peut être érosive. Ce faciès est constitué de fragments de matériaux de tailles (cm à dcm) et de lithologies variées figés au sein d'une matrice cohésive de nature marneuse à marno-silteuse. Il n'est pas rare de perdre latéralement toute trace de ces intervalles. Ce processus se rencontre sur des pentes pouvant être faibles (Stow and Mayall 2000). La vitesse de déplacement de ces coulées est liée à la relative imperméabilité de la matrice à l'incorporation de fluide ambiant. Le dépôt final résulte d'un gel en masse de la coulée.

Certains faciès résultent de processus de désintégration/mélange des dépôts remobilisés qui sont moins évolués que dans les coulées de débris. Les fragments de matériaux y sont par contre de plus grandes tailles (métriques à pluri-métriques). Ils ont subi une déformation plastique suggérant qu'ils étaient encore à l'état meuble lors de leur remobilisation mais leur structure originelle reste préservée. Ces faciès correspondraient à des dépôts de transport en masse (MTD) résultant de glissements translationnels ou rotationnels ayant affectés la pente continentale et qui se sont propagés jusque dans le bassin. Comme pour le faciès précédent, le dépôt s'effectue en masse dès que l'énergie n'est plus suffisante.

Ces différents faciès de dépôts peuvent évoluer latéralement avec l'éloignement de la zone de biseaux. Lorsqu'un courant turbulent est affecté par un phénomène de ressaut

hydraulique, sa vitesse et sa capacité de transport des particules diminuent. Il relargue alors une partie de ses matériaux grossiers. La localisation des accumulations sableuses et la distribution des apports détritiques sont ainsi contrôlées par l'emplacement de la rupture de pente entre la pente continentale et le bassin. Ces effets hydrodynamiques peuvent modifier considérablement les caractéristiques du réservoir turbiditique gréseux potentiellement créé en termes de distribution granulométrique, de perméabilité et porosité par exemple.

Enfin, on peut encore mentionner trois autres faciès diagnostiques du *by-pass* : les faciès dit de *Slurry Bedding* (Stanley 1962), les sables grossiers à stratifications obliques (Faciès F6 de Mutti (1992)) et les *lags* conglomératiques à granoclassement inverse (Faciès F3 de Mutti (1992)).

Ce travail de thèse se concentrera sur la thématique générale des modalités de formation des biseaux turbiditiques à la transition pente escarpée/bassin, à la compréhension des processus contrôlant leurs géométries et à la nature de leurs dépôts par le biais de travaux de terrain sur des formations fossiles. Ceci permettra alors de préciser le modèle lithologique qui pourra être associé au modèle architectural issu de l'interprétation des données sismiques.

L'analyse détaillée des conditions de mise en place des biseaux turbiditiques sur les pentes continentales et de leur évolution au court de l'histoire du bassin n'ont pas été étudiées à ce jour de façon systématique et présentent un intérêt stratégique pour les industriels pour l'étude du potentiel de piégeage des pièges stratigraphiques. Deux exemples de formations fossiles ont été retenus comme terrains d'étude : le premier dans le Tortonien du bassin de Tabernas (Andalousie, Espagne), au nord d'Almeria, le second dans l'Eocène/Oligocène des Grès d'Annot (SE France). Ce travail est complété par l'analyse des formations Crétacé d'un bloc de sismique 3D situé sur la marge de Côte d'Ivoire permettant une véritable caractérisation en trois dimensions des objets malgré la limitation inhérente à la résolution de la sismique.

Le bassin de Tabernas se situe dans les Cordillères Bétiques, au sein d'une dépression cernée par les montagnes de la « Sierra de Los Filabres », de la « Sierra de Los Alhamilla » et par la montagne de la « Sierra de Gador ». Durant tout le Miocène terminal, le soulèvement des Sierra de Los Filabres et d'Alhamilla a entrainé une subsidence différentielle du bassin de Tabernas qui s'est approfondi et qui s'est alors transformé en un étroit corridor partiellement isolé. Dans cette structure se sont déposées d'épaisses séries turbiditiques sableuses alimentées par de multiples systèmes prenant leur source dans les unités de la Sierra de Los Filabres au Nord (Kleverlaan 1989, Cossey and Kleverlaan 1995, Cronin 1995, Haughton 2000, Pickering et al. 2001, Braga et al. 2003, Hodgson and Haughton 2004). Le bassin de Tabernas présentait alors des bordures escarpées et de forts apports terrigènes, conditions propices à la mise en place de biseaux turbiditiques sur le toit des formations marneuses sous-jacentes, entre les domaines du bassin et de la pente. L'ensemble des travaux antérieurs s'étant surtout focalisé sur le système sédimentaire axial du bassin, ce travail de terrain a permis de découvrir de nouvelles accumulations turbiditiques le long des bordures sud et surtout nord du bassin. En ce sens c'est un système assez unique où les conditions d'affleurement en domaine sub-désertique sont excellentes

La formation des Grés d'Annot se situe dans le Sud Est de la France. Cette formation détritique marine, mondialement connue, car c'est là qu'ont été décrits les premiers dépôts turbidtiques

(Kuenen et al. 1957), d'âge Eocène supérieur-Oligocène, affleure au sein d'une série de sous bassins au remplissage diachrone (Bodelle 1971). Mon travail s'est focalisé sur les affleurements du synclinal de Peïra Cava, au Nord de Nice. Les formations détritiques y sont bien exposées et conservées au sein du synclinal où les conditions d'affleurement permettent de les voir se biseauter longitudinalement dans le sens des apports (Sud-Nord) et latéralement (Est-Ouest) sur le toit de la formation des Marnes Bleues.

Le choix de l'analogue sismique s'est porté sur la marge de Côte d'Ivoire, considérée comme une marge transformante type. La formation de cette marge durant l'ouverture de l'Atlantique Equatorial au cours du Crétacé Inférieur s'est accompagnée de la formation de bassins en *pull-apart* dont le Bassin Ivoirien Profond (BIP). Le contrôle tectonique exercé sur les marges au stade transformant est fort, avec des mouvements verticaux importants le long des failles décrochantes qui contrôlent la segmentation des marges. Ces mouvements verticaux ont induit un profil de marge escarpée au cours du Crétacé et il existait également de forts apports terrigènes à l'origine de la construction d'accumulations turbiditiques. Ces conditions suggéraient qu'une analogie pouvait être établie avec les marges escarpées du bassin de Tabernas. L'exploration pétrolière le long des marges Ouest Africaine a permis l'acquisition d'une impressionnante couverture de données sismiques, avec notamment la présence de nombreux blocs de sismique 3D de très haute résolution permettant une étude de détails des conditions de mise en place des biseaux des systèmes sédimentaires sur la paléo-pente continentale.

I. Problématiques

Afin de répondre à ces objectifs, le travail s'est organisé autour de cinq problématiques principales, à plusieurs échelles d'analyse, du faciès sédimentaire au remplissage de sous-bassins, résumés par les questions suivantes :

1. Quelles sont les relations architecturales et géométriques entre les accumulations turbiditiques de bassin et la pente continentale adjacente ? Quelle est l'évolution des morphologies/architectures des corps biseautés en fonction du profil topographique de la pente continentale et des dépôts associés (faciès, granularité, porosité, continuité spatiale) ?

2. Sous quelles conditions environnementales (inclinaison ou changement d'inclinaison) le biseau amont des systèmes turbiditiques s'opère-t-il sur la pente ?

3. Comment s'opèrent les processus de *by-pass*/dépôts au niveau des zones de biseaux ?

4. Quels sont les faciès lithologiques caractéristiques (granulométrie, épaisseur, extension latérale-longitudinale) rencontrés au niveau des zones de biseaux ?

5. Quelles sont les modalités de mise en place des biseaux turbiditiques amont ?

II. Organisation du mémoire

Afin de rendre compte de l'ensemble des travaux réalisés, ce manuscrit est organisé en 4 chapitres :

Le chapitre 1 a pour objectif de présenter une analyse bibliographique des travaux touchant aux processus gravitaires de transport/dépôt et à la construction de corps silico-clastiques en domaine de marges escarpées, qu'elles soient modernes ou fossiles.

Le chapitre 2 portera sur l'étude des modalités de formation des biseaux sédimentaires longitudinaux dans deux accumulations turbiditiques du bassin de Tabernas. Un premier travail sera effectué sur la caractérisation des systèmes de dépôts du bassin puis sur les relations architecturale**s** et géométriques entre les systèmes identifiés et la pente continentale. Une caractérisation des processus de dépôts et des faciès associés sera également effectuée.

Le chapitre 3 sera dédié à l'étude des dépôts du synclinal de Peïra-Cava dans les Alpes du Sud. Une reconstruction de la paléo-surface de dépôt du système des Grès d'Annot sera présentée afin d'illustrer son impact sur les processus de transport-dépôt et sur les modalités de construction des biseaux turbiditiques longitudinaux. Ce chapitre est présenté sous la forme d'une version préliminaire d'un article.

Le chapitre 4 présentera l'analyse d'une section d'un bloc de sismique 3D localisée sur la marge Ivoirienne afin de compléter, pour une autre échelle d'observation, les relations architecturales et géométriques entre des accumulations turbiditiques de bassin et leur pente continentale adjacente.

Enfin, l'ensemble des travaux obtenus sera synthétisé dans un chapitre de Discussion-Conclusions accompagné des perspectives pouvant découler de ce travail.

Ce travail de thèse a été réalisé dans le cadre d'une bourse CIFRE financée par le groupe TOTAL, en collaboration avec le laboratoire Géoazur UMR7329.

Chapitre I. La sédimentation gravitaire silicoclastique en domaine marin

Les écoulements gravitaires sont des processus capables de transporter des matériaux particulaires sous l'action principale de la gravité, sur de plus ou moins longues distances, depuis des environnements peu profonds vers des environnements profonds (Broucke 2003).

L'objectif de cette partie est de présenter les différents objets, processus et notions nécessaires à la compréhension des systèmes gravitaires en domaine sous-marin et de leurs modalités de biseaux sur les pentes continentales. Elle s'attache tout d'abord à rappeler les origines et concepts fondamentaux qui gouvernent l'évolution et la mise en place de ces dépôts, puis seront abordés les faciès et les classifications qui ont découlés de l'étude des écoulements gravitaires. Pour finir, une analyse des travaux précédemment effectués sur les modalités de biseaux sédimentaires sera effectuée.

I. Histoire des écoulements gravitaires :

Sur les marges continentales, les systèmes turbiditiques constituent les principales accumulations terrigènes, avec des épaisseurs variant de quelques centaines de mètres à plus de 2 km et des extensions longitudinales pouvant dépasser les 1000 km comme par exemple avec le système du Bengale (Curray and Moore 1971, Normark et al. 1993). Les concepts de système turbiditique et de courant de turbidité sont nés dans les années 1887, avec des études de courants de densité en provenance du Rhône et se déversant dans le lac Leman (Forel 1887). Ces processus seront ensuite invoqués en domaine marin (Daly 1936), Lowe (1982). Il faudra attendre les travaux de Stetson & Smith (1938) pour que l'on évoque la capacité des courants de densité à transporter du matériau sur de longues distances et c'est la même année que le terme de courant de turbidité apparait dans la littérature (Johnson 1938). Kuenen (1937, 1966), Kuenen & Migliorini (1950) et Middleton (1970), à l'aide d'expériences analogiques et d'observations de terrain, ont montré le développement d'un classement des particules au sein des courants de turbidité. C'est la première fois qu'une approche basée à la fois sur l'étude de sédiments anciens et de sédiments modernes est mis en œuvre (Kuenen and Migliorini 1950). Il en résulte un bouleversement des idées perçues par la communauté scientifique de l'époque, selon laquelle les courants de turbidité n'étaient constitués que de silts et d'argiles faiblement dilués et marqueurs d'un environnement marin profond (Murray et al. 1891). Le terme de « turbidite » est alors utilisé pour qualifier les dépôts résultant d'un courant de turbidité (Kuenen et al. 1957).

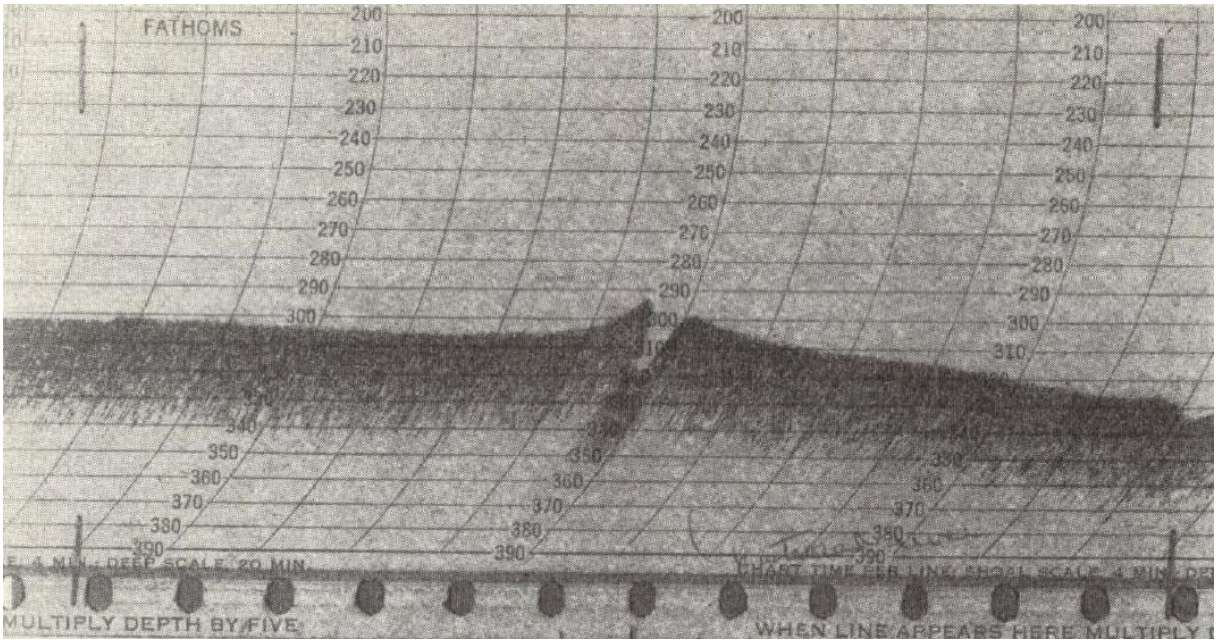


Figure 4 : Fathogramme montrant un chenal et ces levées, marge de San Diego, Californie. Le chenal mesure 600 m de large pour une profondeur de 36 mètres. D'après Menard and Ludwick (1951).

Le concept de courant de turbidité à forte concentration sera repris par divers auteurs, notamment sur les idées de l'existence d'une succession verticale de dépôts correspondant à un évènement turbiditique (Vassoevich 1951, Nesteroff 1961) ou encore sur l'existence réelle de ces évènements en milieu naturel (Rupke 1978). Ces doutes seront en partie levés avec la découverte des premières accumulations sédimentaires gravitaires (Menard and Ludwick 1951, Menard 1955)(Figure 4).

La première description de l'organisation verticale d'un dépôt turbiditique sera établie par Bouma (1962) au sein de la formation Eocène des Grès d'Annot dans le synclinal de Peïra-cava (France). Dott (1963) a ensuite proposé une classification basée sur le comportement mécanique des écoulements. Il définit alors quatre classes de processus : (1) comportement élastique dans lequel il intègre les écoulements de type éboulis, (2) comportement élastique et plastique où il regroupe les *slumps* et glissements sans déformation interne majeure, (3) comportement plastique qui caractérise les écoulements en masse et qui, à la différence des glissements, subissent une déformation majeure distribuée dans toute la masse tout en gardant un comportement solide, (4) comportement de fluide visqueux où les écoulements ne se comportent plus comme un solide et ils développent de la turbulence qui remanie l'ensemble des particules transportées. Cette classification a ses limites car elle ne se base que sur une seule des propriétés physiques caractérisant les écoulements gravitaires. Le degré de cohésion des particules, bien que sous-jacent à la définition des comportements, n'est pas assez détaillé et le mécanisme de support des particules n'est pas pris en compte. Suite à ces publications, plusieurs auteurs font des tentatives pour définir des schémas structuraux de turbidite. Rupke and Stanley (1974) sont les premiers à observer des granoclassements inverses au sein de turbidites argileuses reposant sur des sables fins. Kuenen (1964) et Hesse (1975) proposent différentes modifications pour affiner les termes définis par Bouma (1962). Mutti (1977), Piper (1978) et Stow and Lowell (1979) s'essayent eux aussi à décrire les phénomènes de micro sédimentation et les relations entre structures, processus et environnements.

II. La sédimentation gravitaire

Stow (1986) définit trois types majeurs de processus sédimentaires capable d'éroder, transporter ou de déposer des particules en domaine sous-marin profond (Figure 5) :

- Les processus gravitaires déclenchés par des excès de masse sur la pente continentale et gouvernés par des gradients d'énergie contrôles par la gravité,
- Les courants de fond gouvernés par les contrastes thermo-halins et la force de Coriolis,
- La sédimentation pélagique issue de la décantation des particules en suspension dans la colonne d'eau.

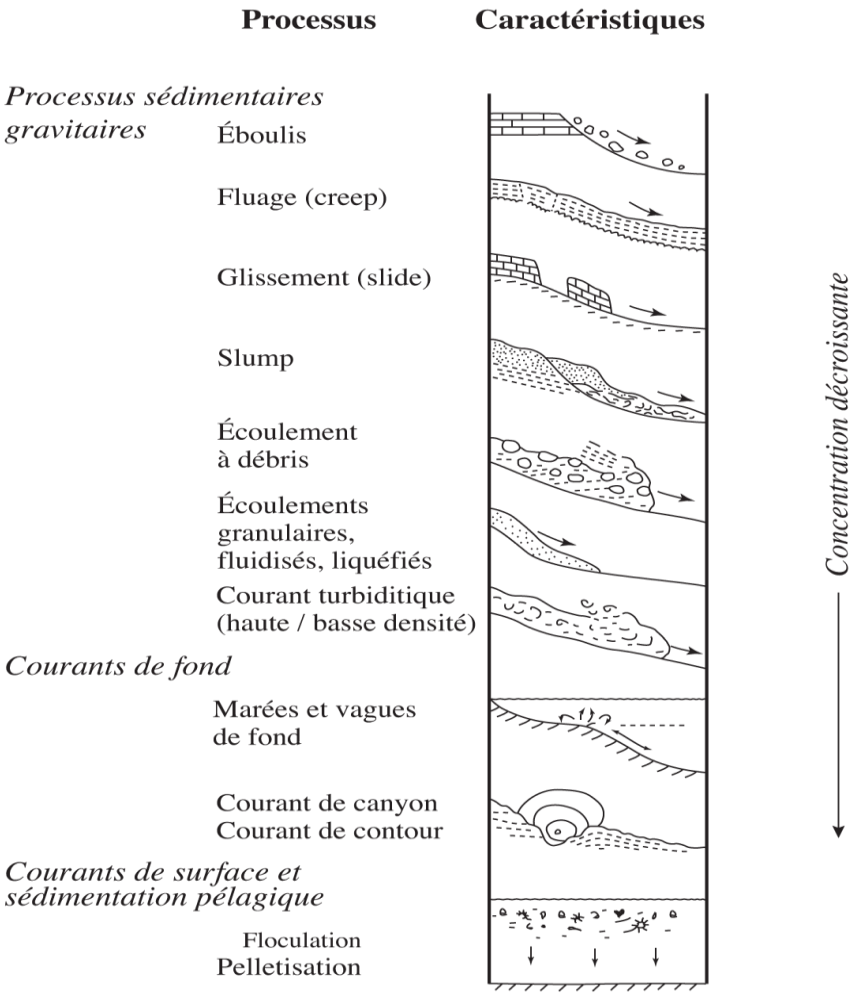


Figure 5 : Processus opérant en milieu profond, d'après Stow (1986)

Les processus gravitaires sont les mécanismes principaux de transfert sédimentaire entre la bordure du continent et le domaine marin profond mais, comme évoqué précédemment, des critères tels que la cohésion du matériau impliqué et la variation de teneur en eau influent fortement sur le comportement et le type de processus gravitaire généré (éboulis, glissement, écoulement laminaire/turbulent). Bien que les classifications soient nombreuses dans la

littérature, on peut communément classer les processus gravitaires en deux grandes familles composées des mouvements en masse et des écoulements gravitaires.

1. Les mouvements en masse

Ils regroupent les mouvements en masse liés à des processus tels que les avalanches et les chutes de blocs. Bien qu'elles puissent impliquer des déplacements de grand volume de matériau, ces mouvements n'impliquent pas de fortes interactions entre les éléments transportés. Ils regroupent aussi les glissements en masse, définis comme des phénomènes de déplacement de volumes sédimentaires homogènes le long d'un plan de cisaillement (surface de glissement plane pour les *slides* et surface de cisaillement semi-circulaire pour les *slumps*)(Mulder and Cochonat 1996, Etienne 2012).

2. Les écoulements gravitaires

A cause de l'inflation de terminologies employées pour décrire les écoulements gravitaires et par soucis de clarté, la classification de Mulder and Alexander (2001) sera utilisée pour définir les écoulements rencontrés au long de ce mémoire. Elle repose essentiellement sur la cohésion des particules et sur leurs mécanismes de support et elle rend compte des principaux dépôts/processus que j'ai pu identifier au sein de mes zones d'étude. Mulder & Alexander (2001) différencient les écoulements cohésifs des écoulements non cohésifs.

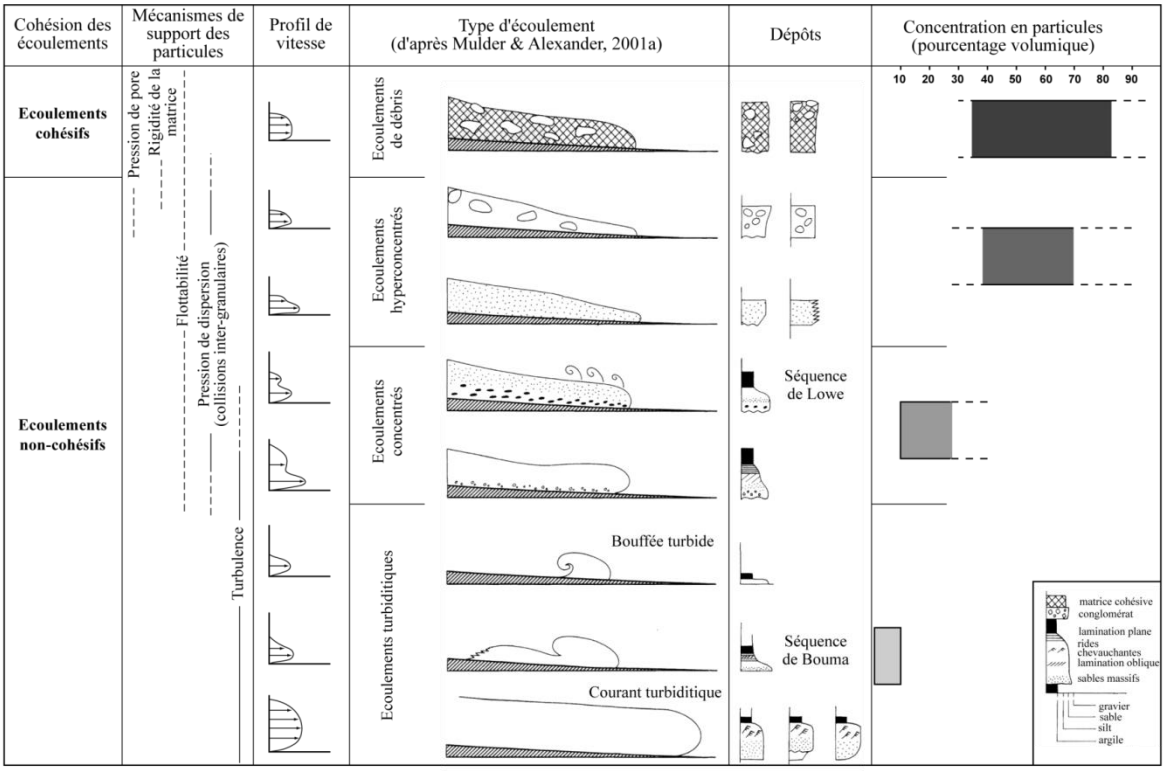


Figure 6 : Diagramme de définition des écoulements gravitaires indiquant les mécanismes dominant de support des particules, les profils de vitesse théoriques, la forme des écoulements ainsi que les dépôts sédimentaires attendus (Mulder & Alexander,2001).

a. Les écoulements cohésifs

Les écoulements cohésifs, aussi nommés écoulements laminaires, englobent les coulées de débris, les coulées de grains et les coulées fluidisées (Figure 6). Les concentrations en matériaux y sont supérieures au seuil de turbulence estimé à 9% du volume total de l'écoulement par Bagnold (1962). Les fortes valeurs de viscosité supposent une grande rigidité de la matrice. Ces écoulements ont une capacité de transport très grande, jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres (Gee et al. 1999), sur des pentes très faibles, tout en étant peu érosifs (Shanmugam 2000). Cette capacité de transport est rendue possible par l'incorporation en base de l'écoulement d'une pellicule d'eau (*hydroplanning*) qui réduit les forces de friction de l'écoulement sur le fond marin (Mohrig et al. 1998). Les processus à l'origine de la formation sont encore mal déterminé, faute de pouvoir reproduire ces expériences d'écoulements en canaux.

Trois catégories sont distinguées au sein des écoulements cohésifs : les *debris flows* qui sont des écoulements présentant une matrice cohésive fine dont la rigidité assure le maintien en suspension des clastes (Hampton 1972, Mulder and Alexander 2001), les *mud flows* qui sont des *debris flows* contenant moins de 5% de graviers et 50% de sable (Etienne 2012) et les *slurry flows,* considéré également comme des *debris flow,* qui sont des écoulements à matrice grossière avec une fraction argileuse comprise entre 5% et 20%.

Dès lors que les conditions nécessaires au maintien en mouvement des écoulements cohésifs ne sont plus remplies, ceux-ci se figent brusquement en préservant les structures internes initiales du matériau de départ (Lowe 1982, Postma 1984). Ils présentent une très faible capacité à incorporer du fluide ambiant, de ce fait on considère que l'épaisseur du dépôt est significative de l'épaisseur de l'écoulement durant son mouvement. Une séquence type de dépôts correspondant à ces écoulements serait caractérisée par une base et un sommet très net, un granoclassement peu marqué ou absent au sein du dépôt, et parfois des imbrications traduisant la direction de l'écoulement.

b. Les écoulements non cohésifs

Les écoulements non-cohésifs sont divisés en fonction de leur concentration en particules et du mode de support des particules.
On distingue trois grandes sous catégories :
1) les écoulements hyper-concentrés de type *matrix supported* ont un comportement très proches de celui des écoulements cohésifs, mais la rigidité de la matrice n'empêche pas les mouvements verticaux internes des particules (Mulder and Alexander 2001). Le mécanisme de support principal des particules est engendré par les interactions et collisions entre les grains. Ces écoulements ne peuvent se maintenir sur de faible pente. Leur dépôt résulte du gel successif des arrivées de matériau. Ce type d'écoulement présente des séquences de dépôts formées notamment de niveaux de tapis de traction (*traction carpet*) dans lesquels les particules/fragments prennent une orientation préférentielle. Leur base peut être légèrement érosive et leur sommet net. Dans le cas du développement d'une semelle plus diluée, leur dépôt peut présenter à la base un granoclassement inverse (Mulder and Alexander 2001). Le passage des écoulements hyper-concentrés à concentrés s'effectue lorsque la dilution de l'écoulement par incorporation de fluide ambiant est suffisante pour que celui-ci développe un début de turbulence dans sa partie supérieure,

2) les écoulements concentrés se distinguent par une dilution plus forte et par des mécanismes de suspension des particules plus variés. Si la dilution est suffisante, l'écoulement peut se diviser en une partie basale laminaire cohésive et une partie supérieure turbulente. Leur dépôt type correspond à la séquence définie par Lowe (1982) avec une base peu érosive et une succession de niveaux à granoclassement inverse et des figures de *traction carpet* (fraction turbulente),
3) les écoulements turbulents sont des écoulements non cohésifs de faible concentration en particules (inférieure à 9% du volume total (Bagnold 1962)). Ils se distinguent par une très grande turbulence du fluide qui assure le maintien en suspension des particules. Ces écoulements peuvent parcourir de très grandes distances même sur de faible pente. Ils sont de deux types : les bouffées turbides ponctuelles (quelques heures) et les courants de turbidité qui sont plus continus dans le temps (quelques jours à quelques semaines) comme défini par Luthi (1981), Ravenne and Beghin (1983) ou encore Laval et al. (1988).
En terme de morphologie, ces écoulements se composent d'un front, d'un « cou », d'un corps et d'une queue (Pickering et al. 1989). Le front présente un contraste de densité plus fort avec l'eau ambiante, et le cou marque l'apparition d'une zone hautement turbulente favorisant l'incorporation d'eau. Le corps peut être caractérisé à sa base par une partie laminaire puis il devient de plus en plus turbulent en montant dans l'écoulement jusqu'à une zone instable dans laquelle se développent des vortex turbulents. Dans de nombreux cas, les dépôts de l'ensemble des corps de ce type d'écoulement sont parcellaires et généralement difficilement identifiables.
Les courants de turbidité sont souvent évoqués pour qualifier les phénomènes de sédimentation au débouché d'un fleuve et plus précisément lors de la formation de courants hyperpycnaux pendant une crue. Ces écoulements turbulents entretenus s'établissent à l'embouchure des fleuves lorsque la densité de l'écoulement fluvial (eau douce + particules) est supérieure à la densité de l'eau de mer (Mulder and Alexander 2001). L'évolution longitudinale de la vitesse et de la concentration d'un courant hyperpycnal suit l'histogramme de crue. Les dépôts de ce type d'évènements sont appelés « hyperpycnite » et peuvent se traduire par une grande variété de faciès et de variations granulométriques (Mulder et al., 2001).

III. Du déclenchement au dépôt : l'écoulement à travers le temps

La dynamique des écoulements gravitaires évolue dans le temps et l'espace en suivant la topographie du fond de mer. De ce fait, les différents types d'écoulement subissent des transformations entre leur initiation et leur phase finale de dépôt. Au cour de leur déplacement, ils peuvent incorporer ou expulser de l'eau, subir des gains ou pertes de charges suivant leur caractère érosif, ce qui peut aboutir à une dilution ou une re-concentration de l'écoulement (Etienne 2012). Ces phénomènes se traduisent dans l'enregistrement sédimentaire par une très grande variété de dépôts et de géométries qui correspondent pourtant au même écoulement (Figure 7).

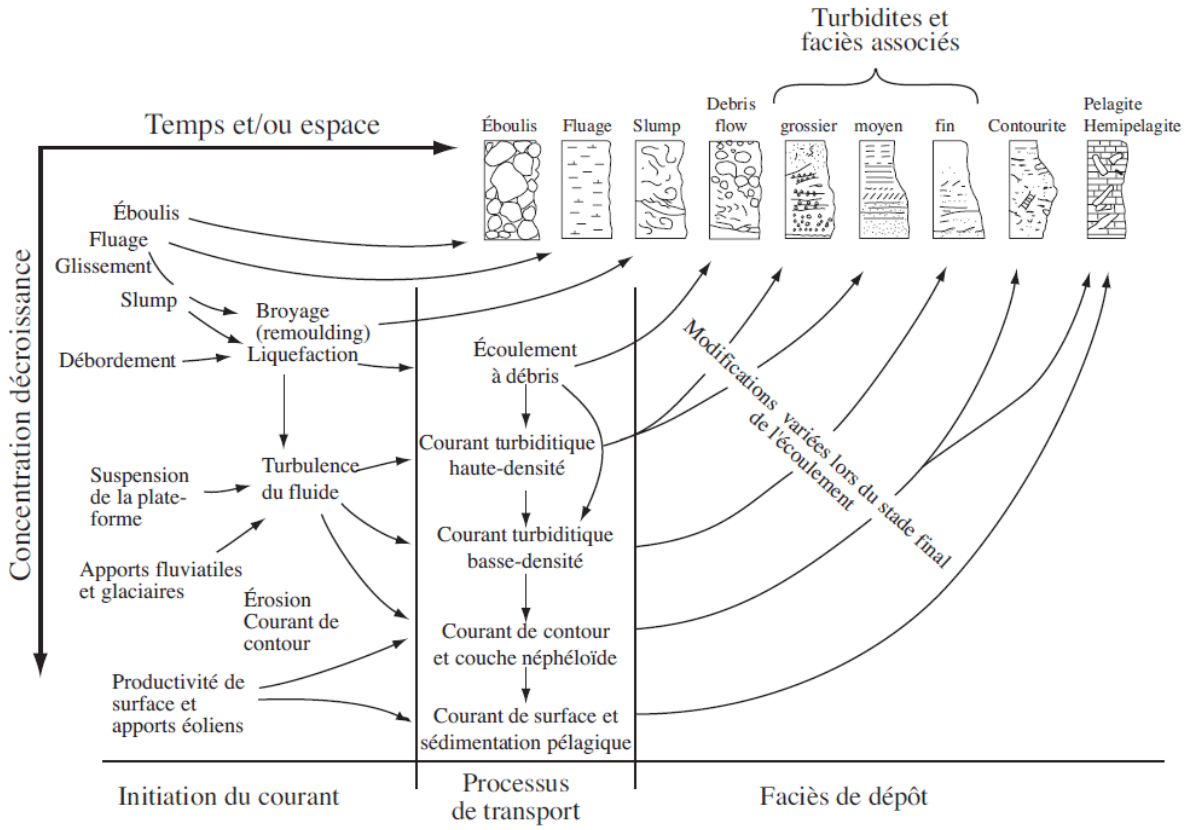


Figure 7 : Interactions et continuité des processus et dépôts sédimentaires en domaine marin profond. D'après Pickering et al. (1986), modifié par Etienne (2012)

Les changements affectant un écoulement sont liés à la variation de la concentration en particules, de l'épaisseur de l'écoulement ou de sa vitesse (Fisher 1983). Fisher (1983) distingue 4 types de transformation depuis un écoulement laminaire jusqu'à un écoulement turbulent : (1) les transformations dans la masse qui se produisent au sein de l'écoulement sans perte ni gain de fluide, (2) les transformations gravitaires entrainant dans l'écoulement une ségrégation entre une partie basale laminaire et concentrée et une partie supérieure plus turbulente, (3) les transformations de surface caractérisées par une forte incorporation de fluide ambiant au front et dans la partie supérieure de l'écoulement. Ce mécanisme est à l'origine de la transition entre les écoulements hyper-concentrés et concentrés lorsque la dilution est suffisante, mais aussi à l'origine du classement granulométrique effectué lors du transport (Mulder and Alexander 2001), (4) les transformations par fluidisation lors desquels une partie des particules est expulsée au sommet de l'écoulement au sein d'une couche diluée turbulente. D'autre auteurs tels que Kneller (1995) ou Kneller and Branney (1995) ont considéré des approches prenant en compte l'évolution de la dynamique dans l'espace et dans le temps. Ils distinguent six types d'écoulements turbiditiques celons une matrice d'accélération suivant l'évolution spatiale de l'écoulement et l'évolution de sa vitesse au cours du temps. L'écoulements peut ainsi être caractérisé comme uniforme (vitesse constante), accumulatif (accélération par confinement ou augmentation de pente) ou déplétif (décélération par déconfinement ou réduction de pente). Son évolution temporelle peut être considérée comme stationnaire (*steady*-séquence granulométrique constante), en accélération (*waxing*-séquence granulométrique croissante) ou en décéllération (*waning*-séquence granulométrique décroissante), (Kneller 1995, Kneller and Branney 1995). Mulder and Alexander (2001) ont illustré l'évolution progressive d'un écoulement hyperconcentré en

un écoulement turbulent (Figure 8) : la transition de l'écoulement est caractérisée par une évolution graduelle de la vitesse de l'écoulement en lien avec la diminution de la concentration en particules et l'évolution du mode de support des particules. Ils caractérisent ainsi l'évolution dynamique d'un écoulement au cours de son parcours mais ils n'étudient pas l'impact de facteurs extérieurs comme des variations de topographie le long du chemin suivi par l'écoulement.

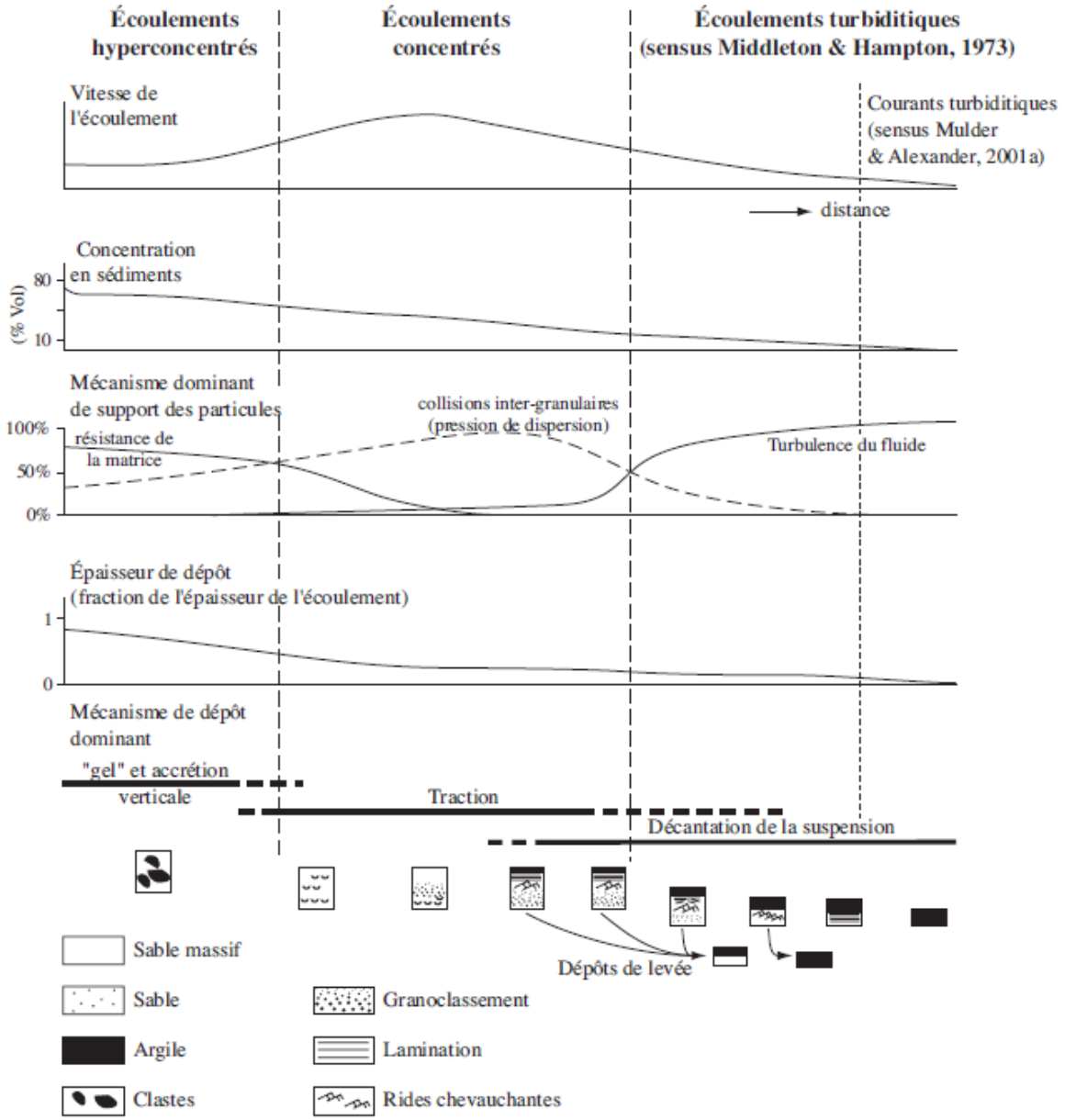


Figure 8 : Diagrammes d'évolution de le vitesse, de la concentration, de l'épaisseur des dépôts et du mécanisme de support des particules lors du passage d'un écoulement hyper-concentré à un écoulement concentré puis turbulent (Mulder and Alexander 2001)

IV. Du processus au faciès : les classifications

Les diverses classifications des écoulements gravitaires proposées dans la littérature ont été élaborées à partir de données de terrain, comme un outil descriptif et pour rendre compte de la variabilité des faciès de manière prédictive. La pluspart ne rendent pas directement compte du comportement de l'écoulement. Un même terme d'une classification donnée peut souvent être interprété en termes de différents processus de transport. A partir d'un faciès, seule une hypothèse sur le processus dominant au moment du dépôt peut être posée et elle n'est consolidée que lorsque l'on a accès au continuum de dépôts le long du parcours de l'écoulement. Néanmoins la classification de Bouma 1962 comme celle de Mutti (1992) très largement utilisée notamment dans le monde industriel sont des classifications mixtes dites génétiques en ce sens qu'elles associent un facies à une évolution de la dynamique du courant en particulier pour celle de Mutti (1992) et son concept de « flow transformation ».

De plus, l'enregistrement sédimentaire ne représente que la partie de l'écoulement impliquée dans le dépôt et qui a été préservée. Dans le cas de faciès érosifs tels que ceux associés au processus de *bypass* sur lequel nous reviendrons plus tard dans ce mémoire, le problème de l'estimation du caractère continue ou éphémère d'un écoulement peut se poser, de même que la quantité d'information manquante.

1. Les classifications de Bouma (1962), Lowe (1982) et Stow & Shanmugam (1980)

Le premier modèle prédictif de faciès a été défini par Bouma (1962). Il décrit une succession verticale correspondant au dépôt d'un courant de turbidité. C'est un dépôt normalement granoclassé, constitué de la superposition théorique de 5 termes : un terme « A » basal, composé de graviers/sables grossiers granoclassés vers le haut et sans structures sédimentaires, un terme « B » composé de sables moyens laminés, un terme « C » composés de sables fins avec des stratifications obliques et parfois des convolutes, un terme « D » composé d'une alternance de lamines silteuses et argileuses, un terme « E » constitué d'argiles détritiques et hémipélagiques. Le terme « A » est associé au passage de la tête de l'écoulement, les termes « B » et « C » à son corps et les termes « D » et « E » à la queue (Figure 9).

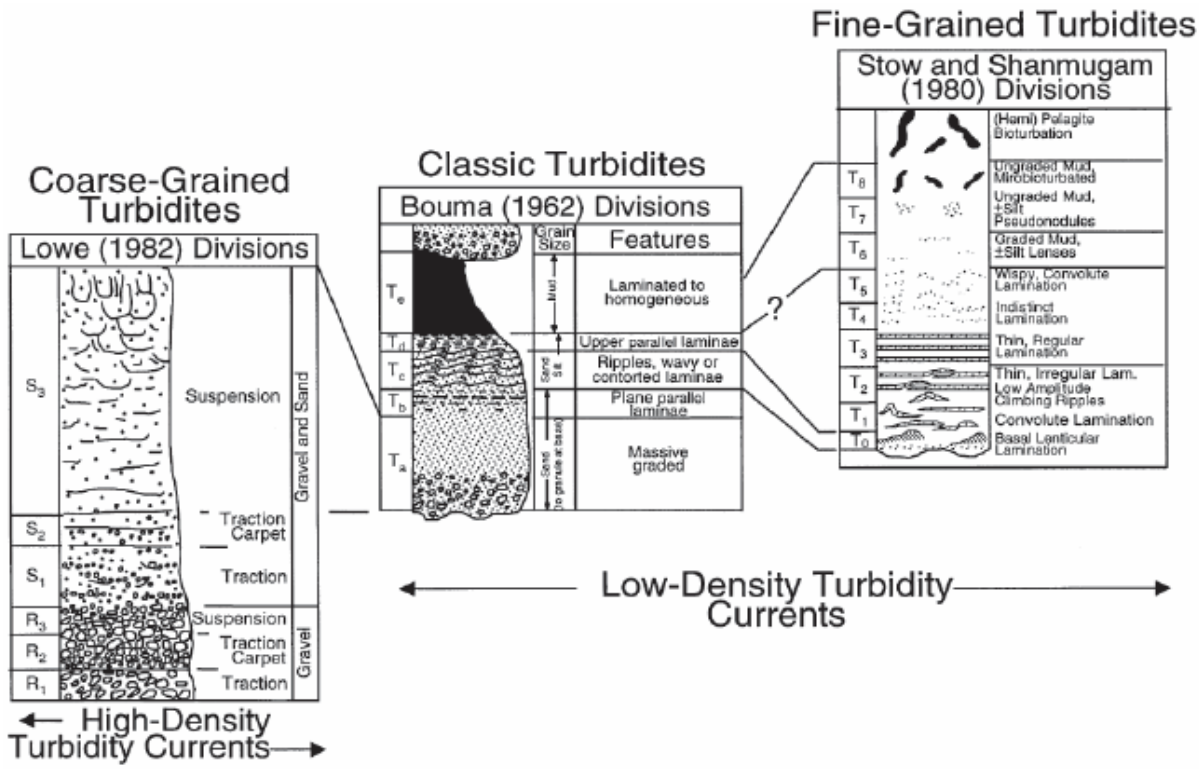


Figure 9 : Modèles de facies et corrélation des séquences verticales d'écoulements turbidtiques hyperconcentrés à concentrés (Lowe,1982), d'écoulements concentrés à turbulent (Bouma,1962) et d'écoulements turbulents (Stow & Shanmugam, 1980)

Du fait de l'évolution des écoulements, ce dépôt théorique n'est que très rarement complet y compris au sein de la coupe type de la Cabanette située dans le synclinal de Peïra-Cava (SE France) où Bouma (1962) a défini sa séquence. Sa partie supérieure est fréquemment tronquée à mesure que l'on se rapproche de l'axe d'apport de l'écoulement et sa partie inférieure manque lorsque l'on s'en éloigne latéralement.

Malgré son caractère restreint aux écoulements turbulents « classiques », la classification de Bouma (1962) reste une référence pour la description des turbidites. Les séquences de Lowe (1982) et de Stow & Shanmugam (1980) viennent compléter cette approche descriptive pour les étendre respectivement aux écoulements dits « de haute densité » (écoulements concentrés à hyper-concentrés (Mulder and Alexander 2001)) et aux écoulements dits « de basse densité ». Lowe (1982) propose de subdiviser le terme Ta de Bouma en six termes (R_1, R_2, R_3, S_1, S_2, S_3) afin de décrire les niveaux constitués de graviers et de sables grossiers. De même, Stow & Shanmugam (1980) divisent les termes T_c à T_e de Bouma en six intervalles (T_0 à T_8) pour souligner l'intensification des phénomènes de bioturbation qui traduisent l'interaction entre le processus de décantation et les processus de traction sur le fond.

2. La classification de Walker (1978)

Walker (1978) est l'un des premiers auteurs à proposer une classification directement reliée à un modèle de dépôt d'un système turbiditique. Il définit cinq faciès principaux en relation avec les différentes sections de dépôts au sein du système : (1) *classic turbidites* qui se déposent sur les pourtours de la zone du suprafan, (2) *massive sandstones* que l'on retrouve dans les axes d'apport des zones de suprafan, (3) *pebbly sandstone* et (4) *conglomerates* qui se déposent dans la zone chenalisée de l'upperfan, (5) *debris flow* que l'on retrouve dans les zones de pente.

3. La classification de Mutti (1992)

La classification génétique de Mutti (1992) est basée sur le concept « d'efficacité » de transport qui se définit comme la capacité d'un écoulement à transporter des particules en fonction de la quantité d'argiles présentes dans l'écoulement (Mutti and Ricci Lucchi 1978, Normark 1978). Cette classification illustre les divers dépôts issus de la transformation d'un écoulement cohésif ou laminaire en un écoulement turbulent. Mutti (1992) permet ainsi de caractériser l'évolution amont/aval d'un écoulement gravitaire en termes de processus, de structures sédimentaires, de géométrie de dépôts et de granularité. Neuf faciès sédimentaires sont utilisés dans cette classification (Figure 10).

a. Faciès proximaux

Faciès F1 : il s'agit du faciès le plus proximal. Il est constitué d'éléments de granularité très variée, flottant dans une matrice argileuse. Aucune surface d'érosion basale ne peut être observée, et il présente parfois un granoclassement inverse. Ce faciès est interprété comme le dépôt par gel en masse d'un écoulement laminaire cohésif à comportement laminaire.

Faciès F2 : ce faciès est très proche du faciès F1 mais il diffère par sa localisation au-dessus d'une surface d'érosion associée à une abondance de clastes provenant du substratum et par l'existence d'un granoclassement normal. Il s'agit du dépôt par gel frictionnel de la transition de l'écoulement laminaire à l'écoulement hyper-concentré (Mulder and Alexander 2001) par incorporation d'eau.

Faciès F3 : le faciès F3 est semblable au faciès F2 mais il est principalement constitué de blocs et galets jointifs. Ce faciès correspond au dépôt par gel en masse de l'unité inférieure d'un écoulement hyper-concentré à sa transition en écoulement concentré.

b. Faciès grossiers

Faciès F4 : ce faciès est constitué de sables grossiers et galets. Il correspond au dépôt d'un écoulement turbulent de haute densité ou hyper-concentré. La transition de l'écoulement à ce stade engendre des dépôts constitués de laminations planes soulignées par des granules et il traduit le dépôt des éléments les plus grossiers en suspension au sein de l'écoulement.

Faciès F5 : ce faciès est identique au faciès F4 mais il ne présente pas de structure sédimentaire. Cependant, des figures d'échappements de fluide peuvent y être observées. Ce faciès souligne la transition d'un écoulement laminaire jusqu'à un comportement turbulent.

Faciès F6 : Ce faciès est identique en terme de granularité aux faciès F4 et F5, et il présente des litages obliques. Il caractérise les dépôts résiduels lors du passage d'un écoulement concentré au niveau d'une rupture de pente (ressaut hydraulique).

c. Faciès « fins »

Faciès F7 : ce faciès est caractérisé par des laminations planes peu épaisses (*traction carpet*), et une granularité grossière à moyenne. Il correspond au dépôt d'un écoulement concentré à turbulent.

Faciès F8 : ce faciès est caractéristique de dépôts massifs à granoclassés et présente souvent des figures d'échappement de fluide. Il est un équivalent du terme T_a de la séquence de Bouma.

Faciès F9a, F9b : ces faciès correspondent aux dépôts les plus distaux. De nombreuses structures sédimentaires peuvent être observées dans le faciès F9a telles que des lamines planes, des rides ou des convolutes. Le faciès F9b est très similaire hormis l'absence de figures sédimentaires. Ces dépôts correspondent à un écoulement turbulent de basse densité dont la sédimentation se fait à la fois par traction et par décantation.

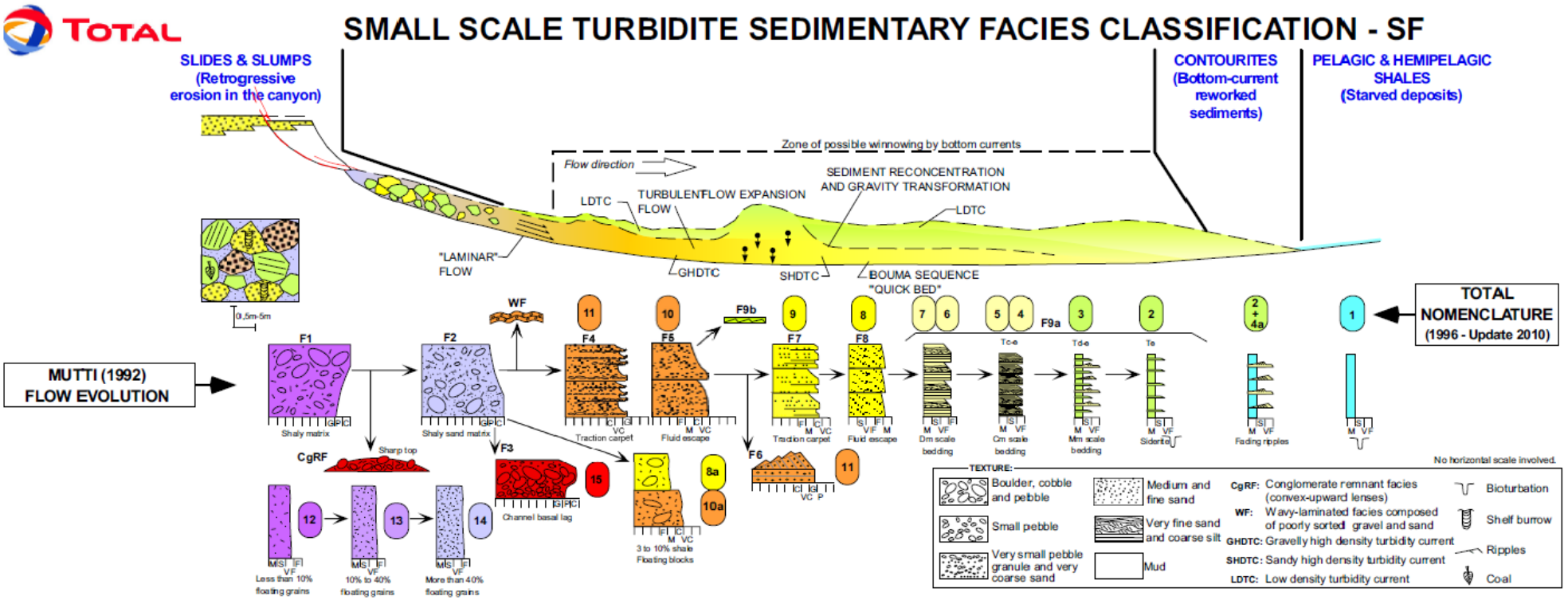


Figure 10: Classification de Mutti (1992)

V. Modalités de biseaux sédimentaires sur les pentes continentales

Comme évoqué précédemment, les marges continentales sont le siège d'une sédimentation active qui se manifeste soit par des phénomènes d'érosion, soit par la remobilisation de dépôts pré-existants par des glissements sous-marins, soit par des phénomènes d'accumulation liés à la présence de structures chenalisantes
De ce fait, lors de l'analyse sismo-stratigraphique d'un bassin, la caractérisation des géométries des corps sédimentaires re-sédimentés ainsi que la prédiction de leurs caractéristiques réservoirs sont devenues des enjeux majeurs pour l'industrie.
L'un des aléas encore difficiles à évaluer à ce jour se situe au niveau du contact en *onlap* de certains systèmes sédimentaires sur les pentes continentales. Ces systèmes sont généralement situés sur les marges continentales au profil topographique escarpé (dites « marges abruptes ») ou sur les marges plus douces mais présentant une source d'apport unique (canyon) ou éventuellement affecté par des processus de déstabilisation avec des cicatrices d'arrachement (*slump scar*). La grande variabilité des géométries observables à la terminaison de ces dépôts sableux a donné lieu à de nombreuses classifications (Figure 11). Celles-ci ont été établies suivant des critères géométriques comme l'orientation de la surface d'*onlap* (Sinclair 2000), l'évolution de la géométrie et de l'épaisseur des bancs à l'approche et au contact de la surface d'*onlap* (Hurst et al. 1999, Prather et al. 2000, McCaffrey and Kneller 2001, Smith and Joseph 2004).

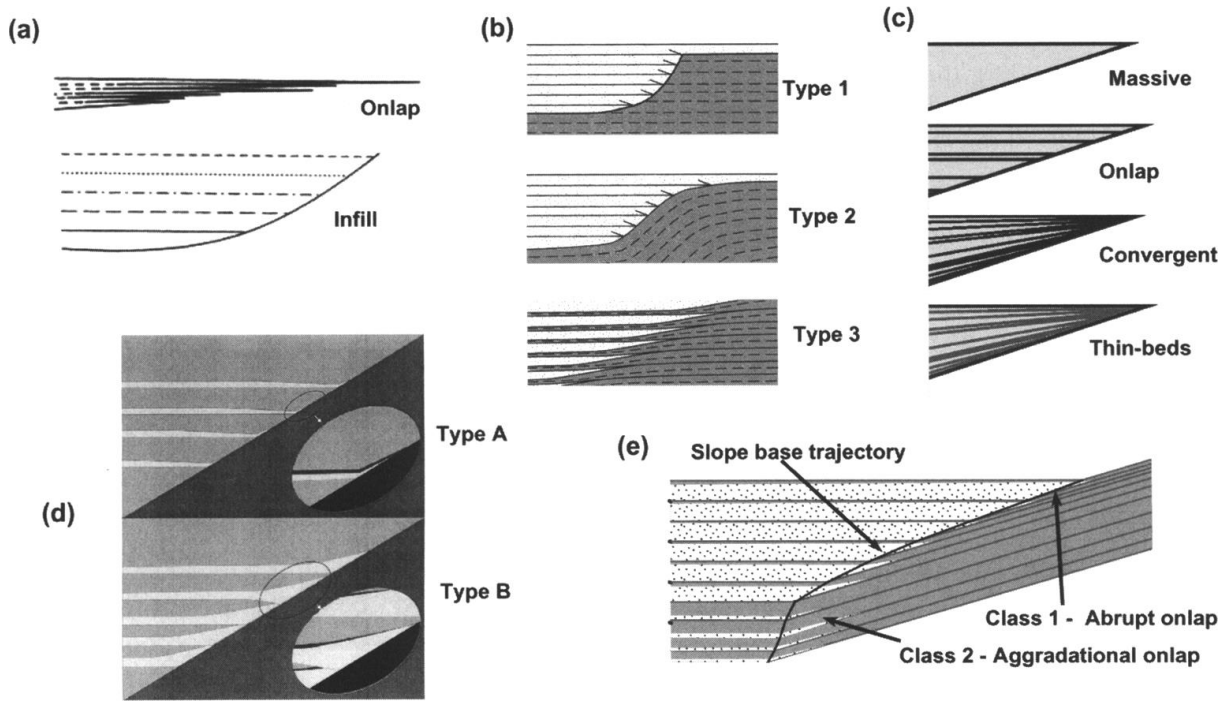


Figure 11 : Exemples de classification de biseaux sédimentaires, (a) Hurst et al. (1999), (b) Sinclair (2000), (c) (Reading and Richards 1994), Prather et al. (2000), (d) McCaffrey and Kneller (2001), (e) Smith and Joseph (2004)

En se basant sur les travaux précédents, Bakke et al. (2013) ont proposé une classification des biseaux turbiditiques contre des hauts topographiques. Ils définissent 6 modalités de biseaux turbiditiques (Figure 12) :
(1) *simple onlap* : terminaison abrupte des niveaux de grès contre une pente sans variation d'épaisseur ou de géométrie (A-Figure 12),

(2) *draping onlap* : les niveaux de grès s'affinent et viennent draper une partie de la pente. Ce type de géométrie peut s'observer lors d'une interdigitation entre des écoulements peu concentrés et une aggradation sur la pente (Smith and Joseph 2004). Ce type d'objet peut également se former par compaction différentielle lors de l'enfouissement (Pickering and Hilton 1998), (B-Figure 12),
(3) *bed thickening* : les niveaux de grès s'épaississent à la base de la rupture de pente. L'origine de ce type de dépôts est diverse. McCaffrey and Kneller (2001) et Lee et al. (2004) par l'étude de dépôts dans les Grès d'Annot (SE France) interprètent cette configuration comme le résultat d'une remobilisation de matériaux précédemment déposés plus haut sur la pente. Ils seraient assimilables à des *slope break deposits* (Mulder and Alexander 2001). Joseph and Lomas (2004) avancent l'hypothèse d'un comblement d'une structure érosive précédemment formée par les écoulements au passage du ressaut hydraulique provoqué par la rupture de pente. Cette hypothèse suppose que le biseau observé soit longitudinal par rapport au sens d'écoulement et non latéral (C-Figure 12),
(4) *advancing pinch out* : ce type de biseau turbiditique s'observe lors de l'interaction entre des unités hétérolitiques intercalées dans une série déposée en *simple onlap* (D-Figure 12),
(5) *Convergent pinch out* : cette configuration est très proche de la configuration en *draping onlap* mais elle diffère par des niveaux de grès plus fins qui convergent sur la pente (Prather et al. 2000, Gardiner 2006), (E-Figure 12),
(6) *convergent thickening* : des niveaux de grès de faible épaisseur convergent au niveau la pente. Certains niveaux peuvent présenter un caractère suffisamment érosif pour éroder les interlits marneux aboutissant à l'amalgamation de certains niveaux (F-Figure 12).

La classifications ainsi établie par Bakke et al. (2013) est basée sur des critères de reconnaissance géométrique et elle ne prend pas en compte l'orientation des structures d'*onlap* par rapport au sens de l'écoulement. A l'exception de l'*onlap* par *bed thickening*, l'ensemble des types d'*onlap* peuvent se rencontrer dans un contexte d'*onlap* longitudinal ou latéral.

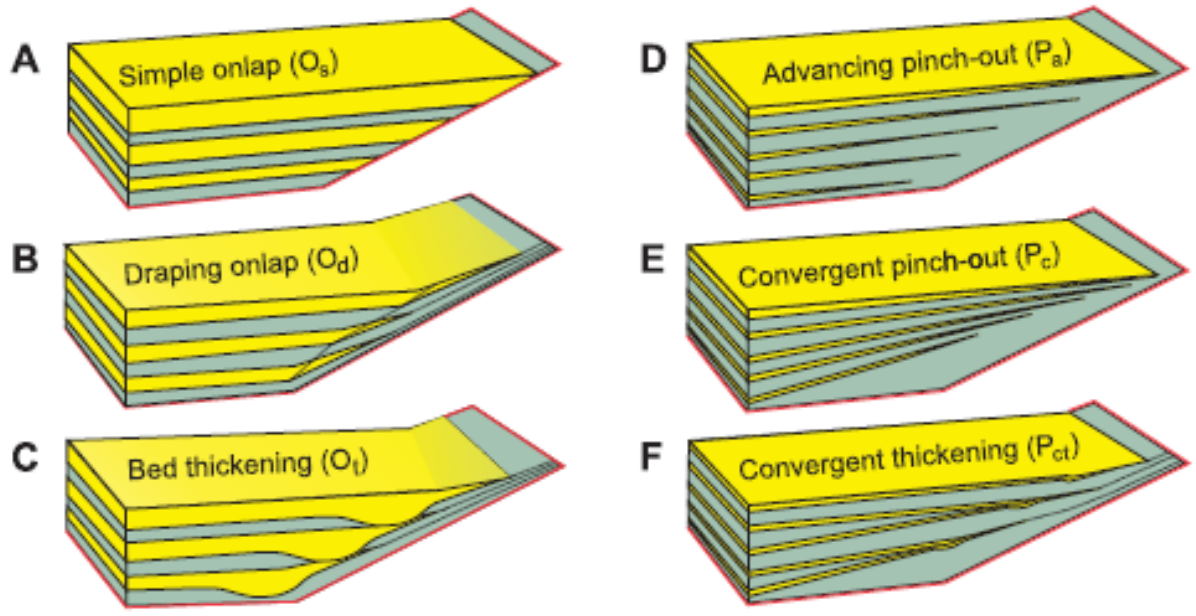


*Figure 12 : Illustration des différentes géométries d'*onlap sableux observables contre un haut topographique (Bakke et al. 2013)

Les travaux de Soulet (2016) sur l'étude des modalités de biseaux amont dans le Canyon de Gênes et sur la marge Ivoirienne ont mis en avant l'importance des phénomènes de by-pass et des modalités de biseaux par *bed thickening*.

1. By-pass

L'une des caractéristiques principales des structures en *onlap* est leur position à la limite de l'interface entre la zone de *by-pass* (non dépôt) des particules et les premiers éléments composants le système turbiditique.
Le terme de *by-pass* a été introduit par Mutti (1992). Il est depuis rentré dans la littérature à tel point que sa signification en est parfois trouble. Historiquement décrit comme un faciès correspondant à la « taxe qu'un écoulement doit payer » (déposer) afin de passer une irrégularité topographique, il correspond aussi aux traces et structures marquant le passage d'un écoulement sans mise en place de dépôts significatifs.

a. Zone de *by-pass*

Devant l'ambiguïté de décrire le dépôt d'un processus de non-dépôt, le terme de « zone de *by-pass* » peut être utilisé afin de caractériser certaines structures érosives ou sections d'écoulement ne comprenant aucun dépôt d'épaisseur significative. Ces zones présentent des indices du passage d'un écoulement et peuvent être de toutes échelles. Des structures telles que des surfaces d'abrasion marquées de sillons d'érosion ou d'autres surfaces érosives sont tout autant d'empreintes du passage d'un écoulement (A-Figure 13). Ces zones se trouvent généralement au niveau des zones de transition des systèmes turbiditiques marquée par des ruptures de pentes. Ces marqueurs de *by-pass* peuvent s'observer au débouché de canyons lorsque ceux-ci sont déconnectés du système turbiditique ou bien sur les pentes situé sous le courant au sein des chenaux parcourus par le courant de turbidité ou encore sur la pente continentale parcouru par des écoulements gravitaires.
Stevenson et al. (2015) redéfinissent la notion de *by-pass* comme relative à la structure verticale (B-Figure 13) et longitudinale (C-Figure 13) d'un écoulement en se basant notamment sur les travaux de Paola and Martin (2012) qui ont formalisé la proportion de dépôts vs *by-pass* le long d'un écoulement à l'aide de calculs de masse. Leurs études dans un mini-bassin turbiditique du Golfe du Mexique, associés à des expérimentations en laboratoire, ont montré que 80% de la masse d'un écoulement est déposée dans les zones chenalisées contre 20 % dans les zones de lobe.

La zone de *by-pass* trouve son équivalent le long de la section X (Figure 13) où la proportion de *by-pass* verticale et longitudinale est la plus forte.

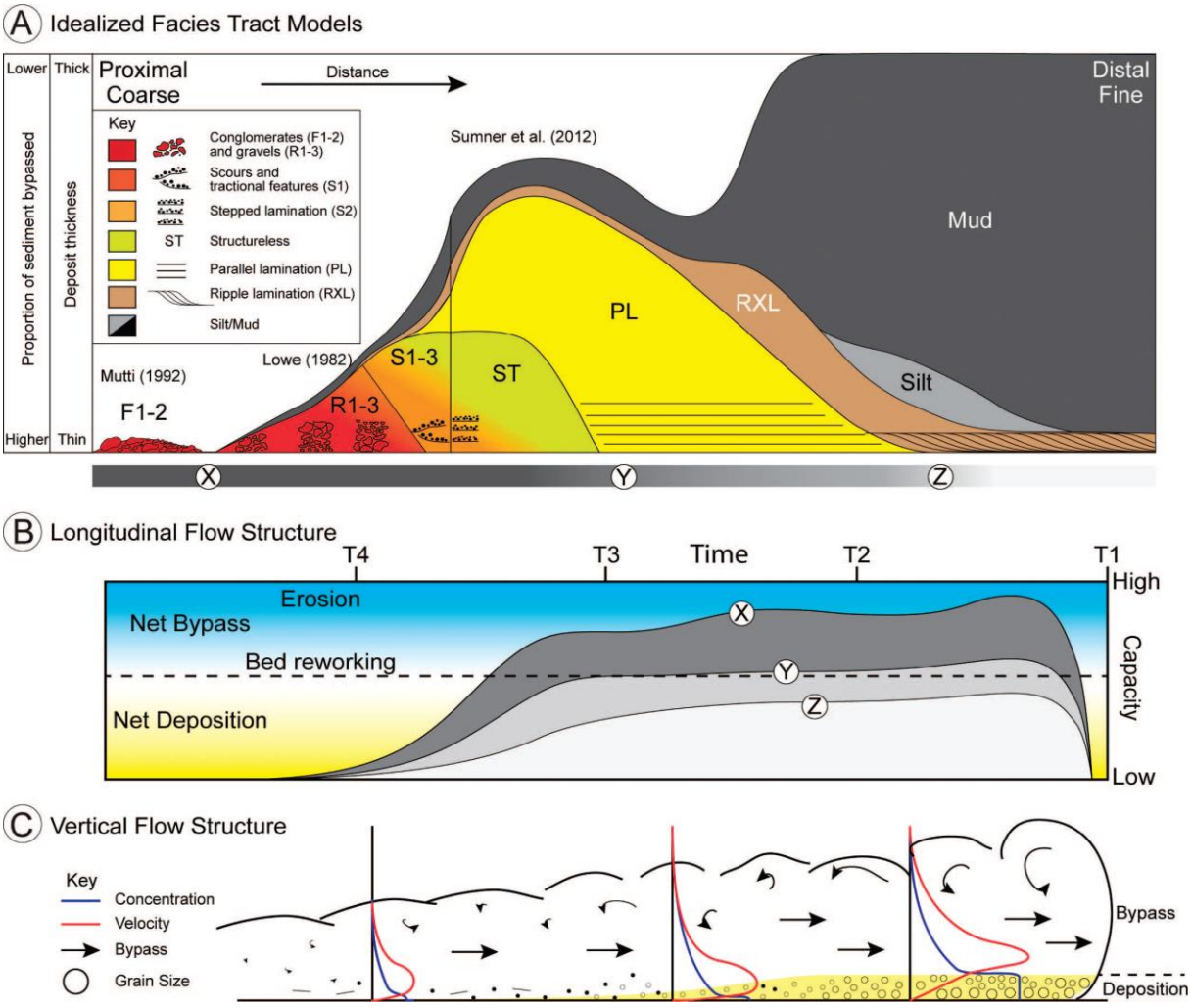


Figure 13 : Compilation de système de dépôt le long d'un écoulement, d'après Stevenson et al. (2015) modifié d'après Sumner et al. (2012), Mutti (1992), Kane et al. (2009)

b. Le faciès de *by-pass*

Les dépôts de *by-pass* de Mutti (1992) correspondent souvent aux intervalles les plus grossiers observés dans les séries gréseuses. Il est dit de « *by-pass* » car seule la partie la plus grossières des particules est déposée, l'essentiel des particules étant évacué vers l'aval. Son épaisseur est très variable, comprise entre quelques centimètres et plusieurs mètres (Mutti 1992, Sumner et al. 2012). Sa base peut être érosive ou non, et son sommet présente généralement un contact net avec des dépôts argileux (terme Te de la séquence de Bouma (1962) ou avec des dépôts silteux pouvant contenir des stratifications obliques (Mutti 1992). On peut assimiler parfois ce faciès au terme Ta de la séquence de Bouma (1962). On peut y retrouver des structures de type « traction carpet » ou des intervalles de quelques centimètres à granoclassement inverse en base des bancs comme décrit par Lowe (1982). Le faciès de *by-pass* serait donc associé à un processus d'écoulement « de haute densité » (Lowe,1982) ou écoulement laminaire non cohésif, concentré à hyper-concentré (Mulder et Alexander, 2001).

Deux autres types de dépôt peuvent être utilisés comme marqueurs d'une zone de non-dépôt. Dans un contexte topographique présentant une forte rupture de pente, on peut observer à l'aplomb de celle-ci des faciès de dépôt de type débrite correspondant aux écoulements cohésifs ou des facies de type *slump* correspondant à des déstabilisations gravitaires d'après

la classification de Mulder et Alexander (2001).
On peut encore mentionner trois autres faciès diagnostiques du *by-pass* : les faciès dit de *Slurry Bedding* (Stanley 1962), les sables grossiers à stratifications obliques (Faciès F6 de Mutti) et les *lags* conglomératiques à granoclassement inverse (Faciès F3 de Mutti).

Ces différents faciès de dépôt peuvent évoluer latéralement et longitudinalement avec l'éloignement de la zone de biseaux. Lorsqu'un courant turbulent est affecté par un phénomène de ressaut hydraulique, sa vitesse et sa capacité de transport des particules diminuent. Il se déleste alors d'une partie de sa fraction grossière. La localisation des accumulations sableuses et la distribution des apports détritiques pouvant être à l'origine de biseaux sédimentaires sont ainsi contrôlées par l'emplacement de la rupture de pente entre la pente continentale et le bassin.

2. Bed Thickening

Comme vu précédemment, Joseph and Lomas (2004) ont avancé l'hypothèse de la formation d'une structure érosive à l'origine du *bed thickening* par le passage d'un écoulement au niveau d'un ressaut hydraulique provoqué par une rupture de pente défini par Hjulstrom (1955). Cette hypothèse suppose que le biseau observé soit longitudinal par rapport au sens d'écoulement et non latéral.

a. Les ressauts hydrauliques

Les phénomènes de ressaut hydraulique désignent l'ensemble des transitions affectant un écoulement au passage d'une rupture de pente. Afin d'étudier un écoulement et ces différentes évolutions, il est courant d'utiliser le nombre de Froude (Fr) qui permet de caractériser, dans un fluide, l'importance relative de l'énergie cinétique des particules qui le composent par rapport à son énergie potentielle gravitationnelle. Dans des conditions d'écoulements uniformes, Menard (1964) a observé que les écoulements turbiditiques étaient sous un état super-critique au sein des canyons sur la pente continentale et sous-critique dans les zones plus distales des systèmes turbiditiques et dans le bassin. Cette transition d'état s'effectue au passage d'une rupture de pente, où l'écoulement super-critique subit un phénomène de ressaut hydraulique. Il passe alors d'un régime super critique (Fr >1) à un régime sous critique (Fr<1) (Komar 1971). Cette transition s'exprime par une brusque décélération, une incorporation massive d'eau ambiante, une augmentation de l'épaisseur de l'écoulement et par une perte d'énergie. Dans le cas d'une transition moyenne d'un système de canyons à un système de chenaux, Komar (1971) a démontré que l'épaisseur de l'écoulement pouvait doubler tandis que sa vitesse pouvait être divisée par deux. La perte d'énergie de l'écoulement s'accompagne du dépôt d'une partie de sa charge sédimentaire ce qui entraine la construction au niveau de la rupture de pente d'une morphologie constituée des sections les plus concentrées de l'écoulement. Après le passage du ressaut hydraulique, les écoulements subissent un phénomène de re-concentration en raison de la différence entre leur charge sédimentaire et leur capacité de transport. Cette re-concentration se traduit par une réduction de leur section d'écoulement et une érosion plus ou moins marquée du substrat.
Le déclenchement du phénomène de ressaut hydraulique est dépendant de l'état de l'écoulement en amont et de la présence d'une rupture de pente. Komar (1971) a démontré par des essais en laboratoire qu'une simple variation de pente comprise entre 2.8° à 0.28° suffisait à générer un ressaut hydraulique lors du passage d'un écoulement super-critique. Mulder and Alexander (2001) ont également démontré en laboratoire le dépôt de *slope break*

deposits à l'aval d'une rupture de pente inférieure à 3°. Ces dépôts impliquent une transformation de l'écoulement au passage de la rupture de pente qui relargue une partie de sa charge sédimentaire. Ils traduisent ainsi le phénomène de ressaut hydraulique subit par l'écoulement.

En se basant sur un large jeu de données (données bathymétriques, sonar latéral, sismique réflexion, carottes), Migeon et al. (2012) ont mis en avant les variations hydrodynamiques des écoulements à la transition entre la Vallée Supérieure et la Vallée Moyenne du Var. Au passage de la rupture de pente d'environ 1,7°, les écoulements subissent le phénomène de ressaut hydraulique. L'épaisseur de leur section passerait alors de 50 m à 200 m, tandis que les dépôts associés à ce passage traduisent un changement d'un écoulement cohésif en amont à turbulent en aval. Les observations effectuées sur les premières sections de la Vallée Moyenne illustrent la présence de nombreuses structures érosives qui révèlent le ré-équilibrage de l'écoulement par érosion du fond.

Cartigny et al. (2014) ont regroupé les différents types de dynamique pouvant avoir lieu au passage d'un ressaut hydraulique sous deux classifications (Figure 14).
Une première classification est basée sur la configuration géométrique des ressauts hydrauliques. Elle est dépendante de l'énergie et donc du nombre de Froude de l'écoulement initial. Pour des nombres de Froude de 1-1,7 on peut observer un *undular jump*. A mesure que le nombre de Froude augmente, les écoulements vont développer tout d'abord des phénomènes de turbulence et d'incorporation de fluide (Figure 14-*weak jump*). Puis avec l'augmentation de la turbulence et des frictions internes, des cellules de recirculation vont se développer au sein de l'écoulement (Figure 14-*Oscillating jump, Steady jump)*. Pour des nombres de Froude supérieurs à 9, l'énergie trop forte entraine une stabilisation de la morphologie de l'écoulement avec une réduction des phénomènes d'oscillation (Figure 14-*Strong jump*) (Cartigny et al. 2014).
Une seconde classification est basée sur la position du ressaut hydraulique par rapport à la position de la rupture de pente. En fonction du rapport entre l'énergie potentielle et l'énergie cinétique de l'écoulement au passage de la rupture de pente, le phénomène de ressaut hydraulique peut s'enregistrer en amont (Figure 14- énergie potentielle > énergie cinétique, *Submerged jump*), en aval (Figure 14- énergie potentielle < énergie cinétique, *Flushed jump*) ou au niveau de la rupture de pente (Figure 14- énergie potentielle = énergie cinétique, *Submerged jump*). Ces dénominations sont plus couramment utilisées pour caractériser des paléoformations où les informations sur les structures internes des écoulements ainsi que leurs nombres de Froude précis ne sont généralement pas accessibles.

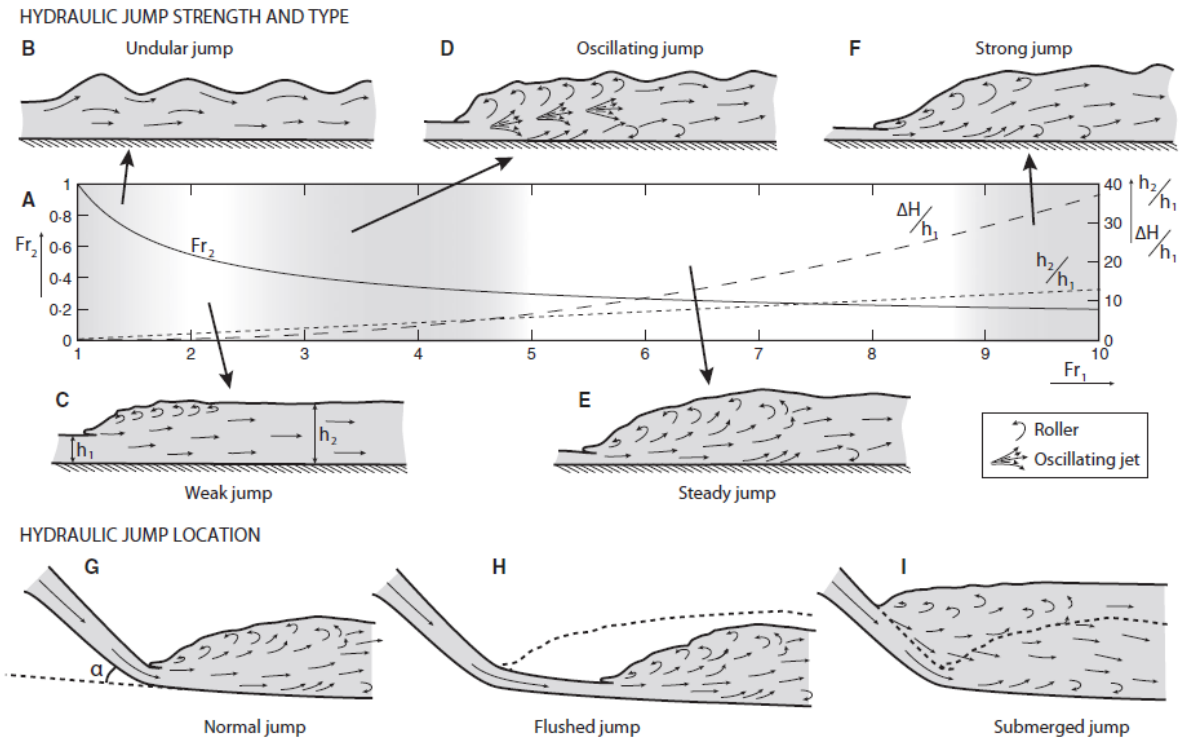


Figure 14: Exemples de géométries et de dynamiques des écoulements au passage d'un ressaut hydraulique. L'évolution et les caractéristiques des géométries obtenues sont directement lié au nombre de Froude de l'écoulement avant le passage du ressaut hydraulique. La localisation du ressaut hydraulique peut être décalé en amont ou en aval de la localisation de la rupture de pente suivant les caractéristiques des écoulements (Cartigny et al. 2014).

b. Plunge and pool

Des études de données bathymétriques haute résolution (Gardner et al. 1999), de données sismiques (Lee et al. 2002) ainsi que des expérimentations en laboratoire (Jopling and Richardson 1966, Garcia and Parker 1989, García 1993, Cartigny et al. 2014) ont mise en avant l'existence de structures érosives caractérisées par un flanc amont en dépôt et un flanc aval en érosion (Figure 16). Leur formation est associée à la présence d'une rupture de pente générant un processus de ressaut hydraulique. Lors du passage de la zone de ressaut hydraulique, une partie de l'énergie cinétique de l'écoulement est dispersée sous forme érosive. A l'aplomb de la rupture de pente, il s'ensuit la formation d'une dépression connue sous le nom de *plunge and pool* (Lee et al. 2002). Sur la section aval de cette structure et à son débouché, on peut observer une zone de dépôt.

Lee et al. (2002) ont proposé deux mécanismes de formation des *plunge and pools* en fonction de l'inclinaison du fond en amont de la rupture de pente. Dans le cas d'un changement de pente d'environ 4°, l'impact du passage de la rupture de pente serait relativement faible et seul une érosion mineure peut être observée à l'aplomb du ressaut hydraulique. Cette zone érosive s'accompagne du dépôt en aval d'une partie du matériau transporté. Cette zone de dépôt présente une organisation et des structures consécutives à l'évolution longitudinale d'un écoulement peu ou pas perturbé par le passage du ressaut hydraulique (A-Figure 15). Dans le second cas où la variation de pente est d'environ 10°, le passage de la zone du ressaut hydraulique s'accompagne d'une forte érosion du fond et du gel en masse des sections les plus concentrées des écoulements juste en aval de la *plunge and pool* (B-Figure 15). Le passage répété des écoulements sur ces deux types de *plunge and pool* entraine, dans le premier cas,

l'accumulation de *debris flows* et de dépôts turbiditiques sans conservation franche de la structure érosive (C-Figure 15) tandis que, dans le second cas, la zone érosive en dépression est pérenne tant que l'état d'équilibre du système reste inchangé (D-Figure 15).

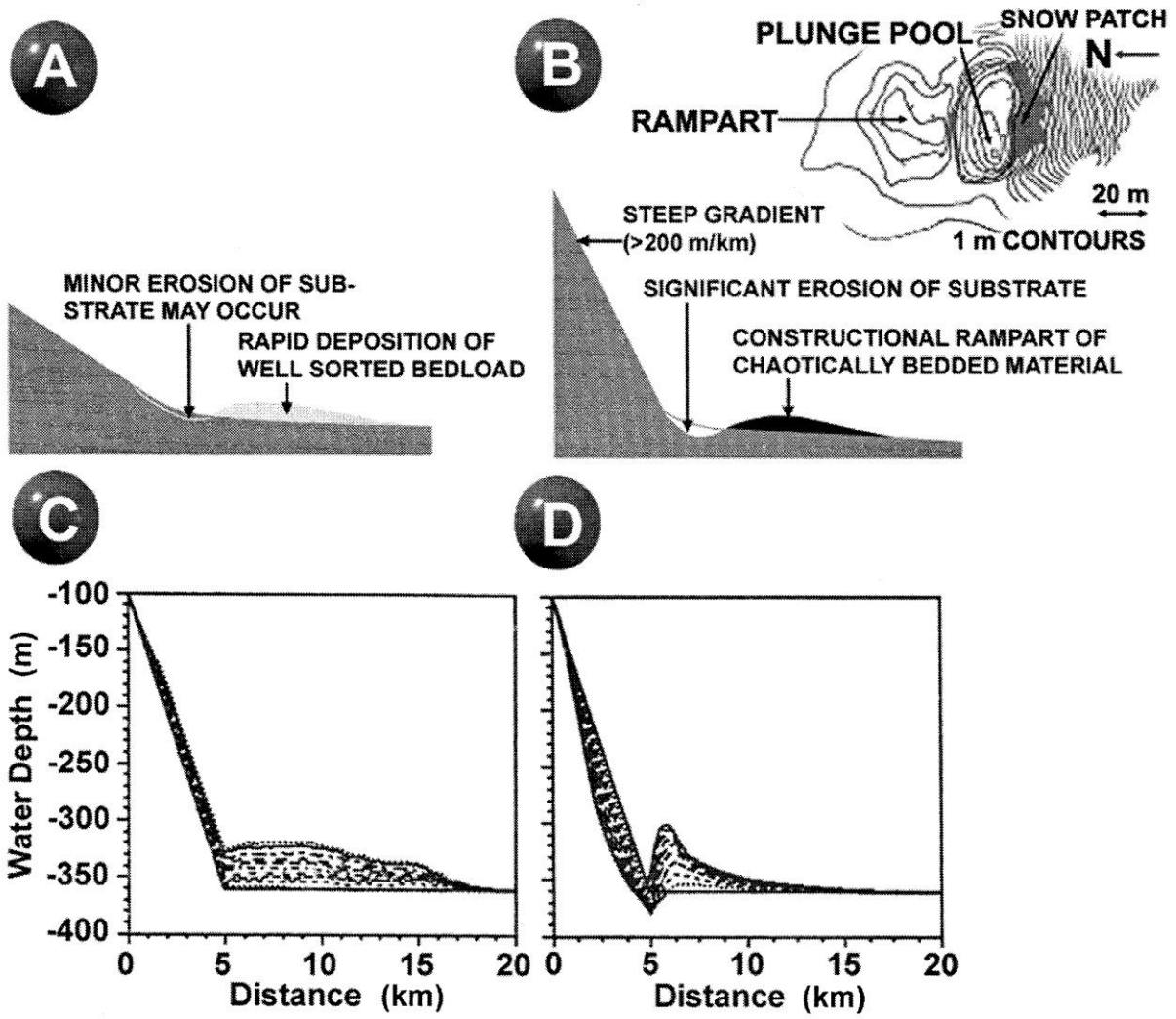


Figure 15 : A,B : schémas représentant les caractéristiques en termes d'érosion et de dépôt de deux mécanismes de formation des plunge and pools (Lee et al. 2002). C, D : Résultat d'une modélisation numérique de multiples écoulements turbiditiques entrecoupés du passage de coulées de débris (Pratson et al. 2000)

3. Sediment waves , cyclic steps et antidunes

Les écoulements supercritiques sont très communs dans les zones proximales des systèmes turbiditiques. De nombreuses structures sédimentaires qui leurs sont associées sont connues sous le nom de *cyclic steps* dans la littérature. L'écoulement caractérisé par un nombre de Froude > 1 peut générer une grande variété de dépôts en fonction de son nombre de Froude, de la mobilité des matériaux constituant le fond marin et de la granularité du matériau présent dans l'écoulement.

Avec l'augmentation du nombre de Froude, Cartigny et al. (2011) distinguent 3 types de dépôt associés à des écoulements super critiques :

(1) les *chutes and pools* ou *plunge and pools* qui ont été abordées dans la section précédente,

(2) les antidunes : elles sont caractérisées par des dépôts à géométrie de dune symétrique à dissymétrique de longueur d'onde centimétrique à plurikilométrique (Figure 16). En fonction de l'énergie de l'écoulement et de la granularité de sa charge sédimentaire, les antidunes peuvent migrer à contre pente ou dans le sens de la pente. On distingue deux formes d'antidune :

- une forme stable pour laquelle les antidunes migrent dans le sens de la pente. Elle correspond à des écoulements dont le nombre de Froude est compris entre 1 et 2 et pour des granulométries fines à très fines (Kennedy and Koh 1961, Yokokawa et al. 2010),

- une forme instable ou *breacking antidunes* (Simons and Richardson 1966) qui est plus fréquente. Elle est caractérisée par un nombre de Froude supérieur à 2 et un sens de migration à contre-courant. Elles ont été observée dans de nombreux contextes et pour des écoulements transportant des granularités variées comme sur la Ride du Var (Migeon et al. 2000), dans la Mer du Japon (Nakajima and Satoh 2001) ou encore au débouché de canyons dans des zones de lobes sur les marges du Makran et de l'Algérie (Bourget et al. 2011, Babonneau et al. 2012).

(3) *cyclic steps* : ce type de structure est très similaire aux structures en *plunge and pool* (Figure 16). Elles sont caractérisées par un flanc amont très court en érosion (*Lee side*) et un flanc aval plus long en dépôt (*Stoss side*) (Cartigny et al. 2014). Elles migrent à contre-courant similairement aux *breacking antidunes*. La distinction entre les structures de *plunge and pools* et celles de *cyclic steps* est difficile à réaliser. Taki and Parker (2005) ont proposé de rattacher les *plunge and pools* à une sous-catégorie des *cyclic steps*. L'amorce de ce type de structure est encore méconnue à ce jour. On en retrouve de nombreux exemples à l'embouchure des canyons (Postma et al. 2014), ou à la transition entre les chenaux et les dépôts de lobes mais on peut également les observer sur les levées de chenaux turbiditiques, ou au sein de canyons dans des zones de rupture de pente (Migeon et al. 2000, Cartigny et al. 2011). Ce type de structure de *cyclic steps* semble s'amorcer dans des zones de fort déconfinement ou lorsque l'écoulement rencontre un changement de pente. Ces structures peuvent également s'observer le long d'un continuum évolutif de processus avec les systèmes d'antidunes en raison de l'évolution du nombre de Froude au cour de l'écoulement (Cartigny et al. 2011).

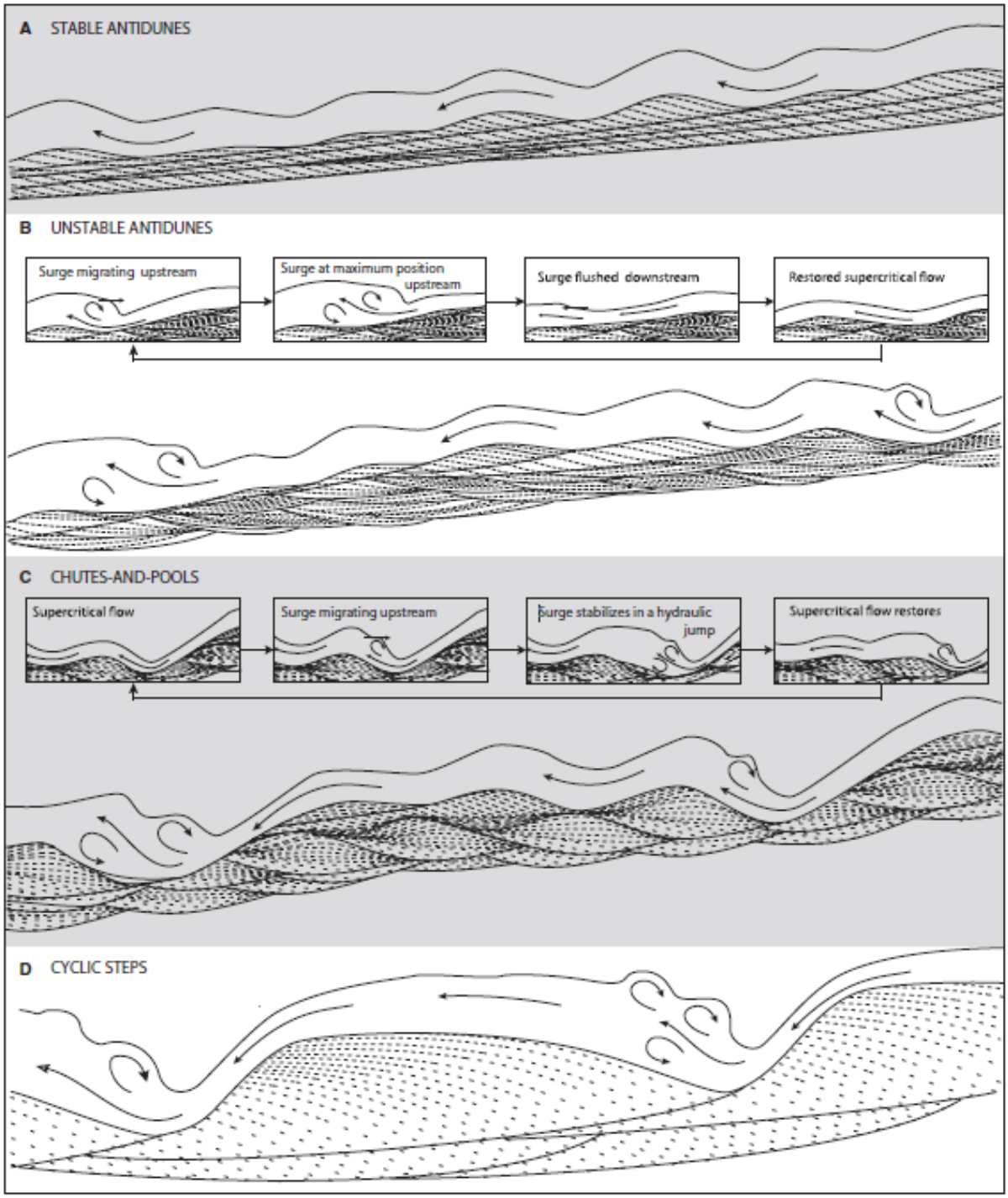


Figure 16 : Schéma représentant quatre différentes configurations de dépôt d'un écoulement super-critique unidirectionnel (Cartigny et al. 2014)

Chapitre II. Les systèmes turbiditiques du bassin de Tabernas (SE Espagne)

I. Contexte géodynamique global de la méditerranée occidentale

Le domaine méditerranéen ainsi que l'ensemble des chaines alpines méditerranéennes résultent du mouvement de convergence Afrique-Europe initié au Crétacé Supérieur(Dewey et al. 1989) et à la fermeture de la Téthys Occidentale, (Durand–Delga and Fontbote 1980). Le fractionnement des masses continentales gondwaniennes en de nombreux fragments lors de l'ouverture de l'océan Téthysien a complexifié la géométrie de cette zone de collision au contexte géodynamique pourtant relativement simple (Frizon de Lamotte et al. 2011). Ces différents fragments ont évolué au Tertiaire avec une dynamique propre liée à des processus profonds comme la subduction, les collisions continentales ou des processus mantelliques (délamination, plume mantellique(Dewey et al. 1989, Lonergan and White 1997, Platt 2007).

Du Crétacé Supérieur jusqu'à l'Eocène Inférieur, on assiste à la fermeture de l'océan Ligure avec une convergence générale orientée relativement E-W (Dewey et al. 1989). La zone de subduction ouest méditerranéenne s'étend alors du Nord des Apennins jusqu'au Sud de l'Espagne où elle se termine par les arcs Calabrais et de Gibraltar. Son évolution est ensuite caractérisée par une première phase de collision de l'Eocène Supérieur à l'Oligocène Inférieur (35-30 Ma) au cours de laquelle la plaque Africaine entre en collision avec l'Europe et le régime tectonique change de façon marquée (Jolivet and Faccenna 2000).Vers 30 Ma, elle est suivie par un retrait du *slab* associé à une extension d'arrière arc. En combinant des données géologiques, tomographiques et de cinématiques des plaques, Faccenna et al. (2004) proposent une reconstruction paléogéographique de la limite de la zone de subduction au cours des derniers 35 My. Vers 35 Ma, la zone de subduction ouest méditerranéenne s'étend sur plus de 1500 km depuis le sud de l'Espagne jusqu'à la région Ligure (Figure 17, a) avec un plongement vers le nord-ouest. Elle consomme la lithosphère océanique téthysienne du Jurassique. A cette époque, le front de subduction est relativement continu et la vitesse de subduction décroissante vers l'ouest. Vers 30 Ma, le processus d'extension d'arrière arc débute et il s'ensuit une réorganisation de la région résultant d'une compétition entre la vitesse du *slabpull* et la diminution de la vitesse de collision de la plaque Africaine. Jusqu'à 15 Ma, le front de subduction se déplace du bassin Liguro-Provençal jusqu'au bassin de Valence et d'Alboran. Parallèlement, la vitesse de subduction s'accroit, en grande partie à cause de l'augmentation de la vitesse de retrait du *slab*. Elle atteint son maximum dans le sud de la Sardaigne (Figure 17,b). A cette époque, la rupture du front de subduction a lieu au niveau de la Kabylie avec la formation à l'ouest d'un long segment d'environ 200 à 300 km relatif au bassin Algérien et à l'est d'un étroit *slab* qui va se développer dans la région Tyrrhénienne (Figure 17,c), (Frizon de Lamotte et al. 2011, Etheve 2016).

On observe aussi à cette époque une diminution de la vitesse de convergence dont les causes sont encore sujettes à débat. A compter de cette époque, les deux fronts de subduction évoluent indépendamment les uns des autres (Faccenna et al. 2004).

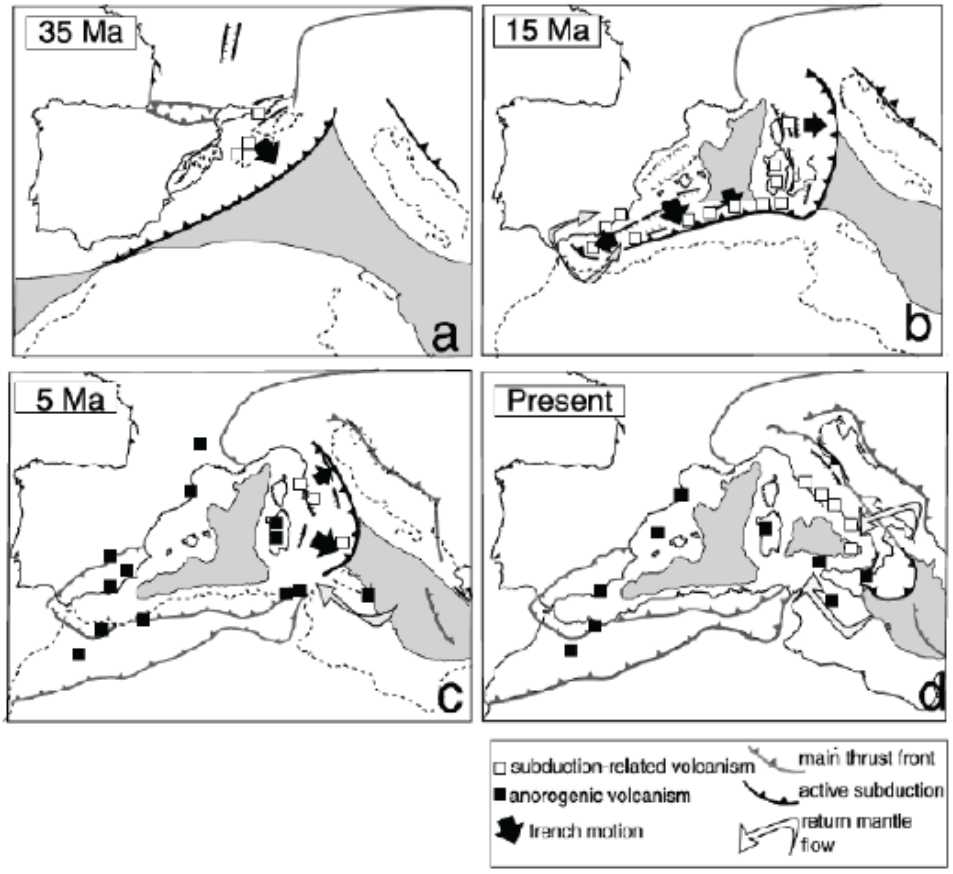


Figure 17 : Reconstruction de l'évolution de la région méditerranéenne par rapport à un référentiel fixe (Eurasie fixe) en quatre étapes depuis 35 Ma jusqu'au temps présent. Les bassins profonds sont indiqués en gris (d'après Platt et al. (2003), (Faccenna et al. 2004)

1. Le domaine d'Alboran

Le domaine d'Alboran est situé à l'extrême Ouest de la zone de collision méditerranéenne. Ceinturé par l'arc Bético-Rifain, il se situe dans une zone de convergence très étroite entre la plaque Eurasie et la plaque Afrique. Du fait de sa géométrie particulière, la genèse et l'évolution du domaine d'Alboran sont encore sujet à de nombreux débats (Lonergan and White 1997, Jolivet et al. 2003, Frizon de Lamotte et al. 2011) .Trois principaux modèles tectoniques ont été proposés pour expliquer l'évolution géodynamique du domaine d'Alboran.

a. Le modèle de « Dérive »

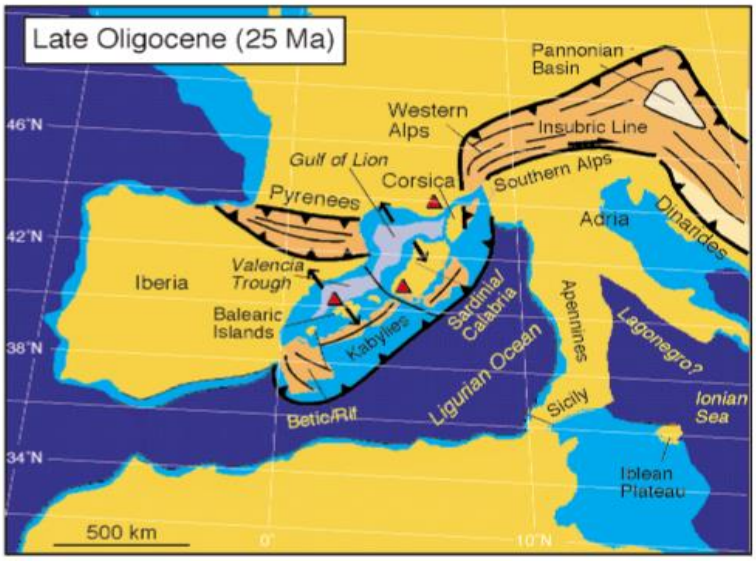


Figure 18 : Contexte méditerranéen à l'Oligocène(Rosenbaum et al. 2002)

En reprenant les idées de Dewey et al. (1989), Lonergan and White (1997) et Calvert et al. (2000) proposent de lier la subduction Tyrrhénienne à la subduction responsable de la formation de la chaîne Betico-rifaine. Calvert et al. (2000) supputent l'existence d'une chaîne de montagne générée par la convergence du Crétacé-Paléogène. A l'Oligocène, ils groupent Corse, Sardaigne, Sicile, Kabylie, Rif et Bétiques derrière un même front de subduction. Ils basent cette hypothèse sur des similarités géologiques observées avec notamment l'aide des travaux de Bouillin et al. (1986). Puis ils supposent que le *roll back* débute, entrainant la dérive du bloc Bético-rifain. Ce n'est qu'au Tortonien qu'ils estiment que la mer d'Alboran atteint sa position actuelle. Elle se met en place en déformant les dépôts de flysch de bassins d'arrière arc de la zone externe.

b. Le modèle de subduction opposée

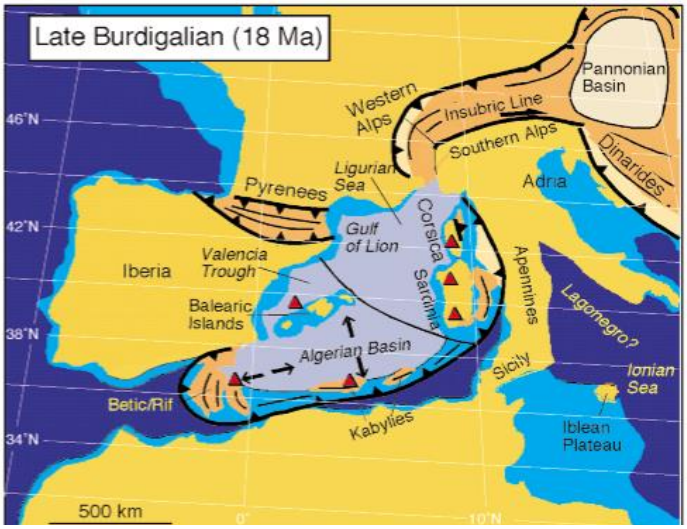


Figure 19 : Contexte méditerranéen au Burdigalien(Rosenbaum et al. 2002), Platt et al. (2003)

Dans la continuité du modèle de dérive, entre 23 Ma et 15 Ma, le bassin Liguro-Provençal et le bassin de Valence finissent leur ouverture(Faccenna et al. 2004). Le domaine AlKaPeCa (défini comme un ensemble de microplaques continentales dérivant en Méditerranée) est alors très étiré dans la direction WSW (Faccenna et al. 2004). Il se désolidarise du *slab* Algérien dans la région Méllilo-Oranaise où l'on retrouve des bandes de cisaillement orientées NE-SW. A compter de cette période, selon Faccenna et al. (2004), deux fronts de subduction opposés coexistent emportant pour le front Ouest la microplaque d'Alboran et pour le front Est la microplaque de Calabre. Entre les deux s'effectue l'ouverture du bassin Algérien. L'étroit *slab* d'Alboran du modèle de subduction opposée est, après la rupture, libre de migrer vers l'ouest produisant alors un mouvement complexe de flux mantellique autour de lui (Faccenna et al. 2004). Conséquence inattendue de cette nouvelle configuration, le manteau sous le *slab* se déplace latéralement. L'énergie de ce flux couplée avec celle générée par la délamination de la lithosphère continentale accélère le processus de *roll back*, entrainant une érosion thermique de la lithosphère sus-jacente ainsi qu'une augmentation rapide du gradient thermique (Funiciello et al. 2003). Cette hypothèse fut avancée pour justifier les fortes températures enregistrées dans certaines unités métamorphiques d'Alboran entre 22 Ma et 18 Ma (Platt et al. 1998) et dans le Rif entre 14 Ma et 18 Ma (Romagny et al. 2014).

c. Le modèle de la perte convective de la racine crustale

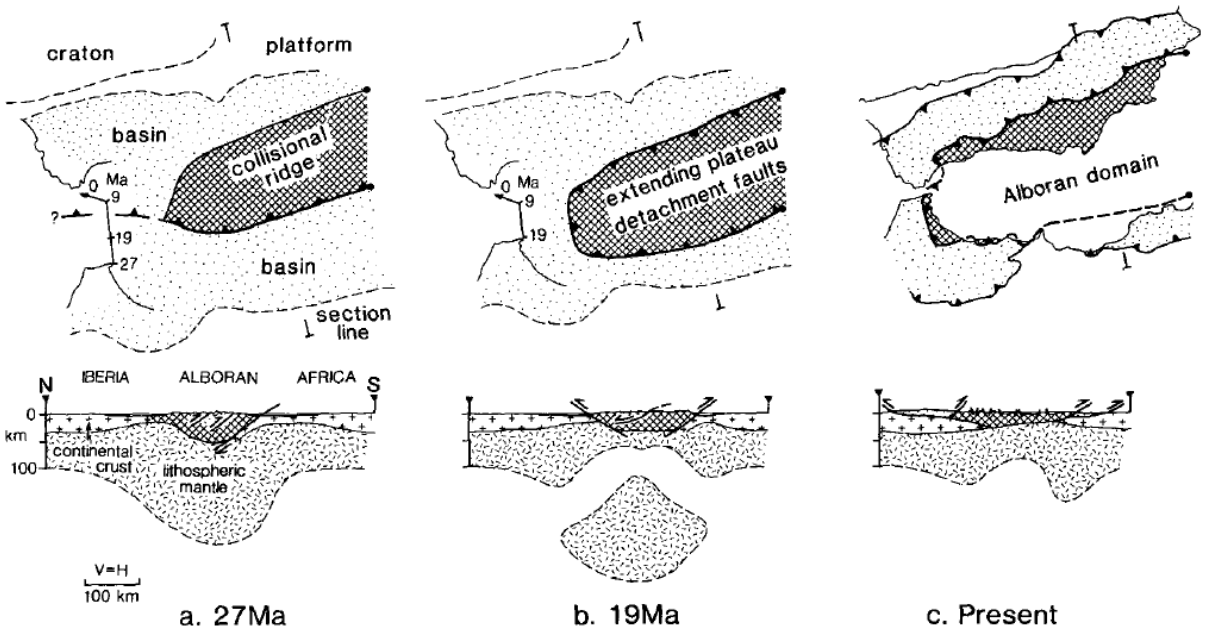


Figure 20 :Schéma illustrant le modèle de la perte convective de la racine crustale (Platt and Vissers 1989)

Basé sur les interprétation de Platt and Vissers (1989), l'arc Betico-Rifain serait le résultat de la coalescence de deux subductions opposées à l'Ouest de Gibraltar. Le manteau lithosphérique ainsi épaissi serait délaminé au Burdigalien, entrainant un *uplift* général de la zone et une extension accommodée par un raccourcissement crustal sur les bords de la marge. Ce modèle fut le premier proposé pour expliquer la zone de vide acoustique observée entre 30 et 90 km de profondeur(Rosenbaum et al. 2002).

II. Les Cordillères Bétiques : bordures du bassin de Tabernas

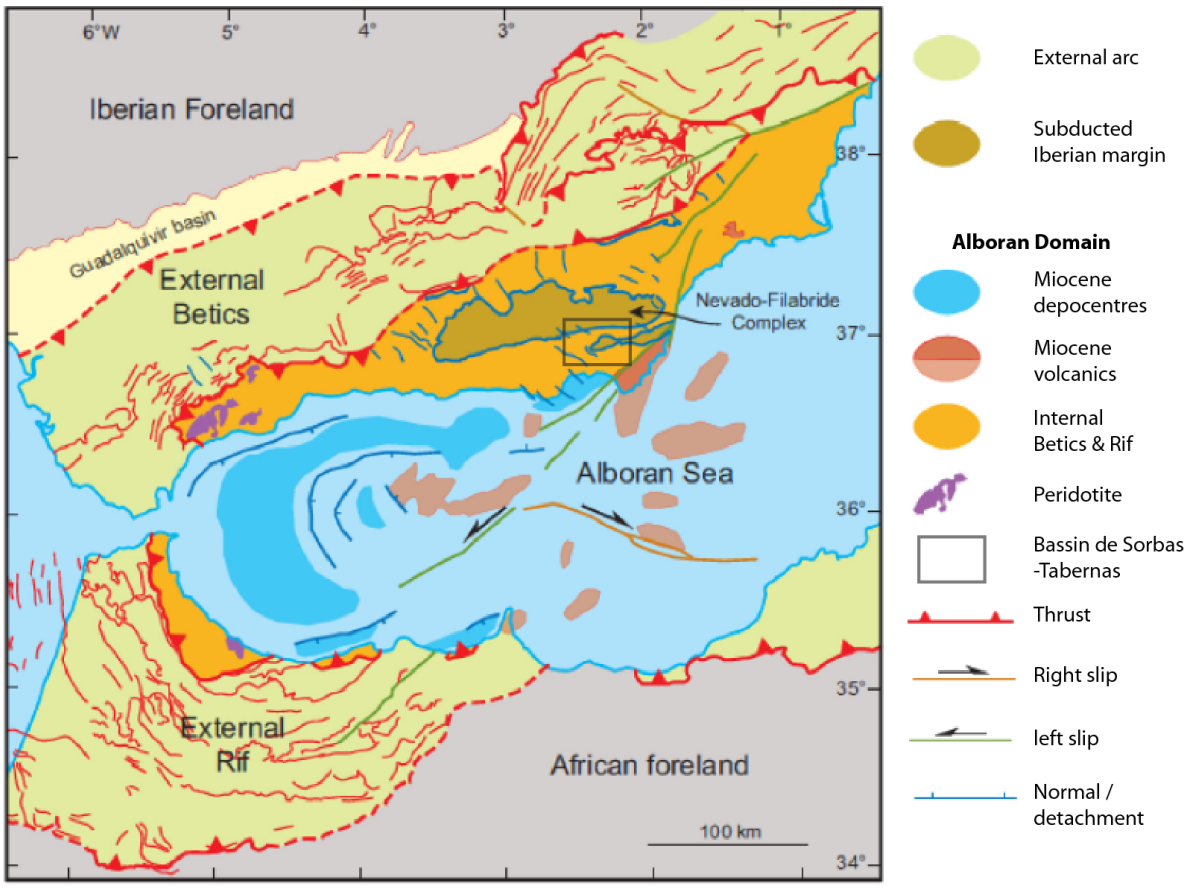


Figure 21 : Carte tectonique de l'arc Bético-rifain et du domaine d'Alboran, modifié d'après Platt (2007)

A grande échelle, l'arc Bético-Rifain apparait comme relativement symétrique avec depuis les zones externes vers la mer d'Alboran, un avant pays se composant d'un socle paléozoïque structuré durant l'orogenèse Varisque et sur lequel sont charriées les paléo-marges de l'océan téthysien vers le Nord au sein des Cordillères Bétiques et au Sud dans le Rif(Do Couto 2014). Dans la partie Ouest de l'arc, on retrouve des nappes de flysch charriées sur les zones externes. La mise en place de ces nappes s'accompagnent du développement de bassins d'avant pays : le bassin de Guadalquivir au Nord et le bassin du Gharb au Sud. Seule la partie Bétique du système d'Alboran sera abordée dans les parties suivantes.

1. Les zones externes

Les zones externes des Bétiques sont constituées de sédiments tertiaires et mésozoïques non métamorphisés issus de la paléo-marge continentale ibérique de l'océan Téthys (Platt 2007, Do Couto 2014, Etheve 2016). On retrouve les Bétiques externes sur plusieurs centaines de kilomètre de long d'Alicante à Cadiz, le long d'un transect orienté au Nord dans l'alignement de la chaîne (NE-SW- Figure 23).

Au début du Trias, une plate-forme carbonatée se met en place au-dessus des niveaux d'évaporites. A la faveur de l'épisode extensif à l'origine de la séparation de la plaque ibérique avec la plaque africaine qui a démarré au Pliensbachien (Dewey et al. 1973) et qui continue jusqu'au Jurassique moyen (García-Hernández et al. 1980), les zones externes sont divisées en

deux sous unités : les Prébétiques dans leur partie orientale et les Subbétiques dans leur partie occidentale. Les Prébétiques sont constituées d'une sédimentation de plate-forme peu profonde similaire à la sédimentation en place depuis le Trias. Le domaine des Subbétiques est marqué par une sédimentation pélagique (Vera 2000).Durant le Mésozoïque, ces deux sous unités caractérisent la sédimentation d'une marge continentale en extension (García-Hernández et al. 1980).

Au cours du Miocène Inférieur, les zones externes sont affectées par une tectonique de couverture (*thinskinned*) avec le chevauchement de nappes sur le socle hercynien sud-ibérique (García-Hernández et al. 1980, Flinch et al. 1996, Crespo-Blanc and de Lamotte 2006).

Ces chevauchements à vergence nord-ouest s'enracinent dans les niveaux évaporitiques du Trias (Figure 22), (Crespo-Blanc and de Lamotte 2006).

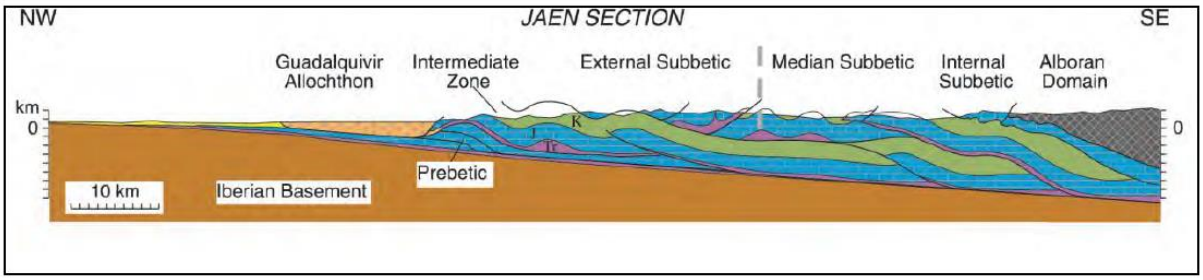


Figure 22 : Coupe NW-SE des Bétiques Externes qui s'étend du domaine d'Alboran (zones externes) jusqu'au bassin du Guadalquivir (d'après Do Couto (2014) et Platt et al. (2003)

2. Les zones internes

Les zones internes sont formées de roches métamorphiques alpines affleurant sur l'ensemble du pourtour de la mer d'Alboran (Figure 23). Avec les roches volcanique Néogène, elles constituent le substratum du domaine d'Alboran(Comas et al. 1999).

Les roches métamorphiques des Cordillères Bétiques sont regroupées au sein de trois complexes tectoniques (Egeler and Simon 1969, Torres-Roldan 1979) différenciés par leurs lithologies, leurs positions structurales ainsi que leur degré de métamorphisme. Depuis le complexe de plus haut grade, on retrouve (1) le complexe Nevado-Filabride, (2) le complexe d'Alpujarride, (3) et le complexe des Malaguides.

Ces différents complexes seront décrits ainsi que leurs histoires Miocène.

a. Le complexe des Nevado-Filabride

Le complexe des Nevado-Filabride, introduit par Egeler (1964),n'affleure que dans la partie orientale des Cordillères bétiques (Figure 23). Il peut être divisé de bas en haut en trois sous unités litho-stratigraphiques (García-Dueñas et al. 1988, De Jong 1991, Vissers et al. 1995, Martínez-Martínez et al. 2002): (1) unité de Ragua (4 km d'épaisseur), (2) unité de Calar Alto (4,5 km d'épaisseur) et (3) unité de Bédar-Macael (600 m d'épaisseur). Ces unités sont constituées d'une succession litho-stratigraphique similaire avec, à la base, une série de schistes sombres graphiteux d'âge pré-Permien et localement intrudée par des granites Permien (Priem et al. 1966).Ces schistes sont surmontés d'une série de schistes clairs et de méta-pélites d'âge Permo-Trias (Bakker 1991). Le sommet de la série est caractérisé par une lithologie plus hétérogène avec une occurrence d'inclusions granitiques permiennes (De Jong 1991) et des olistolithes de métabasites d'âge Jurassique (Hebeda et al. 1980, Puga et al. 2002).

Les trois unités constitutives du complexe Nevado-Filabride ont toutes subis un métamorphisme lors de l'orogénèse alpine. Les sous-unités de Calar-Alto et Bedar-Macael sont caractérisées par un métamorphisme de type HP/BT, relatif à l'élément Méso-Alpin (Puga et al. 2002). L'âge de cet épisode reste cependant toujours discuté de l'Eocène-Oligocène (Puga et al. 2002, Augier 2005) au Miocène (Sánchez-Vizcaíno et al. 2001). L'analyse des traces de fission sur zircon et apatite montre une exhumation se produisant du Serravallien terminal au Tortonien (Johnson et al. 1997, Platt et al. 2005).

b. Le complexe Alpujarride

Le complexe d'Alpujarride (Egeler and Simon 1969) constitue la majeure partie du substratum du domaine d'Alboran et on le retrouve sur l'ensemble des Cordillères Bétiques (Figure 23).

Ila été divisé en 5 sous unités par Do Couto (2014) en se basant sur des critères stratigraphiques, métamorphique et par leurs positions structurales. Chacune de ces sous-unités est caractérisée par une succession stratigraphique assez similaire (Do Couto 2014). Depuis la base de cette succession, on retrouve des schistes graphiteux paléozoïques entrecoupés de passées gréseuses et en contact localement avec des gneiss migmatitiques (Zeck et al. 1989). Puis on observe une série de conglomérats clairs (Permien) surmontée d'une formation de schistes et de quartzite (Permo-Trias). Une série de marbres et dolomies forme le sommet de la succession (Do Couto 2014).

Les différentes sous unités sont séparées par des contacts structuraux à faible pendage correspondant à des détachements extensifs (García-Dueñas et al. 1988, Martínez-Martínez et al. 2002, Crespo-Blanc and de Lamotte 2006).

Le complexe Alpujarride est interprété comme une pile de nappes, d'environ 20 km d'épaisseur à l'origine, qui a ensuite été découpée par des failles normales à faible pendage réduisant leurs épaisseurs respectives à environ 10 km (Vissers et al. 1995).

Un métamorphisme HT/BP, marqué par des faciès à amphiboles et grenats, a accompagné l'exhumation rapide de ce complexe daté par radiométrie vers le début du Miocène (22-19 Ma)(Zeck et al. 1989, Platt and Whitehouse 1999).

Les massifs de péridotites

Dans les Bétiques, les massifs de péridotites sont localisés à la base des unités Alpujarride(Sánchez-Gómez et al. 2002). Ces péridotites indiquent une origine de la lithosphère profonde ou de l'asthénosphère (Davies et al. 1993) et leur exhumation est polyphasée (Vissers et al. 1995). Plusieurs auteurs leurs ont attribué le métamorphisme de contact des unités encaissantes du Miocène (Platt and Vissers 1989, Montel 2000) bien que la présence de métamorphisme HP/BT tendrait à invalider ces affirmations (Vissers et al. 1995, Crespo-Blanc and de Lamotte 2006).

Des études gravimétriques (Sánchez-Gómez et al. 2002) ont démontré l'absence de racine mantellique pour ces structures et les massifs de péridotites ont été réinterprétés comme de larges écailles tectoniques inclues dans le complexe d'Alpujarride(Sánchez-Gómez et al. 2002). Leur mise en place serait datée entre l'Oligocène Supérieur et le Miocène Inférieur (25-20 Ma) (Blichert-Toft et al. 1999).

c. Le complexe Malaguide

Le complexe Malaguide est observable à la limite entre les zones internes et les zones externes (Vissers et al. 1995) et il affleure dans la partie Ouest des Cordillères bétiques (Figure 23). De la base au sommet, il est constitué par des schistes et grauwackes paléozoïques, surmontés d'une série Mésozoïque de conglomérats rouges et quartzites, ainsi que de carbonates et évaporites triasiques et terminée par une série gréseuse crétacée (Lonergan 1991).

Le complexe Malaguide est non métamorphique (Lonergan and Platt 1995), à l'exception de sa base dont les sédiments paléozoïques sont affectés par un métamorphisme varisque de bas grade (Chalouan et al. 2008).

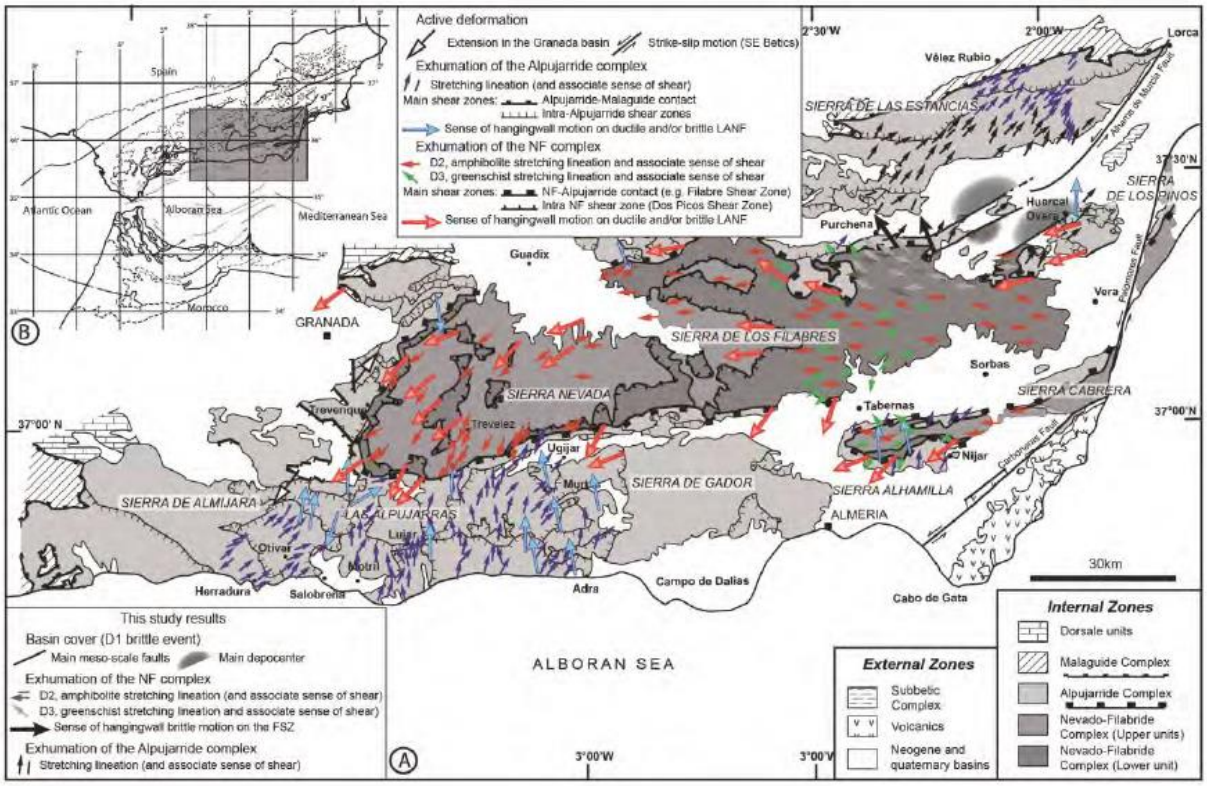


Figure 23 : Carte tectonique de la partie sud est des Cordillères Bétiques. Les principaux contacts tectoniques sont reportés sur la carte avec notamment la zone de cisaillement des Filabres (FSZ). Les deux directions de linéation correspondantes aux épisodes d'amincissement crustale par les mouvements des grandes nappes sont indiquées (d'après Do Couto (2014)

3. Volcanismes et activités magmatiques

Des indices de volcanisme Néogène sont observables tout le long de la Cordillère Bétique. Dans l'Est de la mer d'Alboran et dans le système Bétique-Rif, on retrouve des traces de différents types de volcanisme : calco-alkalin, potassique et basaltique(Duggen et al. 2004, Do Couto 2014). La région a enregistré deux grandes époques magmatiques de l'Eocène au Miocène Inférieur et du Miocène Moyen au Pliocène (Duggen et al. 2004).

La première phase de volcanisme est caractérisée par la mise en place d'un champ plutonique de dykes vers 38-30 Ma dans la province de Malaga (Duggen et al. 2004). Torres-Roldán et al. (1986) et Duggen et al. (2004) attribuent cette mise en place à une extension continentale reliée à la subduction (stage 1-Figure 24). Vers 20-17 Ma, des âges radiométriques mettent en avant un évènement thermique de type anatexie crustale qui renouvelle le système K-Ar(stage

2-Figure 24-(Zeck et al. 1989, Platt et al. 2003, Duggen et al. 2004)). Cet évènement est lié à la mise en place des nappes métamorphiques (Duggen et al. 2004).

La seconde grande phase de volcanisme qui a lieu du Miocène Moyen au Miocène Supérieur est dominée par un volcanisme calco-alcalin constitué d'andésites et de rhyolites typiques des zones de subduction. A cette époque, les provinces volcaniques de la marge nord-africaine migrent de l'Est vers le domaine d'Alboran à mesure que la subduction se décale (Duggen et al. 2004). Cette évolution du volcanisme conforte les modèles de retrait de la zone de subduction téthysienne (stage 3-Figure 24-(Platt and Vissers 1989, Duggen et al. 2004)), ainsi que les modèles de délamination lithosphérique tardive au Miocène Supérieur et au Pliocène(stage 4-Figure 24-(Platt and Vissers 1989, Duggen et al. 2005)).

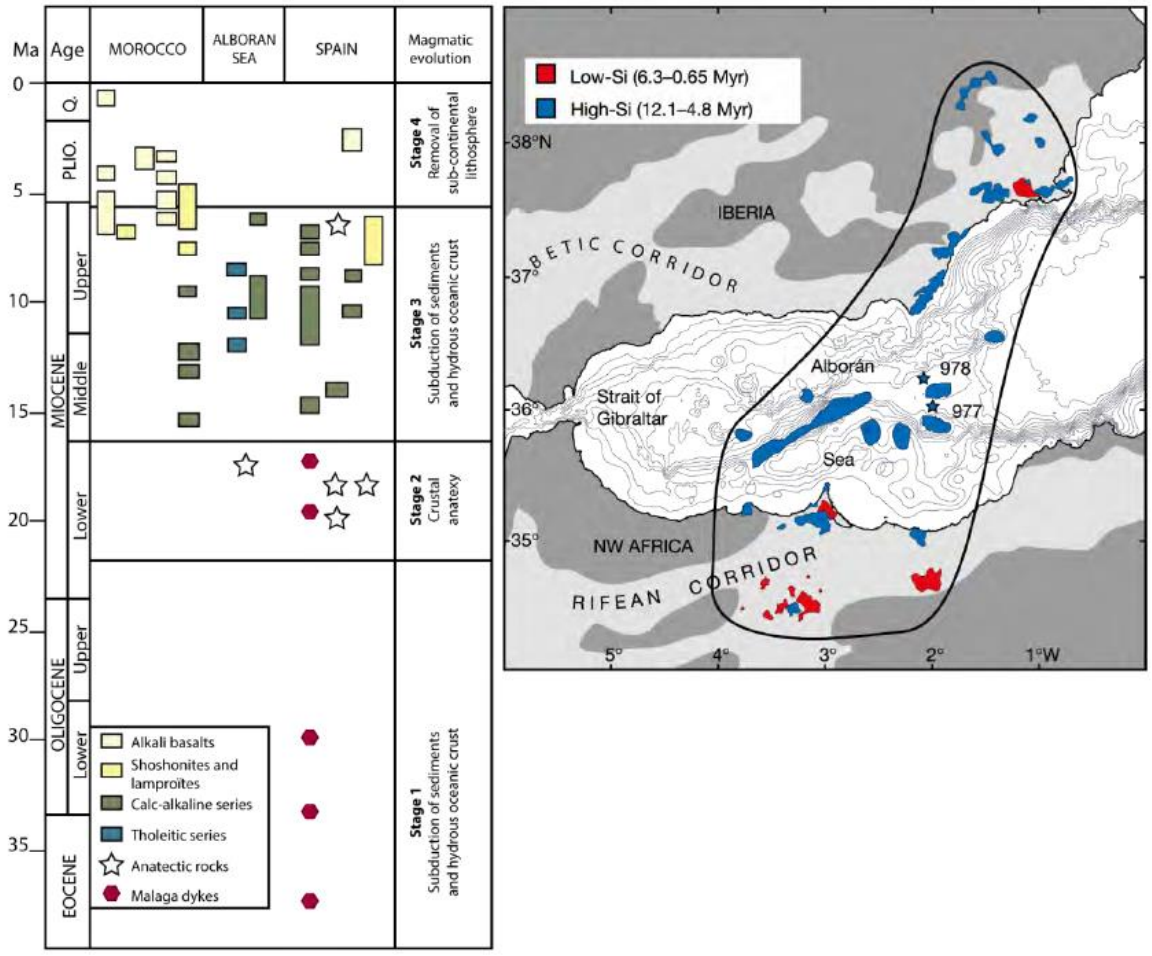


Figure 24 : Carte de répartition des évènements volcaniques de la région d'Alboran depuis le Miocène (Do Couto 2014), modifié d'après Duggen et al. (2004) et diagramme chronologique des épisodes volcaniques depuis l'Eocène

4. Déformations majeurs des Cordillères Bétiques

a. Betic Movement Zone (BMZ)

La *Betic Movement Zone* définie par Platt and Vissers (1980) est une discontinuité majeure caractérisée par une diminution abrupte des conditions de pression enregistrées dans le métamorphisme et de déformations cassantes à la limite entre les Nevado-Filabride et les

Alpujarride. La BMZ peut être suivie depuis Carthagène à l'Est jusqu'au contrefort de la Sierra Nevada à l'ouest (Figure 23-(Platt and Vissers 1980)). Le sens de cisaillement est globalement orienté vers l'Ouest avec des variations locales (Vissers et al. 1995). Son sens de déplacement reste néanmoins complexe suivant la position géographique et suivant la profondeur où sont mesurées les linéations. Il varie vers le Nord dans la Sierra Alhamilla, au Sud Est dans la Sierra Nevada, au WNW dans la zone centrale de la Sierra de Los Filabres, à l'Ouest dans le Nord de la Sierra Nevada et au Sud-Ouest dans sa partie ouest et Sud-Ouest (Vissers et al. 1995). Il est accepté que la BMZ soit considérée comme extensive sur l'ensemble de son histoire (Vissers et al. 1995, Hodgson 2002).

En raison des variations marquées du degré de métamorphisme entre les Nevado-Filabride et les Alpujarride et des variations verticales et longitudinales de comportement des nappes , Vissers et al. (1995) et d'autres auteurs (Galindo-Zaldivar et al. 1989, García-Dueñas et al. 1992, Martínez-Martínez et al. 2002) suggèrent de considérer la BMZ non comme un simple contact extensif d'échelle crustale mais comme une discontinuité entre deux niveaux crustaux indépendants qui auraient subi une extension (Martinez Martinez and Soto 2018).

b. Malaguide-Alpujarride contact (MAC)

Le *Malaguide-Alpujarride contact* affleure dans le corridor de Velez-Rubio, au nord de la Sierra Estancias (Figure 23). On peut y observer un contact d'une vingtaine de mètre d'épaisseur qui sépare les calcaires myolitiques des Alpujarride des niveaux de grès sombres très fracturés de l'ensemble des Malaguide(Lonergan and Platt 1995). La présence d'une gouge de faille au niveau de ce contact associée à la présence de linéations chaotiques atteste de plusieurs phases de mouvement au niveau du MAC(Do Couto 2014).

5. Les systèmes extensifs du domaine d'Alboran

La *Betic Movement Zone* et le *Malaguide-Alpujarride contact* constituent les deux détachements majeurs d'échelle crustale du domaine des Bétiques et d'Alboran. Néanmoins, d'autres systèmes extensifs à faible pendage contribuent à la déformation et à la structuration de ces zones. Crespo-Blanc et al. (1994)ont défini deux systèmes principaux que l'on retrouve en de nombreux points des Cordillères Bétiques (Figure 23) : le système de failles normales de Contraviesa et le système de failles normales des Filabres.

Le système de failles normales de Contraviesa

Il est caractérisé par une direction de transport vers le NNW et il affecte les complexes des Alpujarride et Malaguide (García-Dueñas et al. 1988, Martínez-Martínez and Azañón 1997). On retrouve son système antithétique au Nord de la Sierra Nevada où sont observées des directions d'extension vers le SSE (Crespo-Blanc 1995).Ce système a également été identifié dans de nombreux autres secteurs des Bétiques (García-Dueñas et al. 1988) et dans la Sierra Alhamilla (Martínez-Martínez and Azañón 1997). Des datations biostratigraphiques dans les unités sus-jacentes indiquent une période de fonctionnement autour du Langhien (Hodgson 2002). A l'aide de sismique multitraces, Comas et al. (1992) mettent en avant un fonctionnement du système avec une direction d'extension vers le Sud-Est vers la fin du Burdigalien.

Un second système de failles normales est actif au Langhien-Burdigalien : le système de Carboneras (Kneller 1995). Son Orientation NE-SW et l'occurrence de certains niveaux

marqueurs de tuf (volcanisme subaérien) permettent de supposer que le système de Carboneras faisait partie du système de Contraviesa (Hodgson 2002).

Le système de faille normale des Filabres

Ce système extensif est actif plus tardivement que le système de Contraviesa avec une direction de transport vers le Sud-Ouest (García-Dueñas et al. 1988) ou vers l'Ouest-Sud-Ouest selon Crespo-Blanc et al. (1994). Son fonctionnement est intimement lié à la *Betic Movement Zone*. Au sein de la Sierra Alhamilla, la direction majeure de transport est ENE-WSW (Martínez-Martínez and Azañón 1997). Son fonctionnement a été daté par biostratigraphie du Serravallien jusqu'au Tortonien Inférieur (Crespo-Blanc et al. 1994).

III. Les bassins néogènes

1. Les bassins sédimentaires : état de l'art

L'ensemble des unités décrites précédemment est surmonté par une série de bassins sédimentaires dont le bassin d'Alboran qui est encore actuellement un dépôts-centre actif (Hodgson 2002). La stratigraphie détaillée de ces bassins qui débute généralement au Burdigalien-Langhien est variable suivant les localisations(Figure 25-(De Galdeano and Vera 1992)).

Quatre grands types de bassins sédimentaires ont été définis au sein des Cordillères Bétiques selon leurs origines et leurs âges de formation (De Galdeano and Vera 1992).

La première génération de bassin se met en place au Miocène Inférieur et Moyen sous l'influence de l'extension Nord-Sud qui affecte le domaine d'Alboran au cours de cette période.

Au front des Bétiques externes, le Sillon Nord-Bétique se développe. Il est caractérisé par une sédimentation d'avant pays qui débute à l'Aquitanien(Figure 25-(De Galdeano and Vera 1992)). C'est aussi à cette époque que se met en place le Proto bassin du Guadalquivir. A mesure que le domaine d'Alboran avance, le dépôt-centre du Sillon Nord Bétique migre de l'Est vers l'Ouest (Do Couto 2014).Seuls de rares affleurements permettent d'étudier les géométries et les évolutions des bassins de cette première génération, mais De Galdeano and Vera (1992) et Jabaloy et al. (1992) ont pu les interpréter comme des équivalents de *piggy-back basins* en raison du déplacement de grands chevauchements crustaux sous-jacents aux bassins sédimentaires.

La seconde génération de bassin est reliée à l'épisode extensif Est-Ouest qui affecte le domaine d'Alboran au Miocène Supérieur. Cette génération est marquée par la genèse de bassins d'extension limitée mais très subsident avec des épaisseurs comprises entre 1000 m à 2000 m (Kleverlaan 1989, De Galdeano and Vera 1992).Au sein des Bétiques, leur remplissage stratigraphique varie peu d'un bassin à l'autre. Ila débuté lors de la génération précédente (Burdigalien-Langhien) et la transition avec la nouvelle série de dépôts (Serravallien-Tortonien) est caractérisée par une discordance(Figure 25-(De Galdeano and Vera 1992, Sissingh 2008)). Cette génération de bassins est également marquée par une plus grande diversité de contextes tectoniques et elle a donné lieu à une classification des bassins en quatre types en fonction de la cinématique de leurs failles bordières (Sissingh 2008) :

- (1) failles bordières de type décrochantes senestres et d'orientation NE-SW (Bassin de Lorca, Vera-Garrucha, Tabernas),
- (2) failles bordières à dominante normale et d'orientation NW-SE (bassin de Grenade, Guadix et Fortuna),
- (3) failles bordières normales d'orientation N-S (bassin de Marzazon) et
- (4) failles bordières à dominante normale et d'orientation E-W (bassin de Huercal-Overa).

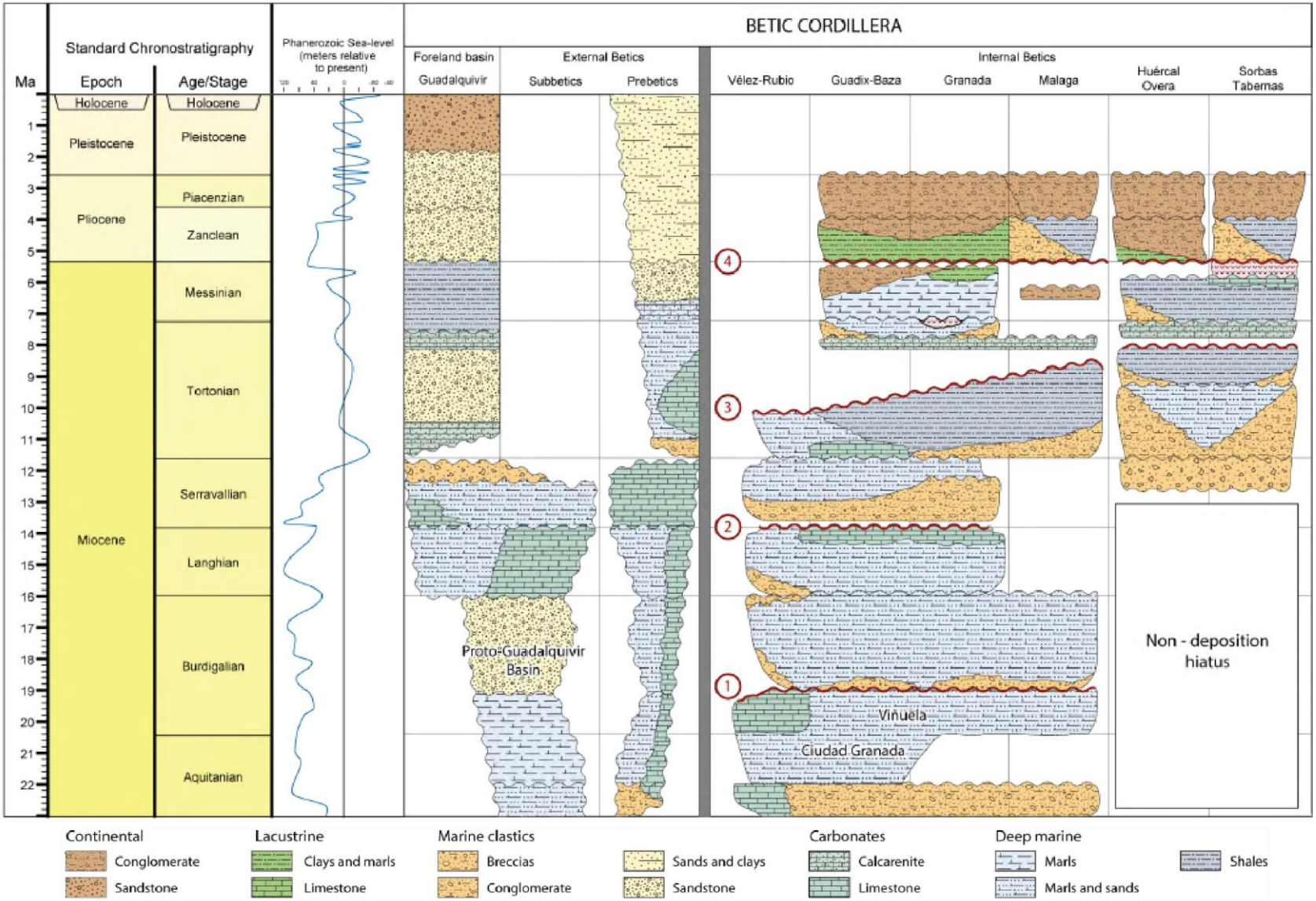


Figure 25 : Synthèse lithostratigraphique des bassins sédimentaires Néogène des Cordillères Bétiques (modifié d'après Do Couto (2014)

IV. Présentation du bassin de Tabernas

Le bassin de Tabernas est un bassin intra-montagneux localisé dans le Sud-Est de l'Espagne au Nord de la ville d'Almeria. Il est actuellement situé au sein d'une dépression d'environ 20 km de long et 10 km de large. Il est limité au Nord par les montagnes de la « Sierra de Los Filabres » et au Sud par la montagne de la « Sierra de Los Alhamilla ». Son flanc Ouest est fermé par la montagne de la « Sierra de Gador » tandis que vers l'Est, il est situé dans la continuité du bassin de Sorbas (Figure 26). Il est donc situé entre les Alpujarrides (au sud) et les Nevado-Filabride (au Nord) et il se développe dans le prolongement du corridor d'Alpujarran vers l'Est

Le bassin de Tabernas et le bassin de Sorbas dont l'histoire est très proche sont rattachés au nombreux bassins sédimentaires Néogène du domaine d'Alboran (Weijermars et al. 1985). Historiquement, ces bassins ont été traités comme un seul et même bassin avec un focus des auteurs sur le bassin de Sorbas dont la diversité de faciès facilite l'étude. Cependant, au travers de ce travail, il s'avère que la richesse du bassin de Tabernas n'a rien à envier à son voisin malgré la complexité qu'il présente.

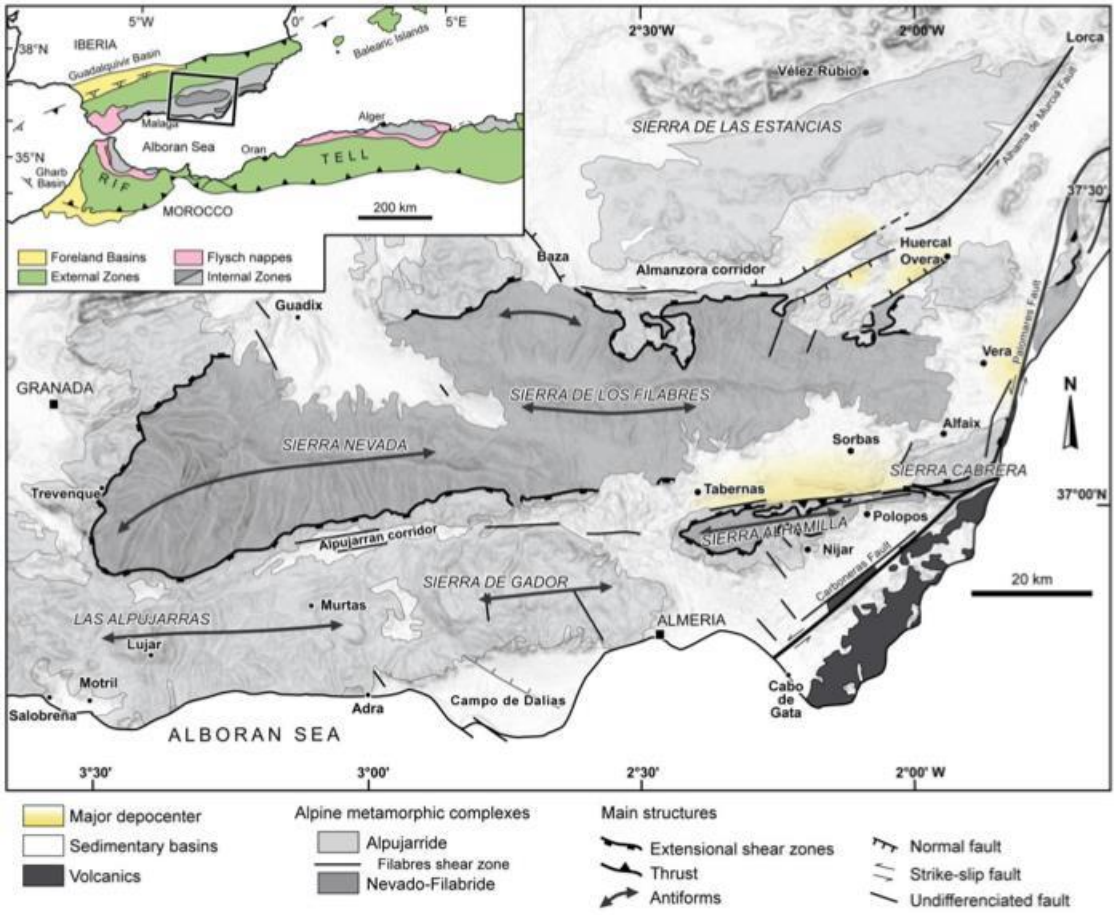


Figure 26: Carte de localisation du bassin de Tabernas-Sorbas dans les zones internes des Cordillères des Bétiques (Do Couto 2014)

V. Stratigraphie et sédimentologie du bassin de Tabernas

Le remplissage du bassin de Tabernas débuterait au Sérravallien-Tortonien (Weijermars et al. 1985, Montenat et al. 1987, Kleverlaan 1989, Ott d'Estevou and Montenat 1990). La stratigraphie du bassin a été étudiée et établie par de nombreux auteurs (Weijermars et al. 1985, Kleverlaan 1989, Ott d'Estevou and Montenat 1990, Poisson et al. 1999, Haughton 2000). Leurs oppositions sur le découpage stratigraphique du bassin ont donné lieu à de nombreuses appellations des unités sédimentaires (Weijermars et al. 1985, Kleverlaan 1989, Ott d'Estevou and Montenat 1990). Haughton (2000) et Hodgson (2002) ont formalisé le découpage stratigraphique et sédimentaire du bassin de Tabernas et nous nous appuierons principalement sur leurs travaux.

1. Sérravallien/Tortonien : conglomérat de base, du continental au marin

Les séries sédimentaires du bassin de Tabernas débutent par des conglomérats rouges d'une épaisseur moyenne de 20 m pouvant aller jusqu'à 300 m (Ott d'Estevou and Montenat 1990). Quatre différentes unités de base ont été distinguées au sein de ces séries à partir de coupes types reparties dans le bassin de Tabernas et de Sorbas : les séries de Gafarillos, de Coloraos, de la Rambla Sierra et de Marchante. Historiquement, ces unités étaient appelées « unités I » pour les séries de Marchante et de la Rambla Sierra (Dabrio 1990), « conglomérats rouges » (Ott d'Estevou and Montenat 1990), ou encore « red lower clastics » (Poisson et al. 1999). Ces dénominations étaient basées sur la position stratigraphique et la couleur rouge caractéristique de ces unités. Cependant, Hodgson (2002) par une étude de détails a démontré des différences dans la provenance, la maturité et les environnements de dépôt de ces unités. Ces dépôts étant tous d'origine continentale, leur datation n'a pu être effectuée avec précision.

Une série de conglomérats gris vient recouvrir ces unités avec localement des niveaux de calcarénites intercalés. Cette transition illustre l'ennoiement progressif du bassin.

Les séries de Gafarillos appartenant au bassin de Sorbas, elles ne seront pas abordées ici. Hodgson (2002) a regroupé l'ensemble des unités de base appartenant au bassin de Tabernas sous le nom de « Molinos formation ».

a. La formation de Los Molinos

La formation de Los Molinos est composée des séries de la Rambla Sierra et des séries du Marchante. Elle est exposée dans les environs de la ville de Tabernas (SE Espagne) sur une distance d'environ 100 m bien que la base de la formation ne soit pas visible car tronquée par un contact faillé (). Les séries du Marchante, d'origine marine, se superposent aux séries de la Rambla Sierra, d'origine continentale : l'ensemble de la succession traduit un approfondissement des environnements de dépôt depuis des fans alluviaux jusqu'à des faciès de type *fan delta* marin, le caractère marin étant attesté, outre le faciès par la présence de niveaux coquillers.

Séries de la Rambla Sierra

En utilisant des critères régionaux, Montenat et al. (1987) ont assigné un âge Tortonien à ces séries continentales dépourvues de faune et de flore. Weijermars et al. (1985) les décrivent comme des conglomérats issus des complexes Malaguide et Alpujarride datés vers la fin du

Néogène Inférieur. En mesurant les imbrications et les orientations des structures chennalisés, ils précisent également une direction de transport vers le Sud le long de dépressions localisées. A l'aide de datations thermo-chronologiques, Hodgson (2002) leur donne un âge de 11,5 ± 1,4 Ma (Tortonien).

Sédimentologie

Les séries de la Rambla Sierra sont composées de sédiments continentaux d'une couleur rouge caractéristique. Elles sont présentes sur environ 100 m d'épaisseur (Figure 29). La succession sédimentaire est très hétérogène, depuis des conglomérats de graviers jusqu'à des conglomérats hétérométriques (Dabrio 1990) (3 m de diamètre au maximum) à matrice silteuse. L'épaisseur moyenne des niveaux de conglomérat est d'environ 1-2 m (Hodgson 2002). Quelques lentilles de matériaux grossiers sont présentes en montant dans la série. La maturité des sédiments tend à augmenter en progressant dans la série bien que les niveaux soient encore très désorganisés et mal triés (Ott d'Estevou and Montenat 1990). A l'approche de la transition avec les séries du Marchante, la granulométrie générale diminue avec l'apparition de granoclassements normaux et de corps chenalisés (Hodgson 2002).

Paléo-environnement de dépôts

L'origine continentale des dépôts de la Rambla Sierra est consensuelle pour tous les auteurs de par la couleur rouge, l'absence de faune et la position stratigraphique (Weijermars et al. 1985, Kleverlaan 1989, Dabrio 1990, Ott d'Estevou and Montenat 1990). Les caractéristiques sédimentologiques des conglomérats correspondent au passage d'écoulements de type *debris flow* aérien (Hodgson 2002). L'absence de maturité des clastes indique un faible transport et une source proche. De la même façon, la présence de clastes hétérométriques suppose la présence de fortes pentes pour expliquer leurs déplacements (Dabrio 1990).

Dabrio (1990) et Hodgson (2002) interprètent l'unité de la Sierra Rambla comme un dépôt d'*alluvial fan* dominé par des *debris flows* et alimenté par une zone tectoniquement active et récemment mise à l'érosion.

L'origine des complexes de Malaguide et Alpujarride évoquée par Weijermars et al. (1985) pour les conglomérats de la Sierra Rambla est en total désaccord avec les autres auteurs qui évoquent une origine dominée par le complexe des Nevado-Filabride (Kleverlaan 1989, Dabrio 1990, Poisson et al. 1999, Hodgson 2002). Ce type de roche affleure seulement sur la marge Nord-Est du bassin de Tabernas/Sorbas. Ces constatations restent en accord avec un direction de transport vers le Sud (Weijermars et al. 1985).

Séries du Marchante

Les séries du Marchante se superposent aux séries de la Rambla Sierra. La transition entre les deux séries est progressive et elle est marquée par un changement de couleur du rouge vers le gris et un apport de matériaux bioclastiques (Hodgson 2002). Dabrio (1990) a caractérisé cette unité comme la base de l'unité II et il les décrit comme des sables et conglomérats gris qui passent latéralement à des marnes. Les autres auteurs ne distinguent pas cette unité de l'unité de la Sierra Rambla (Weijermars et al. 1985, Kleverlaan 1989, Ott d'Estevou and Montenat 1990). Ces séries sont plus développées vers l'Est où l'on ne retrouve pas d'affleurement de l'unité de la Rambla Sierra ().

Sédimentologie

Contrairement à la série de le Rambla Sierra, les séries du Marchante sont caractérisées par une meilleure organisation des dépôts, avec des alternances de bancs de sable et de conglomérats (>30 cm), (Figure 29-(Hodgson 2002)). La présence de niveaux conglomératiques diminue à mesure que l'on monte dans la série. L'imbrication des clastes est peu développée mais on peut observer des colonies de balanes *in situ* (Dabrio 1990) qui témoignent du caractère très peu profond des dépôts. Vers le sommet de la série, les niveaux sableux sont majoritaires avec une granulométrie grossière et une absence de structures internes (Hodgson 2002). L'apparition de niveaux riches en bioclastes caractérise les vingt derniers mètres de série, jusqu'à un niveau de calcarénite (balanes, huitres, échinodermes, pectens) marquant la fin de la série Marchante (Hodgson 2002).

Paléo environnement de dépôts

Le changement de couleur, l'apport de matériaux bioclastiques, la meilleure organisation des dépôts indiquent un environnement de dépôt marin peu profond (Hodgson 2002). Dabrio (1990) interprète son unité II (équivalente aux séries du marchante) comme un *fan delta* sous-marin reposant en discordance sur l'unité sous-jacente. Ces conclusions sont également supportées par Doyle et al. (1996) qui ont réinterprété les colonies de balanes comme des balanomorphes similaires aux balanes actuelles que l'on peut trouver dans des environnements intertidaux dominés par les vagues. La présence de colonies *in situ* suppose des périodes de stabilité de l'environnement (Doyle et al. 1996).

La transition avec les dépôts continentaux de l'unité de la Rambla Sierra s'effectue sur une courte distance et la décroissance granulométrique depuis des niveaux à dominante conglomératique jusqu'à des niveaux à dominante de sable grossier indique un approfondissement progressif et un ennoiement de l'environnement de dépôt (Ott d'Estevou and Montenat 1990, Doyle et al. 1996, Hodgson 2002).

L'origine des clastes de l'unité Marchante est similaire à celle de l'unité de la Rambla Sierra (Hodgson 2002). La variation d'épaisseur de l'unité Marchante plus importante vers l'Est et des mesures parcellaires d'imbrication de clastes semblent indiquer un approfondissement plus fort du bassin vers l'Est et une direction de transport correspondante.

Paléo-environnement de la formation de Los Molinos

La formation de Los Molinos regroupe les unités de la Rambla Sierra et du Marchante qui correspondent à un même environnement de dépôt. La transition entre les unités est continue. La formation de Los Molinos révèle un approfondissement du bassin de Tabernas au Tortonien(Hodgson 2002). Son unité basale de la Rambla Sierra est caractérisée par des fans alluviaux subaériens de faible extension, dominés par des *debris flows* (Figure 27). Ces fans prenaient leur source au Nord au sein du complexe des Nevado Filbabride (Kleverlaan 1989, Ott d'Estevou and Montenat 1990, Hodgson 2002). Hodgson (2002) émet l'hypothèse de relier les sources de ces fans avec l'activité des systèmes extensifs NE-SW des Filabres. Ces fans alluviaux passent progressivement vers le domaine marin à mesure que la maturité des clastes augmente, que leur taille diminue et que l'occurrence de matériaux bioclastiques s'accentue.

L'unité supérieure du Marchante est caractérisée par une sédimentation de type *fan delta* relié directement aux zones d'apport sur les marges du bassin (Figure 27, (Hodgson 2002)). Des périodes de calme sédimentaire permettent la croissance de colonies de balanes typiques d'environnements marins peu profonds dominés par les vagues (Doyle et al. 1996). A mesure que la transgression continue au sein du bassin, la diversité de la macrofaune se développe. Des huitres, échinodermes et pectens apparaissent dans la partie supérieure de la formation de Los Molinos (Hodgson 2002).

Contrairement à l'unité de la Rambla Sierra dont l'extension et le transport étaient limités du Nord vers le Sud, le développement du bassin pendant la mise en place de l'unité Marchante entraine une variation de la direction d'écoulements vers l'Est (Hodgson 2002).

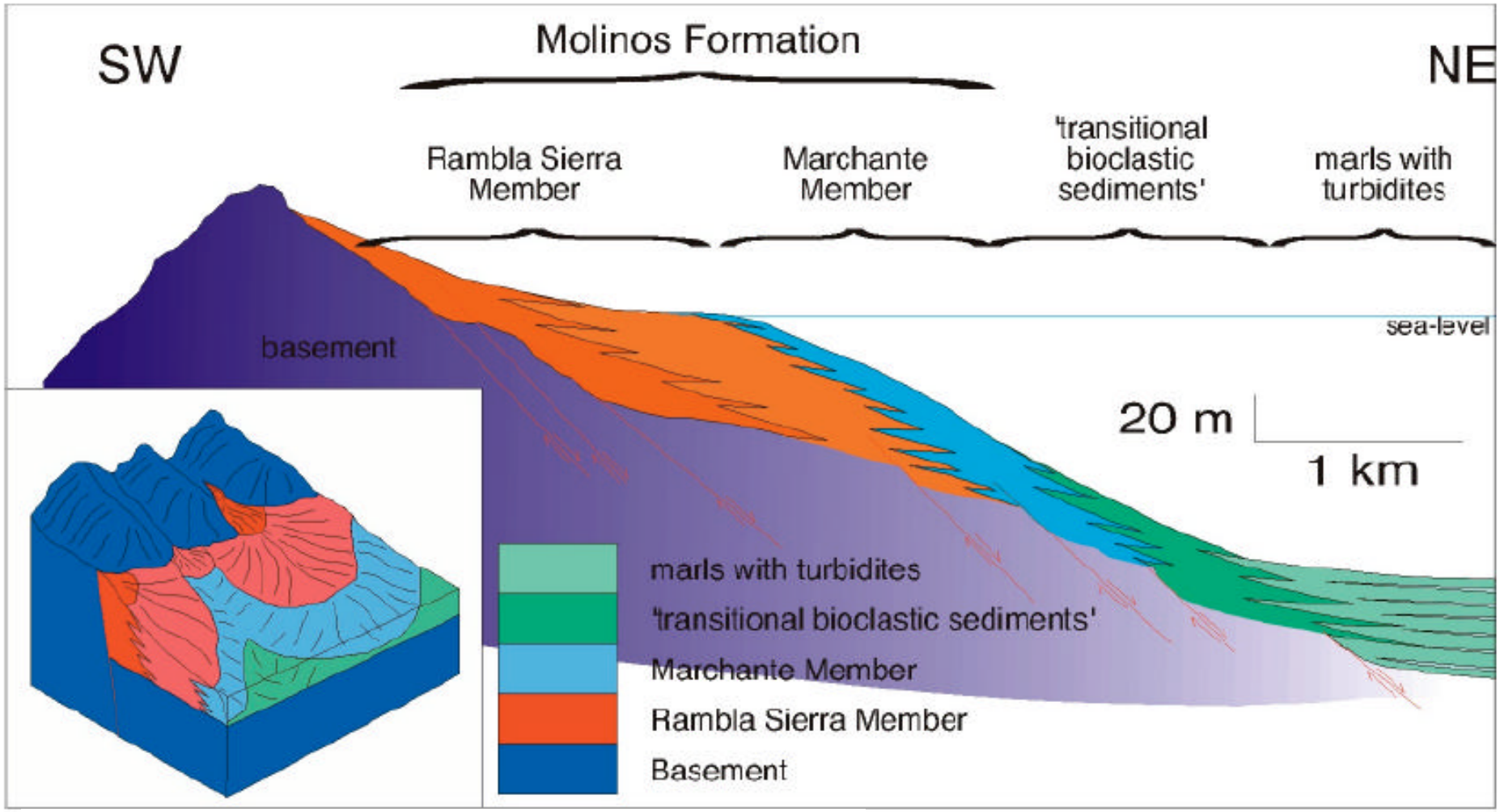


Figure 27 : Reconstruction schématique de la formation de Los Molinos (Hodgson 2002)

Déformation tectonique de la formation de los Molinos

Hodgson (2002) a identifié plusieurs types de déformation dans les unités de Los Molinos : des failles décrochantes dextres, des failles normales à fort pendage, ainsi que des failles normales à faible pendage (subhorizontal). Il conteste les conclusions de Poisson et al. (1999) qui interprétaient l'anticlinal de Marchante comme un simple décrochement dextre synchrone de la compression NW-SE qui affecte le bassin de Tabernas au Tortonien. Hodgson (2002) distingue avant la compression et la déformation décrochante une période d'extension. La réactivation des failles et leur basculement plus tardif a rendu difficile l'évaluation de la direction d'extension relative à cet épisode, mais il avance une direction d'extension entre N29 et N44.

b. La formation de Coloraos

L'unité de Coloraos, ainsi nommé par sa localisation au niveau du mont Coloraos, affleure environ 3 km au nord de la ville de Tabernas et de la formation de Los Molinos mais elle diffère par sa provenance et ces caractéristiques sédimentologiques (Hodgson 2002).

Cette unité présente une couleur rouge similaire à l'unité de la Rambla Sierra et une absence de microfaune. La base de l'unité est marquée par un contact par faille normale sur les complexes Alpujarride et Nevado Filabride(Hodgson 2002) mais une partie des unités est en contact par *onlap* passif sur les unités du socle.

La base de la succession sédimentaire est caractérisée par des conglomérats à clastes anguleux (3-4 cm de diamètre) sans structures et sans stratifications (Hodgson 2002).

En montant dans la succession, la série est marquée par un changement abrupte dans l'organisation des dépôts. Les clastes présentent une angulosité faible, attestant d'une maturité des matériaux. Des niveaux d'imbrications apparaissent ainsi qu'une stratification, des indices de chenalisation et des granoclassements témoignant d'une organisation des écoulements (Hodgson 2002). La présence de granoclassement tend à diminuer en montant dans la série.

L'origine des clastes de cette formation est très localisée et dominée par le complexe des Alpujarride en contact à la base de cette unité. Quelques niveaux montrent même une contribution des veines de mylonite situées au contact des complexes des Alpujarride et des Nevado Filabride(Hodgson 2002).

L'évolution observée dans le remplissage de la succession sédimentaire ainsi que la couleur rouge suggèrent un environnement de dépôt continental dominé par le fluviatile (Hodgson 2002). Les mesures d'imbrication indiquent une direction de transport vers le Sud. La maturité des éléments observés sur la section supérieure indique un transport plus fort que pour les dépôts de base. Contrairement à la formation de Los Molinos, les hypothétiques dépôts marins peu profonds synchrones de cette unité n'affleurent pas dans le bassin. Hodgson (2002) avance l'hypothèse d'un contrôle climatique associé à des périodes de crues sur le dépôt de la formation de Los Molinos.

2. Tortonien Supérieur/Messinien pré-évaporitique : la sédimentation clastique marine

Les unités du Tortonien Supérieur/Messinien pré-évaporitique du bassin de Tabernas ont donné lieu à de très nombreuses publications suivies de débats (Weijermars et al. 1985, Kleverlaan 1989, Ott d'Estevou and Montenat 1990, De Galdeano and Vera 1992, Vissers et al. 1995, Montenat and d'Estevou 1999, Poisson et al. 1999, Pickering et al. 2001, Braga et al. 2003). L'un des éléments à l'origine de ces débats est l'homogénéité des faciès des dépôts de cette période, ce qui rend toute corrélation grande échelle difficile voir hasardeuse à réaliser (Figure 29). Haughton (2000) a établi une classification en deux unités en séparant les unités marneuses des unités clastiques sans tenir compte de leur situation stratigraphique ou de leur datation même relative. Cette classification ne détaille pas les grands évènements de déstabilisation du bassin (séismite) comme le *Gordo Megabed* qui viennent entrecouper la sédimentation clastique du bassin (Kleverlaan 1989). Néanmoins, malgré son manque de précision, elle propose une approche consensuelle vis-à-vis des auteurs historiques.

a. Unité A

Sédimentation

L'Unité A est caractérisée par des marnes silteuses micacées fortement bioturbées qui forment la plus grande partie des dépôts marins du Tortonien supérieur/Messinien pré-évaporitique (Figure 28-(Haughton 2000)). Quelques rares niveaux de graviers et matériaux plus grossiers chenalisés caractérisent également cette unité. Son épaisseur minimum serait d'environ 270 m (Haughton 2000, Hodgson 2002) mais de nombreux auteurs lui attribuent une épaisseur moyenne d'environ 1000 m (Weijermars et al. 1985, Kleverlaan 1989, Ott d'Estevou and Montenat 1990, De Galdeano and Vera 1992, Vissers et al. 1995, Montenat and d'Estevou 1999, Poisson et al. 1999).

La présence de déstabilisations gravitaires sous forme de *slumps* et de loupes de glissement est également notable (Haughton 2000, Hodgson 2002). Les quelques mesures de paléo-courants disponibles dans ces séries indiquent une direction principale de transport vers le Sud (Kleverlaan 1989, Ott d'Estevou and Montenat 1990, Haughton 2000, Hodgson 2002).

Paléo-environnement de dépôt

En se basant sur les assemblages de foraminifères, Kleverlaan (1989) attribue une profondeur d'environ 600 m à la mise en place de cette unité. Par l'étude du ratio entre les foraminifères planctoniques et benthiques, Hodgson (2002) les rattache au domaine épy-bathyal compris entre 150-200 m et 1000-1300 m. L'absence de dépôts clastiques épais dans cette unité laisse supposer un *by-pass* des écoulements vers les zones plus profondes du bassin que Haughton (2000) et Hodgson (2002) supposent vers l'Est (zone de Lucaneina de Las Torres).

b. Unité B

L'unité B définie par Haughton (2000) regroupe les différents dépôts clastiques qui s'intercalent dans la sédimentation marno-silteuse du bassin de Tabernas. Il découpe cette unité en cinq corps correspondant à des ensembles chenalisés dont la nature, le fonctionnement et les corrélations ont donné lieu à de nombreux débats. Dans les sections suivantes, je commencerai par présenter leurs descriptions sédimentologiques, puis je détaillerai les reconstructions paléo-géographiques et les différents modèles de dépôt du bassin de Tabernas.

Corps A

Le corps A affleure sur la terminaison Ouest de la Sierra Alhamilla vers le mont Alfaro (Figure 28). Il se présente sous la forme d'un chenal sous-marin peu érosif, caractéristique de la terminaison d'un système (Haughton 2000). Son remplissage est essentiellement issu du complexe des Alpujarrides et d'une paléo-plate-forme carbonatée de milieu tempéré (grains de carbonates et macrofaune). Hodgson (2002) a mesuré des paléo-courants vers l'ENE.

Par comparaison avec des unités du bassin de Sorbas (Unités de Lucaneina) composées elles aussi d'éléments carbonatés du même type, Hodgson (2002) suppose l'existence d'une zone de plate-forme tempérée vers l'Ouest en lien avec un bassin versant développé sur le domaine des Alpujarrides.

Corps B

Les dépôts du corps B arment une série de colline à l'Est de l'autoroute et sur la marge Nord de la Sierra Alhamilla (Figure 28). Le chenal est linéaire selon un axe E-W et il est érosif sur l'Unité A. Son remplissage est caractérisé par deux phases d'incision/comblement séparées par un inter-lit marno-silteux (Hodgson 2002). Il est dominé par des turbidites et des conglomérats avec un corps basal riche en éléments du complexe des Alpujarrides et des bioclastes et un second corps riche en fragments de micaschistes (Haughton 2000). Du fait des bioclastes et de l'orientation E-W similaires au corps A, Hodgson and Haughton (2004) attribuent une source du chenal vers l'Ouest et une direction de transport vers l'Est. Néanmoins, l'absence de mesures de paléo-courant, la faible extension des affleurements entre les collines (300 m) et la présence de conglomérats à clastes pluri centimétriques (Kleverlaan 1989) remettent en cause ces conclusions et l'éloignement à la source.

Corps C

Les dépôts du corps C sont exposés au Nord et à l'Ouest de la station-service Repsol sur une distance de 3 km (Figure 28). Historiquement, ces affleurements ont été nommé le « Solitary Channel » par Kleverlaan (1989) en raison de son isolement au cœur des dépôts de l'Unité A.

Le remplissage du corps C est dominé par des conglomérats, des brèches, ainsi que des grès grossiers sous forme d'alternance d'un mètre d'épaisseur chacune (Hodgson 2002, Hodgson and Haughton 2004). Pickering et al. (2001) y distinguent 5 unités dont nous ne discuterons pas le détail. Les limites du corps C sont marquées par un important réseau de failles décrochantes dextres avec une composante normale (Kleverlaan 1989, Cronin 1995). Les mesures de paléo-courant au sein du remplissage indiquent des directions de transport à la fois vers l'Est et vers l'Ouest (Weijermars et al. 1985, Kleverlaan 1989, Ott d'Estevou and Montenat 1990, Cronin 1995, Haughton 2000, Pickering et al. 2001, Hodgson and Haughton 2004).

Du fait d'indices de paléo-courant contraires vers l'Est et vers l'Ouest, Kleverlaan (1989) et Cronin (1995) ont interprété le corps C comme un chenal contrôlé par des failles, avec une direction de transport vers l'Ouest. A l'aide de mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique, Hodgson and Haughton (2004) identifient plutôt des directions de courant vers l'Est, en accord avec les travaux de Pickering et al. (2001) et Haughton (2000), mais proposent un basculement du bassin et une modification du sens de transport vers l'Ouest pour les unités sommitales du remplissage.

Corps D

Les dépôts du corps D affleurent au Sud de Tabernas (Figure 28). Le corps D est caractérisé par une structure de chenal érosif confiné au Nord par le relief positif de l'anticlinal de Tabernas(Kleverlaan 1989, Cronin 1995). Les affleurements s'étendent selon un axe NE-SW avec un remplissage classique de conglomérats et de grès grossiers (Kleverlaan 1989, Cronin 1995, Haughton 2000, Hodgson 2002). La morphologie et l'orientation et le remplissage du corps D ont poussé Kleverlaan (1989) et Cronin (1995) à corréler ces affleurements avec ceux du corps C (« Solitario channel »). Néanmoins, Hodgson (2002) remet en cause ces affirmations en raison de l'absence de marqueurs de paléo-courant et par la présence de ces affleurements environ 10 m au-dessus de la formation basale de Marchante. De plus, le remplissage dominé par des clastes des Nevado Filabride ne semble pas pouvoir être corréler avec le remplissage du corps C, dominé des matériaux venant du complexe des Alpujarrides (Haughton 2000, Hodgson 2002).

Corps E

Le corps E affleure au Nord de Tabernas dans la *rambla* d'El Buho (Figure 28). Il est caractérisé par une base érosive, une épaisseur d'environ 20 m pour une largeur de 300 m (Kleverlaan 1989, Cronin 1995, Haughton 2000). Son remplissage présente de multiples alternances d'érosion/dépôt mais il est dominé par deux types de faciès comprenant des conglomérats et des grès bioclastiques jaunâtres (Haughton 2000). Les clastes proviennent surtout du complexe des Nevado Filabride (Hodgson 2002). Les directions de paléo-courant indiquent un sens de transport vers le Sud (Kleverlaan 1989, Cronin 1995, Haughton 2000, Hodgson 2002).

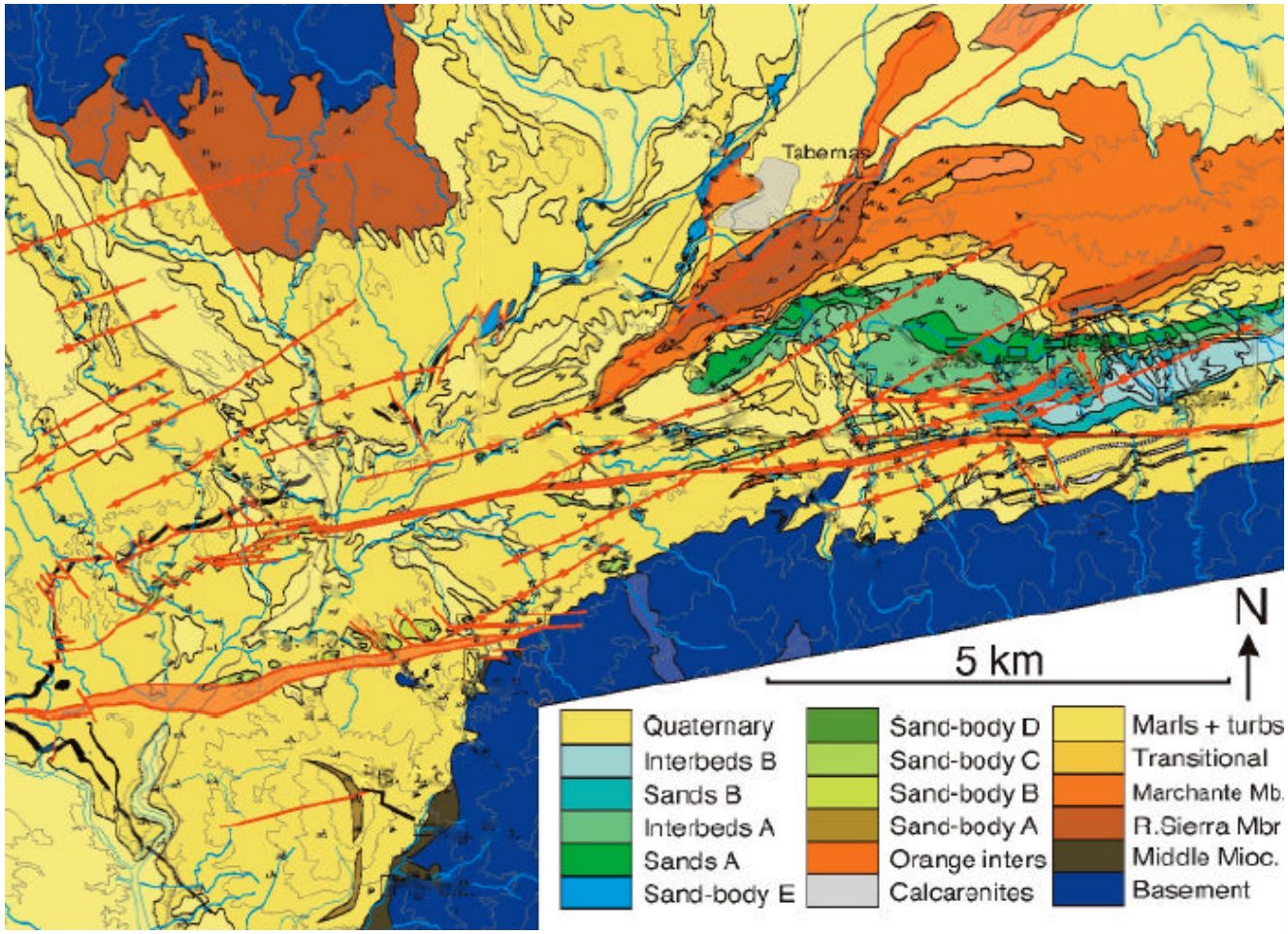


Figure 28 : Carte géologique du bassin de Tabernas(Hodgson 2002)

c. Limite Tortonien Supérieur/Messinien pré évaporitique

En raison de l'absence de variations de faciès ou de marqueurs stratigraphiques précis, la transition entre le Tortonien Supérieur et le Messinien pré-évaporitique du bassin de Tabernas est sujette à discussion. Seules des datations par microfaune ont permis d'identifier cette transition. Cependant suivant les auteurs, l'essentiel de la sédimentation clastique marine du bassin de Tabernas s'effectuerait au Tortonien ou au Messinien. En raison de la présence de *Globorotalia Conomiozea med*, Kleverlaan (1989) attribue environ 1000 m de série au Tortonien sur une pile sédimentaire d'environ 2000 m. Par l'identification de *Amaurolithus amplificus* sous les affleurements du *Solitario channel*, Cronin (1995) attribue seulement 500 m de série au Tortonien. Enfin, Hodgson and Haughton (2004) placent l'essentiel de la sédimentation du bassin de Tabernas pendant le Messinien pré-évaporitique.

3. Messinien évaporitique

Alors que dans le bassin de Sorbas, il existe une série messinienne syn-crise de salinité très diversifiée ou outre les évaporites qui témoignent de la brutale chute du niveau marin ;on observe des carbonates récifaux et des clastiques (Braga et al. 2003, Do Couto 2014). Dans le bassin de Tabernas, lui aussi affecté par la crise de salinité messinienne, l'érosion anté-Pliocène a été beaucoup plus intense et seuls les gypses associés à la première phase de la crise sont localement préservés. Ils affleurent notamment sur la terminaison Est de la Sierra Alhamilla et au Nord des affleurements du corps C, le long de l'autoroute (Figure 29, (Hodgson 2002)).

Leur extension se limite donc aux deux flancs d'un paléo-canyon. Ces gypses sont en contact brutal sur les argiles profondes du messinien anté-crise et se biseautent contre ces argiles.

Soulignant la surface d'érosion anté-Pliocène on trouve quelques olistolithes de carbonates récifaux (Clauzon et al. 1997), ces derniers ont aussi été reportés par Conesa (1997) au sien du bassin de Sorbas. Ils attestent que le bassin de Tabernas, à l'érosion près, a dû subir une histoire messinienne comparable à celle du bassin de Sorbas. A l'appui de cette interprétation, on notera le développement de structures de dissolution au sommet des évaporites très comparables aux réseaux karstiques affectant les gypses de Sorbas et rempli par les dépôts marins du Pliocène.

A noter par ailleurs que le dépôt des évaporites n'est pas associé ou marqué par une phase d'activité tectonique (Ott d'Estevou and Montenat 1990).

4. Pliocène

Les dépôts marins du Pliocène du bassin de Tabernas sont peu préservés, ils se développent surtout vers le sud en direction d'Almeria et respectivement à l'Ouest de la Sierra Alhamilla, à l'Est et au Nord-Est de la Sierra de Gador et le long du Rio Andarax. Ils ont été remarquablement bien cartographiés par Ott d'Estevou and Montenat (1990) où leur extension est caractéristique d'un remplissage de la paléo-vallée du proto Rio Andarax coulant depuis le NW. Ils scellent la discordance d'érosion messinienne (Clauzon and Rubino 1995b, Clauzon et al. 1997, Clauzon et al. 2015, Rubino et al. 2018) , et reposent indifféremment sur les dépôts sous-jacents depuis les gypses décrits ci-dessus et déposés pendant la phase 1 de la crise de salinité ou sur les marnes et les turbidites tortono-messininenne sous-jacentes. Les faciès associés à ce Pliocène et leurs interprétations varient considérablement depuis :

- Des faciès de pro-delta progradant (Figure 29-(Ott d'Estevou and Montenat 1990, Pickering et al. 2001, Braga et al. 2003))
- Des dépôts de type Gilbert deltas à grand clinoformes (300M+), avec des remaniements gravitaires passant à des dépôts continentaux correspondant à la formation de Gador (Postma 1984, Postma and Roep 1985).
- Celle-ci évolue d'un pôle proximal conglomératique formant un alluvial fan à une plaine alluviale à chenaux sableux isolés (Postma 1979, Braga et al. 2003).

Ces dépôts sont localisés dans les paléo-canyons érosifs, hérités de la crise messinienne et au nord du bassin, ils se biseautent directement sur la surface messinienne ; ce qui fait que le continental Pliocène repose sur les séries marines du Tortono-Messinien notamment sur la route menant au village d'Alcubillas (Espagne) depuis le Sud. Avant la fin du Pliocène le bassin est complètement continentalisé (Braga et al. 2003). Cette continentalisation se traduit par la construction d'un piémont alluvial qui pré-date les incisions quaternaires. A noter que latéralement aux conglomérats continentaux formant le piémont Pliocène on trouve des carbonates du type travertins se développant à partir d'exutoires karstiques se développant autour de la Sierra de Gador (Clauzon and Rubino 1995b).

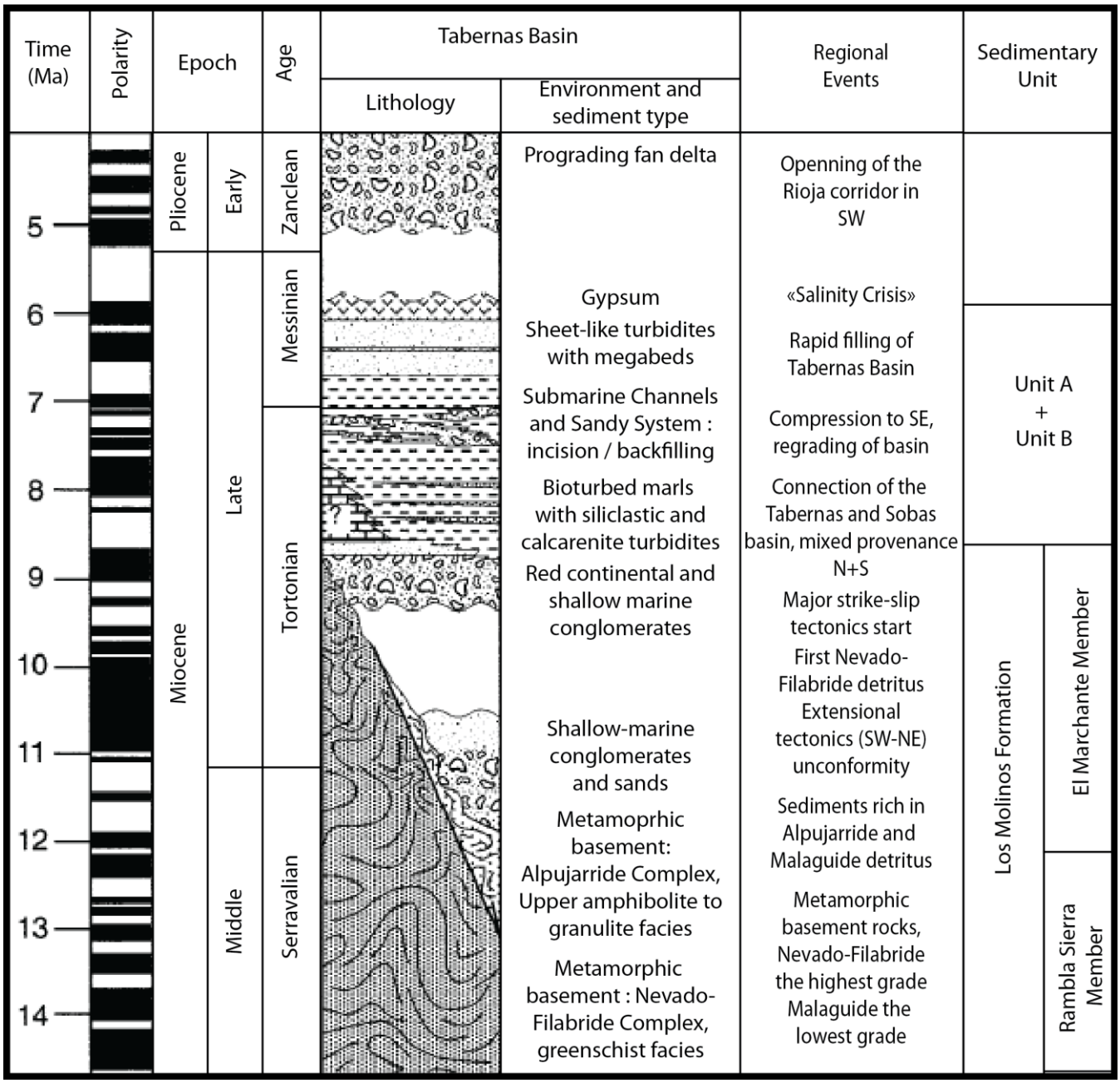


Figure 29 : Log stratigraphique général du bassin de Tabernas, illustrant les évènements régionaux ayant affecté le bassin (modifié d'après Pickering et al. (2001)).Les différentes nominations des unités sont reportées (Haughton 2000)

VI. Paléogéographie et modèle de dépôt

1. Paléogéographie

Braga et al. (2003) ont présenté une synthèse et un modèle paléogéographique de l'Est des Bétiques (Figure 30). La distribution des dépôts du Tortonien Supérieur indique la présence d'étroites plate-formes de coraux et des *fan-deltas* localisés sur les marges Sud de la Sierra Nevada et de la sierra de Los Filabres (Figure 30-(Braga et al. 2003)). Au sud, les bassins d'Alpujarra, de Tabernas, Sorbas et Vera sont le lieu d'une sédimentation continentale qui passe à une sédimentation marine au milieu du Tortonien (9Ma) (Weijermars et al. 1985, Kleverlaan 1989, Braga et al. 2003). Les bassins sont alors connectés latéralement. Les sierras du Sud (Gador, Alhamilla, Contraviesa et Cabrera) ne présentent aucun dépôt marin peu profond, attestant de l'absence de phases d'émersion à cette époque (Braga et al. 2003).

A la fin du Tortonien Supérieur, les Sub-Bétiques et les Pré-Bétiques forment une zone continentale continue tout le long du massif Ibérique. Le bassin de Guadalquavir est toujours en connexion avec l'Atlantique tandis que le bassin de Guadix présente une connexion avec la Méditerranée via le corridor d'Almanzora (Figure 30- (Soria et al. 1999, Braga et al. 2003)).

Durant la fin du Tortonien Supérieur et le début du Messinien, la sédimentation des bassins de Grenade et de Guadix est marquée par la mise en place de conglomérats fluviatiles et lacustres (Dabrio 1990). La fermeture du corridor d'Almanzora s'amorce, ainsi que la surrection des sierras de Gador et d'Alhamilla (Weijermars et al. 1985, Braga et al. 2003). Ces surrections entrainent la restriction de l'extension des bassins du Sud des sierras Nevada et de Los Filabres qui restent en connexion avec la Méditerranée via le corridor d'Andarax au Sud et le bassin de Vera à l'Est (Figure 30- (Weijermars et al. 1985, Braga et al. 2003)).

Au début du Messinien, la surrection continue des sierras Sud aboutit à la jonction des massifs de la sierra de Gador, de la sierra Nevada et de la sierra de Contraviesa (Braga et al. 2003). Cette jonction entraine un déplacement des zones marines des bassins vers l'Est.

A la fin du Messinien, lors de la crise de la salinité messinienne, la sédimentation marine ré-envahit les bassins de Tabernas, Sorbas, Vera et Almeria-Nijar dans une proportion limitée. Durant cette période, un seuil topographique N-S se crée entre le bassin de Tabernas et de Sorbas entrainant la fin de la connexion entre les deux bassins (Braga et al. 2003). Plus à l'Est, la sierra Cabrera restée peu profondément immergée au début du Messinien subit un nouvel épisode de surrection aboutissant à la séparation du bassin de Vera et de Sorbas (Figure 30-(Braga et al. 2003, Do Couto 2014)).

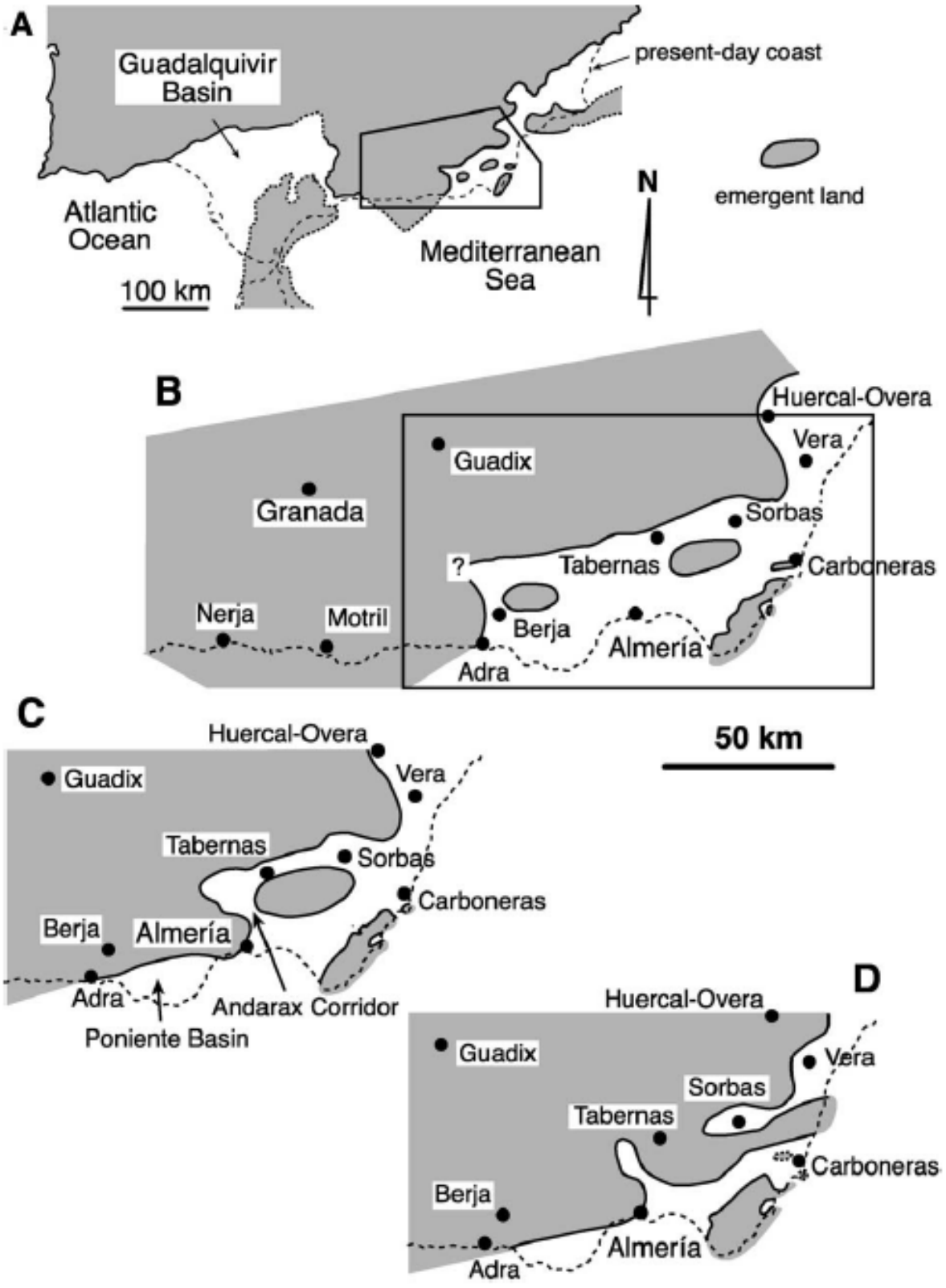


Figure 30 : Reconstruction paléogéographique du (A) Tortonien Supérieur/Messinien pré-évaoritique, (C) Messinien Inférieur (D) Messinien Supérieur (d'après Braga et al., 2003)

2. Modèles de dépôt du bassin de Tabernas

Historiquement, Kleverlaan (1989) a proposé un modèle de dépôt des systèmes turbiditiques du Tortonien Supérieur de Tabernas basé sur la reconnaissance de trois systèmes de dépôt distincts qui s'initient sur la marge Nord du bassin. Leurs évolutions respectives dans les zones plus profondes du bassin sont reliées à leurs interactions avec les déformations et la morphologie initiale du bassin. Suite au dépôt des unités continentales conglomératiques de base, Kleverlaan (1989) propose la mise en place 1) du « *muddy system* » caractérisé par une sédimentation argilo-marneuse transportée via un chenal d'apport se divisant en multiples chenaux au sein d'une zone d'accumulation de turbidites fines à l'Ouest de Tabernas (Figure 31), 2) du « *sandy system* » synchrone du précédent et est constitué d'un système de canyons transportant des matériaux grossiers (conglomérats et sable grossier). Le dépôt-centre de ce système se situe au Sud-Est de Tabernas (Figure 31), 3) sous le système du « Solitary Channel » interprété comme un chenal sinueux dont l'apex se situerait proche des zones d'apport du « *muddy system* » et du « *sandy system* » sur la marge Nord (Figure 31).

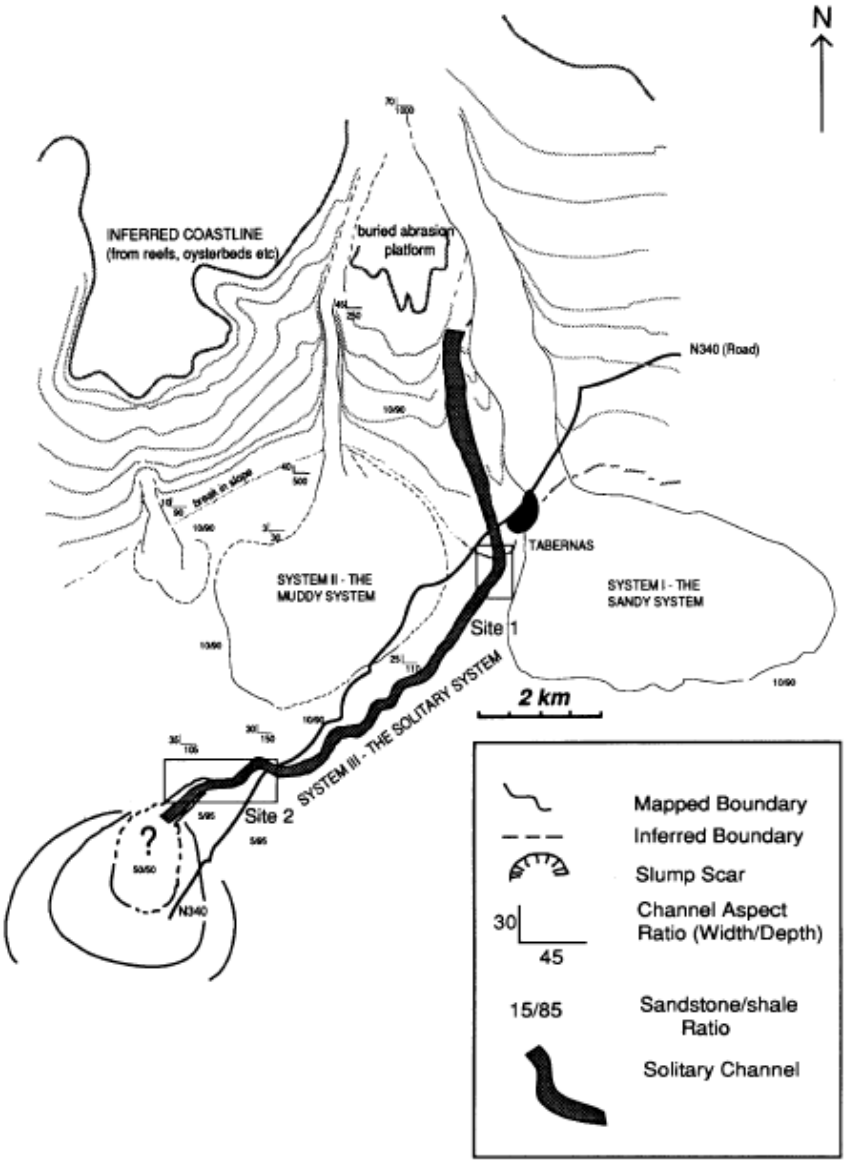


Figure 31 : Reconstruction paléogéographique des systèmes turbiditiques du bassin de Tabernas (Kleverlaan 1989)

Par la suite, de nombreux auteurs ont repris et contesté ce modèle. Deux systèmes ont donné lieu à de nombreux débats : le *sandy system* et le *Solitary Channel.* Pour ce dernier, les débats ont porté sur son interaction avec la structure tectonique positive de la faille décrochante de Tabernas et sur la direction de transport vers l'Est ou l'Ouest au sein de la gouttière au Sud de Tabernas. L'une des pierres angulaires de ce débat est la présence de turbidites tortoniennes le long de la marge Nord de la sierra Alhamilla du bassin de Tabernas jusqu'au bassin de Sorbas sans qu'aucune autre zone d'apport (marqué par des faciès plus grossiers) soit identifiable en dehors du bassin de Tabernas. Kleverlaan (1989) et Cronin (1995) étaient partisan d'un transport du Nord puis vers l'Ouest avec quelques phénomènes de rebond des écoulements ou de confinement du système sur le relief immergé de la sierra Alhamilla en cours d'exhumation. Les auteurs ont tout d'abord argumenté pour un transport vers l'Est (Haughton 2000, Hodgson 2002). Puis Hodgson and Haughton (2004) ont avancé un nouveau modèle polyphasé proposant un transport vers l'Est sur l'essentiel du fonctionnement des deux systèmes puis un transport vers l'Ouest au cours de la fin de leur fonctionnement suite au basculement du bassin et à l'isolement du bassin de Tabernas à l'Est avec la mise en place d'un seuil au Messinien pré-évaporitique.

VII. Contexte tectonique du bassin de Tabernas/Sorbas

Comme indiqué précédemment, le bassin de Tabernas/Sorbas appartient aux zones internes des Bétiques et il est bordé par la sierra de Los Filabres et la sierra Alhamilla. Ces deux sierras sont structurées en anticlinal d'axe E-W et elles sont composées de l'empilement des nappes Alpujarrides et des Nevado-Filabride (Do Couto 2014).

Au cours du Miocène, la structuration des zones internes s'est effectuée lors de deux phases majeures : (1) au Serravallien Supérieur/ Tortonien Inférieur, les zones internes ont subi un épisode d'extension crustale (Weijermars et al. 1985), puis (2) une intense phase de compression au Tortonien Supérieur qui a structuré les anticlinaux des différentes sierras (Weijermars et al. 1985, Martínez-Martínez and Azañón 1997, Comas et al. 1999). Les modalités de mise en place des bassins internes sont encore discutées (cf partie Les bassins néogènes)(Weijermars et *al*. 1985, Kleverlaan 1989, Ott d'Estevou and Montenat 1990, Do Couto et *al.* 2014). Toutefois, l'histoire tectonique plus récente depuis le Tortonien est plus consensuelle.

Au Tortonien Supérieur, le Sud-Est des Bétiques est affecté par la compression régionale due au rapprochement continue de la plaque Afrique avec la plaque Eurasienne (Dewey et al. 1989). Cet épisode compressif entraine la réactivation d'un réseau de failles décrochantes et leurs relais transtensifs et transpressifs correspondants (Figure 32). Ce réseau accommode la déformation sous forme de rotation de blocs rigides et sa réactivation entraine l'individualisation des bassins sédimentaires précédemment formés (Montenat et al. 1987). La compression entraine la surrection des marges Sud du bassin (Sierra Alhamilla) de l'ordre de 150 ±10 m/Ma (Braga et al. 2003) et elle participe au plissement du remplissage sédimentaire sous forme d'un large plis synclinal dont l'axe se situe au centre du bassin de Tabernas et au Nord de la ville de Sorbas (Figure 32). L'impact de la compression s'enregistre de manière différentielle entre les marges Nord et Sud, ainsi que selon un gradient Est-Ouest (Ott d'Estevou and Montenat 1990, Do Couto 2014). On peut observer des pendages de l'ordre de 15°/20° sur les marges Nord du bassin de Sorbas contre 25° sur ses marges Sud. On peut

aussi observer des structures retournées au sein des séries turbiditiques tortoniennes sur la marge Est de la Sierra Alhamilla près de la localité de Lucaneina de Las Torres tandis que ces mêmes séries ont un pendage d'environ 15° sur sa terminaison Ouest. Cette variation de comportement est directement liée aux caractéristiques de la bordure Nord de la Sierra Alhamilla qui présente une grande structure faillée, la *North-Alhamilla Fault*, dont la cinématique reste aujourd'hui débattue (de Galdeano 1985, Ott d'Estevou and Montenat 1990).

Ott d'Estevou and Montenat (1990) ont démontré l'existence de deux épisodes de déformation durant le Tortonien, avec un premier épisode compressif selon un axe N140 au début du Tortonien Supérieur et un second épisode marqué par une compression d'axe N-S qui affecte les séries du Tortonien Supérieur et du Messinien pré-évaporitique.

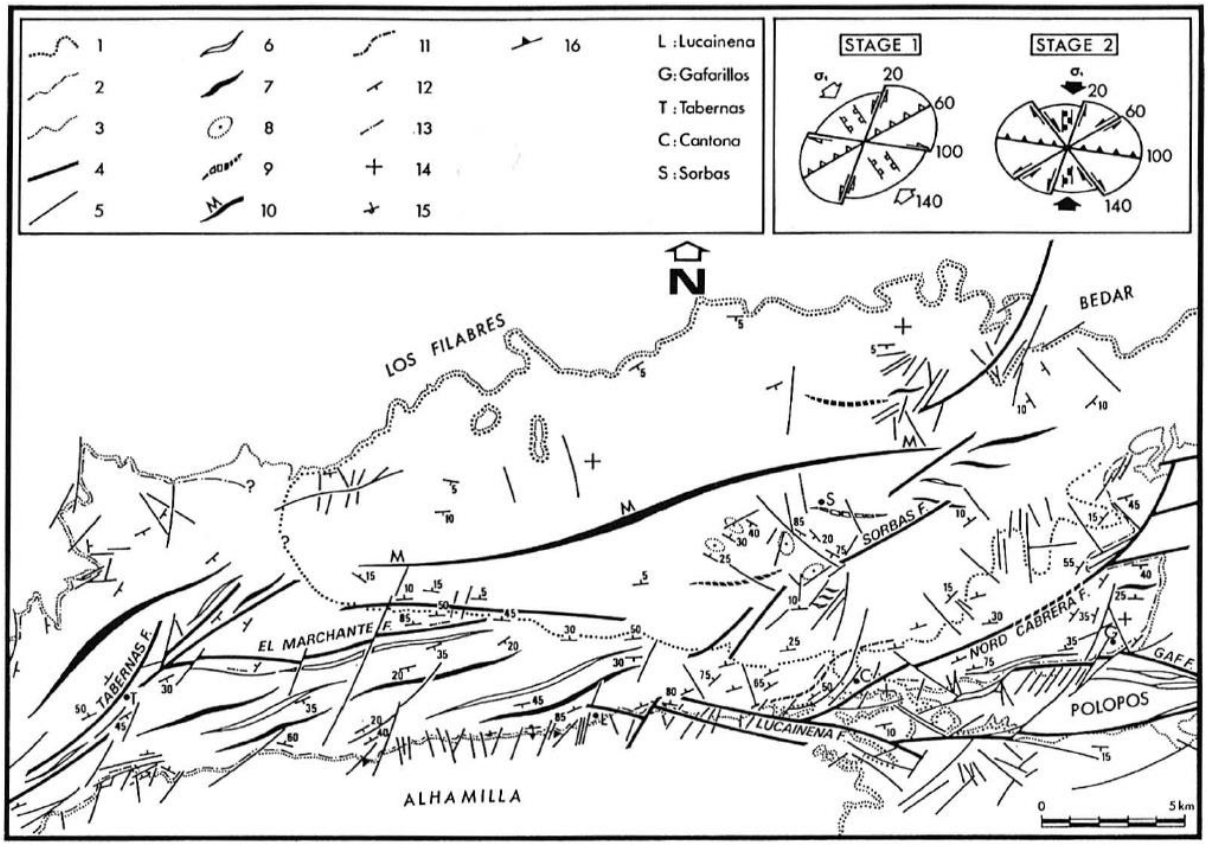


Figure 32 : Carte structurale du bassin de Tabernas/Sorbas et les deux épisodes de déformations associés. 1–limite du Messinien,2-limite du Tortonien, 3-limite du substratum des Bétiques, 4-faille principale, 5-faille mineure, 6,7-anticlinal et synclinal tortonien, 8-plis subverticaux dans les séries Plio-Quaternaire, 9-anticlinal et synclinal Plio-Quaternaire, 10-axe de subsidence du Messinien, d'après Ott d'Estevou and Montenat (1990)

VIII. Formation du bassin de Tabernas

Comme discuté précédemment, les modalités de formation des bassins internes dont le bassin de Tabernas fait partie intégrante sont encore discutées (Weijermars et al. 1985, Montenat et al. 1987, Poisson et al. 1999, Augier 2005, Do Couto 2014). Deux principaux modèles tentent d'expliquer la formation des bassins dans le Sud-Est des Bétiques :

(1) un modèle où la convergence Afrique/Asie est responsable de la formation d'un réseau de failles décrochantes et initie la formation des bassins en contexte compressif et transtensif (Weijermars et al. 1985, Montenat et al. 1987, Ott d'Estevou and Montenat 1990, Poisson et al. 1999). Ce modèle compressif, présenté en Figure 33, illustre la formation du bassin de Tabernas-Sorbas selon cinq étapes. Les premiers stades de formation du bassin sont marqués par l'existence de failles aveugles N70/80E et N110E et le dépôt des formations continentales (Unité de la Rambla Sierra (Haughton 2000)) (Figure 33-A-T1-(Montenat et al. 1987, Ott d'Estevou and Montenat 1990, Poisson et al. 1999)). Il s'ensuit la mise en place de décrochements N110 qui déforment la topographie du fond de bassin et contrôlent les flux sédimentaires de la transgression marine du Tortonien II (Unité A et Unité B (Haughton 2000)) selon des gouttières d'écoulements d'orientation E-W (Figure 33-B-C-(Ott d'Estevou and Montenat 1990)). Les bordures du bassin sont affectées par des réseaux de failles inverses qui participent à l'accommodation de la déformation. Au Tortonien terminal, Weijermars et al. (1985) évoquent une période de blocage du système au cours duquel l'essentiel de la déformation est reporté vers la terminaison Est de la Sierra Alhamilla et le détroit de Polopos. Cette période enregistre l'émersion définitive de la sierra Alhamilla au Sud. Les pourtours du bassin de Tabernas-Sorbas sont alors le lieu d'une mise place de récifs Messinien plus ou moins développés selon les zones du bassin (Figure 33-D-(Ott d'Estevou and Montenat 1990)).

Puis la compression Nord-Sud entraine la fermeture des accès Nord et Est du bassin. En renforçant l'isolement, elle favorise la sédimentation évaporitique Messinienne dans ce bassin dit suspendu par rapport au reste de la Méditerranée. On peut aussi dire que dans ce type de bassin la nature des dépôts est en partie liée à la forte chute eustatique et en partie à la tectonique (Figure 33-E- (Montenat et al. 1987)).

Au cours du Pliocène, le bassin retrouve un bref épisode de sédimentation marine sans réelle activité tectonique marquée.

Le Plio-Quaternaire est caractérisé par la poursuite de la surrection Janosky et *al*. 2017 et la mise en place d'épais dépôts continentaux (Weijermars et al. 1985, Ott d'Estevou and Montenat 1990) .

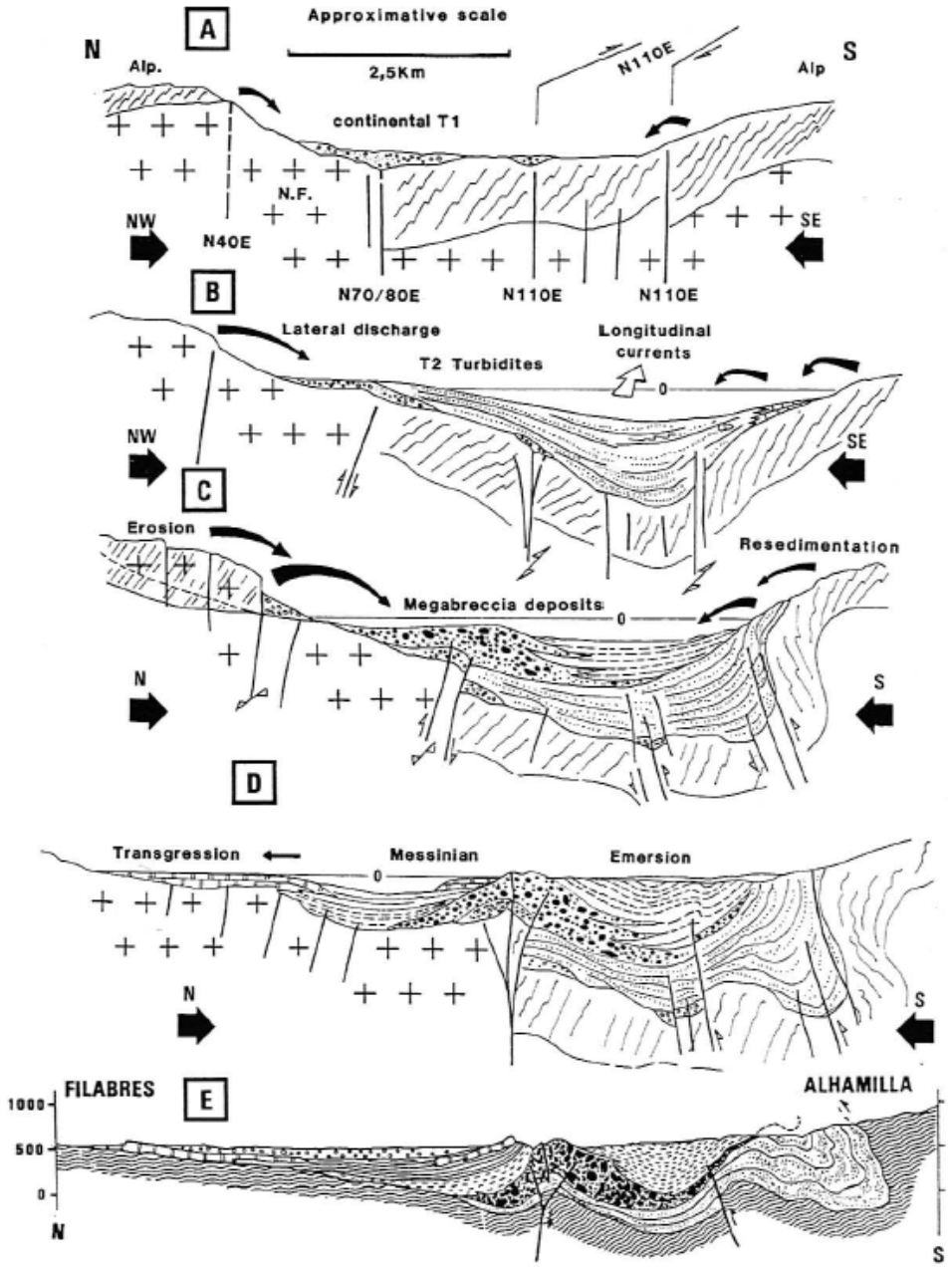


Figure 33 : Principales étapes de l'évolution tectono-sédimentaire du bassin de Tabernas-Sorbas(Montenat et al. 1987)

(2) un modèle mettant en avant l'exhumation des dômes métamorphiques en contexte extensif (Vissers et al., 1995 ; Do Couto et al., 2014-Figure 34), avec une accommodation le long de grandes failles normales horizontales ou de détachements (Augier et al., 2005). Ce modèle propose une structuration des bassins en deux étapes. A la base du Tortonien Supérieur, un grand détachement visible sous forme d'une faille normale s'initie à la limite entre les complexes Alpujarride et Nevado-Filabride(Augier 2005, Do Couto 2014) Soto et al 2018. Puis au Tortonien Supérieur/Messinien pré-évaporitique, l'exhumation des *metamorphic core complex* de la sierra Alhamilla et de la sierra de Los Filabres continue, entrainant la formation de réseaux de failles normales à faible pendage comme l'ont observé les précédents auteurs (Weijermars et al. 1985, Montenat et al. 1987, Kleverlaan 1989, Vissers et al. 1995, Martínez-Martínez and Azañón 1997).

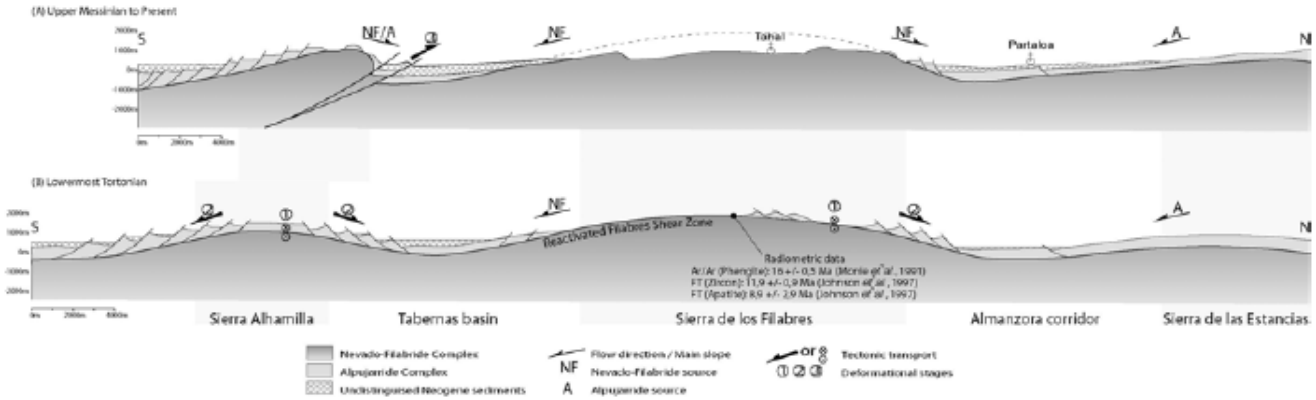


Figure 34 : Coupe structurale de l'Est des Bétiques à la base du Tortonien Supérieur. Le remplissage des bassins sédimentaires de Tabernas et Huercal-Overa est représenté sous forme de sédiments Néogène indistincts (Augier 2005)

Parmi ces hypothèses, celle de la formation par exhumation des dômes métamorphiques en contexte d'extension semblerait être la plus probable et la plus communément acceptée (Do Couto et al., 2014), elle est en tout cas la seule à même d'expliquer à la fois la forte subsidence dans le bassin (3000 m de dépôts en 9 My) et la surrection très rapide des sierras bordières et du basin lui-même à partir du Pliocène supérieur.

IX. Carte géologique de Tabernas

Les données géologiques disponibles dans le bassin de Tabernas n'étant pas harmonisées, une nouvelle carte géologique générale du bassin a été réalisée (Figure 35). Pour cela, je me suis appuyé sur les données de l'IGME (1/50000, Instituto Geologico y Minero de España), la carte géologique établie par l'IGAL (1/50000, Institut géologique Albert de Lapparent, France) sous la supervision de Mr Montenat et mes propres observations et mesures de terrain. Les unités du Tortonien Supérieur et du Messinien pré-évaporitique qui ont donné lieu à de nombreuses appellations dans la littérature ont été regroupées sous un même ensemble (Figure 35). Les unités du substratum qui n'ont pas été spécifiquement analysées dans ce travail ont également été regroupées sous un même ensemble synthétisant le complexe des Alpujarride et le complexe des Nevado-Filabride (Figure 35). La nouvelle carte géologique révèle ou met en exergue certaines observations :

- l'importance des dépôts de turbidites gréseuses et de marnes silteuses du Tortonien Supérieur / Messinien pré évaporitique (équivalents des Unités A et B de (Haughton 2000)) dans le remplissage du bassin de Tabernas,

- les accumulations de brèches et de conglomérats de base (équivalentes de la formation de la Rambla Sierra et du Marchante (Hodgson 2002)) sont présentes sous la localité de Tabernas ainsi que sur la bordure Sud de la sierra de Los Filabres (Figure 35),

- la zone d'accumulation la plus épaisse à l'Est du Rio Bravo est bordée sur son flanc Ouest par une faille normale de grande ampleur, N160 W, qui sépare les unités conglomératiques des unités turbiditiques. Les unités turbiditiques viennent se biseauter en *onlap* contre cette faille (Figure 35). Le flanc Est de la zone d'accumulation du Rio Bravo est marqué par des failles normales de plus faible ampleur mais de même orientation et qui affectent les séries turbiditiques (Figure 35). L'ensemble de la structure forme un horst dont le flanc Est apparait moins marqué que le flanc Ouest. Elle s'est formée après l'accumulation des brèches et des conglomérats de base mais avant la mise en place des séries marines turbiditiques. La présence de failles affectant les séries marines et l'absence d'indices de sédimentation syn-tectonique (éventails en pied de faille par exemple) attestent d'une réactivation après le dépôt de ces séries.

Les unités supérieures du Messinien évaporitique et du Pliocène ne sont présentes que dans la partie Ouest du bassin de Tabernas (Figure 35). Elles se structurent autour et au sein d'une structure allongée d'orientation N145 interprétée comme un paléo-chenal érosif du Messinien qui est ensuite comblé par les dépôts du Pliocène.

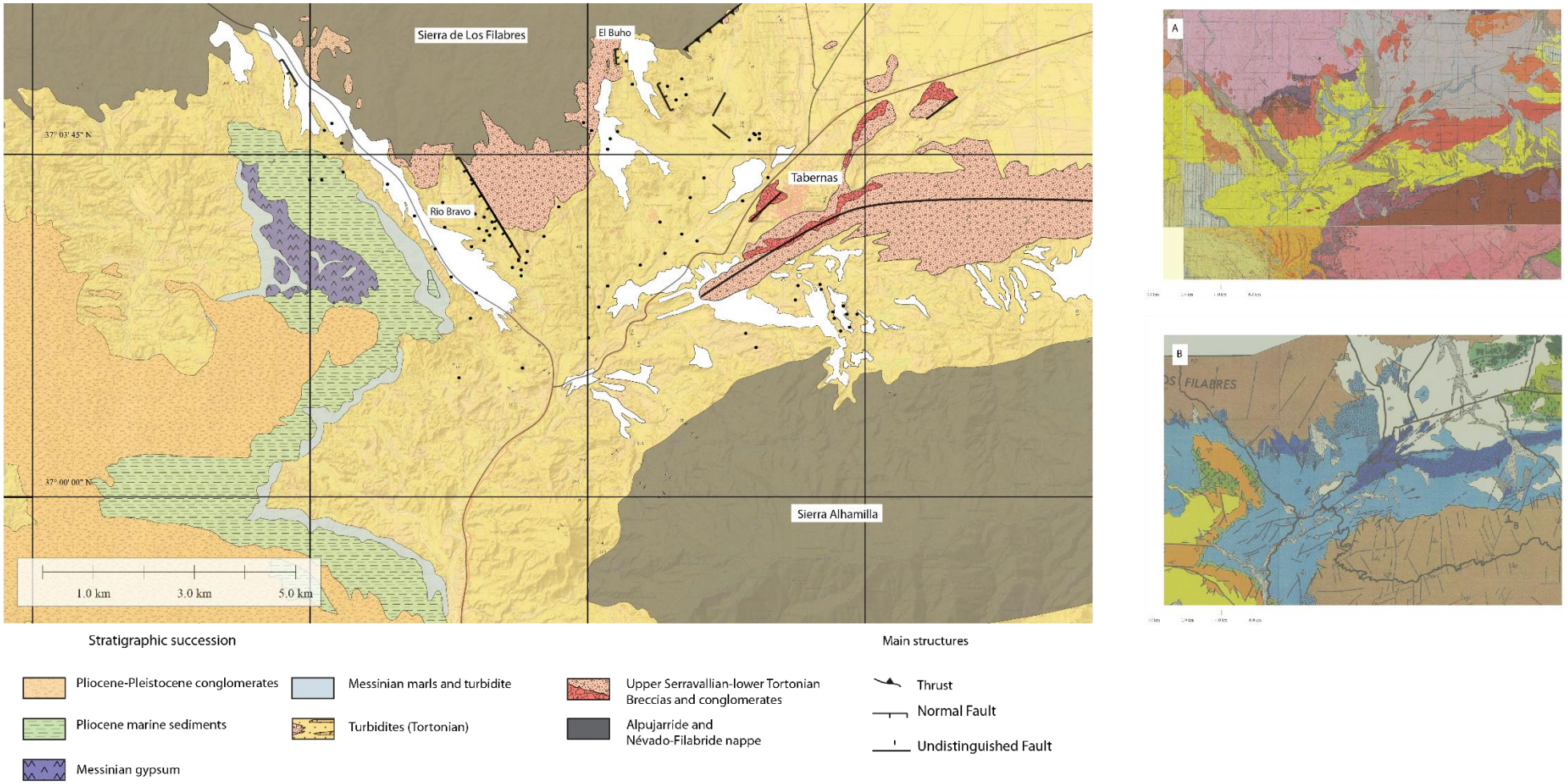


Figure 35 : Carte géologique du bassin de Tabernas issue de la synthèse des données de l'IGME, 1/50000 (Instituto Geologico y Minero de España)-carte A, de la carte géologique établie par l'IGAL, 1/50000 (Institut géologique Albert de Lapparent, France)-carte B et mes observations

X. Données structurales du bassin de Tabernas

Une analyse des différentes données structurales et de mesures de failles a été effectuée sur l'ensemble du bassin (travail de master 2 de J. Frondo, 2018). Trois familles de failles à dominante de jeu normal ou oblique peuvent être discriminées : (1) NW-SE, (2) N120E, (3) N-S et NE-SW (Figure 36).

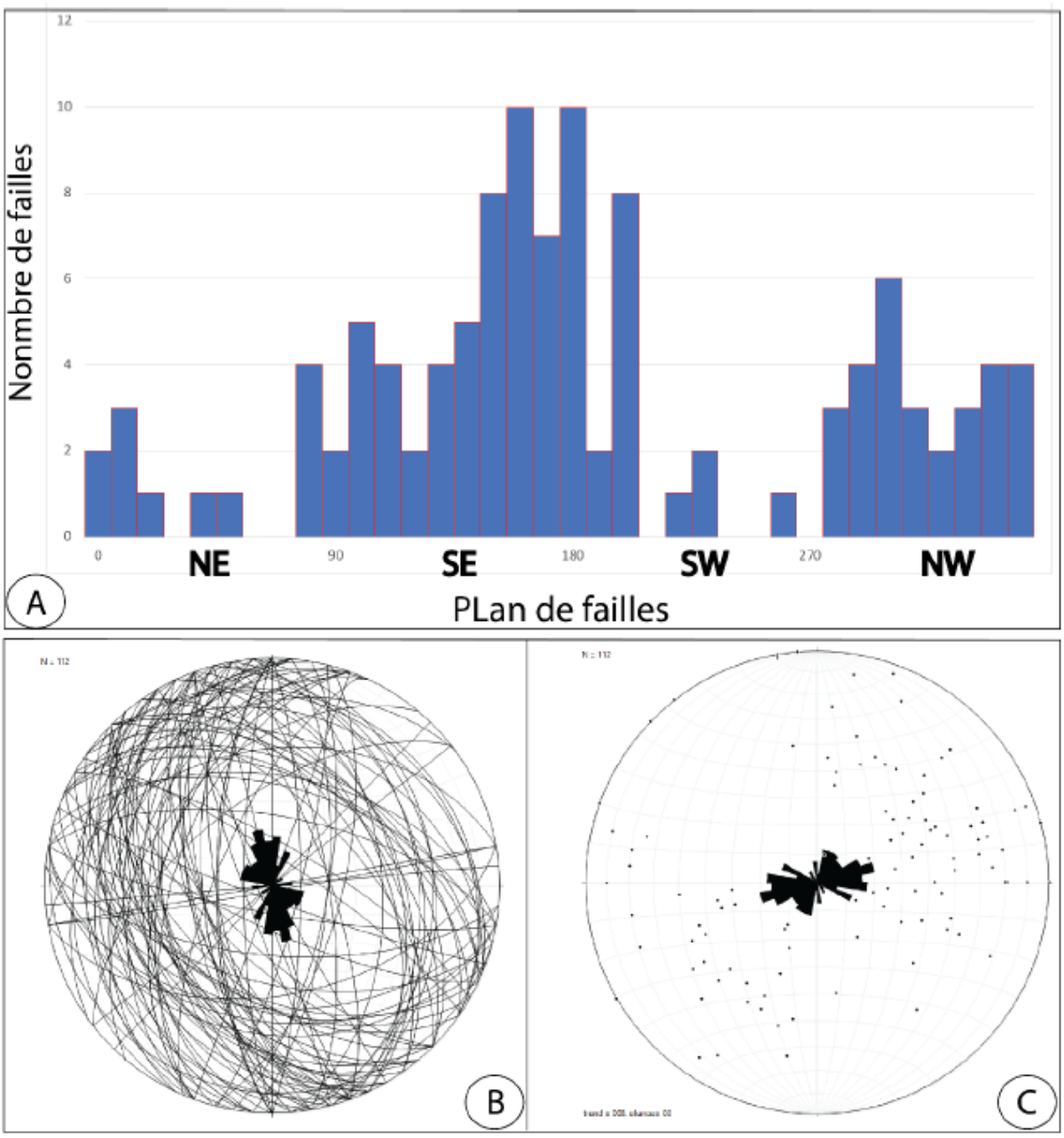


Figure 36 : Statistiques générales de l'ensemble des mesures de failles non débasculées effectuées dans le bassin de Tabernas, A-histogramme de répartition des failles, B-stéréogramme de l'ensemble des mesures de failles mettant en avant les familles de failles NW-SE et N-S, C-représentation des pôles des failles, illustrant deux direction d'extension NE-SW et E-W, d'après Frondo (2018)

1. Les failles NW-SE

Cette famille de faille est dominante dans le bassin de Tabernas. Elle affecte l'ensemble des séries sédimentaires depuis les conglomérats de base jusqu'aux séries turditiques du Tortonien supérieur / Messinien pré-évaporitique et des séries du Quaternaire. Certaines failles présentent des critères de fonctionnement syn-sédimentaire avec le dépôt des systèmes turbiditiques. Leurs orientations varient de N145E à N170E avec un pendage de 20° à 90° (Frondo 2018). Ces failles fragmentent le bassin en de multiples blocs de toutes échelles (métrique à pluri décimétrique) et elles sont responsables du relief positif qui sépare les systèmes d'El Buho à l'Est et de Rio Bravo à l'Ouest. Les plus grandes failles sont d'ailleurs localisées le long du rio Bravo, sur le flanc Ouest de cette structure. La mise en place de cette famille de failles révèle un épisode d'extension NE-SW dans le bassin de Tabernas et une phase de réactivation ultérieure.

2. Les failles N120E

Cette famille de faille à jeu normal affecte les dépôts de conglomérats de base du bassin (conglomérats du Sérravalien supérieur-Tortonien inférieur), ainsi que la base des séries turbiditiques du Tortonien. Ces failles sont d'extension limitée mais elles montrent fréquemment des critères de fonctionnement syn-sédimentaire et une géométrie en hémi-graben (Frondo 2018). Elles sont recoupées par les failles NW-SE, néanmoins aucun critère n'a permis de déterminer si les failles NW-SE étaient postérieures à cette famille de faille N120E ou si les failles NW-SE ont recoupé la famille N120E lors d'une phase de réactivation ultérieure. Ces failles N120E traduiraient une extension orientée N-S.

3. Les failles N-S et NE-SW

Ces deux familles de faille sont peu représentées à l'échelle du bassin. Elles affectent préférentiellement les séries conglomératiques de base du bassin. Elles présentent des pendages supérieurs à 45°. Ces failles pourraient témoigner d'une déformation liée à une phase d'extension E-W antérieure à la phase extensive NE-SW attestée par les failles NW-SE.

XI. Interprétations des données structurales du bassin de Tabernas

L'étude structurale du bassin de Tabernas a mis en évidence trois familles de failles à dominante de jeu normal. La première famille de faille orientée NW-SE correspond à une phase de contrainte extensive orientée NE-SW. La seconde famille orientée N120 correspond à des contraintes extensives environ E-W et la dernière famille orientée NE-SW correspond à une phase extensive NW-SE

Ces trois phases extensives sont aussi identifiées dans les travaux antérieurs sur le bassin de Tabernas, ainsi que dans les bassins adjacents de Sorbas et de Huercal-Overa (Poisson et al. 1999, Augier 2005, de Galdeano et al. 2010, Augier et al. 2013, Do Couto et al. 2014). Plus particulièrement, Augier (2004) a daté la mise en place des failles NW-SE et E-W dans le bassin de Huercal Overa au Tortonien dans un contexte extensif NE-SW. Celui-ci correspondrait à la phase D2 de déformation observée au sein de la Sierra de Los Filabres et à la transition ductile fragile de l'exhumation du *metamophic core complex*. Il résulte de cette phase une

structuration du bassin en hémi-graben ouvert vers le Sud et qui s'est développée au sommet du plan de décrochement à l'origine de l'ouverture du bassin (Pascual Molina 1997, Poisson et al. 1999, Augier 2004). Ces auteurs mettent en avant une prédominance des failles E-W dans la structuration du bassin, comme observé dans le bassin de Huercal-Overa. Dans notre cas, les structures majeures du bassin sont marquées par les failles orientées NW-SE. Une étude plus récente de de Galdeano et al. (2010) sur le séisme de Gergal à l'Ouest de Tabernas caractérise les failles E-W comme des failles de transfert du plus grand réseau constitué des failles NW-SE.

Le réseau de faille NE-SW correspond à une phase d'extension NW-SE.

Enracinement de la déformation

A l'exception d'un affleurement sur la marge Nord, les systèmes de failles du bassin de Tabernas ne permettent pas d'observer l'enracinement des failles sous le niveau de détachement situé au contact du socle comme précédemment décrit (Martínez-Martínez et al. 2002, Augier et al. 2013) bien qu'une origine plus profonde reste envisageable.

XII. Conséquence pour le modèle de formation du bassin de Tabernas

En intégrant les données de terrain et celles issues de la bibliographique, un modèle de mise en place du bassin de Tabernas est proposé selon trois phases.

Phase 1

La première phase d'ouverture du bassin s'effectue selon un axe NE-SW par le jeu d'un détachement situé à limite entre les nappes des Alpujarrides et des Nevado-Filabride qui accommode l'exhumation du *metamorphic core complex* de la Sierra de Los Filabres au Nord (phase D1, (Pascual Molina 1997, Augier et al. 2013)). Cette phase s'accompagne du dépôt des niveaux de brèches et conglomérats continentaux issus du démantèlement des nappes des Alpujarrides et des Nevado-Filabride qui forme la base du remplissage sédimentaire du bassin de Tabernas (Figure 37).

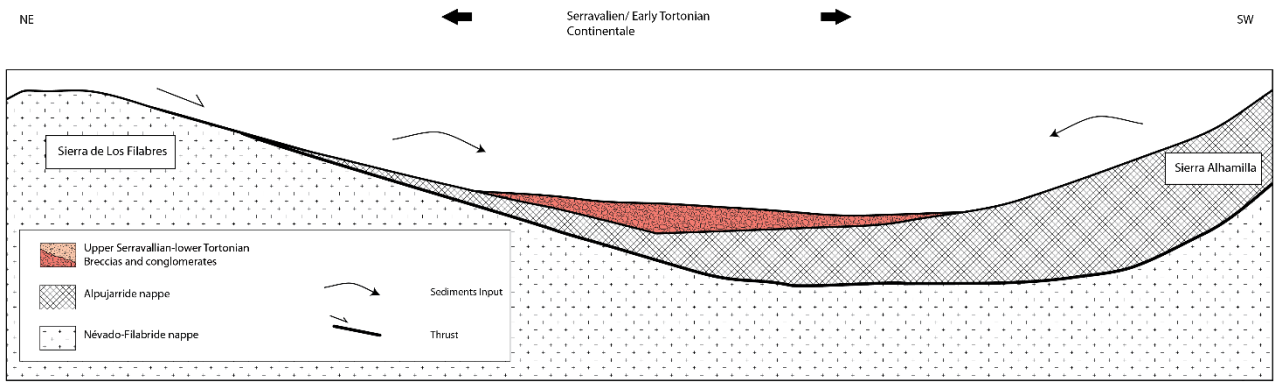


Figure 37 : Schéma de la phase 1 de mise en place du bassin de Tabernas

Phase 2

La seconde phase de déformation du bassin de Tabernas se met en place dans la continuité de la phase extensive. Elle est caractérisée par la mise en place des systèmes de failles normales NW-SE puis des failles N120 (phase D2, (Augier 2005)) et d'une phase de calme tectonique (Weijermars et al. 1985). Ces systèmes viennent s'enraciner sur le détachement et ils entrainent une forte subsidence du bassin et son ennoiement progressif. Cet ennoiement se traduit par la mise en place de *fan deltas* marins séparés par des zones de plage et quelques récifs sur la marge Nord du bassin (conglomérats marins, (Weijermars et al. 1985, Kleverlaan 1989, Ott d'Estevou and Montenat 1990)).

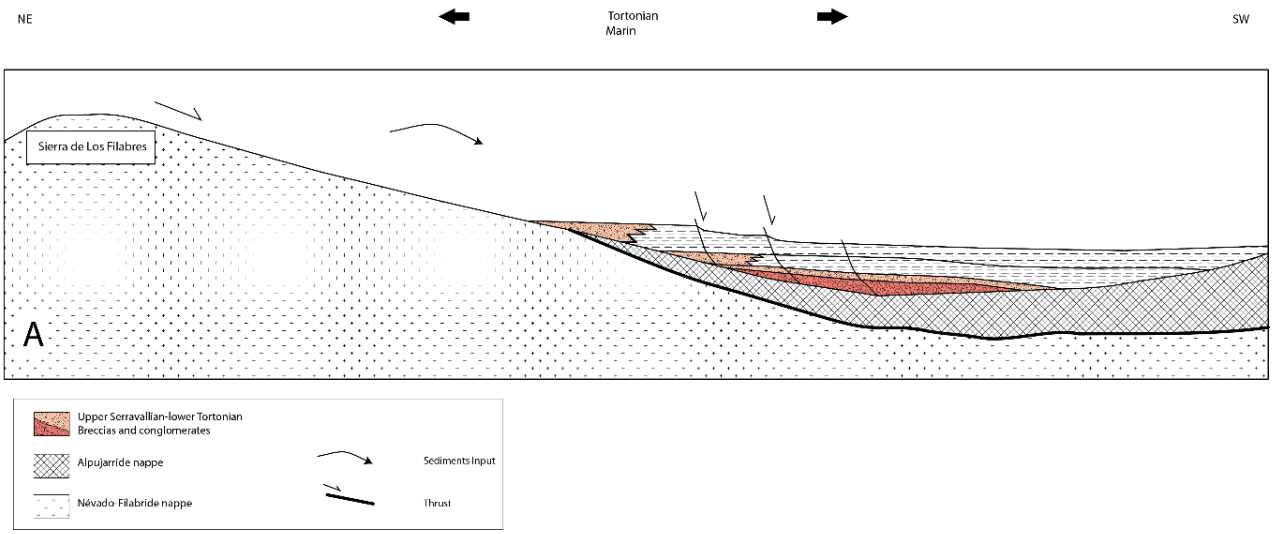


Figure 39 : Schéma A de la phase 2 de mise en place du bassin de Tabernas au début de l'ennoiement. La localisation de la coupe est reportée Figure 40

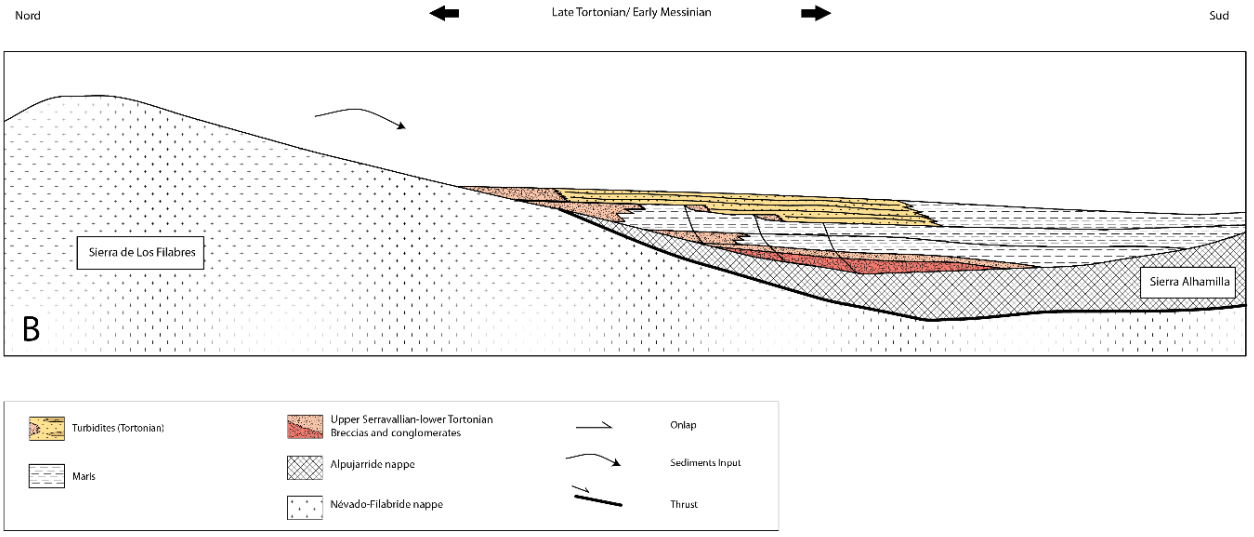


Figure 38 : Schéma B de mise en place des systèmes turbiditiques au sommet des structurations induites par la fonctionnement des systèmes de faille NW-SE et N120. La localisation de la coupe est reportée Figure 40

Cette phase se poursuit au cour du Tortonien supérieur / Messinien pré-évaporitique mais elle est marquée par une période de calme tectonique identifié au Messinien pré-évaporitique par Weijermars et al. (1985). Ce calme tectonique entraine l'arrêt du fonctionnement des systèmes de failles mais la structuration issue du fonctionnement de ces failles conditionne la mise en place des systèmes turbiditiques se construisant avec l'ennoiement du bassin (Cronin 1995, Haughton 2000). L'influence des différentes familles de failles est différentielle. Au sein des systèmes sédimentaires du Tortonien, les écoulements circulaient du Nord vers le Sud. Les failles d'axe NW-SE participaient à leur confinement latéral tandis que les failles à N120 influençaient la topographie du fond de mer sur lequel circulait les écoulements turbiditiques (Figure 39). Nous reviendrons ultérieurement sur l'influence de ces deux familles de failles, lors de l'étude des systèmes turbiditiques d'EL Buho et de Rio Bravo.

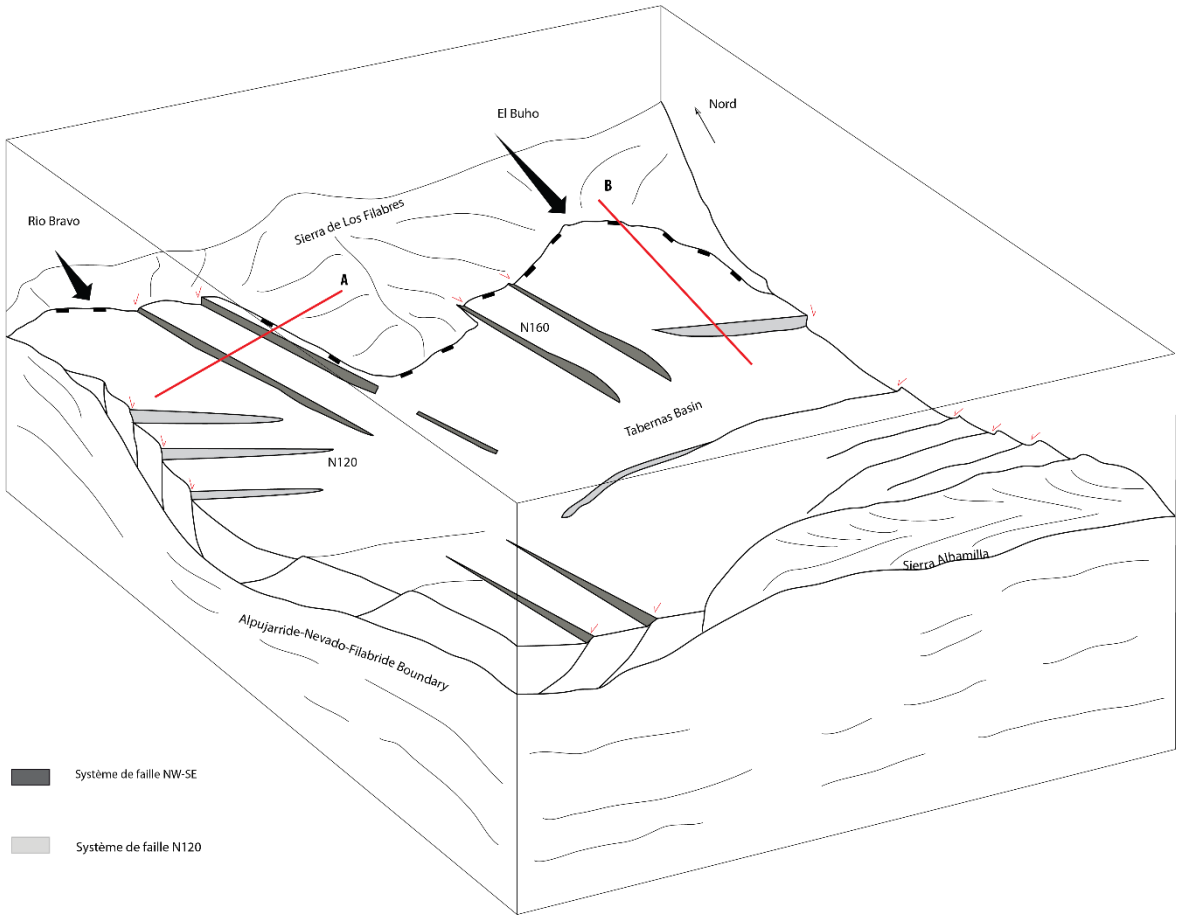


Figure 40 : Bloc diagramme représentant la morphologie du bassin de Tabernas au Tortonien supérieur/Messinien inférieur.

Ainsi lors de la phase 2, la morphologie du bassin de Tabernas est caractérisée par des hauts et bas topographiques bordés de failles normales orientées NW-SE et par une structuration vers le Sud en hémi-graben marqué par des failles normales orientées N120 (Figure 40). Cette phase s'accompagne d'une forte subsidence et du dépôt d'une épaisse série turbiditiques, ces 2 points seront détaillés ultérieurement avec l'étude du Système Lanujar. Elle s'accompagne

également par l'érosion du *metamorphic core complex* de la Sierra Alhamilla et de la mise en place de systèmes sédimentaires au sein desquels les apports proviennent du Sud (Haughton 2000, Hodgson 2002).

Phase 3

La dernière phase de mise en place du bassin de Tabernas est marquée par une compression d'axe N-S qui n'a pas été directement observée. Cette phase s'accompagne de la mise en place de grands décrochements d'axe N70 sous la localité de Tabernas (Figure 35, (Montenat et al. 1987, Kleverlaan 1989)). L'inversion du bassin est datée par Augier (2004) à environ 8 Ma.

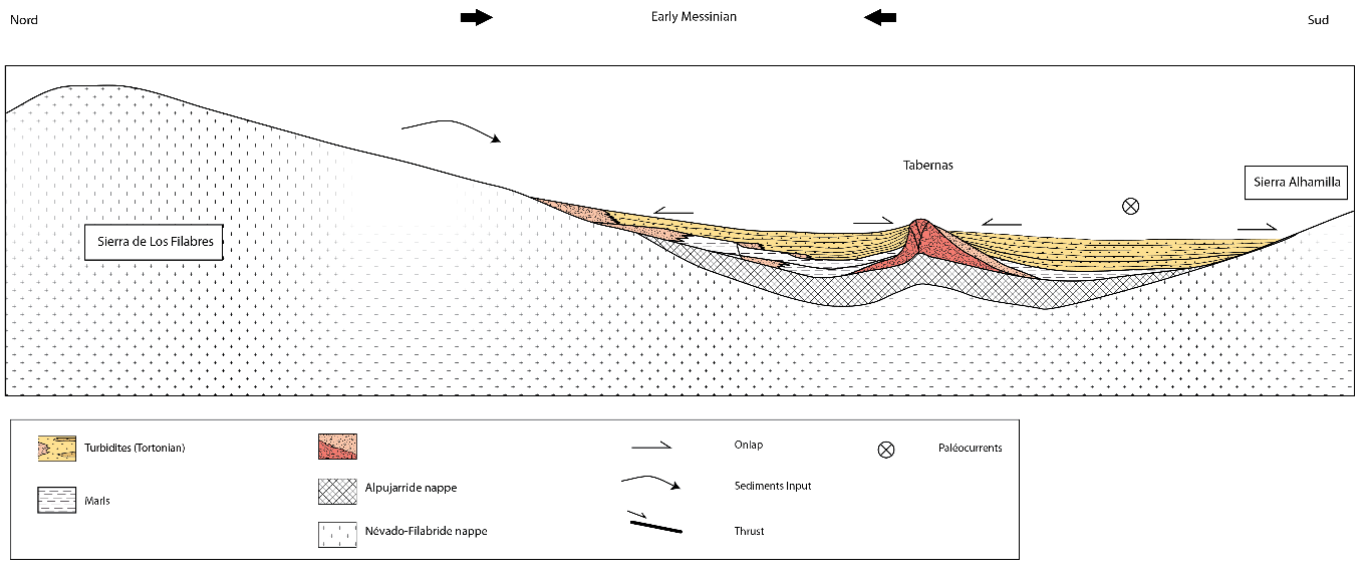


Figure 41: Schéma de mise place de la phase 3 marquée par une compression N-S et la mise en place de grand système de décrochement

XIII. Stratigraphie du bassin de Tabernas

Plusieurs études ont été réalisées sur la succession stratigraphique générale du bassin de Tabernas (Weijermars et al. 1985, Kleverlaan 1989, Ott d'Estevou and Montenat 1990). Elles illustrent que la sédimentation du bassin est marquée par la mise en place d'épais dépôts gravitaires au cours d'une courte période de temps (Kleverlaan 1989). Le travail de terrain visant à caractériser les modalités de biseau turbiditique de certaines accumulations turbiditiques ont permis d'identifier plusieurs évènements régionaux de type « *mass transport deposits* » qui s'intercalent dans la sédimentation du Tortonien/Messinien pré-évaporitique. De tels évènements n'ayant jamais été décrits à l'échelle du bassin à l'exception de l'évènement du *Gordo Megabed* (Kleverlaan 1989), un travail de Master 2 a été réalisé sur la zone afin de préciser le contexte stratigraphique de ces différents marqueurs régionaux (Loi 2015).

La zone principale d'acquisition des données se situe dans l'extrémité Ouest du bassin de Tabernas (Figure 42) ; celle ou les zones de contact avec le substratum sont le mieux exposées. Des logs lithologiques ont été levés du Nord au Sud du Rio Lanujar en suivant les niveaux repères identifiés. Au total, 21 logs de 18 à 600 m de long ont été acquis, représentant une longueur totale de 1270 m. Ils permettent de décrire le remplissage Tortonien-Messinien allant des séries conglomératiques continentales en contact avec le socle aux séries marines du bassin profond. Suivant leur longueur, les logs ont été levés avec une résolution verticale centimétrique à métrique.

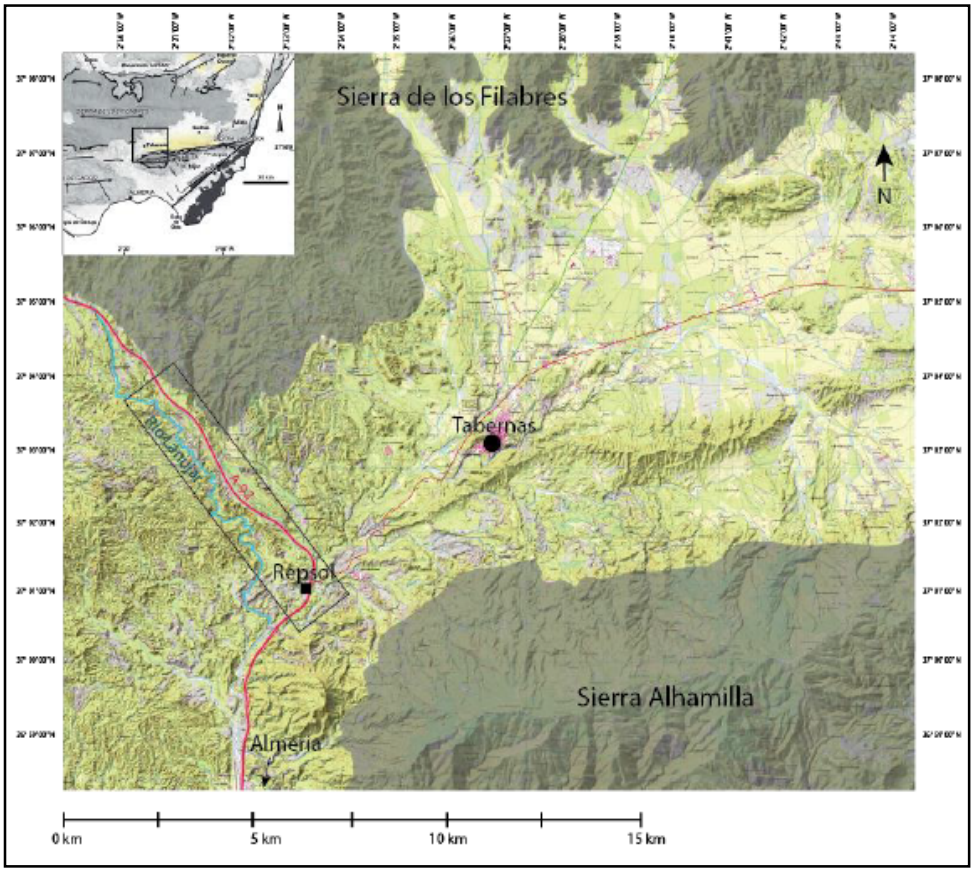


Figure 42 : Carte de localisation de la zone où nous avons défini de nouveaux marqueurs stratigraphiques dans le bassin de Tabernas (Loi 2015).

1. Lithologie des marqueurs stratigraphiques

L'étude de la série du Tortonien de la zone a permis de mettre en évidence six niveaux marqueurs nommés de A à F (du plus ancien au plus récent), avec des épaisseurs de 5 m à plus de 20 m, intercalés au sein des dépôts turbiditiques du Tortonien Supérieur/Messinien pré-évaporitique. Parmi ces marqueurs, deux types de faciès ont été discriminés.

Faciès MTD1

Ce faciès est constitué par des niveaux de 5-6 m d'épaisseur et caractérisé par la présence de blocs pluricentimétriques à métriques flottant dans une matrice marno-silteuse. Les blocs sont peu désagrégés et déstructurés. Ils sont constitués de dépôts turbiditiques. Ce faciès est interprété comme un dépôt de transport en masse (*MTD*) dont le faible degré de maturité suggère une distance de transport relativement courte. Il correspondrait donc à un stade d'évolution se situant entre le glissement sensu stricto et la coulée de débris.

La base de ces niveaux est toujours caractérisée par la présence d'un niveau de sable, ou plus rarement d'un niveau de graviers, de 10-20 cm d'épaisseur. Ce dépôt varie rapidement en épaisseur et il présente une très forte déstructuration avec des figures d'échappement de fluide et des structures en flamme (*flame load structures*) (Figure 43). Ce niveau est interprété comme une couche basale sous pression permettant l'avancée du MTD en réduisant les frictions à la base (Haughton et al., 2009). Le sommet de ces niveaux est marqué par la présence d'un dépôt de sable bien trié, pouvant faire jusqu'à 1 m d'épaisseur (Figure 43). Là encore, cette épaisseur n'est pas constante et ses variations rapides témoignent d'un remplissage de petites dépressions existant au toit des MTDs. Ce niveau est interprété comme une turbidite co-génétique par analogie avec des dépôts présentant des organisations similaires et décrits dans d'autres bassins (Talling et al., 2004).

Ce faciès correspond aux niveaux A, C, D, E et F.

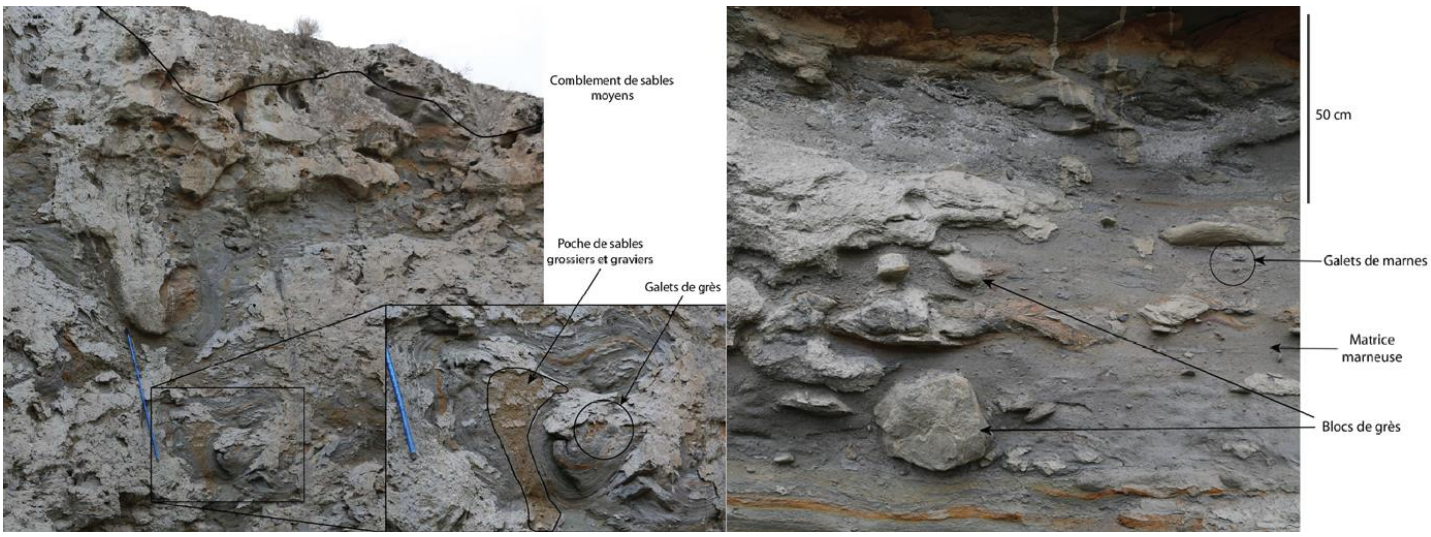


Figure 43 : Photographie d'un faciès MTD1 correspondant au marqueur E. A gauche, la partie supérieure est constituée de grès déformés ainsi que de galets de marnes flottant dans une matrice marneuse. A droite, la partie inférieure est caractérisée par des galets de grès et des poches de sables grossiers emballés dans une matrice marneuse.

Faciès MTD2

Le faciès MTD2 est caractérisé par des niveaux de plus de 10 m d'épaisseur (Figure 44). Ils sont constitués de bas en haut d'intervalles présentant des alternances de dépôts sableux et marno-argileux basculés, fracturés et surtout plissés, puis d'intervalles au sein desquels la déstructuration des niveaux sableux et marno-argileux est plus forte jusqu'à commencer à mélanger les dépôts et individualiser des galets mous de taille décimétrique (Figure 44). Lorsque cette observation a pu être effectuée, la base de ces niveaux était plutôt nette et rectiligne et leur toit plutôt ondulé.

Les dépôts remobilisés dans l'intervalle de la base ont subi une déformation plastique suggérant qu'ils étaient encore meubles au moment de leur remobilisation (Odonne et al. 2011, Sobiesiak et al. 2018). Cette déformation témoigne de l'action de forces de cisaillement très fortes à la base des niveaux. La déstructuration des dépôts remobilisés est plus forte à leur sommet. Ces niveaux sont interprétés comme un stade encore peu évolué de glissement et un stade précoce de désagrégation. Ils peuvent être caractérisés par le terme de « mouvements en masse » (Mulder and Cochonat 1996). Ce faciès est caractéristique de deux marqueurs : le repère B et le niveau identifié comme le *Gordo megabed,* des niveaux aux caractéristiques similaires ont été aussi décrits dans des *slumps* dans le Crétacé inférieur du Bassin Vocontien (Fries and Parize 2003), où des processus comparables ont été évoqués (Nguyen Cong 2006).

Figure 44 : Photographie d'une section du Gordo Megabed illustrant le faciès MTD2

2. Analyses biostratigraphiques

Afin de préciser la stratigraphie des marqueurs, six échantillons (M0, M1, M2, M3, M4 et M6) ont été prélevés dans des niveaux marneux afin d'obtenir des estimations d'âge. Celles-ci se basent sur la reconnaissance de foraminifères planctoniques et de nannofossiles calcaires effectuée par Geobiostratdata Consulting. La succession stratigraphique des échantillons est la suivante (du bas vers le haut) : M3 et M4 puis M0, M5, M2, M1. La position relative des échantillons M5 et M0 par rapport à M4 et M3 est incertaine mais il est certain qu'ils se placent sous M2.

L'échantillon M0 prélevé sous le niveau repère C contient des assemblages de foraminifères où dominent des formes dextres *Menardella menardii* et *Hirsutella scitula*, ainsi que des formes senestres chez *Neogloboquadrina acostaensis*. La présence de formes dextres de *Menardella menardii* est caractéristique du Tortonien terminal (7,36 – 6,26 Ma). De plus, la présence des formes dextres *Hirsutella scitula* (7,58 – 7,28 Ma) permet de resserrer l'intervalle d'âge et d'assigner à M0 un âge compris entre 7,36 et 7,28 Ma.

L'échantillon M3 a été prélevé environ 70 m au-dessus du toit du *Gordo Megabed*. Dans M3, les assemblages de foraminifères consistent uniquement en la présence de formes senestres de *Menardella menardii* (9,31 – 7,51 Ma), *Hirsutella scitula* (peu abondant), *Neogloboquadrina acostaensis* (9,54 – 6,35 Ma) et *Globorotalia suterea* (espèce caractéristique du Tortonien (8 Ma) au Messinien pré-évapotitique). Les analyses de nannoplanctons montrent la présence d'espèces du Tortonien Inférieur (*Cyclicargolithus floridanus* et *Coccolithus miopelagicus*) incompatibles avec les assemblages de foraminifères évoqués ci-dessus et probablement issues d'un remaniement, à l'exception de la présence de l'espèce *Triquetrorhabdulus rugosus* (12,671 – 5,279 Ma) qui est en accord avec la fourchette d'âge associée aux assemblages de foraminifères. L'association de ces résultats permet d'estimer un âge de l'échantillon M3 entre 8 et 7,58 Ma. Ceci permet de préciser l'âge du *Gordo Megabed.* Les analyses biostratigraphiques les plus récentes l'avaient estimé à environ 7,38 Ma (Koopmans 2012). D'après nos nouveaux résultats, le *Gordo Megabed* serait plus vieux que 7,5 Ma.

Les échantillons M1, M2, M4 et M5 n'ont pas pu être daté par manque de faune ou par une trop grande détérioration de celle-ci.

3. Analyses isotopiques

Par ailleurs 25 échantillons avaient été sélectionnés pour des analyses isotopiques du Strontium dans l'espoir d'affiner la chronologie dont on disposait dans ce bassin. A l'issue de l'analyse préliminaire des 5 premiers échantillons par le laboratoire de géochimie isostopique de l'Université de Genève, il a été décidé de ne pas poursuivre les analyses, car les datations obtenues autour des niveaux contraints par la biostratigraphie étaient tellement décalé que les analyses n'avaient aucune valeur. La raison évoquée est une pollution par du Rubidium 37 d'origine profonde lié à de l'hydrothermalisme, au demeurant bien connu sur toute la bordure Nord du bassin où ils existent de nombreuses concentrations minérales ayant fait l'objet d'exploitation par le passé.

4. Taux de sédimentation

Afin de déterminer les âges des évènements non datés par la littérature (Koopmans 2012) ou la biostratigraphie, une estimation des taux de sédimentation a été effectuée (Loi 2015). Quatre intervalles ont été définis pour cette étude entre les principaux niveaux repères du Rio Lanujar (Le *Solitario*, le *Gordo Megabed*, et les niveaux C (daté par M0), E et F (datés par Koopmans (2012)).

Afin de discriminer les importances relatives des taux de sédimentation hémipélagique et ceux de la sédimentation gravitaire, deux taux de sédimentation ont été calculés.

Taux de sédimentation hémipélagique

Dans la partie la plus distale de la zone d'étude, nous avons pu estimer les taux de sédimentation basés uniquement sur les niveaux marneux des logs 15 et 17 (Tableau 1-Figure 45). Ces taux de sédimentation peuvent être interprétés comme des taux de sédimentation hémipélagique du bassin. Nous obtenons alors les taux de sédimentation suivants (Tableau 1) :

pour l'intervalle *Solitario* / *Gordo Megabed* : ≈ 151 m/Ma
pour l'intervalle *Gordo Megabed* / niveau C : ≈ 150 m/Ma
pour l'intervalle niveau C / niveau E : ≈ 343 m/Ma
pour l'intervalle niveau E / niveau F : ≈ 1 130 m/Ma

	Epaisseur (m)	Δ âge (Ma)	Taux m/Ma	cm/an
Solitario-Gordo	169,3	1,12	**151**	**0,15**
Gordo-C	3	0,02	**150**	**0,15**
C-E	137	0,4	**343**	**0,34**
E-F	33,9	0,03	**1130**	**1,13**

Tableau 1: Taux de sédimentation basés uniquement sur les dépôts marneux pour les logs 15 et 17, estimés entre les niveaux F et E, E et C, C et le Gordo Megabed et entre le Gordo Megabed et le Solitario

Taux de sédimentation globaux (sédimentation hémipélagique + sédimentation gravitaire (MTDs + dépôts gravitaires))

Les taux de sédimentation englobant tous les dépôts (les niveaux marneux, les turbidites et les MTDs) ont été calculés à partir des logs 15 et 17 pour les quatre mêmes intervalles (Tableau 2- Figure 45). Ces valeurs permettent de mettre en avant l'importance des dépôts gravitaires au sein la zone :

pour l'intervalle *Solitario* / *Gordo Megabed* : ≈ 172 m/Ma
pour l'intervalle *Gordo Megabed* / niveau C : ≈ 5 635 m/Ma
pour l'intervalle niveau C / niveau E : ≈ 412 m/Ma
pour l'intervalle niveau E / niveau F : ≈ 1 457 m/Ma

	Epaisseur (m)	Δ âge (Ma)	Taux m/Ma	cm/an
Solitario-Gordo	192,9	1,12	**172**	**0,17**
Gordo-C	112,7	0,02	**5635**	**5,64**
C-E	164,65	0,4	**412**	**0,41**
E-F	43,7	0,03	**1457**	**1,46**

Tableau 2 :Taux de sédimentation globaux calculés à partir des logs 15 et 17 (comprenant les marnes, les sables et les MTD) pour les quatre mêmes intervalles

Ainsi, les taux de sédimentation comprenant les dépôts gravitaires sont deux fois plus élevés que les taux de sédimentation hémipélagique, voire parfois plus (comme pour l'intervalle *Gordo Megabed* / niveau C).

Calcul des âges des nouveaux marqueurs

A l'aide des taux de sédimentation hémipélagique (Tableau 1) calculés précédemment, les âges des niveaux intermédiaires (MTD) 1, 2, 3 et D, ainsi que la base de la limite de séquence SB2 ont été estimés (Loi 2015). Les résultats sont présentés dans le Tableau 3 : Ages des nouveaux marqueurs du bassin de Tabernas, basés sur des datations biostratigraphiques, de la littérature (Koopmans 2012) et des calculs de taux de sédimentation.

	Age (Ma)	Source
Solitario	8,5	(Cronin 1995)
1	8,08	Ce travail
2	7,79	Ce travail
Gordo Megabed	7,38	(Koopmans 2012)
SB2	7,37	Ce travail
C	7,36	Ce travail
3	7,25	Ce travail
D	6,99	Ce travail
E	6,96	(Koopmans 2012)
F	6,93	(Koopmans 2012)

Tableau 3 : Ages des nouveaux marqueurs du bassin de Tabernas, basés sur des datations biostratigraphiques, de la littérature (Koopmans 2012) et des calculs de taux de sédimentation

Basé sur les estimations d'âges intermédiaires, des taux de sédimentation globaux (sur l'ensemble des dépôts) ont été déterminés pour des intervalles de temps plus retreints. Les valeurs sont présentées dans le Tableau 4 et sur laFigure 45.. Nous remarquons que la sédimentation gravitaire est très élevée entre le *Gordo megabed* et le niveau C, et atteint son maximum entre la limite de séquence SB2 et le niveau C, soit entre 7,37 Ma et 7,38 Ma. Ce maximum confirme la limite de séquence SB2 identifiée sur les Logs 15 et 17.

Intervalles	Epaisseur (m)	Δ âge (Ma)	Taux m/Ma	cm/an
Solitario-1	65,3	0,42	**157**	**0,16**
1-2	58,55	0,29	**202**	**0,20**
2-Gordo	69,05	0,41	**166**	**0,17**
Gordo-SB2	61	0,01	**4575**	**4,57**
SB2-C	51,7	0,01	**7755**	**7,76**
C-3	55,5	0,11	**487**	**0,49**
3-D	95,75	0,26	**369**	**0,37**
D-E	13,4	0,03	**499**	**0,50**
E-F	43,7	0,03	**1457**	**1,46**

Tableau 4 : Taux de sédimentation globaux recalculés pour neuf intervalles plus restreints comprenant les niveaux intermédiaires

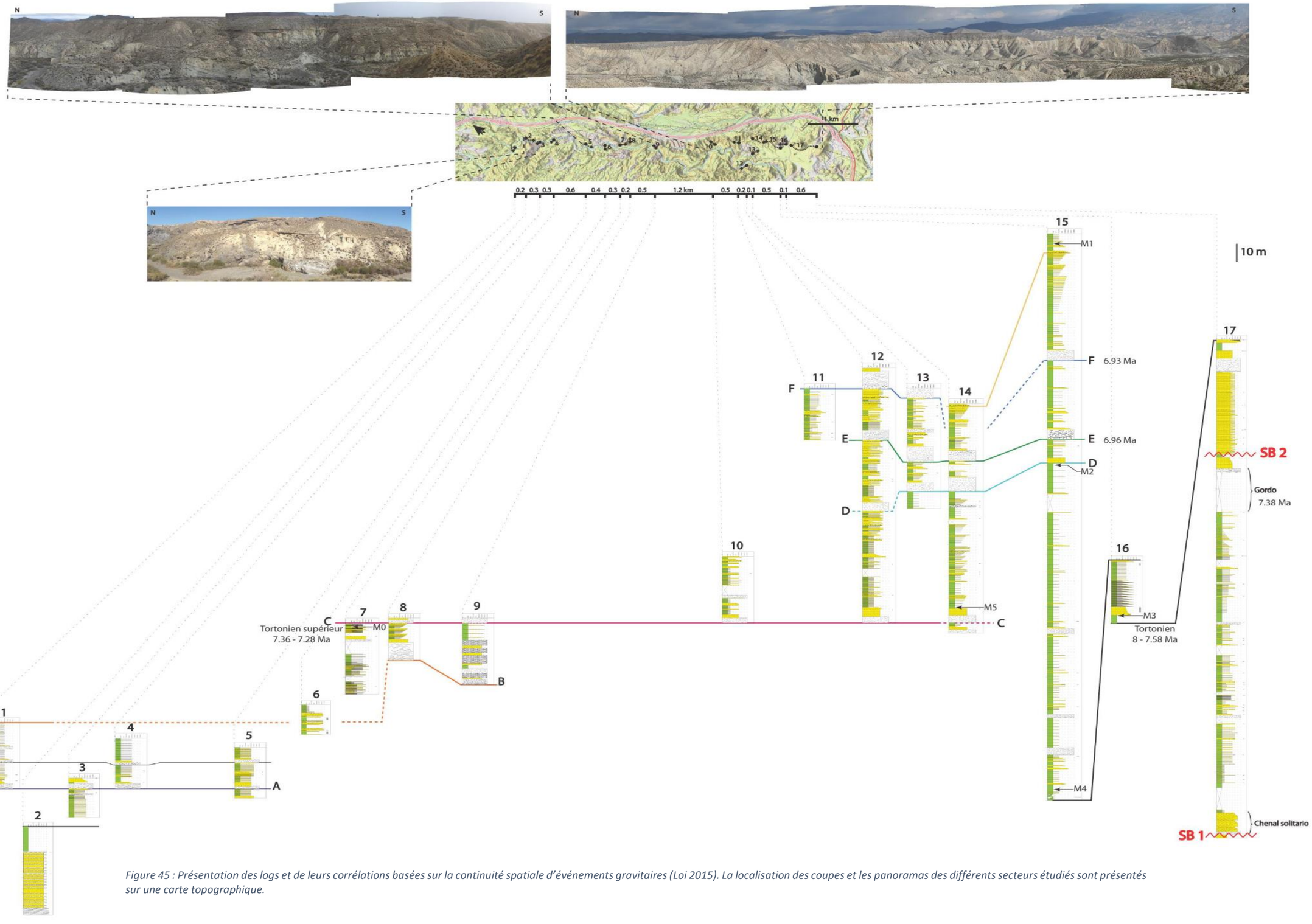


Figure 45 : Présentation des logs et de leurs corrélations basées sur la continuité spatiale d'événements gravitaires (Loi 2015). La localisation des coupes et les panoramas des différents secteurs étudiés sont présentés sur une carte topographique.

5. Stratigraphie du bassin de Tabernas au Tortonien Supérieur/Messinien pré-évaporitique

Le travail effectué sur la stratigraphie du bassin de Tabernas a permis d'affiner le découpage des unités du Tortonien Supérieur/Messinien pré-évaporitique. Bien que l'on retrouve la même succession stratigraphique décrite dans la littérature (Kleverlaan 1989, Braga et al. 2003), la sédimentation marine du Tortonien/Messinien peut être découpée en deux intervalles séparés par la limite SB2 : une série supérieure constituée de dépôts turbiditiques entrecoupés par de nombreux évènements de type Mass transport Deposits avec un bassin dominé par la sédimentation turbiditique des systèmes de type « Sand-rich system », une série inférieure constituée de dépôts turbiditiques provenant de systèmes sédimentaires moins étendus et présentant une sédimentation hémipélagique proportionnellement plus abondante. Cette transition s'établie à partir de l'évènement A (7,38 Ma-Figure 45-Figure 46). De plus, bien que le sommet de ces séries ne soit pas clairement identifié, l'épaisseur cumulée des dépôts marins Tortono-Messinien ne représenterait « que » 1200 m de série, contre les 2500 m précédemment évoqués par Kleverlaan (1989) (Figure 46). La répartition de la sédimentation entre les dépôts du Tortonien Supérieur et du Messinien Inférieur est réévaluée, avec seulement 150/200 m de série appartenant aux séries du Messinien pré-évaporitique (Hodgson and Haughton 2004), (Figure 46). Ces résultats remettent en cause les conclusions précédentes qui attribuaient l'essentiel du remplissage du bassin à la sédimentation turbiditique du Messinien Pré-évaporitique (Haughton 2000, Hodgson 2002, Hodgson and Haughton 2004).

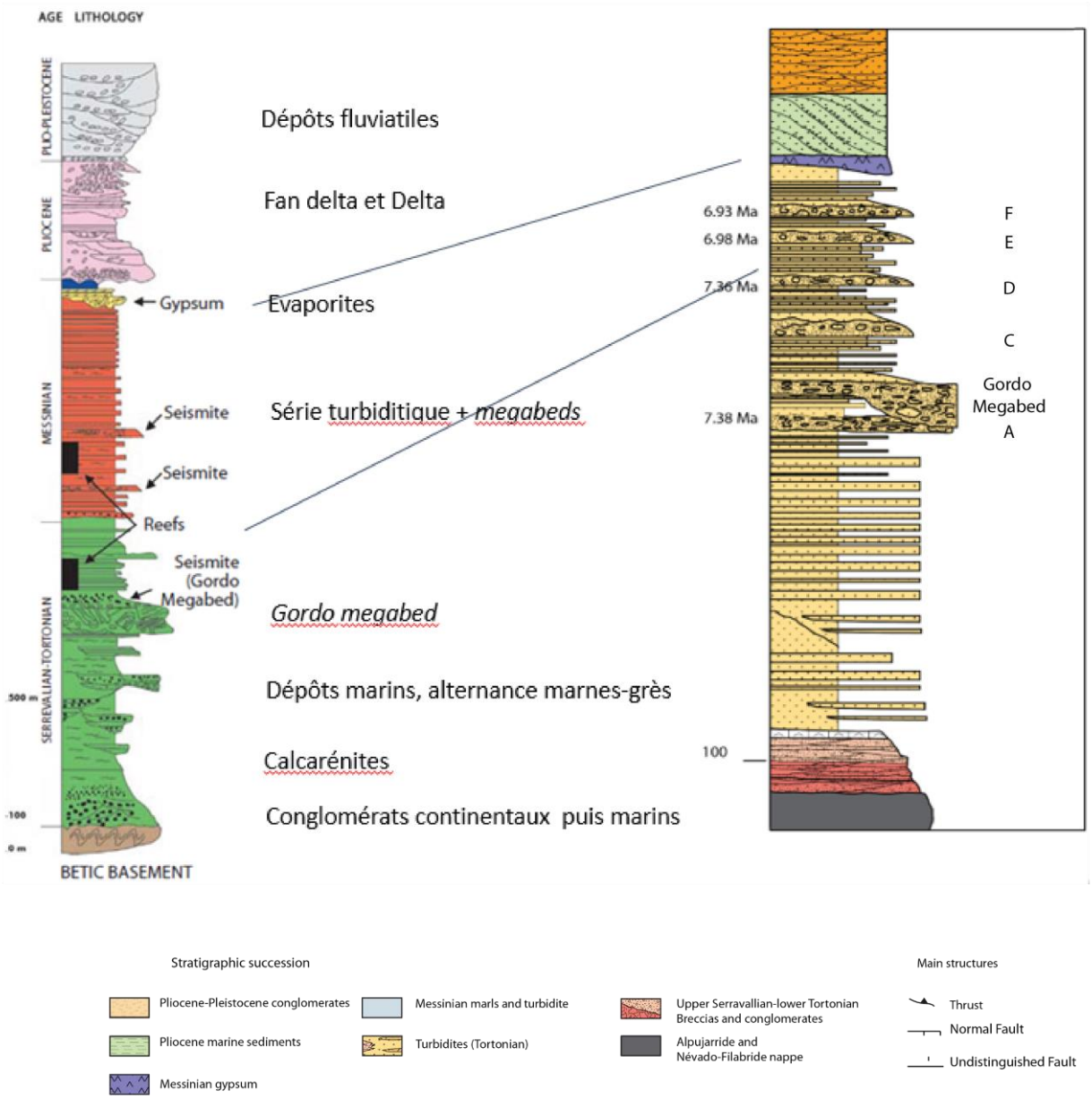


Figure 46 : A droite, coupe stratigraphique théorique du bassin de Tabernas, d'après Braga et al. (2003). A gauche, nouvelle coupe stratigraphique issus de cette étude.

XIV. Les systèmes sédimentaires du bassin de Tabernas

Le travail effectué dans le bassin de Tabernas a permis d'identifier de nouveaux systèmes sédimentaires ainsi que d'affiner la connaissance de certains systèmes précédemment identifiés (Kleverlaan 1989, Postma et al. 2014).

1. Le Système sédimentaire d'El Buho : architecture et sédimentation

Le système sédimentaire d'El Buho fut tout d'abord décris par Kleverlaan (1989) sous le nom de *Sandy system* puis repris par les auteurs anglais sous le nom de « Système d'El Buho » d'après le nom du plateau sous lequel il affleure (Haughton 2000, Hodgson 2002, Postma et al. 2014).

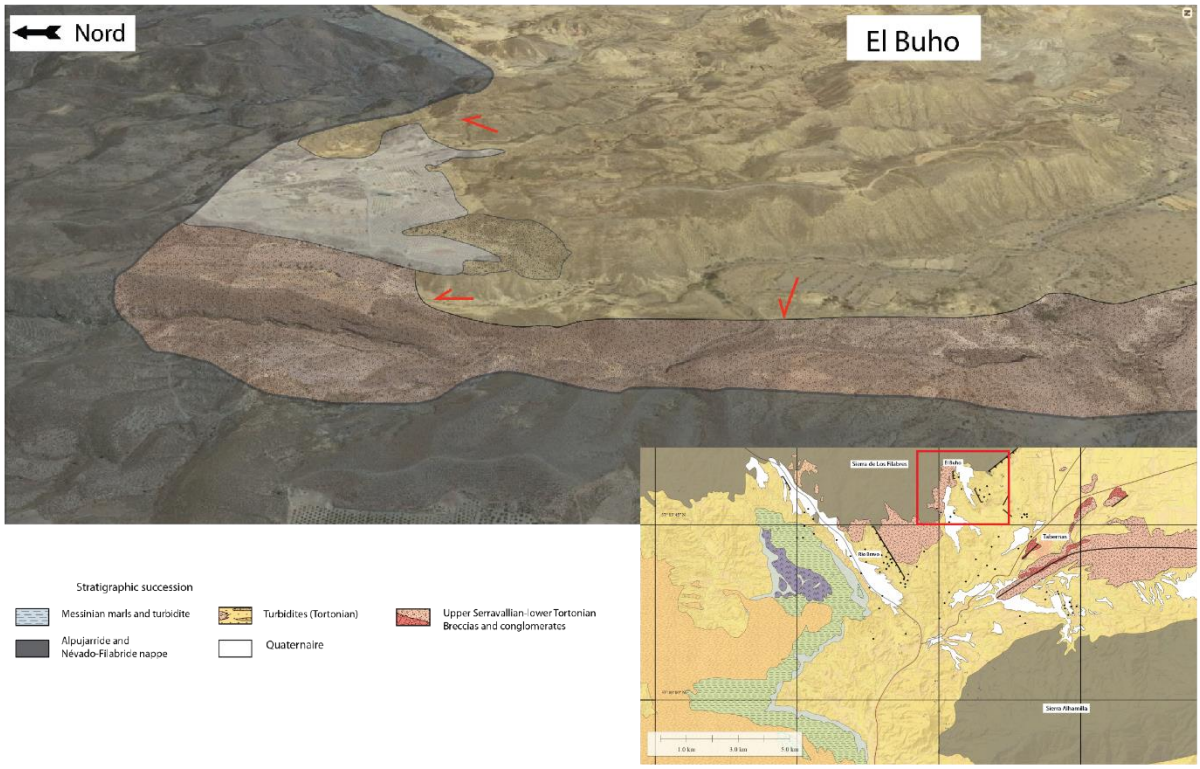


Figure 47 :Carte géologique de la zone d'El Buho, Image satellite habillée de la zone d'El Buho (Bing Map)

Ce système se situe au Nord du village de Tabernas et à l'Est de la structure en horst de Rio Bravo (Figure 47). Il s'inscrit au sein d'un rentrant de socle bordé à l'Est par une série de failles normales de faible extension. Dans sa partie Ouest et Nord-Ouest, il est caractérisé par la présence de conglomérats et brèches du Serravallien/Tortonien Inférieur de la base de la série stratigraphique du bassin de Tabernas. Les dépôts du système turbiditique d'El Buho viennent en contact en *onlap* contre les unités du socle et les unités de bases.

a. Affleurements de Piedras de Gergal

Les affleurements les plus proximaux et les moins matures ont été observés dans le Nord-Ouest du rentrant de socle d'El Buho au lieu-dit « Piedras de Gergal » où une trentaine de mètres de série clastique sont observables (Log A - Figure 48, Figure 49).

Dans cette zone, le remplissage sédimentaire illustré sur le Log A présente une dominante de brèches alternant avec des niveaux plus sableux. Les brèches sont constituées d'une matrice sableuse avec une densité apparente de clastes de l'ordre de 70-80% et une épaisseur moyenne métrique (*Figure 49*). Les clastes sont supportés par la matrice et ils présentent un faible indice de d'angulosité attestant d'une source proche. Leurs tailles varient du cm à quelques dizaines de centimètres pour les éléments les plus grands. Les quelques indices d'imbrication de clastes indiquent une direction de transport du Nord vers le Sud. Le caractère érosif attendu à la base des niveaux de brèche n'est pas clairement exprimé. Ces passées de brèche alternent avec des niveaux de sable grossier à petit gravier de 15-20 cm d'épaisseur en moyenne présentant des figures de *traction carpet* (*Figure 49*). Ces dépôts correspondraient à un processus d'écoulement laminaire cohésif de type coulée de débris (Mulder and Alexander 2001). Le détail de l'organisation géométrique des dépôts des affleurements de la Piedras de Gergal sera abordé dans le paragraphe suivant portant sur la caractérisation des zones de biseaux sédimentaire du système d'El Buho.

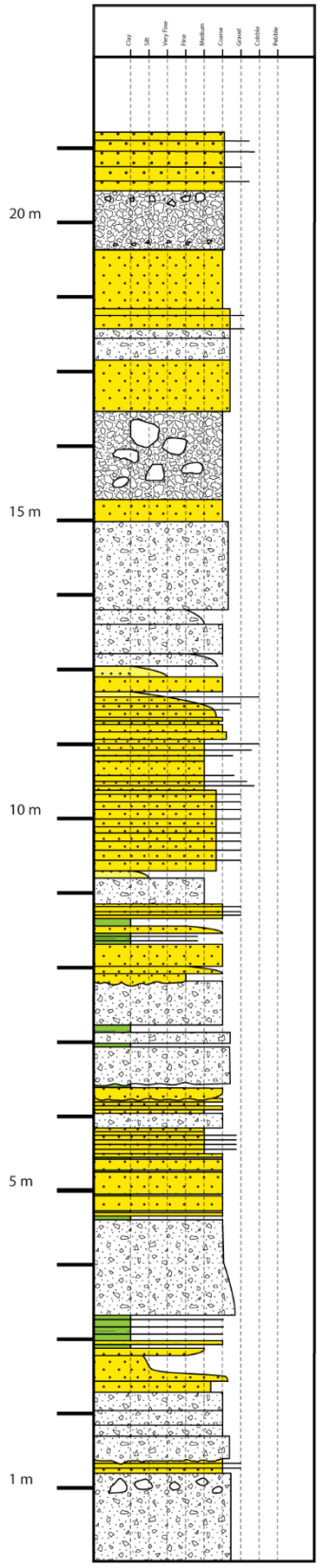


Figure 48 : Log A du système d'El Buho. Sa localisation est reportée sur la Figure 49.

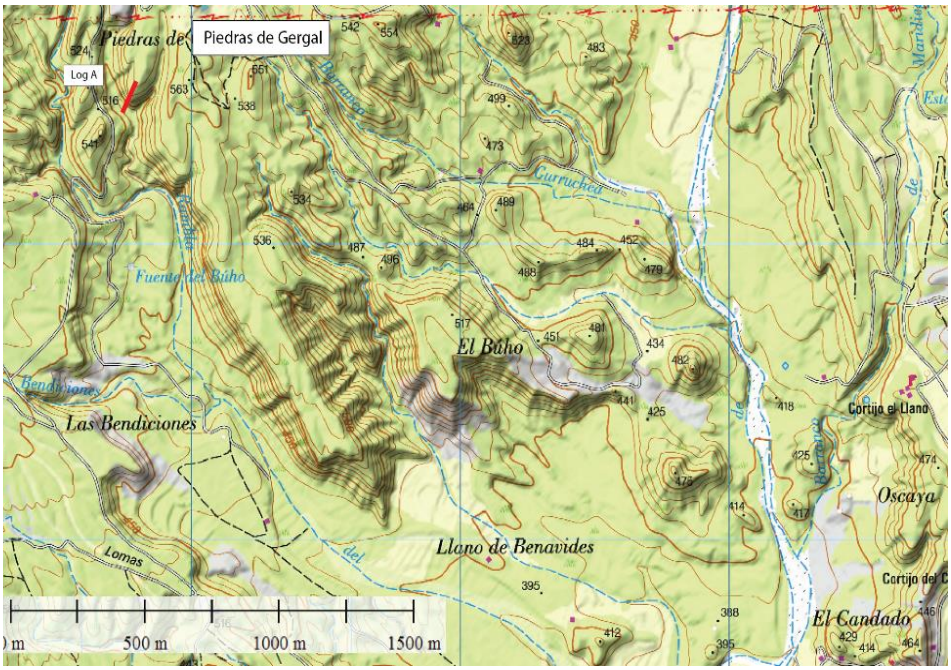


Figure 49 : Carte de localisation du Log A dans la zone proximale du système d'El Buho

b. Affleurements d'El Buho

Les affleurements du Système d'El Buho se prolongent vers le Sud le long d'un rio jusqu'aux falaises d'El Buho. Les premiers affleurements caractéristiques se situent sur la face Ouest des falaises (Figure 51). Sur une distance d'environ 1,4 km, la géométrie des dépôts de cette falaise est marquée par une alternance de bancs fins subhorizontaux entrecoupés de quelques évènements plus épais (le détail du remplissage sédimentaire sera abordé ci-dessous). Sur la section supérieure, au Sud, un intervalle d'une vingtaine de mètres présente un pendage vers le Nord (Figure 51).

La succession sédimentaire de la falaise d'El Buho est caractérisé à sa base par des marnes dont l'épaisseur exacte est inconnue. Il passe ensuite à des faciès sableux que l'on peut regrouper en deux grandes unités. L'unité de base dite « unité fine » (section grise claire-Figure 50) est constituée d'une alternance de niveaux de marne et silt puis de marne et sable très fin à fin d'environ 15 cm d'épaisseur en moyenne, sur une épaisseur totale de 55 m. L'unité supérieure (« unité sableuse ») est marquée par un enrichissement en sable, avec à sa base deux niveaux d'environ 5-6 m de sable moyen à grossier avec la présence de quelques clastes de socle centimétriques à leur base (section marron claire-Figure 50). Les mesures d'imbrication indiquent une direction de transport vers N120. En montant dans l'unité supérieure, les alternances de 20-30 cm de sable grossier et de sable fin sont plus fréquentes. Cette sédimentation sableuse est entrecoupée d'évènements de type conglomérat ou brèche (2-3 m d'épaisseur) composés de clastes de socle et de grès (70-80% de densité apparente) centimétriques emballés dans une matrice sableuse. L'occurrence de ces évènements et leur fréquence diminuent au sommet de la série. Ils recoupent les autres niveaux sans logique stratigraphique apparente et peuvent être assimilés à des dépôts de *Mass Transport Deposits* de faible épaisseur.

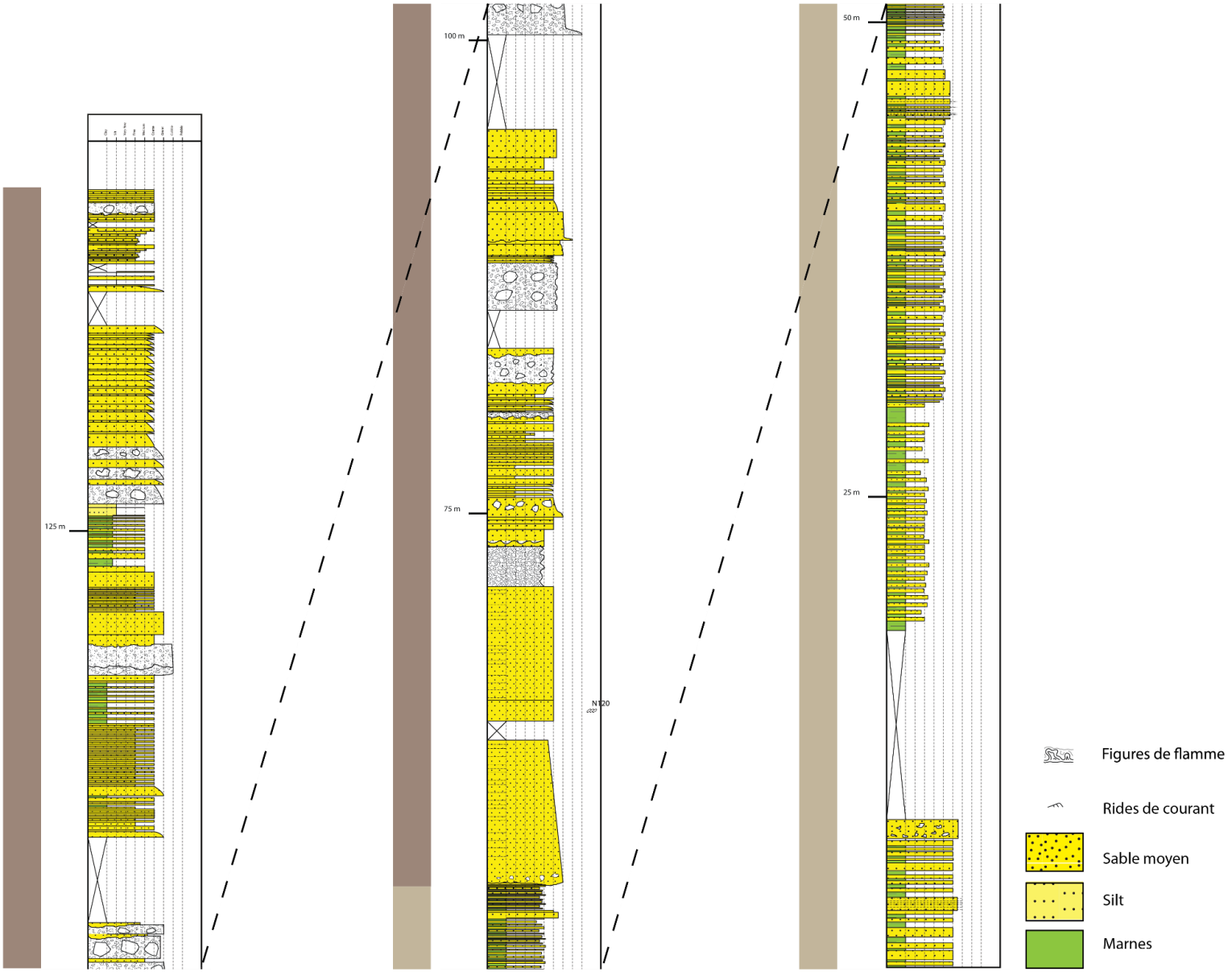


Figure 50 : Log B, au centre de la falaise Ouest d'El Buho, bassin de Tabernas. La limite gris clair/gris foncée caractérise l'extension des unités inférieure et supérieure. La localisation du log est reporté Figure 51.

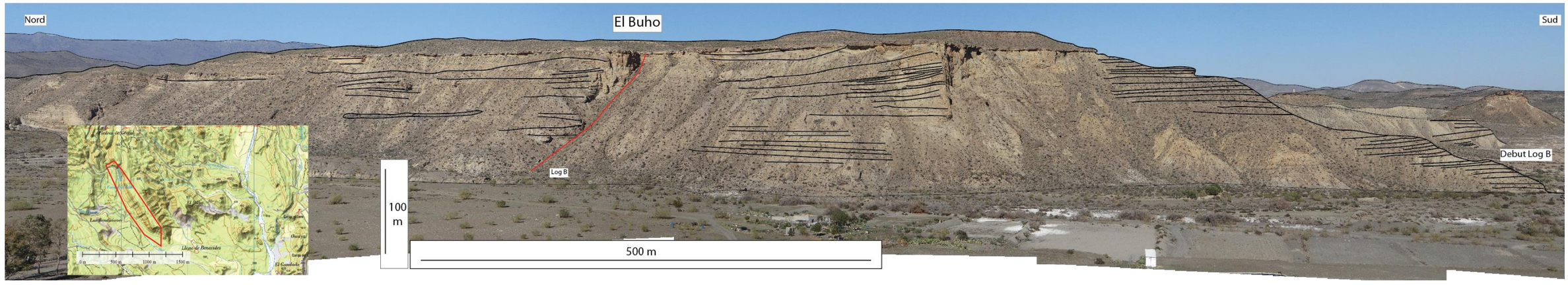


Figure 51 : Panorama interprété de la Falaise Ouest d'El Buho.

Les seconds affleurements caractéristiques se situent sur la face Est des falaises d'El Buho. Cette zone découpée par un rio permet d'observer environ 750 m de série en continuité latérale avec les séries de la falaise Ouest d'El Buho (Figure 53). Bien qu'aucune corrélation directe n'ait pu être effectuée en raison de la difficulté du terrain, l'étude de ces séries permet de mieux caractériser les architectures et l'extension du Système d'El Buho. Un log a été levé depuis les séries les plus au Sud de la falaise Ouest (Figure 52) jusqu' au sommet des séries de la falaise Est.

La falaise Est présente une géométrie de dépôts différentes de la falaise Ouest. Bien que l'on retrouve la stratification subhorizontale et les évènements de conglomérat et brèche, l'ensemble des séries est marqué par l'apparition de niveaux lenticulaires interprétés comme marquant un début de chenalisation. Les niveaux chenalisés situés à la base de la série présentent une largeur d'environ 50 m tandis qu'elles s'élargissent jusqu'à plusieurs centaines de mètres sur la partie supérieure du remplissage (Figure 53). Ces niveaux chenalisés présentent une rétrogradation apparente et une migration de leur dépôt-centre vers l'Est. Ces niveaux sont également recoupés par des séries de failles normales N160 E/N180 E.

La succession sédimentaire de cette section est composée d'une alternance similaire à celle de la falaise Ouest mais avec une fréquence d'alternance plus élevée entre des facies de marne et silt et des facies de sable moyen et marnes (Figure 52). On retrouve la série fine caractérisée par une alternance de bancs de 10-20 cm de marne et silt ou de marnes et de sable fin, et la série sableuse caractérisée par une alternance de bancs de 15-25 cm de marne/sable fin et de sable moyen (Figure 52).
Les premiers 75 m de série sont marqués par des alternances d'environ 25 m d'épaisseur entre les séries fines et les séries sableuses. Ces unités correspondent stratigraphiquement aux unités de la partie Sud de la falaise Est d'El Buho.
Le reste de la succession sédimentaire est caractérisé par des alternances entre les mêmes séries mais d'une dizaine de mètre de moyenne.
L'ensemble de la succession sédimentaire est entrecoupé de 5 niveaux de brèches et conglomérats (Figure 52). Ces niveaux présentent une extension à l'échelle de tout l'affleurement. Ils recoupent les séries sans logique apparente avec les alternances entre les séries sableuses et les séries fines. Leur présence n'est donc pas liée à ces changements dans la sédimentation. Les niveaux 1 et 2 sont composés de clastes du socle d'échelle centimétrique (15-20 cm pour les plus gros), de densité élevée (70-80%), emballés dans une matrice sableuse. Leur base est fortement érosive et leur épaisseur d'environ 3-4 m. Le niveau 2 est le seul niveau dont on a pu observer l'extension vers le Sud. Les niveaux 3, 4 et 5 sont des évènements de plus faible épaisseur (2 m) avec des clastes de grès, de marne et de socle (5 cm pour les plus gros) concentrés à la base de ces niveaux.

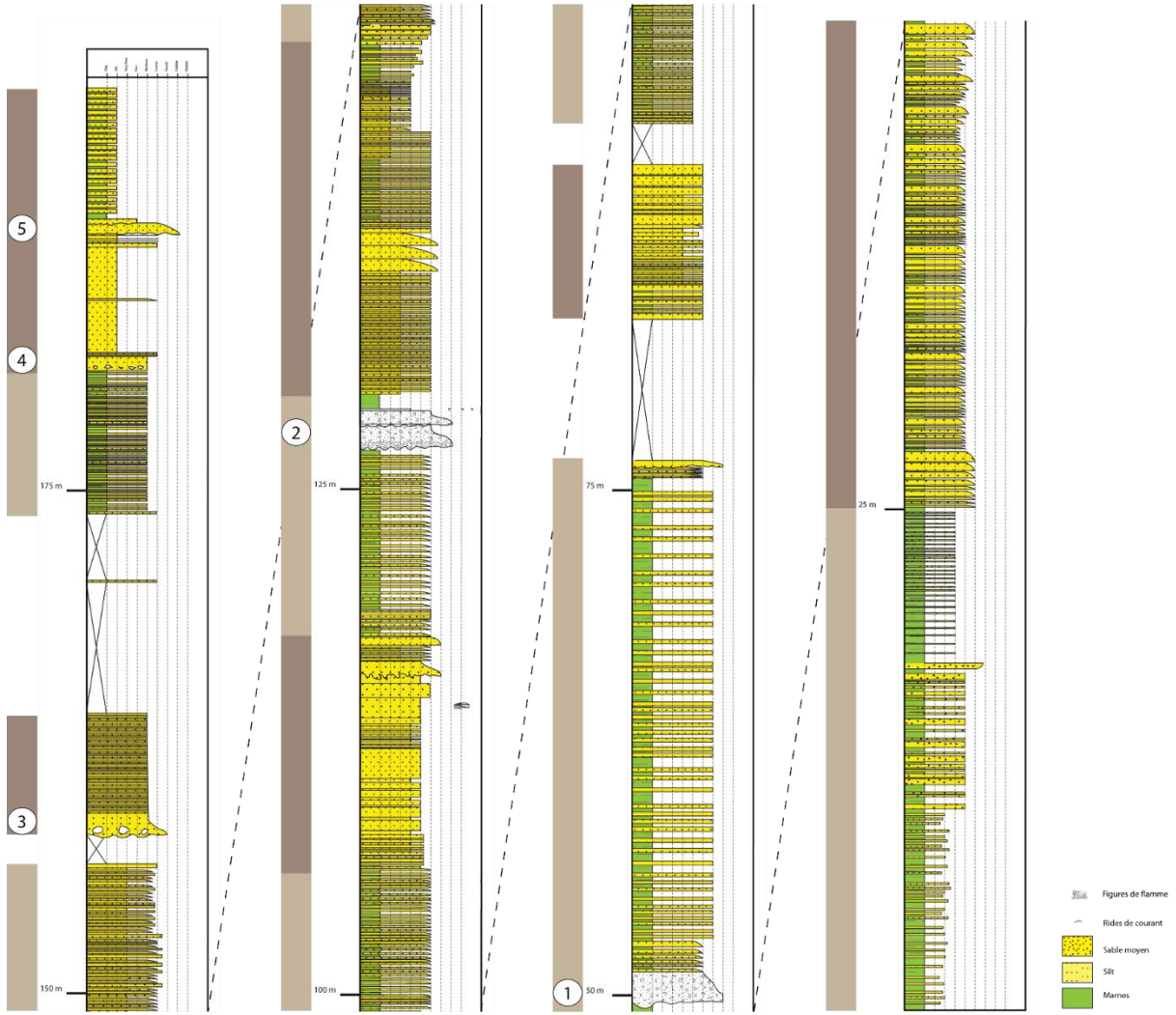


Figure 52 : Log C, au centre de la falaise Ouest d'El Buho, bassin de Tabernas. La localisation du log est reporté Figure 53..

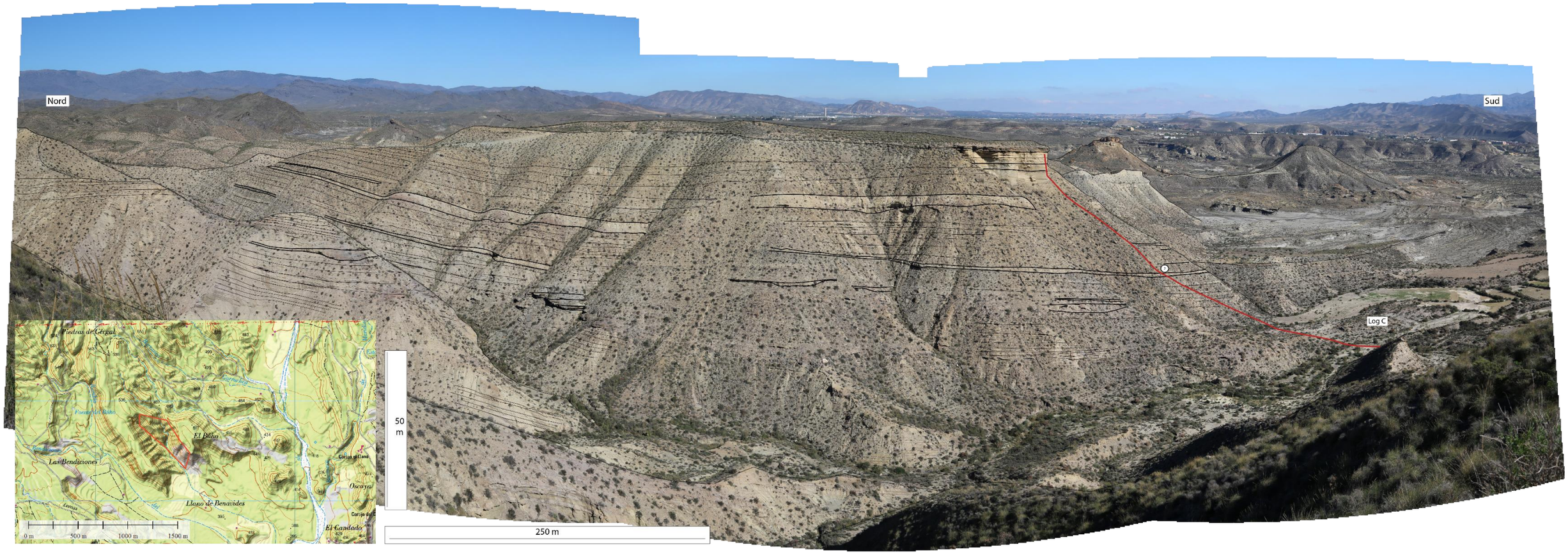


Figure 53 : Panorama interprété de la falaise Est d'El Buho

Interprétation des falaises d'El Buho

La succession sédimentaire des falaises d'El Buho montre trois types de faciès : Un faciès « sableux », un faciès « fin » et un faciès de « *Mass transport deposits* ». La présence du faciès « fin » est plus marquée à la base des falaises et au sein des dépôts situés les plus à l'Ouest. Le faciès « sableux » se développe surtout dans les dépôts les plus à l'Est. Les zones où le faciès sableux prédomine peuvent être interprétées comme les axes d'apports préférentiels du système d'El Buho. Cette interprétation est supportée par l'apparition des axes chenalisés vers l'Est dans la même direction que celle du faciès « sableux ». Les zones où le faciès « fin » prédomine sont en transition latérale avec celles du faciès sableux : elles peuvent être interprétées comme le faciès des bordures du système. Le terme de « levée » est difficilement utilisable dans ce cas en raison du manque d'observation d'une géométrie particulière relative au faciès fin. Seuls quelques mètres de dépôt au centre de la falaise Ouest d'El Buho présente une géométrie et des faciès assimilables à une structure de levée (Figure 51). De plus, les falaises d'El Buho se situent encore au sein d'un rentrant de socle, suggérant une zone de confinement relatif. Le confinement d'une partie des dépôts et le manque d'espace latéral devrait empêcher la construction de véritables levées et favoriser un système de dépôts plus proche des *sheet-like turbidites* que d'un système de chenal-levées.

L'ensemble des informations données jusqu'à présent est résumé sur une coupe théorique Ouest-Est (Figure 54) Le flanc Ouest du système d'El Buho est marqué par les conglomérats de base du Serravallien/Tortonien (Figure 54). Ces conglomérats sont affectés par des failles normales N160 qui bordent le flanc Est du Horst de Rio Bravo. La base sédimentaire du système d'El Buho repose sur des niveaux de marne (Figure 54) puis le système turbiditique se construit avec l'arrivé d'une sédimentation à alternance de bancs de sable fin et de marne. Cette sédimentation est entrecoupé d'évènements de type *Mass transport Deposits* (Figure 54). Au-dessus de l'un d'eux, la construction du système est ensuite marquée par l'apparition de niveaux chennalisés que l'on peut observer sur la partie supérieure et qui se déplacent progressivement vers l'Est (Figure 54).

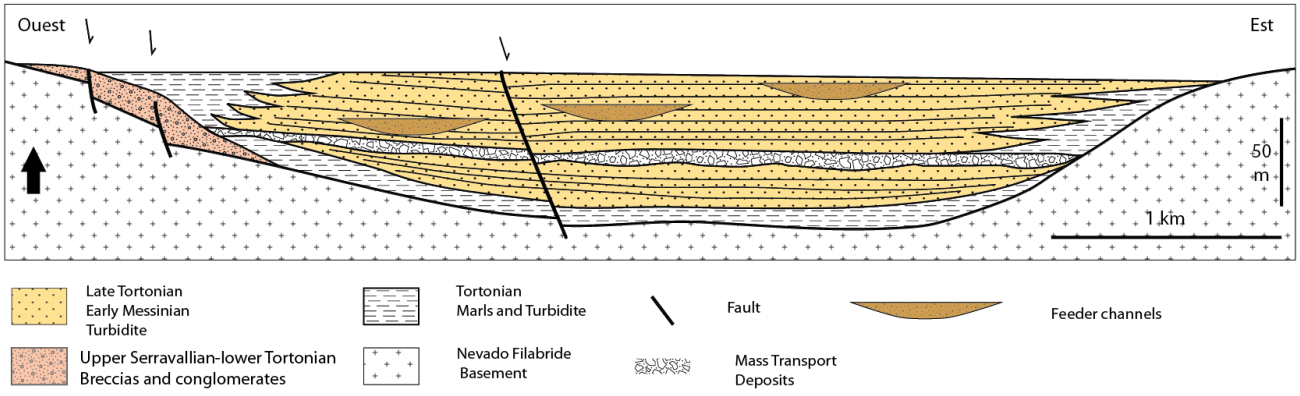


Figure 54 : Coupe théorique Ouest-Est de la zone d'El Buho

c. Affleurements de Liano de Benavides

Dans la partie Sud des falaises d'El Buho s'étend la zone de Liano de Benavides (Figure 56). Les séries affleurantes sur ce secteur correspondent stratigraphiquement aux séries des falaises d'El Buho situées sous le niveau 2 de brèches et conglomérats (Figure 53). Dans cette zone, le long d'un transect globalement NNW-SSE, les dépôts présentent une succession de géométries lenticulaires : pour chaque lentille, les dépôts se biseautent vers le Nord et vers le Sud, ils sont plus épais et pendent vers le Nord puis ils s'affinent et pendent vers le Sud. Ces géométries miment un champ de structures ondulées, d'une hauteur individuelle d'environ 25 m pour une longueur d'onde de 70-80 m sur lesquels nous reviendrons ultérieurement (Figure 57). Les relations entre les différentes structures sont difficilement observables mais leurs dépôts-centres migrent au cours du temps suggérant une mise en place par compensation latérale. Dans la partie Sud et Est de Liano de Benavides, les structures sont localement affectées par des indices de déformation plastique de type *slump*. Dans la partie Est de la zone où ces structures sont identifiées, elles sont en partie érodées et recouvertes par un dépôt de 5-6 m d'épaisseur constitué de clastes de socle, de grès et de marne, de taille plurimétrique à centimétrique, emballés dans une matrice marneuse (Figure 55). Les clastes présentent des degrés de dislocation divers. Ce dépôt présente un faciès et une organisation très similaire à celle décrite près de Tabernas pour l'évènement de transport en masse du *Gordo Megabed (Kleverlaan 1989).* Le passage de cet évènement pourrait être à l'origine des déformations plastiques observées dans certains des dépôts sous-jacents.

Figure 55 : Photographie d'une section du Gordo Megabed affleurant au sommet des séries de Liano de Benavides

Selon une coupe longitudinale, les structures ondulées et leur géométrie lenticulaire caractériseraient des dunes dissymétriques, avec un flanc long au NNW (orienté vers l'amont du système) et un flanc court au SSE (orienté vers l'aval du système). Les premiers dépôts associés sont stratifiés, continus, subhorizontaux et constitués d'une alternance de niveaux de sable moyen et de silt de 10-15 cm d'épaisseur, comme ceux de la falaise Ouest d'El Buho (Figure 57). Les dépôts acquièrent ensuite progressivement un pendage de plus en plus marqué vers le Nord ou vers le Sud. Sur les flancs Nord, des bancs commencent alors à se biseauter vers le Nord. Le déplacement progressif des biseaux en direction du Nord suggère un sens de migration de la structure à l'opposé du sens d'écoulement vers le Sud. Cette évolution dans l'organisation interne s'accompagne d'un changement des faciès constitués de

l'alternance de bancs de 15-20 cm d'épaisseur de sable grossier et de sable moyen, comme observé majoritairement dans la falaise Est d'El Buho (Figure 57). Le sommet chaque structure est recoupé par l'évènement de brèche et conglomérat 2 qui semble réinitialiser la topographie en comblant les zones en dépression et en érodant une partie des hauts topographiques (Figure 57).

Interprétation de la zone de Liano de Benavides

Les structures ondulées, leur architecture interne et leur sens de migration à contre-courant correspondraient à des *breacking antidunes* ou *sediment waves* comme celles décrites sur la Ride du Var (Migeon 2000) ou dans la mer du Japon (Nakajima and Satoh 2001). Postma et al. (2014) ont également décrit des structures correspondant à des *cyclics steps* dans la zone d'El Buho et dans la zone de Liano de Benavides au sein de l'évènement 2. La particularité commune à ce type de dépôt est leur occurrence dans des zones de fort et rapide déconfinement, comme à la transition chenal/lobe ou dans des zones de rupture de pente (Migeon et al. 2000, Cartigny et al. 2011, Postma et al. 2014). Les dépôts de Liano de Benavides ne présentent pas d'indice de changement de pente dans la partie inférieure des structures mais leur développement par compensation latérale attesterait d'un espace de dépôt important et d'un potentiel déconfinement du système.

Ainsi, tandis que les architectures identifiées dans les falaises d'El Buho suggèrent la présence de corps chenalisés, la zone de Liano de Benavides serait une zone de transition vers la zone distale de dépôt du Système d'El Buho, avec un fort déconfinement du système.

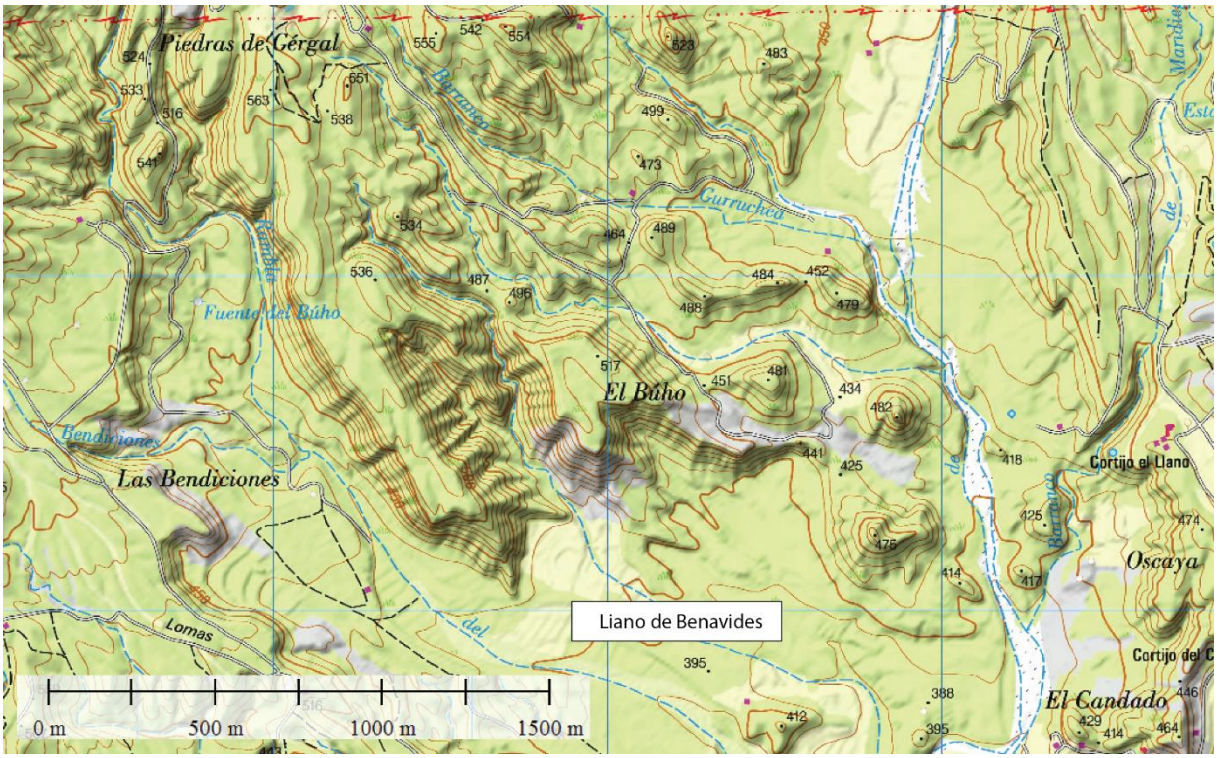


Figure 56 : Carte de localisation des affleurements de Liano de Benavides

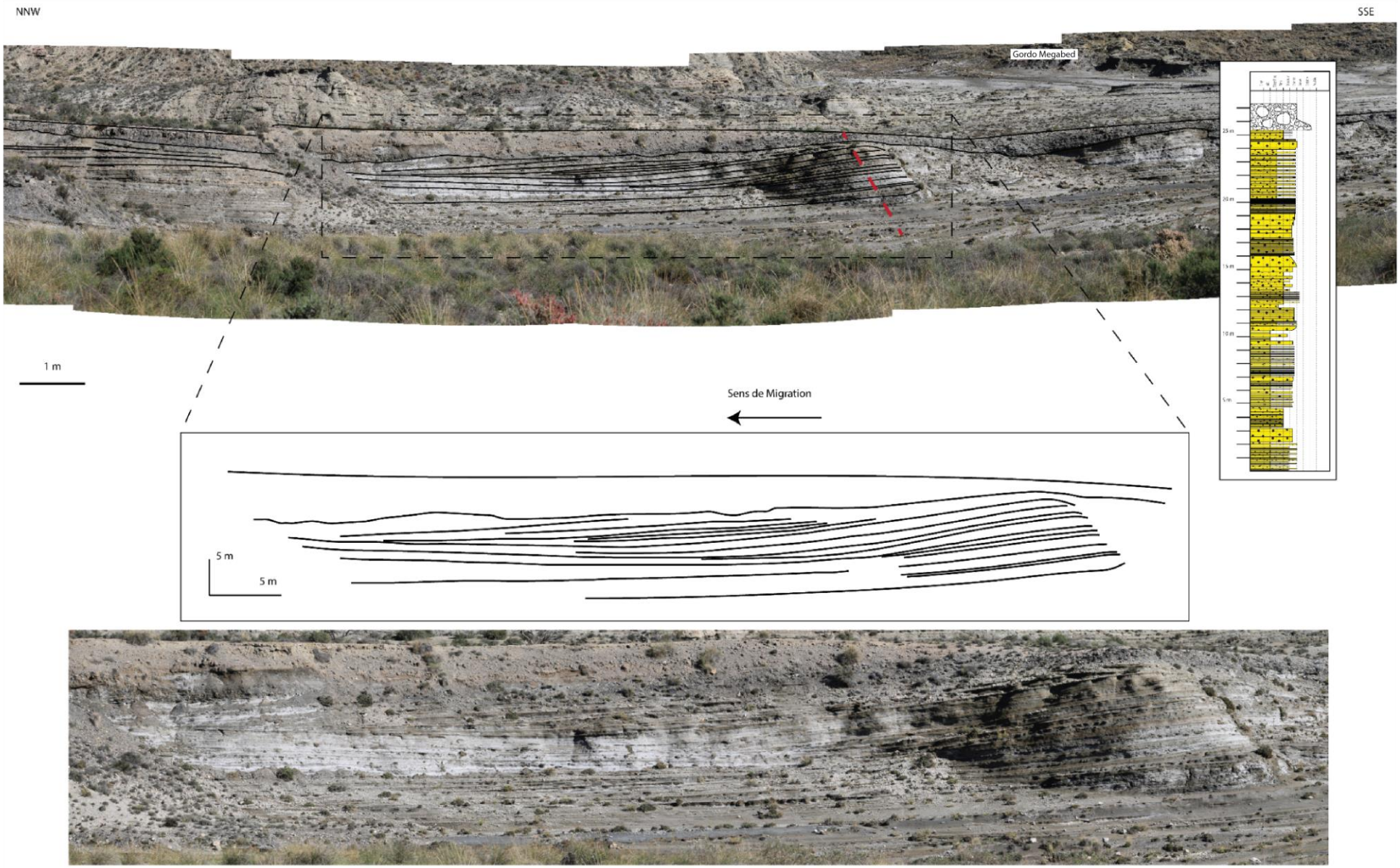


Figure 57 : Photo interprétée et log sédimentaire des structures ondulées de la zone de Liano de Benavides

d. Affleurements d'Oscaya

Les affleurements d'Oscaya sont situés au nord de la ville de Tabernas (Figure 58). Ils viennent en contact avec la structure positive issu du décrochement situé sous Tabernas et sous la ride d'El Marchante.

On peut y observer un peu plus de 200 m de série mais ni la base ni le sommet ne sont clairement identifiables. Les dépôts sont tabulaires et sont organisés selon deux sections (Figure 58, Figure 59). La section A est caractérisée à sa base par des accumulations de niveaux de 25-30 cm de sable moyen puis par plusieurs séquences strato-croisssantes d'environ 5-6 m chacune où les alternances de sable fin et silt (10-15 cm) évoluent vers des alternances de sable moyen à grossier et silt (20-25cm) (Figure 58,Figure 59). Ces dépôts présentent des *flameload structures* (Figure 59) ainsi que des figures de courants (ride-Figure 59) illustrant une divergence des directions d'écoulement (Figure 60). La section B et les unités supérieures présentent une sédimentologie plus monotone avec une alternance de bancs (5-10 cm) de sable moyen et silt puis de sable fin et silt (Figure 58,Figure 59).

Interprétation de la zone d'Oscaya

Les alternances de dépôts sableux et marno-argileux organisées en séquences strato-croissantes peuvent être interprétées comme des dépôts de lobes (Mutti and Ricci Lucchi 1974, Mutti and Normark 1991, Mutti et al. 1994, Broucke 2003). Le caractère strato-croissant traduit une progradation des dépôts de lobes où les dépôts les moins épais correspondent à la frange distale et les dépôts les plus épais correspondent aux distributaires secondaires se développant au débouché des chenaux et alimentant les lobes qui se mettent place par compensation latérale. En raison de l'échelle limité de l'affleurement, de tels phénomènes n'ont pas pu être observés. Les faciès et la granularité (sable fin à moyen) indiquent que les lobes étaient alimentés par des écoulements turbulents de type courant de turbidité (Mulder and Alexander 2001).

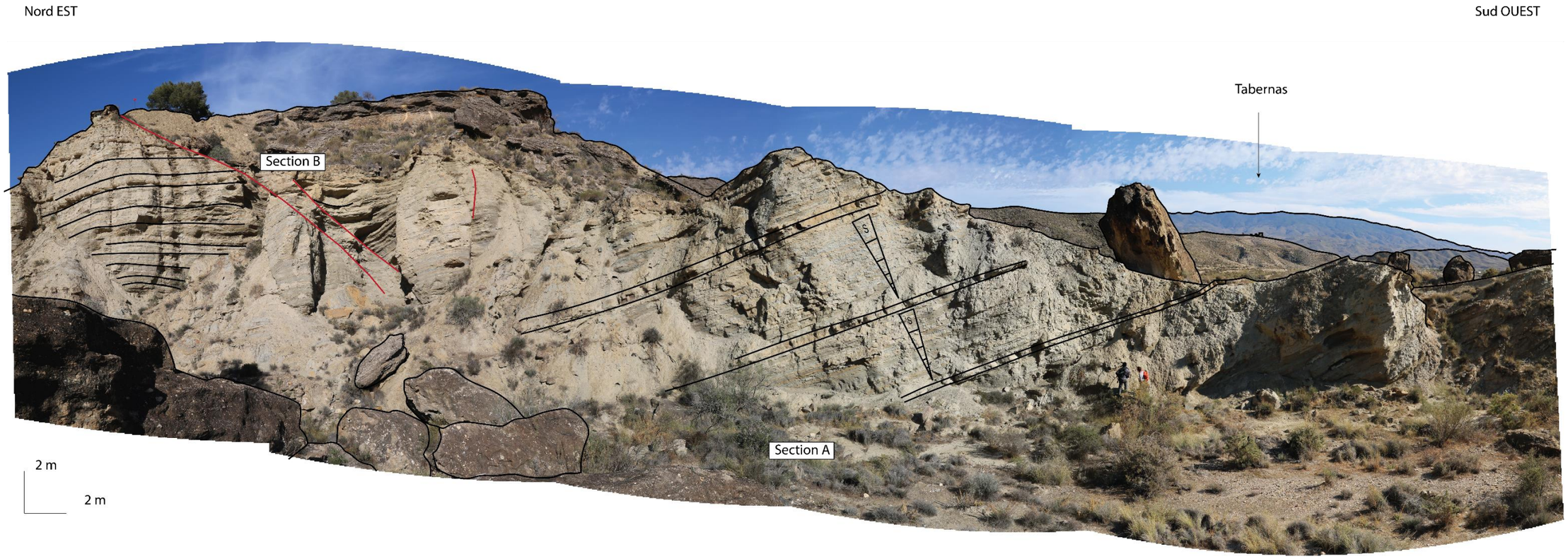


Figure 58 : Photo interprétée des affleurements de la zone d'Oscaya

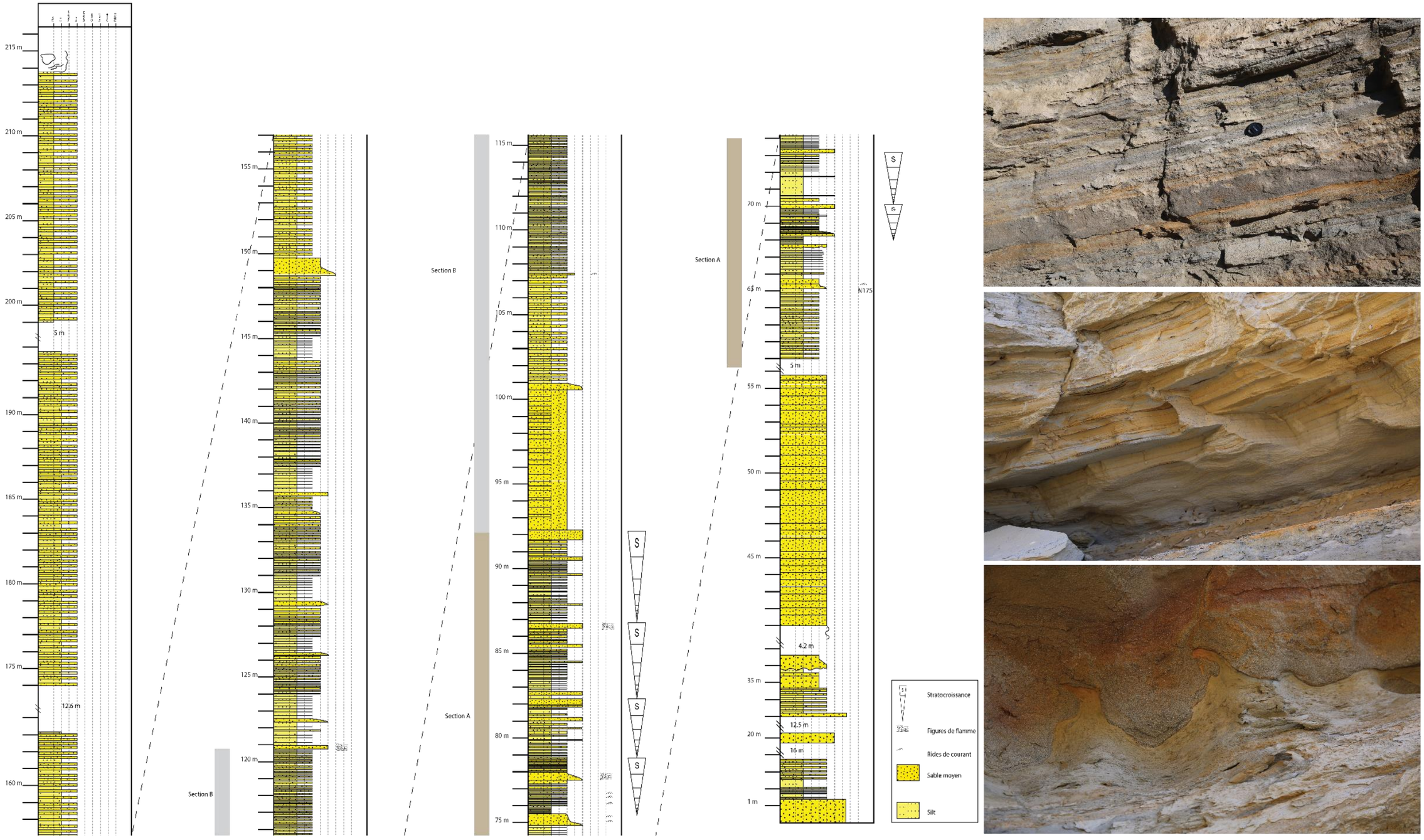


Figure 59 : Log sédimentaire de la zone d'Oscaya

e. Datation du Système d'El Buho

Des prélèvements au sein des marnes situées sous les affleurements de la Piedras de Gergal ainsi que le long de la falaise d'El Buho ont été effectués pour des datations biostratigraphiques. Seuls deux échantillons ont pu être datés. Le premier échantillon, situé à la base de la falaise d'El Buho, sur sa section amont a révélé une microfaune riche et diversifié avec un rapport planctonique-benthique de 76% indiquant un milieu relativement profond. Cet échantillon contient *Hirsutella* (*Globorotalia*) *scitula* (formes exclusivement senestres), *Globorotalia suterae* et *Neogloboquadrina acostaensis* (forte dominance des formes senestres). En l'absence de *Menardella (Globorotalia) menardii*, un âge allant du Tortonien terminal au Messinien pré-évaporitique (8 Ma-5 Ma) peut être établi et réduit à 7,28 -7,08 Ma par la prédominance des formes senestres de *H.(G.) scitula*. La nannoflore de cet échantillon n'a pu fournir de datation plus précise (Miocène moyen à supérieur).

Le second échantillon à avoir fourni une datation est situé à la base des séries de la Piedras de Gergal. Le rapport planctonique-benthique (66%) de cet échantillon témoigne d'un milieu relativement peu profond. Au vu de la présence de *Globorotalia suterae*, de la prédominance des formes dextres chez *Hirsutella* (*Globorotalia*) *scitula* et de l'existence des seules formes senestres chez *Neogloboquadrina acostaensis*, cet échantillon peut être attribué au Tortonien Supérieur ou au Messinien pré-évaporitique. Toutefois, en l'absence de *Menardella* (*Globorotalia*) *menardii*, un âge restreint à l'intervalle 7,08 Ma (fin de la prédominance des formes senestres chez *H*. (*G*.) *scitula* après la disparition de *M*. (*G*.) *menardii* 4) – 6,35 Ma (changement d'enroulement chez *N*. *acostaensis*) peut être envisagé à l'exception des deux influx de formes senestres de *N.acostaensis* à 6,12 et 6,08 Ma (Popescu 2015). La nannoflore de cet échantillon n'a pas fourni d'élément significatif du point de vue stratigraphique.

f. Le Système turbiditique d'El Buho

L'étude du Système d'El Buho a permis d'identifier un système turbiditique qui se construit au sein d'un rentrant de socle. Sa source, précédemment décrite vers le Nord-Est (Kleverlaan 1989, Postma et al. 2014) a pour origine Le Nord-Ouest du rentrant de socle. Le Système d'El Buho est relativement court, il s'étend sur environ 5 km depuis les affleurements de la Piedras de Gergal jusqu'aux affleurements d'Oscaya (Figure 60). Il est contrôlé à l'Ouest par le fonctionnement du horst de Rio Bravo et au Sud par la barrière topographique issue du fonctionnement du système décrochant d'El Marchante sous la ville de Tabernas.

Le système s'articule selon trois zones :

- Une zone amont située au sein du rentrant de socle, où la structuration des systèmes chenalisés est plus marquée (Figure 60). Ces chenaux se développent au sein de dépôts de type « *sheet like turbidite »* en raison du confinement partiel induit par le rentrant de socle et la forte sédimentation gravitaire (*Sand Rich System (Kleverlaan 1989)).* En montant dans la série, les corps chenalisés présentent un comportement rétrogradant vers le Nord ainsi qu'une migration vers l'Est. Cette migration pourrait être contrôlée par fonctionnement du horst à l'Ouest et/ou du fonctionnement dextre du système décrochant de la ride d'El Marchante (Cronin 1995).

- Une zone médiane où des dépôts de type *cyclic steps* marquent un déconfinement important des écoulements (Figure 60). Elle marque la zone de dépôt-centre du système d'El Buho (Figure 60).

- une zone aval marquée par des dépôts strato-croissants et grano-croissants caractéristiques d'une zone de lobes (Mutti and Normark 1991).

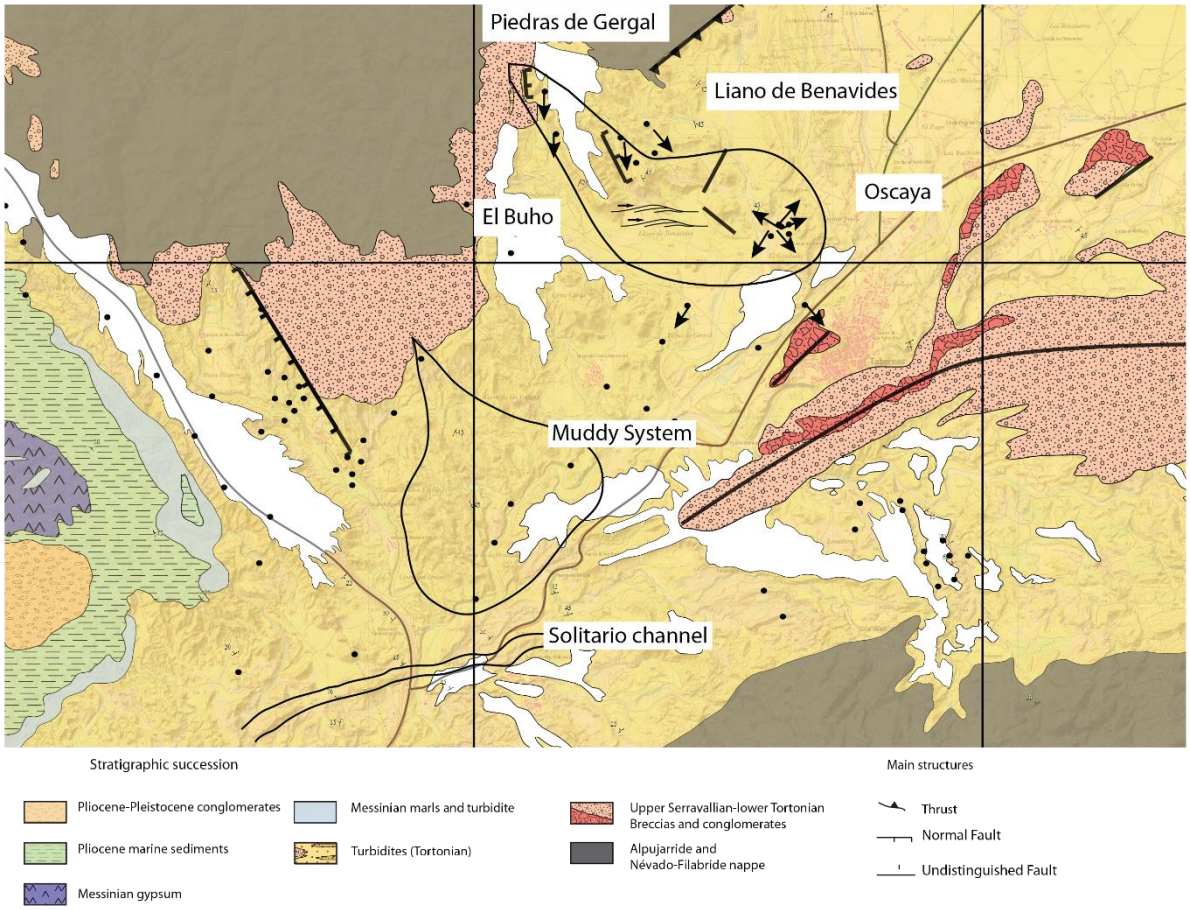


Figure 60 : Carte du Système turbiditique d'El Buho. Les flèches indiquent les directions de paléo-courants. Le muddy system et le solitario channel sont issus de la littérature (Kleverlaan 1989)

2. Le Système turbiditique de Lanujar : sédimentation et interprétation

Dans le bassin de Tabernas, une accumulation turbiditique a été identifiée pour la première fois au nord du chenal Solitario. Elle a été nommée « Système turbiditique de Lanujar » en lien avec le nom du rio qui met à l'affleurement les dépôts qui le constituent (Figure 45).

a. Associations de faciès et environnements de dépôt

A partir de l'analyse des faciès et de leur processus de mise en place, trois types d'association de faciès correspondant à trois environnements de dépôt ont été définis.

AF1

La première association AF1 est caractérisée par la superposition de faciès de type TB1, TB2 et DB1. Les faciès TB1 et TB2 sont caractérisés par des sables grossiers d'environ un mètre d'épaisseur (Figure 61). Peu de structures sédimentaires sont observables au sein de ces dépôts en dehors des structures de *traction carpet*. Les rides de courant observées indiquent une direction de transport vers le sud. Ces faciès sont similaires aux faciès F4 et F5 de Mutti (1992). Les faciès DB1 font 2-3 m d'épaisseur, ils sont caractérisés par une base fortement érosive, et par des blocs et galets de 10 à 50 cm compris dans une matrice sableuse grossière. La nature des blocs est variée, allant de blocs de schistes à des grès anguleux ou parfois émoussés (Figure 61). Ce faciès est comparable aux faciès conglomératiques de la classification de Mutti (1992), (faciès F1 à F3) et peuvent être interprétés comme des débrites. Ces trois faciès sont amalgamés sans la présence d'inter-lits marno-argileux. L'association AF1 a été observée avec des épaisseurs de 10 à 30 m (Figure 61).

Latéralement, ces dépôts amalgamés grossiers passent à des corps lenticulaires constitués de dépôts de sable fin séparés par des alignements de graviers/galets obliques par rapport au pendage des dépôts amalgamés. Ces corps ne sont pas directement superposés en aggradation mais sont décalés et marquent une migration rapide de leur dépôt-centre.

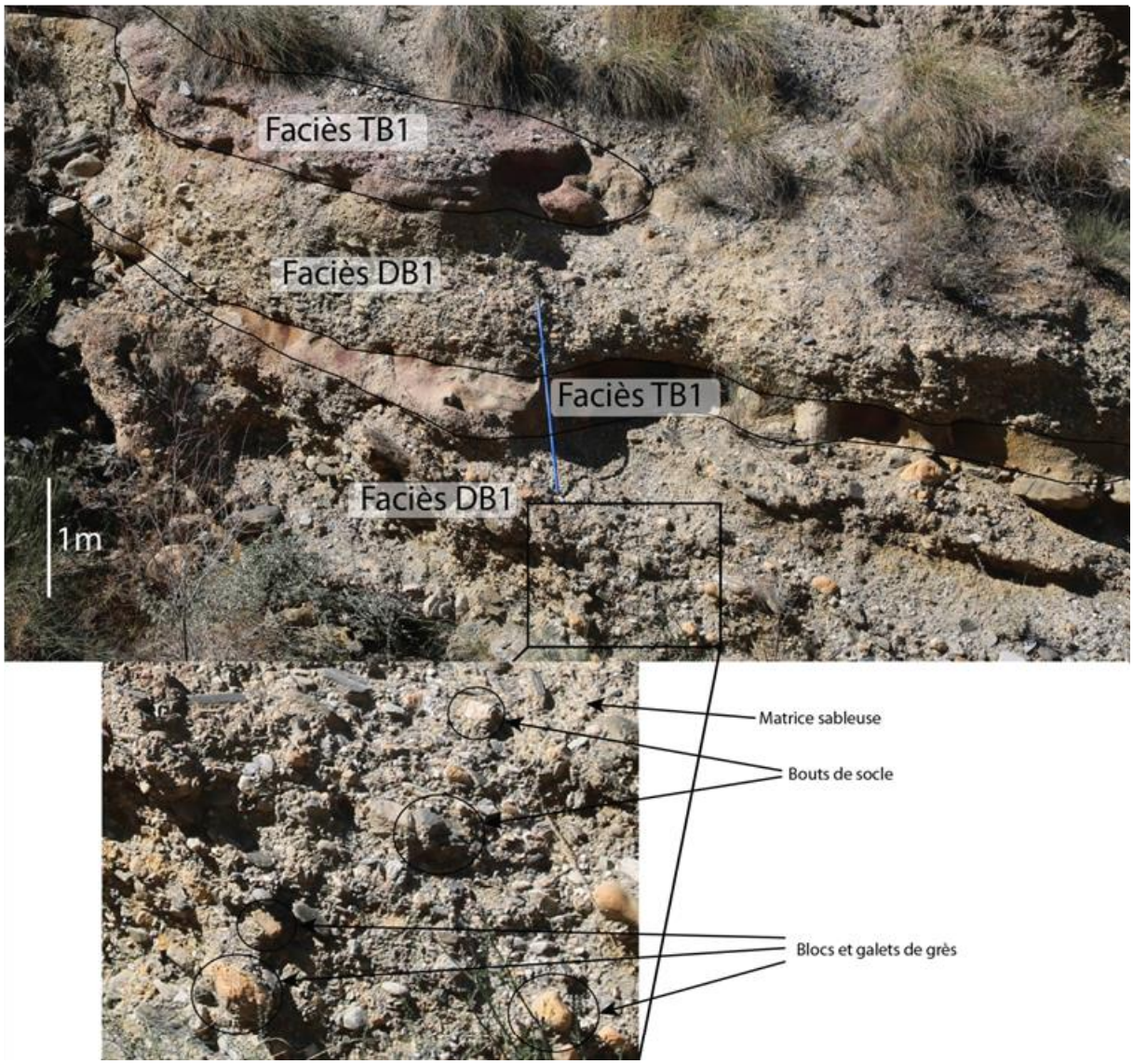


Figure 61 : Alternance de dépôts sableux et de niveaux conglomératiques caractéristiques des associations de faciès AF1 interprété comme du remplissage de chenaux turbiditiques (Loi 2015)

Interprétation de l'association de faciès AF1

Les niveaux sableux grossiers et de débrites peuvent être interprétés comme des remplissages de chenaux (Mutti and Normark 1991). Ces chenaux canalisent des écoulements concentrés à hyperconcentrés transportant essentiellement du sable (TB1 et TB2) et des coulées de débris (DB1). Les dépôts lenticulaires de sable fin sont interprétés comme des dépôts d'accrétion latérale (Abreu et al. 2003). Ce type de dépôt peut être associé aux chenaux présentant un caractère sinueux à méandriforme (Abreu et al. 2003).

AF2

La deuxième association AF2 est caractérisée par l'alternance de faciès de type TB1 et de niveaux marno-argileux. Les faciès TB1 correspondent ici à des niveaux sableux de 10 à 50 cm d'épaisseur ou de niveaux silteux de 5-10 cm d'épaisseur (Figure 62). Ces niveaux présentent des structures sédimentaires de type laminations et rides. Les rides de courant observées

donnent une direction de transport du Nord vers le Sud. Les niveaux marno-argileux font moins de 15 cm d'épaisseur (Figure 62). L'association AF2 peut localement constituer des accumulations de plus de 2-3 m d'épaisseur. Elle est généralement observée en variation latérale de faciès avec l'association AF1.

Interprétation du faciès AF2

Les faciès TB1 sableux et silteux correspondent aux faciès de type Ta-Tb-Tc ou Tc-Td définis par Bouma (1962). L'association AF2 est interprétée comme la construction de levées adjacentes aux chenaux de l'association de faciès AF1 (Mutti and Normark 1991). Les sections les plus fines et les plus diluées des écoulements canalisés par les chenaux peuvent déborder de l'axe d'apport et se déposer latéralement pour former des levées (Peakall et al. 2000). Cette association AF2 ayant été peu observée, les levées devaient soit être peu développées le long des chenaux ou bien les affleurements actuels ne nous permettent pas de les appréhender dans leur ensemble.

Figure 62 : Alternances marno-sableuses à granoclassement normal caractéristiques des associations de faciès AF2 interprétées comme des dépôts de levées (Loi 2015)

AF3

La troisième association AF3 est caractérisée par deux types d'alternance : (1) une alternance de faciès de type TB1 et de niveaux marno-argileux et (2) une alternance de faciès de type TB2 et de niveaux marno-argileux (Figure 63). Les niveaux TB1 et TB2 correspondent ici à des sables fins à grossiers comparables aux faciès F7 et F9 (a et b) de Mutti (1992). Les laminations et les rides de courant sont peu présentes dans le facies TB1. Les rides de courant observées indiquent des directions de transport vers le Sud. Les niveaux TB2 présentent des structures

de *traction carpet* et des figures d'échappement de fluide. Verticalement, ces deux types d'alternance constituent des séquences strato-croissantes de 5 à 10 m d'épaisseur dans lesquels les niveaux TB1 ou TB2 passent de 5-10 cm d'épaisseur à la base à 1-2 m d'épaisseur au sommet (Figure 63). La granularité moyenne des niveaux ne change pas mais certaines séquences présentent des évolutions grano-croissantes. Des faciès de type DB1, MT1 et MT2 sont ponctuellement intercalés au sein ou entre les séquences.

Interprétation de l'association de faciès AF3

Comme dans le cas des dépôts de la zone d'Oscaya du système d'El Buho, Les alternances strato-croissantes observées peuvent être interprétées comme des dépôts de lobes (Mutti and Ricci Lucchi 1974, Mutti and Normark 1991, Mutti et al. 1994, Broucke 2003).

Les faciès et la granularité des faciès TB1 et TB2 indiquent que les lobes étaient alimentés soit par des écoulements turbulents de type courant de turbidité soit par des écoulements concentrés ou hyperconcentrés (Mulder and Alexander 2001). Des coulées de débris et des mouvements en masse ont ponctuellement alimenté ces dépôts distaux. Aucun phénomène de dépôt par compensation latérale est observable.

Figure 63 : Alternances marno-gréseuses strato-croissantes représentant les associations de faciès AF3 et caractéristiques des dépôts de lobes (Loi 2015)

Ces interprétations des associations de faciès et des environnements de dépôt sont confirmées par l'analyse des micro-faunes. Dans le cas de deux échantillons analysés (M0 et M3 ; Figure 45), la diversité des espèces de foraminifères est élevée, fournissant des rapports planctonique/benthique élevés : de l'ordre de 78% pour l'échantillon M0 et 67% pour M3. La dominance des espèces planctoniques par rapport aux espèces benthiques est caractéristique des milieux profonds, sans pouvoir en préciser la profondeur exacte.

b. Le Système turbiditique de Lanujar

Répartition longitudinale des associations de faciès

Les trois associations de faciès décrites ci-dessus ne sont pas également distribuées sur l'ensemble de la zone d'étude. L'association AF1 a été uniquement identifiée dans la partie nord de la zone. Elle peut être localement en contact direct avec des niveaux de calcarénites ou de conglomérats continentaux, ou en contact direct sur les unités de schistes du socle à mesure que l'on se déplace vers le nord. L'association AF3 a été uniquement identifiée dans la partie sud de la zone. L'association AF2 est souvent retrouvée en variation latérale avec AF1 mais peut être localement identifiée avec AF3. Les associations AF1 ont été observées sur de plus faibles épaisseurs que les AF3 mais ceci peut être un biais lié aux conditions d'affleurement.

Répartition latérale des associations de faciès

Des variations latérales de faciès et d'épaisseur peuvent être observées uniquement dans la partie aval du système grâce aux logs 12, 13, 14, 15 collectés selon un transect Ouest-Est, donc sensiblement perpendiculaire à l'orientation du système de Lanujar (Figure 45).

A l'ouest, au niveau du log 12, les niveaux sableux sont très abondants et épais par rapport aux intervalles marno-argileux. Vers l'est, pour les logs 13 à 15, cette tendance s'inverse progressivement. La teneur en niveaux sableux et leur épaisseur diminuent alors que ces deux paramètres augmentent pour les niveaux marno-argileux (Figure 45).

Interprétation

Le Système turbiditique de Lanujar est ainsi caractérisé par un système de chenaux/levées dans sa partie nord (AF1-AF2) et un système de lobes dans sa partie sud (AF3). Il présenterait en carte une orientation NNW-SSE (Figure 64), et des directions de transport du Nord vers le Sud déduites des rides de courant et des variations longitudinales de faciès. Ses dépôts se biseautent progressivement vers le Nord au contact des schistes du socle et ils s'épaississent vers le Sud et l'intérieur du bassin.

L'axe principal des apports sédimentaires du Système de Lanujar alimentant les lobes devait arriver dans la zone du log 12 puis les apports devaient s'étaler latéralement vers l'est (Figure 64).

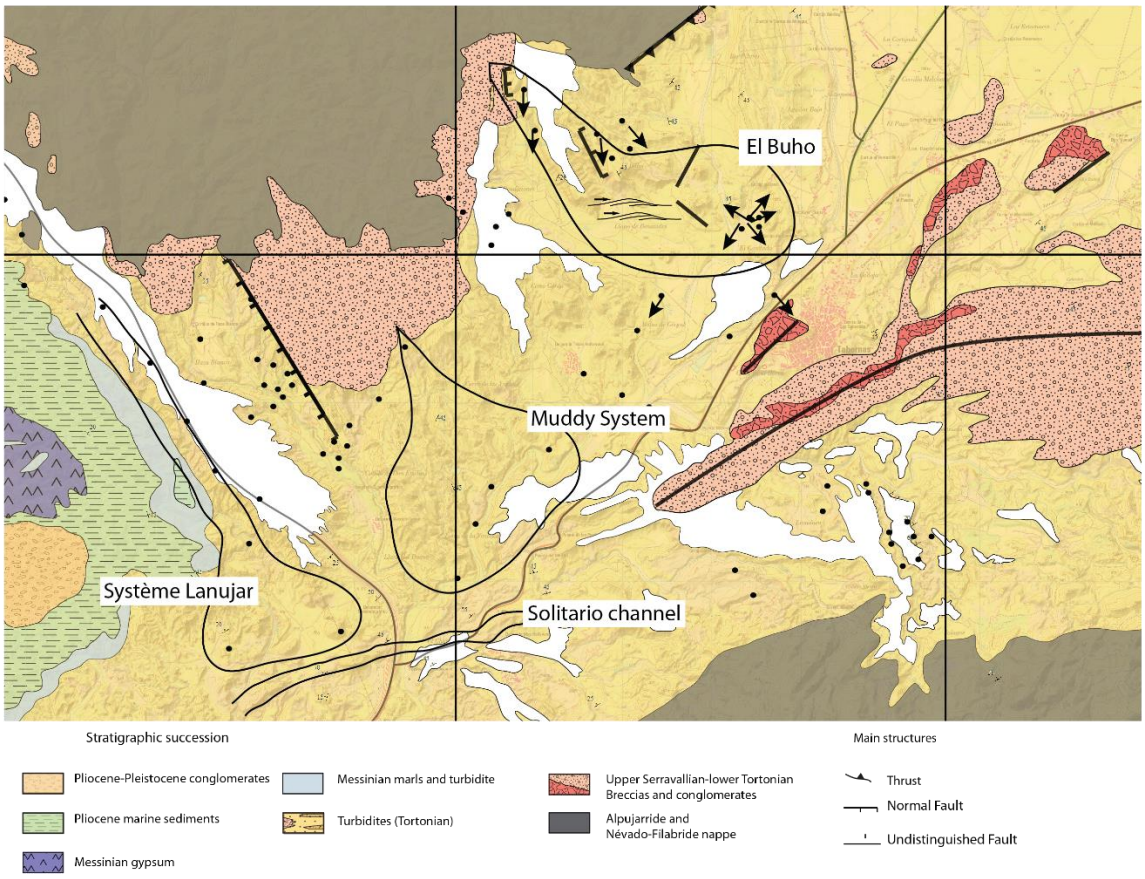


Figure 64 : Carte du Système turbiditique de Lanujar. Les flèches indiquent les directions de paléo-courants. Le muddy system et le solitario channel sont issus de la littérature (Kleverlaan 1989)

3. Le Système sédimentaire de Rio Bravo : architecture et sédimentation

Le Système sédimentaire de Rio Bravo n'a jamais été décrit dans la littérature. Ce système affleure le long de l'autoroute de Grenade (A-92) sur une distance d'environ 3 km, au sein du rio dont il porte le nom. Il est bordé à l'Ouest par les affleurements du système Lanujar et à l'Est par les épaulements du horst de Rio Bravo qui le sépare du Système d'El Buho. La particularité de ce système est sa localisation dans une zone où la bordure du socle est décalée vers le Nord de presque 4 km (Figure 65).

L'apex du système est marqué par le biseau de séries conglomératiques sur des niveaux de marnes qui eux même se biseautent sur le socle, tandis que la terminaison est marquée par une faille inverse (Figure 65). Nous reviendrons sur ces points ultérieurement.

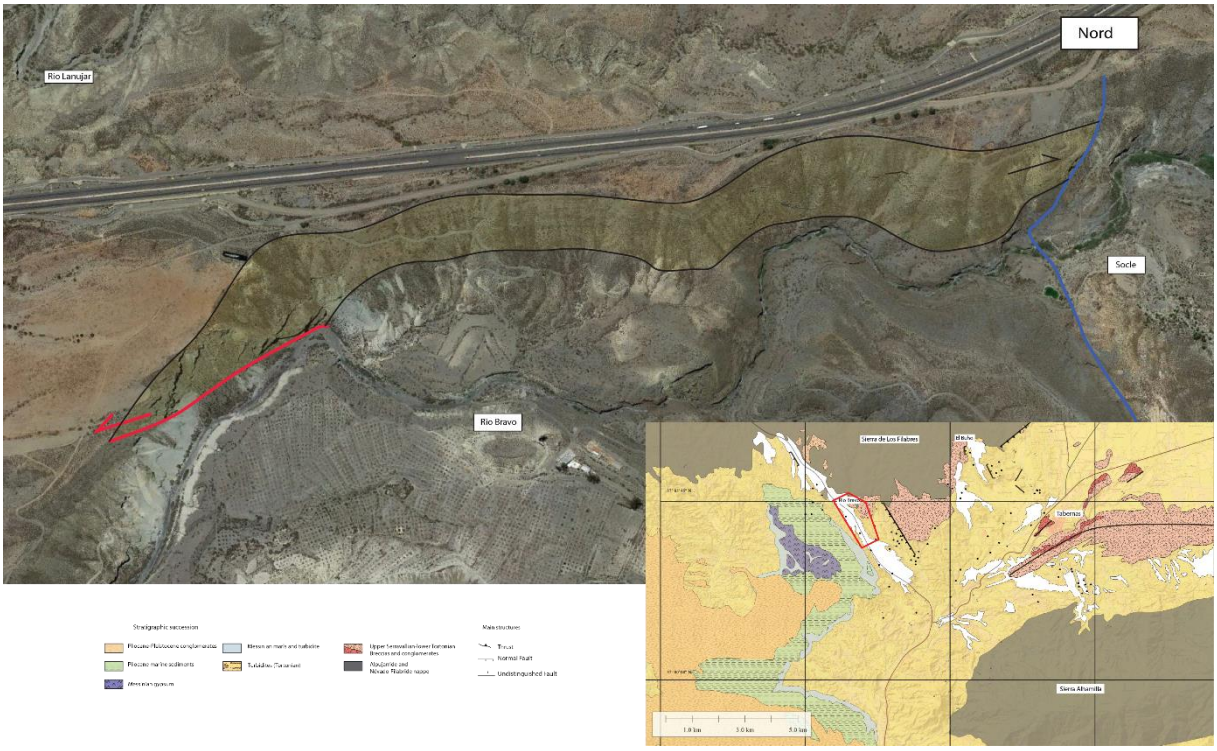


Figure 65 : Carte géologique de la zone du Rio Bravo, Image satellite habillée de la zone du Rio Bravo (Bing Map)

a. Caractérisation de la zone amont du Système de Rio Bravo : Liano Dente

Le biseau amont terminal du système de Rio Bravo est bordé à l'Est par des affleurements de socle sur lesquels ont été observés des encroutements de récifs coralliens en place (Figure 66). La présence de ces récifs suggère la présence d'un relief positif à l'Est de l'apex du système de Rio Bravo. En raison de la présence de l'autoroute et d'une forte érosion Quaternaire, la limite Ouest du système est plus difficilement observable. Néanmoins, on peut observer un affleurement de socle au Nord-Ouest de l'autoroute (Figure 66). Cet éperon ferme la partie Ouest d'un rentrant de socle d'environ 1 km de large dans lequel vient se biseauter le système de Rio Bravo.

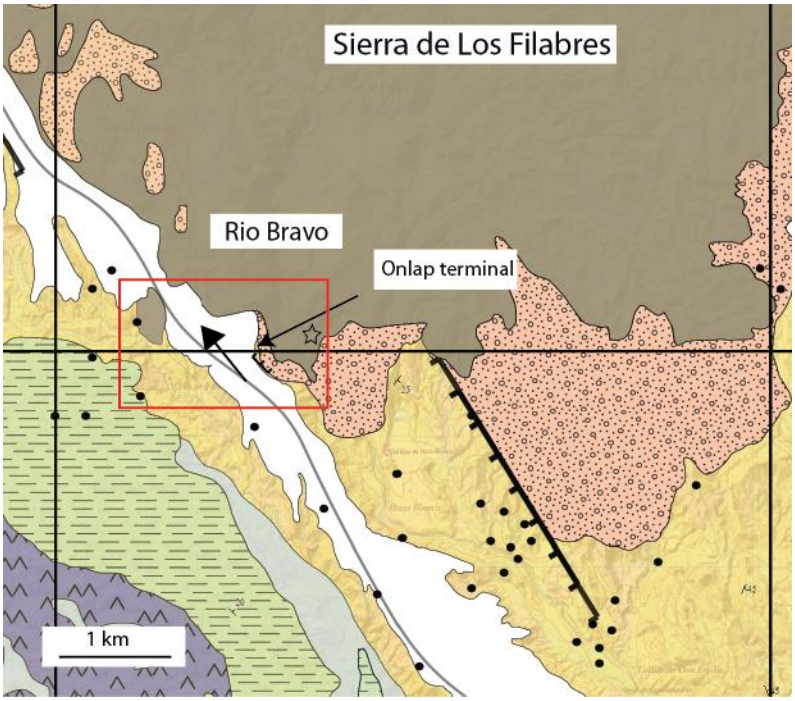


Figure 66 : Carte géologique de détails de la zone amont du système de Rio Bravo. Les encroutements de récifs coralliens sont indiqués par une étoile

Les affleurements les moins matures du Système du Rio Bravo ont été observé.
Cette zone amont a été analysée à l'apex du Rio Bravo où une falaise expose environ 80 m de série (Figure 67). Elle est caractérisée à sa base par la présence du socle et des conglomérats de base du bassin de Tabernas (Sérravalien Supérieur/ Tortonien Inférieur). Ces séries conglomératiques viennent en *onlap* contre les séries du socle (Figure 67). Lorsqu'elle est observable, leur stratification est fortement pentée vers le Sud (60-70 ° de pendage). Ces séries sont également présentes plus au Nord sous forme de patchs reposant sur les unités du socle (Figure 66).
Ces séries conglomératiques, ainsi qu'une partie des séries du socle, sont recouvertes d'un niveau de calcarénite (1-2 m d'épaisseur) riche en bivalves et pectens de taille centimétrique (Figure 67). Une datation par la mesure des isotopes du Strontium a été tentée sur des prélèvements mais n'a rien fourni de probant en raison d'une forte diagénèse. Un niveau de marne de 30 m maximum d'épaisseur recouvre l'ensemble des dépôts précédents (Figure 67). De rares turbidites de sable fin y sont présentes.
Les séries sédimentaires du système de Rio Bravo se déposent ensuite en *onlap* contre la série marneuse, suivant un contact le plus souvent érosif (Figure 67). Deux failles normale (N140-E) recoupent les dépôts de cette zone (Trait rouge pointillé - Figure 67). Ces failles entrainent un faible décalage vertical (<1 m). Leurs orientations suggèrent qu'elles seraient des failles conjuguées du grand système de failles normales à pendage Ouest à l'origine du horst formant la bordure Est du système du Rio Bravo.

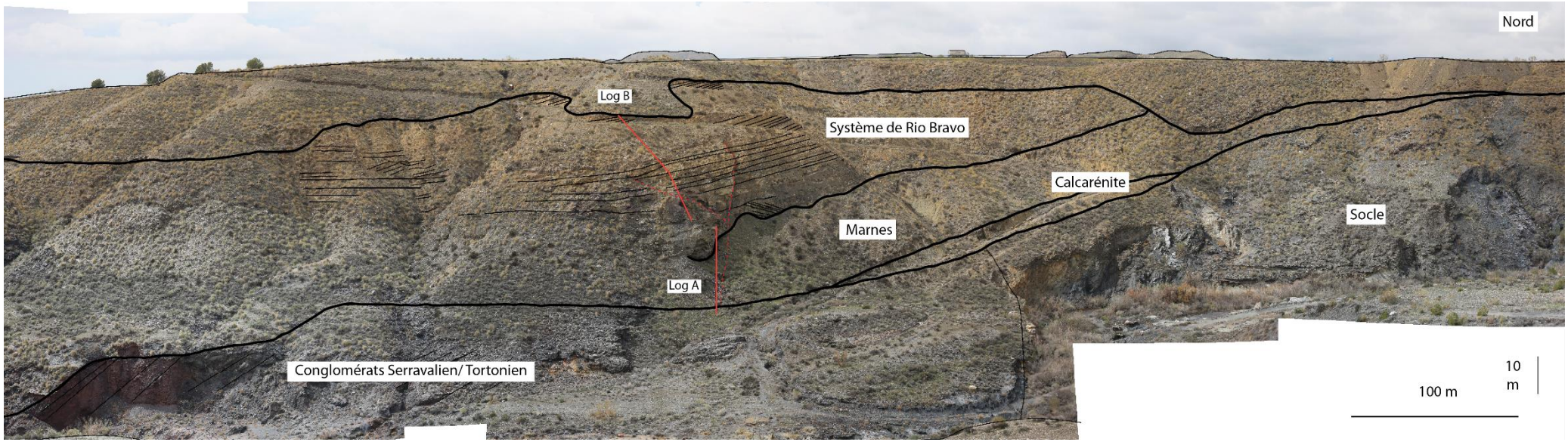
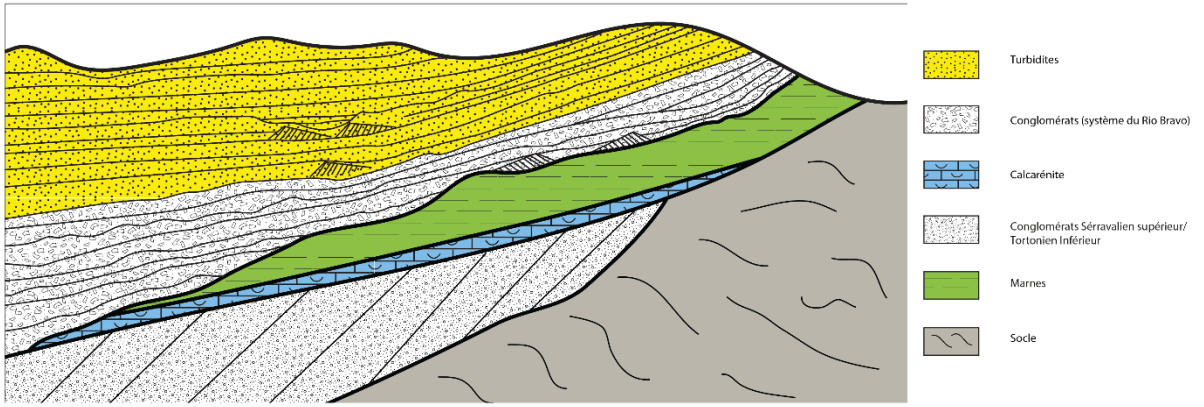


Figure 67 : A gauche, panorama habillé de la zone de Liano Dente, la plus amont du système du Rio Bravo. A droite, schéma illustrant la répartition des différentes unités lithologiques



Succession sédimentaire de la zone amont du Système du Rio Bravo

La succession sédimentaire caractérisant la mise en place du Système turbiditique du Rio Bravo est constituée de deux unités.

A la base sur environ 15 m, l'unité 1 est caractérisée par une amalgamation de niveaux de brèche à matrice sableuse de 1-3 m d'épaisseur (Log A, Figure 26). La densité apparente de blocs est d'environ 75-80 % avec des clastes peu matures en provenance des unités du socle. Leur taille moyenne est de 15-20 cm mais certains peuvent atteindre jusqu'à 1 m de diamètre. En montant dans la série, la proportion des niveaux de sable moyen et grossier tend à s'équilibrer avec les niveaux de brèche. Une alternance s'installe entre les deux types de dépôts. L'identification de rares imbrications de clastes indique une direction des paléo-courants du Nord vers le Sud.

La mise en place de ces niveaux de brèche aux comportements très érosifs ne présente pas d'organisation à l'exception de la mise en place de certains niveaux au contact des marnes à la base du système. Deux structures sont observables sur la surface, elles sont caractérisées par un alignement apparent des blocs vers le Nord à contre pente du sens des écoulements (Figure 67).

L'unité 2 est caractérisée par une alternance de deux types de séries. Le premier type de série est constitué de niveau de sable homogène, moyen à très grossier. Les bases des niveaux sont peu érosives et certains niveaux présentent un granoclassement normal (Log B, Figure 68). Leurs épaisseurs varient de 15/20 cm en moyenne mais pouvant atteindre 50 cm pour les plus épais. Cette série est recoupée par deux niveaux de brèche de faible épaisseur (< 1 m). Le plus épais est marqué par des clastes de socle épars pouvant atteindre 1 m de diamètre. Le second type de série est caractérisé par une alternance de niveaux marneux (10-15 cm) et de niveau de sable moyen homogène (5-10 cm), (Log B, Figure 68).

Les alternances entre ces deux types de séries s'effectue sur des intervalles d'environ 7 m d'épaisseur avec une dominance des séries à alternance marneuse, (4.5 m) par rapport au série de sable homogène amalgamé (Figure 68)

L'unité 2 présente localement des structures lenticulaires caractérisées par un bord long vers le Nord et un bord court vers le Sud. Pour chaque lentille les dépôts pendent vers le Sud (Figure 67). La taille exacte de ces structures n'a pas pu être évaluée en l'absence d'observation de leurs bases et de leurs sommets, mais elles affleurent sur environ 3 m de large avec des épaisseurs de 1.5 m. Elles sont constituées de facies de sable moyen à grossier homogène de 15/20 cm d'épaisseur. Leurs géométries caractériseraient des dunes dissymétriques

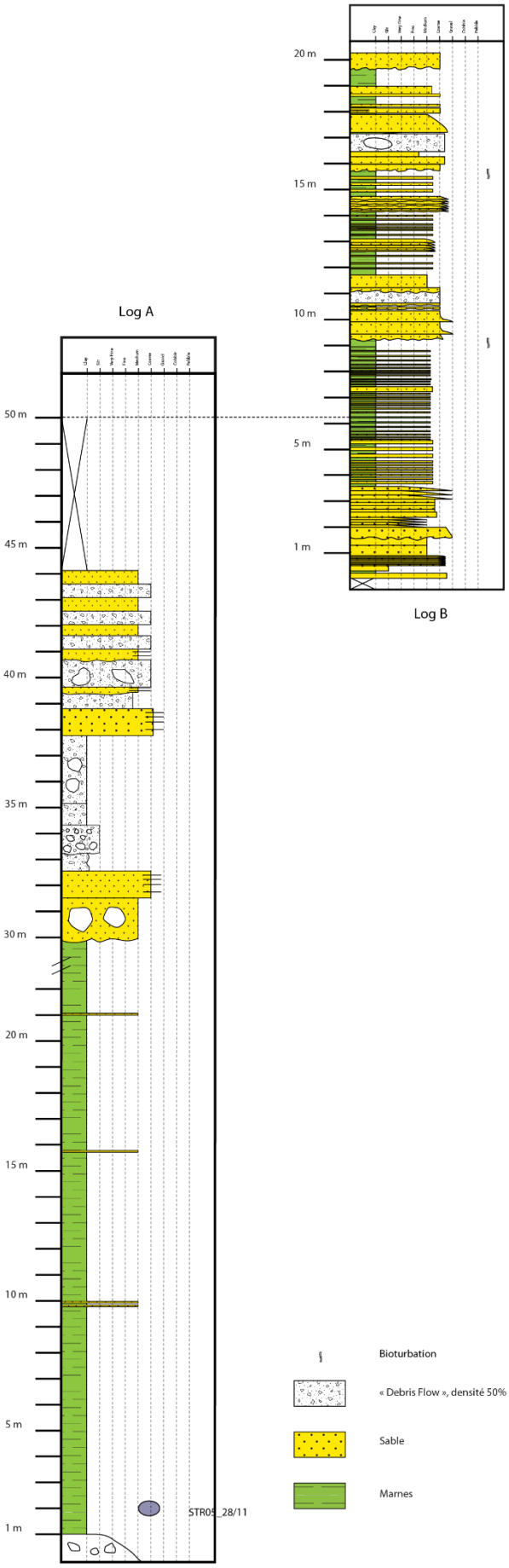


Figure 68 : Log A et Log B du système de Rio bravo. La localisation des logs est reportée Figure 67

b. Caractérisation de la zone intermédiaire du Système du Rio Bravo

Les seconds affleurements caractéristiques du Système du Rio Bravo se situent 1,5 km vers l'aval. Ils présentent la même succession sédimentaire avec, de la base au sommet, les conglomérats Serravallien/Tortonien, puis un niveau de marne, puis les dépôts du Système du Rio bravo. Dans le détail, le remplissage du système est constitué de 3 unités d'environ 30 m d'épaisseur.

A la base, l'unité 1 est dominée par des niveaux bréchiques de 1-2 m d'épaisseur. C'est l'équivalent longitudinal de l'unité 1 de la zone amont de Liano Dente. Les niveaux bréchiques présentent une matrice sableuse contenant des clastes de socle peu mature (80-85 %), de taille variable (20-30 cm en moyenne mais pouvant atteindre 2 m) mais plus grands que ceux observés dans l'unité 1 de Liano Dente. A l'exception d'un niveau présentant un granoclassement inverse à sa base et une concentration de clastes dans sa partie médiane, les autres niveaux ne présentent pas d'organisation remarquable.

L'unité 2 est dominée par des niveaux de sable moyen à grossier d'environ 1 m d'épaisseur en moyenne avec un « net to gross » de 87%. Elle est recoupée par 3 niveaux de brèche d'environ 2 m d'épaisseur et contenant des clastes peu matures de 15-20 cm de diamètre qui pourrait correspondre à des équivalents longitudinaux des niveaux de brèche recoupant l'unité 2 de Liano Dente.

L'unité 3 est marquée par la diminution de l'abondance des niveaux sableux (« net to gross » 48%) et par l'apparition d'intervalles marneux de plusieurs mètres d'épaisseur.

L'unité 2 et l'unité 3 présente des facies similaires à l'unité 2 de Liano Dente. Néanmoins aucune corrélation directe n'a pu être effectuée entre ces séries.

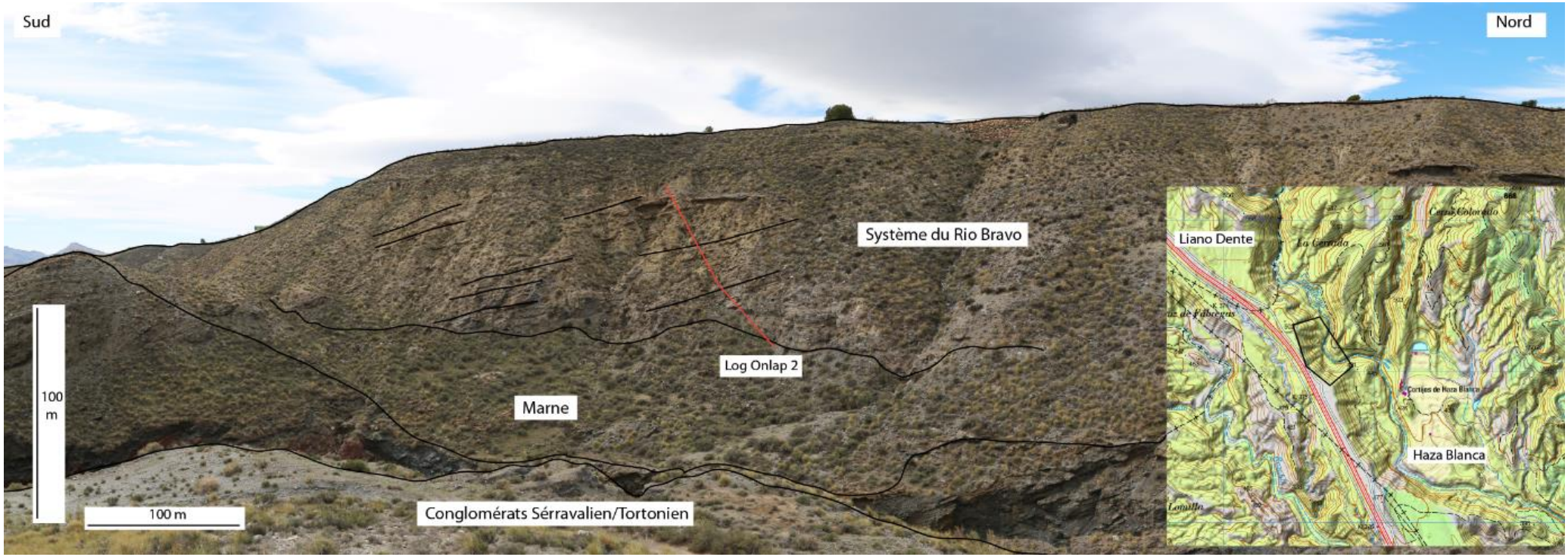


Figure 69 : Panorama habillé de la zone intermédiaire du système du Rio Bravo, illustrant la répartition des différentes unités lithologiques

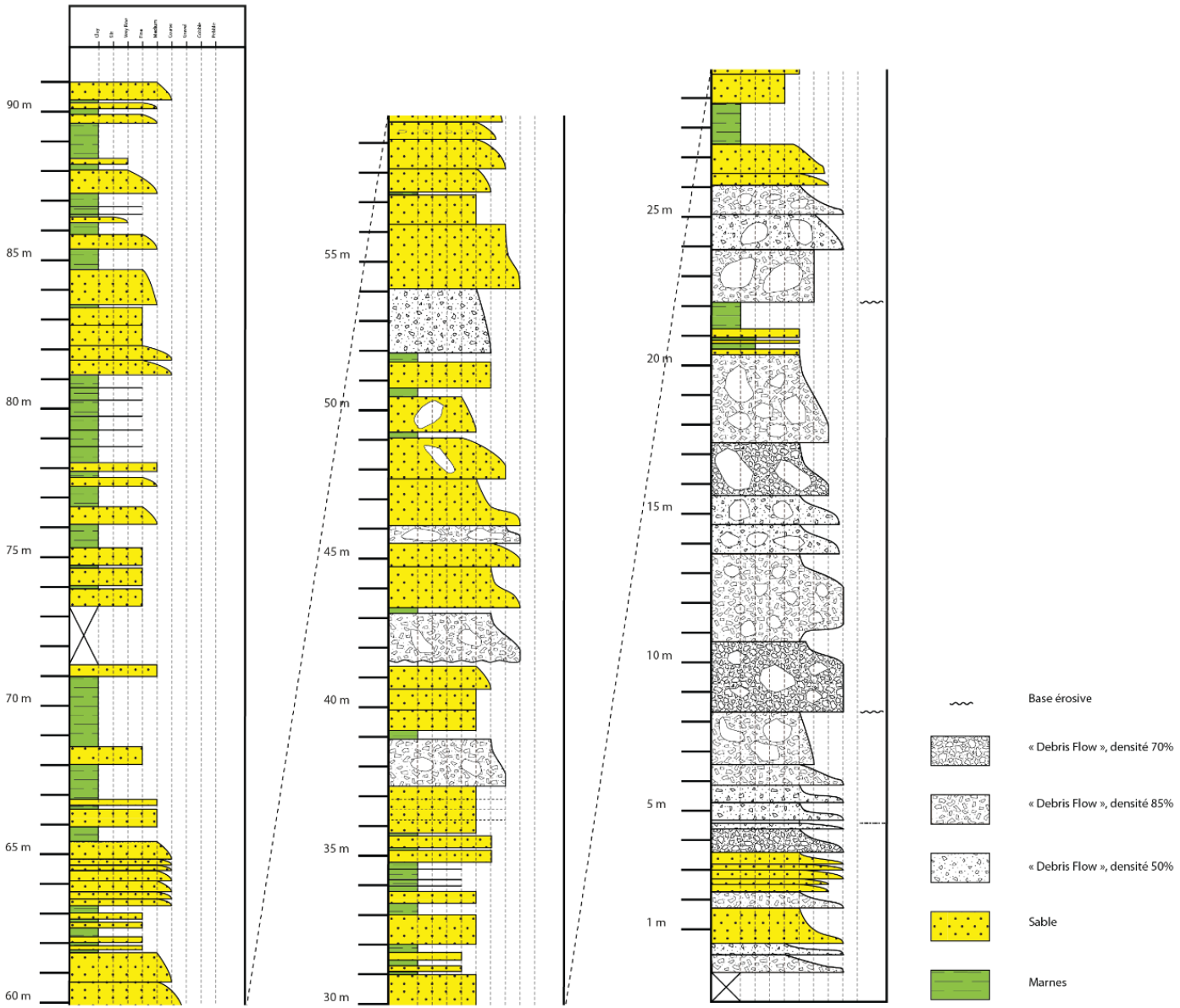


Figure 70 : Log Onlap 2 du système de Rio bravo. La localisation du log est reportée Figure 69.

c. Caractérisation de la zone avale du Système du Rio Bravo : Haza Blanca

La dernière section identifiée du Système du Rio Bravo se situe dans la zone dite de Haza Blanca, environ 4 km au Sud des affleurements de Liano Dente (Figure 71). La succession sédimentaire de la falaise de Haza Blanca qui se développe au toit de série marneuse consiste en une superposition régulière de bancs de sable moyen à grossier d'environ 15-20 cm d'épaisseur et d'intervalles marneux de 5-10 cm d'épaisseur (Figure 72). Les bancs de sable sont caractérisés par une base nette et de fréquent granoclassement normal. La plupart des niveaux sont homogènes mais quelques-uns présentent des structures de *traction carpet.* Ils sont organisés en passées strato-croissantes et strato-décroissantes de 2-3 m d'épaisseur, reparties uniformément dans la succession (Figure 72). Les mesures de paléo-courant déduites de stratifications obliques et d'imbrications sont peu nombreuses et indiquent des directions très variables vers N140 et N75 (Figure 72). Une mesure issue d'un *groove mark* indique une direction de N320.

Les dépôts de la zone de Haza Blanca sont affectés par une forte déformation. Ils viennent en contact avec un plan de faille de pendage apparent vers le Nord. Toute la série est basculée au niveau de la faille (Figure 71) : le pendage des bancs passe de 10° vers N275 au niveau de la zone intermédiaire du Système du Rio Bravo à 60° vers N275 au contact de la faille. Trois zones ont ainsi été discriminées par rapport à ce plan de faille (Figure 71) :

(1) En amont de la faille, la zone A est caractérisée par la présence d'un bombement de marne. Le flanc Sud de ce bombement se situe à la base des premiers niveaux basculés vers le Sud. Il est scellé par les séries à pendage de 10 ° vers le Sud. La qualité des affleurements ne permet pas d'observer des figures de déformation au sein de ces séries marneuses.
(2) En aval de la faille, la zone B est également caractérisée par un relief marneux. Les dépôts gréseux situés au Sud de ce relief viennent en *onlap* passif sur cette topographie (Figure 71). Le sommet du relief est caractérisé par des dépôts gréseux qui sont déformés et qui viennent s'imbriquer sous forme d'écaille sous le plan de faille (Figure 71).
(3) La zone C est marquée par des dépôts subhorizontaux. Ces dépôts sableux sont caractérisés par des dépôts de sable fin à moyen homogène d'environ 10 15 cm d'épaisseur en moyenne. Il présente un pendage et une direction (7° N270) similaire à celui des unités déposées plus en aval de la structure de Haza Blanca. L'âge de ces dépôts reste indéterminé mais sont anté Quaternaire. Ils viennent sceller la déformation de l'ensemble de la structure (Figure 71).

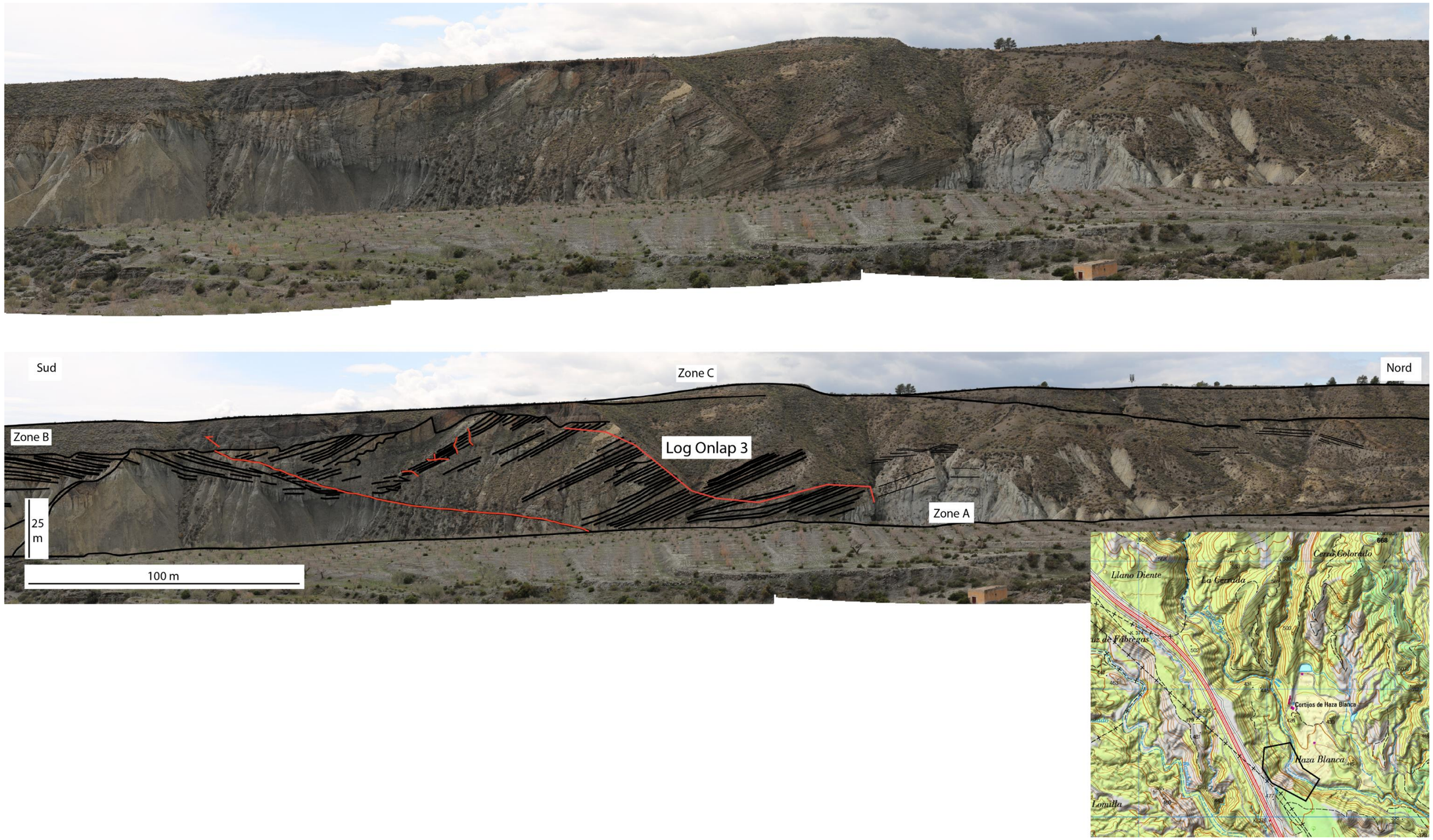


Figure 71 : Panorama interprété de la zone de Haza Blanca du Système du Rio Bravo,

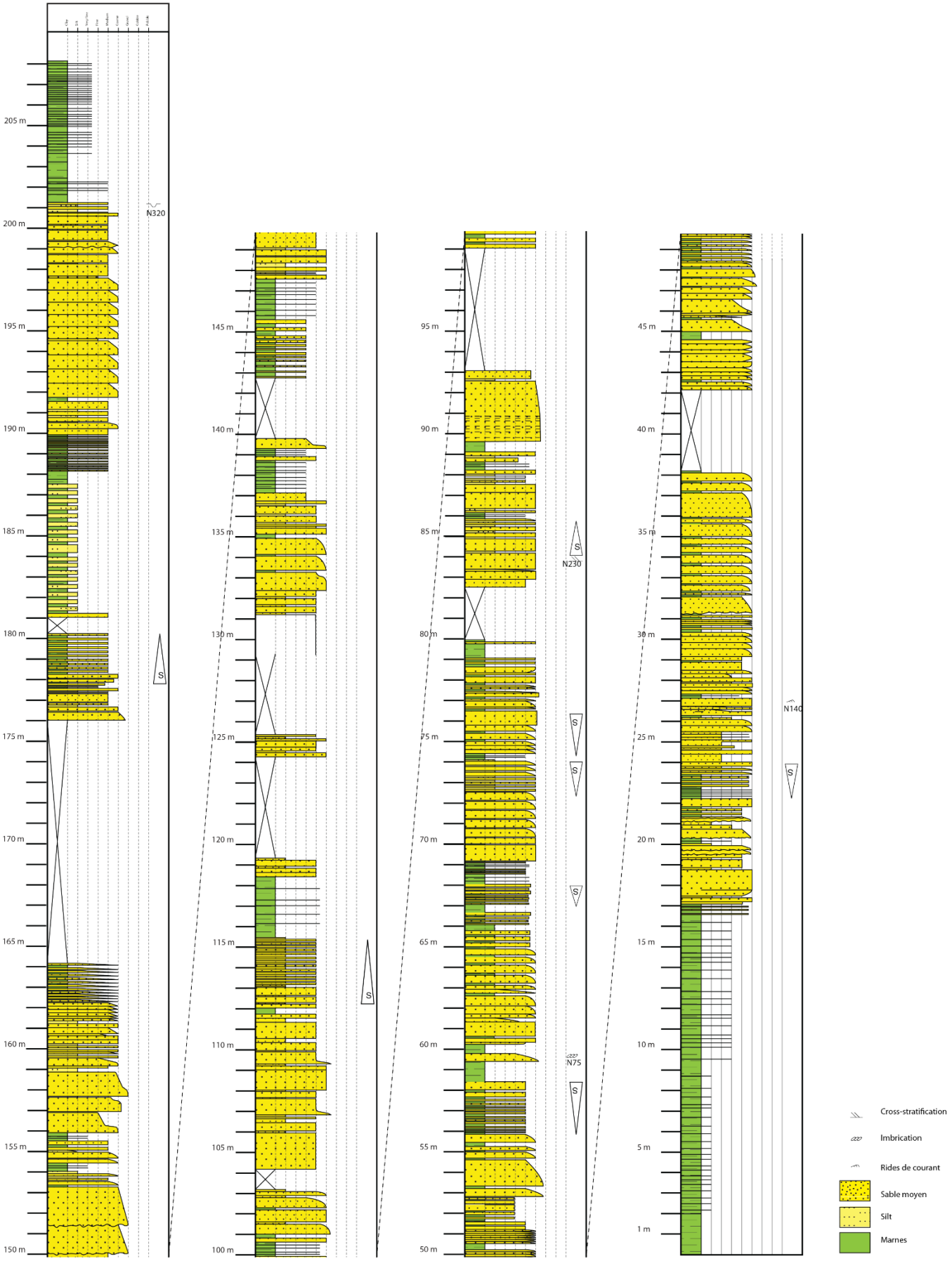


Figure 72 : Log Onlap 3 du système de Rio bravo. La localisation du log est reportée Figure 71

d. Interprétation du système de Rio Bravo

La zone amont du système de Rio Bravo est caractérisée par une géométrie de rentrant de socle, avec un relief positif plus marqué à l'Est (Figure 73). C'est au sein de se rentrant que le Système du Rio Bravo se construit au-dessus de niveaux marneux. La transition de facies longitudinal depuis des facies brèchiques en amont jusqu'au faciès à sables et turbidites fines de la zone de Haza Blanca atteste de l'organisation d'un système de faible extension (environ 2 km) bien que sa terminaison soit tronquée par une importante déformation.

Les observations étant restreintes sur un seul plan situé le long du rio Bravo, la caractérisation de l'architecture des dépôts reste sujette à discussion. Les dépôts béchiques de la base de la série sédimentaire de Liano Dente et que l'on peut observer sur la base de la zone intermédiaire pourraient correspondre à des dépôts de fan deltas proximal (similaire aux premiers dépôts marins du Tortonien inférieur) ou à des dépôts de comblement de canyon (comme suggéré par la présence d'un haut topographique à encroutement de récif corallien sur la marge Est de la zone de Liano Dente).

Le reste du remplissage sédimentaire marqué par une alternance de niveaux marneux et de turbidites fines pourraient correspondre à un faciès de levée, tandis que les passées de niveaux sableux amalgamés traduiraient la présence de corps chenalisés. L'alternance entre ces deux faciès marquerait une évolution en fonction de la distance avec l'axe d'écoulement.

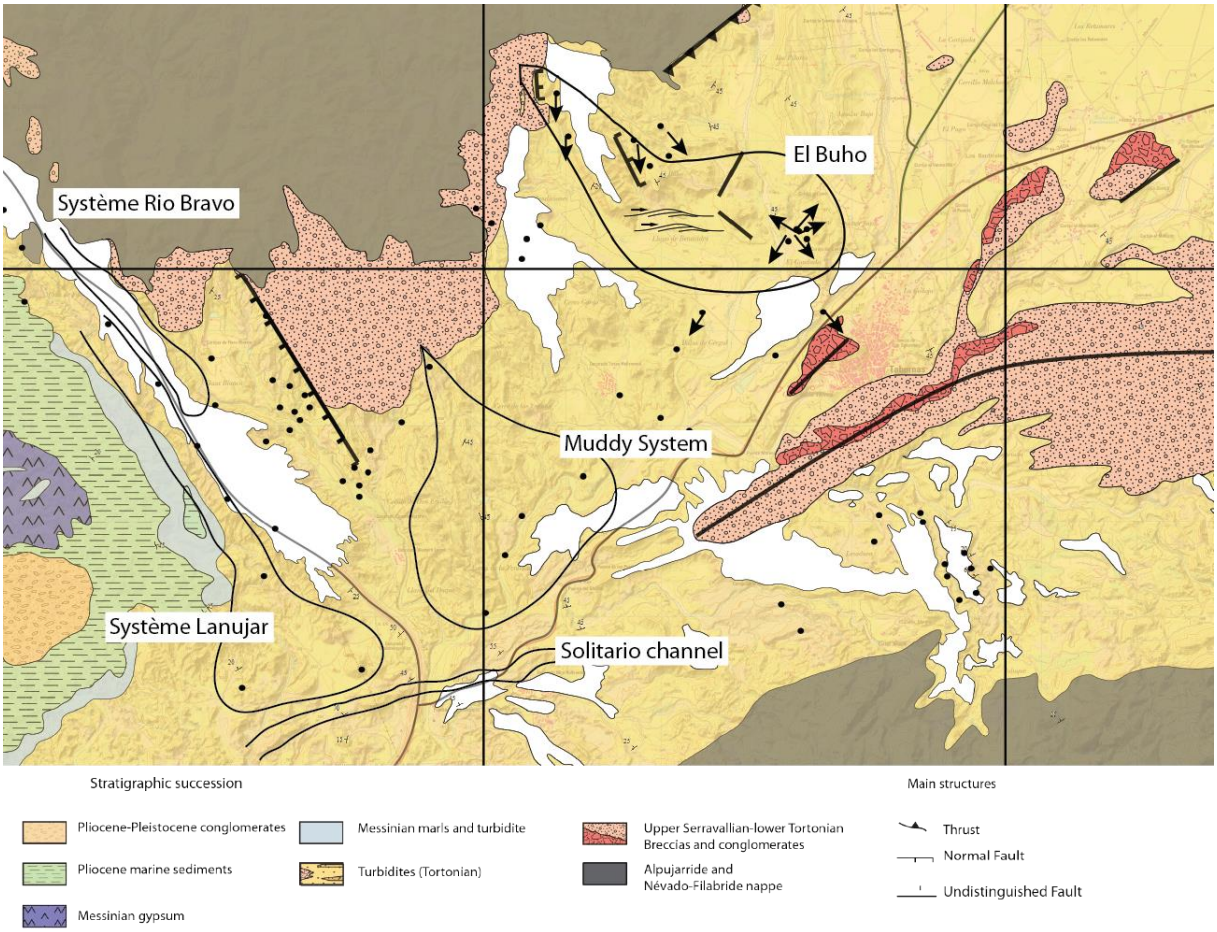


Figure 73 : Carte du Système turbiditique de Rio Bravo. Les flèches indiquent les directions de paléo-courants. Le muddy system et le solitario channel sont issus de la littérature (Kleverlaan 1989)

4. Synthèse intermédiaire sur les systèmes turbiditiques de Tabernas

Au cours de ce travail, deux nouveaux systèmes de dépôts jusqu'alors non décrits auparavant dans la littérature ont été identifiés dans le bassin de Tabernas : les systèmes de Rio Bravo et de Lanujar. Nous avons également pu reprendre et détailler l'organisation et la structuration du système d'El Buho précédemment décris par Kleverlaan (1989) et repris par Postma et al. (2014).

Les zones amont de ces systèmes s'inscrivent au sein de rentrants de socle le long de la marge Nord du bassin. Le contact avec les unités du socle apparait découpé par les systèmes de failles orientés N160. Ces failles provoqueraient la mise en place sur la marge Nord d'une morphologie dite « en touches de piano », formant des hauts topographiques encadrant des zones en dépression. L'emplacement et la construction des systèmes turbiditiques de la marge Nord du bassin apparaissent donc comme fortement contrôlés par ces morphologies de rentrant à terre et de dépression dans le bassin (Figure 74).

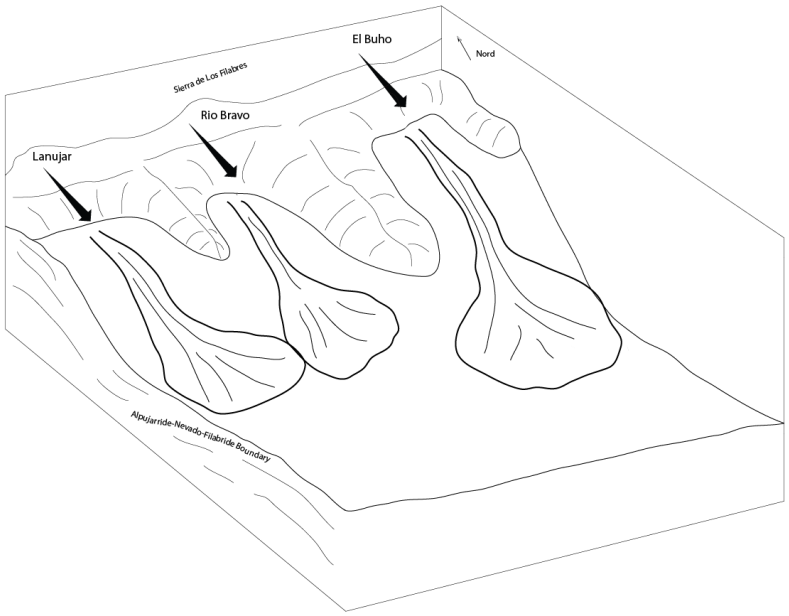


Figure 74 : Modèle 3D de distribution des systèmes d'El Buho, de Rio Bravo et de Lanujar au sein de rentrants de socle

Ce contrôle de la distribution des accumulations turbiditiques par des rentrants de socle apparait également le long de la marge Ouest Corse (Soulet (2016)). La cartographie des systèmes effectuée à partir de données bathymétrique et de réflectivité acoustique révèle que toutes les têtes des canyons sous-marins s'inscrivent dans des rentrants. Il n'y a pas de systèmes de chenaux-levées, ou bien peu développés à la base de la pente continentale. Dans la majorité des cas, il est donc possible d'observer une transition directe canyon/accumulation distale contrôlée par la zone de rupture de pente à la base de la pente continentale (Figure 75). Les accumulations distales ont de larges extensions spatiales et tendent à se rejoindre pour former un « tablier turbiditique » continu au pied de la pente continentale (Figure 75). Dans le bassin de Tabernas, les débouchés de canyons et plus globalement la base de la pente continentale sont marqués par des alternances de dépôts gréseux et marneux de grande

extension spatiale qui pourrait constituer un « tablier turbiditique » similaire en raison de l'interaction entre les systèmes du bassin du fait de son extension réduite.

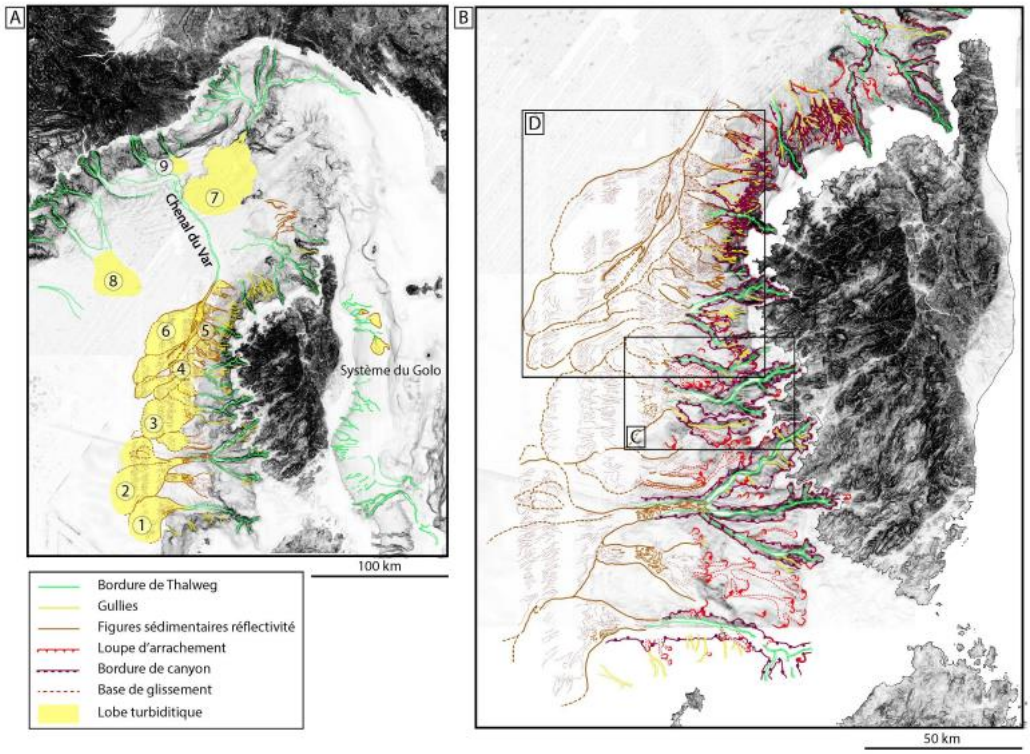


Figure 75 : Cartes illustrant la répartition des corps sédimentaires majeurs du bassin Ligure identifiées à partir des données de réflectivité. A : Carte Bathymétrique interprétée du bassin Ligure. B : Carte Bathymétrique interprétée de la marge ouest Corse, d'après Soulet (2016)

XV. Caractérisation des surfaces de biseaux turbiditiques du Système d'El Buho

Le Système d'El Buho a permis d'étudier 4 zones de biseaux turbiditiques présentant des composantes longitudinales et latérales. Ces zones de biseaux sont reparties depuis les affleurements de la Piedras de Gergal jusqu'au pied Nord de la falaise d'El Buho (Figure 76). Afin de mieux comprendre la mise en place de ces biseaux turbiditiques, 12 logs lithologiques ont été levés de proposer des corrélations longue distance. Lorsque cela était possible, une étude de détails à proximité de la surface de biseaux a également été réalisée. Quatre faciès ont été discriminés sur la zone afin de qualifier le remplissage sédimentaire de chaque zone de biseaux turbiditiques.

Je commencerai par définir les différents faciès identifiés sur les niveaux de biseaux, puis je caractériserai l'architecture et l'organisation de ces niveaux. Pour finir, je présenterai la répartition des différents faciès et leur organisation sur l'ensemble de la zone.

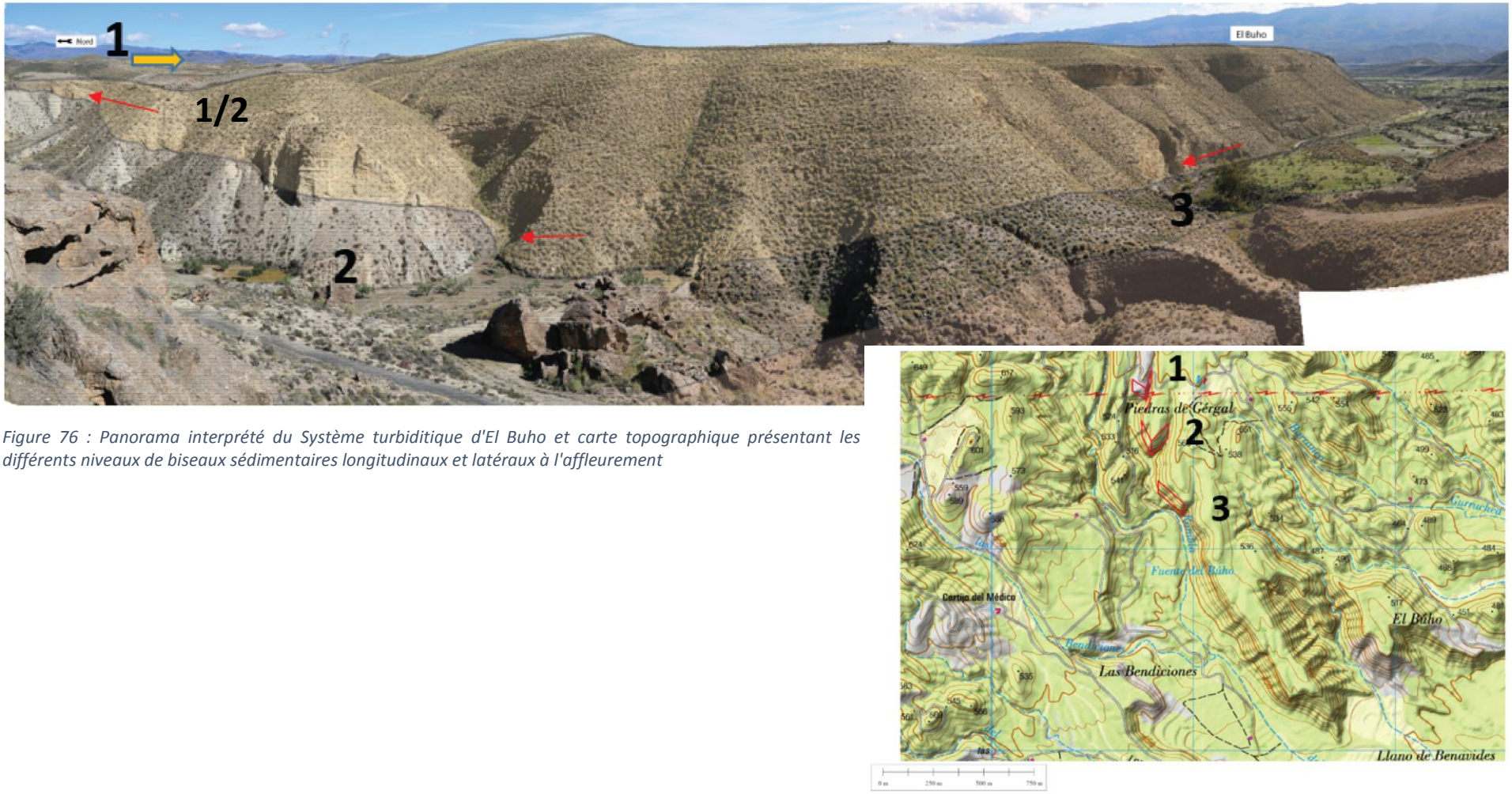


Figure 76 : Panorama interprété du Système turbiditique d'El Buho et carte topographique présentant les différents niveaux de biseaux sédimentaires longitudinaux et latéraux à l'affleurement

1. Caractérisation des faciès lithologiques

Quatre faciès ont été discriminés sur la zone amont de biseau turbiditique du Système d'El Buho : faciès de débrite *(type HC, type LC)*, faciès de sable grossier amalgamé, faciès de marnes et turbidites fines.

a. Faciès de débrite, type High Concentration (DHC)

Le faciès DHC correspond à des niveaux d'épaisseur métrique en moyenne, caractérisé par une densité apparente de clastes supérieure à 80% au sein d'une matrice sableuse (Figure 77). Ce sont surtout des clastes de socle accompagnés de quelques clastes de grès et de marnes déformées. Les clastes ont un diamètre moyen d'environ 15 cm et peuvent atteindre 1 m de diamètre (Figure 77). Ils présentent une forte angulosité et une faible maturité. Les bancs ne présentent pas d'organisation interne malgré quelques niveaux présentant une plus forte concentration de blocs dans leur partie médiane.

Ce faciès suggère un dépôt par des écoulements laminaires cohésifs de type coulée de débris *(Mulder and Alexander 2001).* La très forte concentration en clastes suppose une faible maturité de l'écoulement où l'incorporation de fluide est encore limitée.

Figure 77 : Photographies interprétées du faciès DHC

b. Faciès de débrite, type Low Concentration (DLC)

Le faciès DLC correspond à des niveaux d'épaisseur très variable (15-20 cm à métrique) caractérisé par une densité apparente de clastes d'environ 50-75% (Figure 78). Comme dans le faciès DHC, il est constitué en majorité de clastes de socle. Les clastes de marne déformés y sont par contre plus abondants. Les clastes ont un diamètre moyen inférieur à 5-10 cm mais là encore avec fréquemment des clastes de taille supérieure (Figure 78). Ils présentent une forte angulosité mais leur maturité est plus grande que celle des clastes du faciès DHC. La présence de clastes allongés est plus fréquente. Ils peuvent s'organiser sous forme d'alignements ou d'imbrications. La matrice de ce faciès présente une forte teneur en sable.

Le sommet des bancs est parfois marqué par la présence d'un niveau de sable moyen à grossier, plutôt homogène et présentant un granoclassement normal. Son épaisseur varie très rapidement en fonction de la morphologie du toit des bancs sous-jacents, suggérant un dépôt en comblement.

Ce faciès suggère également un dépôt par des écoulements laminaires cohésifs de type coulée de débris (Mulder and Alexander 2001), mais la plus faible concentration en clastes et la teneur plus élevée en matrice suppose une incorporation de fluide plus forte au sein de l'écoulement. Le niveau sableux sommital serait co-génétique de la débrite sous-jacente (Haughton et al. 2009).

Figure 78 : Photographies interprétées du faciès DLC

c. Faciès de sable grossier amalgamé (SGA)

Le faciès SGA correspond à des niveaux de 5 cm à plus de 1 m d'épaisseur de sable moyen à grossier, bien triés, présentant des limites basales et supérieures nettes et un granoclassement peu développé voir absent (Figure 79). On observe régulièrement des alignements de particules plus grossières interprétés comme du *traction carpet (Lowe 1982)*. Ce type de faciès s'observe fréquemment en transition avec les faciès de débrite mais on peut également les retrouver intercalés au sein du faciès de marnes et turbidites fines décris ci-dessous.

Ce faciès serait associé au passage d'un écoulement concentré à hyperconcentré. Il correspondrait à l'équivalence des termes Ta définis par Bouma (1962).

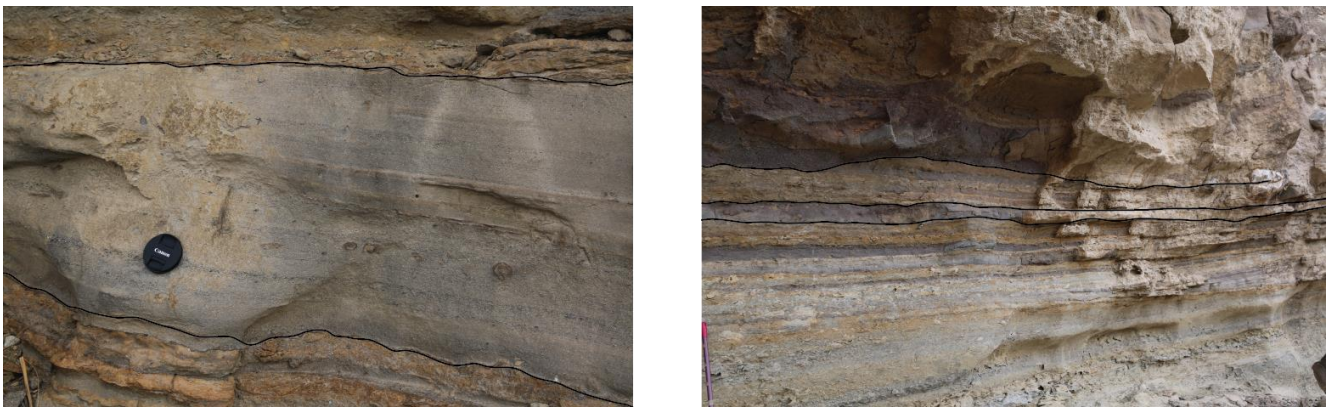


Figure 79 : Photographies interprétées du faciès SGA

d. Faciès de marne et turbidites fines

Ce faciès regroupe les bancs de marne isolés ainsi que les niveaux constitués de l'alternance de bancs de marne de 10-15 cm d'épaisseur et de bancs de sable moyen à grossier de 5-10 cm d'épaisseur (Figure 80). Ces niveaux ne présentent pas de structures sédimentaires, néanmoins les affleurements présentaient fréquemment une forte altération rendant difficile une observation détaillée.

Ce faciès correspond à une alternance de dépôts hémipélagiques et de turbidites de type Ta-Tb (Bouma 1962). Dans ce contexte et sans plus d'information sur la géométrie générale de ces dépôts, il ne peut véritablement être interprété comme la construction de levées (Mutti and Normark 1991). Néanmoins il peut être considéré comme un dépôt de transition latérale des faciès précédent (DHC, DLC et SGA).

Figure 80 : Photographie interprétée du faciès de marnes et turbidites fines

2. Niveau de biseaux 1 du Système turbiditique d'El Buho

La zone de biseaux la plus amont identifiée dans le Système d'El Buho se situe au niveau des affleurements de la Piedras de Gergal (Figure 76). Dans ce secteur, le Système d'El Buho vient se biseauter sur des marnes sus-jacentes au socle.

Les affleurements de ce secteur se répartissent le long d'une gorge encaissée orientée Nord-Sud. En raison de la difficulté d'accès et d'étude des affleurements, deux zones particulières ont fait l'objet d'une analyse détaillée. La zone 1 se situe sur la face Ouest de la gorge Nord-Sud et la zone 2 se situe sur la face NNW-SSE, sub-perpendiculaire à la direction de la gorge (Zone 1- Zone 2-Figure 81). La zone 1 présente des affleurements longitudinaux par rapport à l'axe d'apport Nord-Sud du Système d'El Buho. La zone 2 d'orientation NNW-SSE permet de caractériser l'évolution latérale des dépôts par rapport à l'axe d'apport.

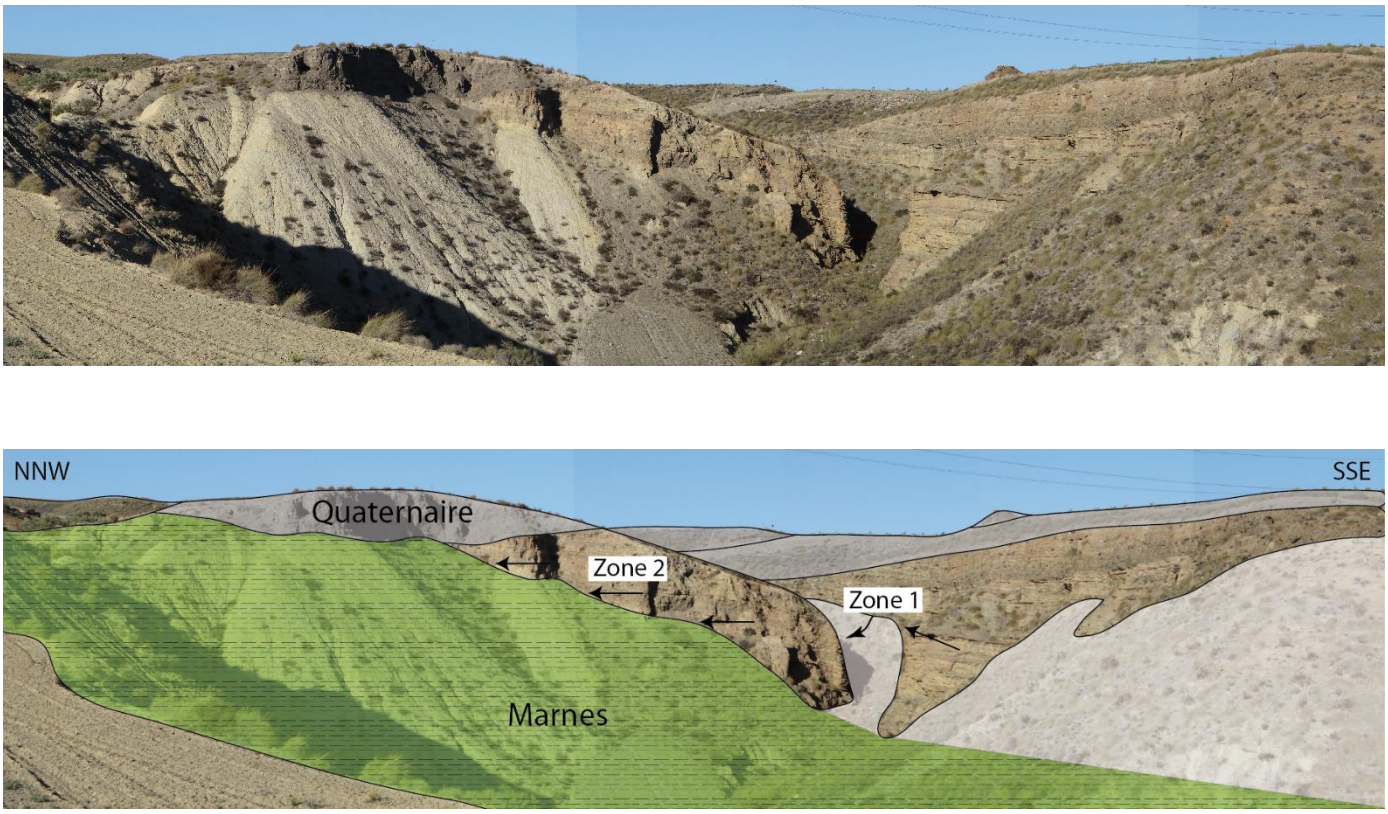


Figure 81 : Panorama interprété du niveau de biseaux 1 du Système d'El Buho (affleurements de la Piedra de Gergal)

a. Caractérisation des affleurements de la zone 1 (niveau de biseaux 1)

Evolution verticale

La succession sédimentaire a été décomposée en deux unités.

La base de la succession est composée de niveaux de brèche dominés par les faciès DHC et DLC sur environ 20 mètres (Figure 82). Le détail de la répartition des faciès DHC et DLC n'est pas accessible sur cet affleurement. La taille des clastes varie du cm à quelques dizaines de centimètres pour les éléments les plus grands. Ils sont directement dérivés du Nord et des unités de socle de la Sierra de Los Filabres. Des niveaux sableux de faible épaisseur peuvent s'intercaler entre des brèches mais leur extension spatiale reste limitée : ils viennent en comblement de la topographie du sommet des brèches sous-jacentes et ils sont érodés par la base des brèches sus-jacentes (Figure 82).

Le sommet de la succession est dominé par le faciès SGA sur environ 5-6 m d'épaisseur. L'épaisseur des bancs de sable varie d'environ 30 à 50 cm.

Evolution horizontale

L'orientation des affleurements de cette zone permet d'observer le biseau longitudinal de la série basale sur les marnes sous-jacentes, sur une distance d'environ 50 m et une épaisseur d'environ 10 m (Figure 82).

Longitudinalement, on observe aussi une évolution des faciès lithologiques. Du Nord au Sud, ce sont d'abord les faciès DHC et DLC qui dominent, avec seulement deux niveaux sableux intercalés (Figure 82) puis ce sont des bancs de faciès SGA qui sont plus abondants. Ces niveaux sableux ne sont pas en transition longitudinale des faciès de débrite mais ils viennent draper ou se biseauter contre le toit des dépôts bréchiques. Ceci suggère des phases multiples de dépôt alternant entre des coulées de débris et des écoulements concentrés/hyperconcentrés.

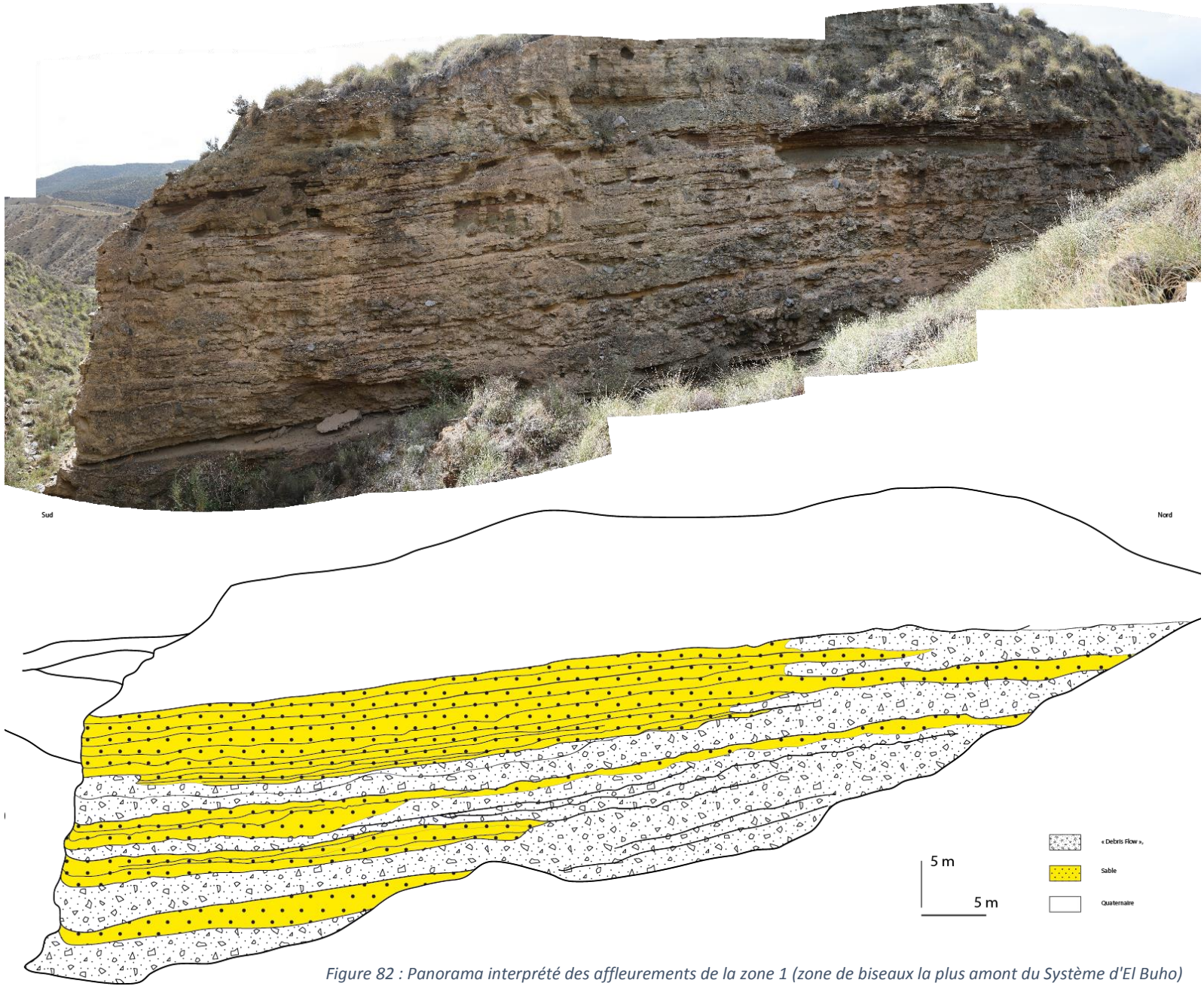


Figure 82 : Panorama interprété des affleurements de la zone 1 (zone de biseaux la plus amont du Système d'El Buho)

b. Caractérisation des affleurements de la zone 2 (niveau de biseaux 1)

La zone 2 de biseaux de la Piedras de Gergal se situe selon une orientation NNW-SSE où environ 50 m de série se biseautent sur une distance d'environ 70 m, ce qui témoigne au moins localement d'une pente forte du contact. Huit logs sériés ont été levés au sein de la série mais une faille située dans la partie Ouest de l'affleurement tronque les corrélations des derniers niveaux et seul 50 m d'évolution latérale ont pu être étudiés. A l'exception du Log 2, l'ensemble des logs a pour base la surface de biseau constitué des marnes sous-jacentes.

Malgré le levé de 7 logs espacés latéralement de moins 10 m (Figure 83), seuls quelques bancs ont pu être suivis physiquement et utilisés comme repère d'un log à l'autre et seuls deux bancs ont pu être corrélés au-delà de deux logs. Ce manque de corrélation illustre le caractère érosif et l'absence de continuité latérale des bancs au sein de cette zone et aussi une possible obliquité par rapport aux apports.

Les logs 1 et 2 ont été corrélés par l'identification du sommet d'un niveau de débrite de type DHC (Surface I -Figure 83). Ce niveau d'environ 5 m d'épaisseur passe progressivement à une débrite de type DLC de 50 cm d'épaisseur. Cette variation d'épaisseur et de faciès s'effectue sur moins de 15 m. De plus, les bancs situés sous ce niveau de débrite sont caractérisés sur le log 1 par des faciès SGA et sur le log 2, par 6 niveaux de débrite (type DLC) d'environ 90 cm d'épaisseur dont on ne retrouve pas l'équivalence sur le log 1.

Les logs 2 et 3, espacés d'environ 12 m, ont été corrélés par le niveau de débrite situé au sommet du log 2 et que l'on retrouve à la base du log 3 (II-Figure 83). Il est caractérisé par un faciès de type DHC sur le log 2, et il évolue vers un faciès de type DLC sur le log 3 sans variation notable d'épaisseur.

Les logs 3 et 4, espacés d'environ 8 m, ont été corrélés par l'identification de deux surfaces (surface III et surface IV-Figure 83). La surface III se situe à la base d'un niveau de débrite DLC d'environ 60 cm sur le log 3, dont le faciès ne change pas sur le log 4 mais dont l'épaisseur se réduit à 45 cm. La seconde surface (surface IV) marque la transition entre le sommet de la débrite associée à la surface III et un niveau de faciès SGA. Cette surface permet de suivre l'amincissement du faciès SGA d'environ 1 m sur log 3 à 30 cm sur le log 4. Environ 1,2 m de série du log 4 constitués d'un niveau SGA et d'un niveau DLC ne s'observent pas sur le log 3.

Les logs 4 et 5, espacés d'environ 6 m, ont été corrélés par la continuité de la surface IV identifié entre les logs 3 et 4 (surface IV-Figure 83). Les 2 m de série situés sous cette surface sur le log 4 sont constitués de deux débrites DLC et d'un intervalle sableux. Ces séries ne sont pas présentes sur le log 5 où l'on observe qu'une débrite DHC d'environ 1 mètre d'épaisseur. Elle pourrait correspondre à une variation latérale de faciès de la débrite DLC située juste sous la surface de corrélation sur le log 4 mais les observations de terrain n'ont pas permis de certifier cette évolution.

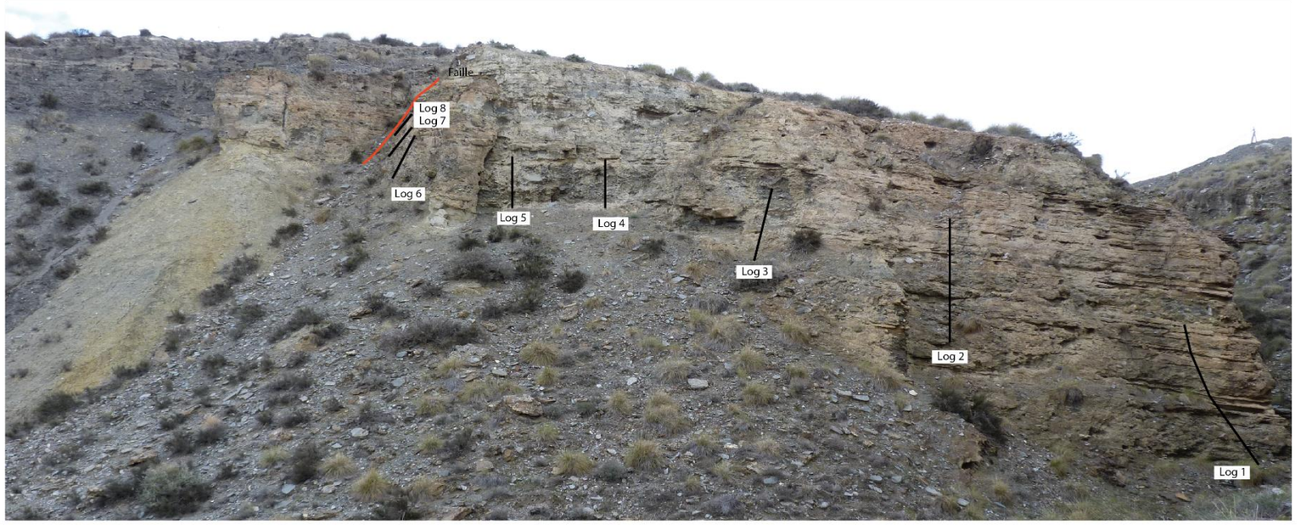
Les logs 5 et 6, espacés d'environ 5 m, ont été corrélés à l'aide de deux surfaces (surface V, VI-Figure 83). La surface V se situe à la base du log 5 et du log 6. Sur le log 5, cette surface est surmontée d'un niveau de débrite DHC d'environ 1 m d'épaisseur puis d'une débrite DLC d'environ 50 cm d'épaisseur.

Sur le log 5, la surface VI se situe à la transition entre le niveau de débrite DLC de 50 cm d'épaisseur et un niveau de débrite DHC d'environ 2 m d'épaisseur.
Sur le log 6, les surfaces V et VI encadrent un niveau de débrite DHC d'environ 30 cm surmonté d'un niveau sableux d'environ 25 cm et fortement érodé.

Les logs 6 et 7, espacés d'environ 6 m, ont été corrélés à l'aide de deux surfaces (surface VII et VIII-Figure 83). La surface VII marque la base d'un niveau sableux sur le log 6 et elle se corrèle avec la base d'un niveau de débrite DHC sur le log 7. La seconde surface (VIII) marque la base d'un niveau de débrite DHC d'environ 80 cm d'épaisseur dont on retrouve l'équivalent sur le log 7 sur environ 50 cm mais avec la présence de clastes de plus grande taille (20-25 cm contre 10-15 cm sur le log 6). Les 3 m de série de débrites DHC situés entre ces deux surfaces sur le log 6 sont condensés sur 1,5 m de débrites DHC sur le log 7. La taille des clastes diminue du log 6 vers le log 7.

Les logs 7 et 8, espacés d'environ 2,5 m, ont été corrélés à l'aide de la surface VIII. Le niveau de débrite DHC situé sous la surface se retrouve sur le log 7 et le log 8 sans variation notable. Les niveaux situés au-dessus de la surface VIII sont constitués sur le log 7 d'un niveau de débrite (DLC), tandis que sur le log 8, ils correspondent à un niveau de sable amalgamé de 40 cm d'épaisseur fortement érodé au sommet par un niveau de débrite (DLC). Ils ne se corrèlent pas entre les deux logs.

NNW



SSE

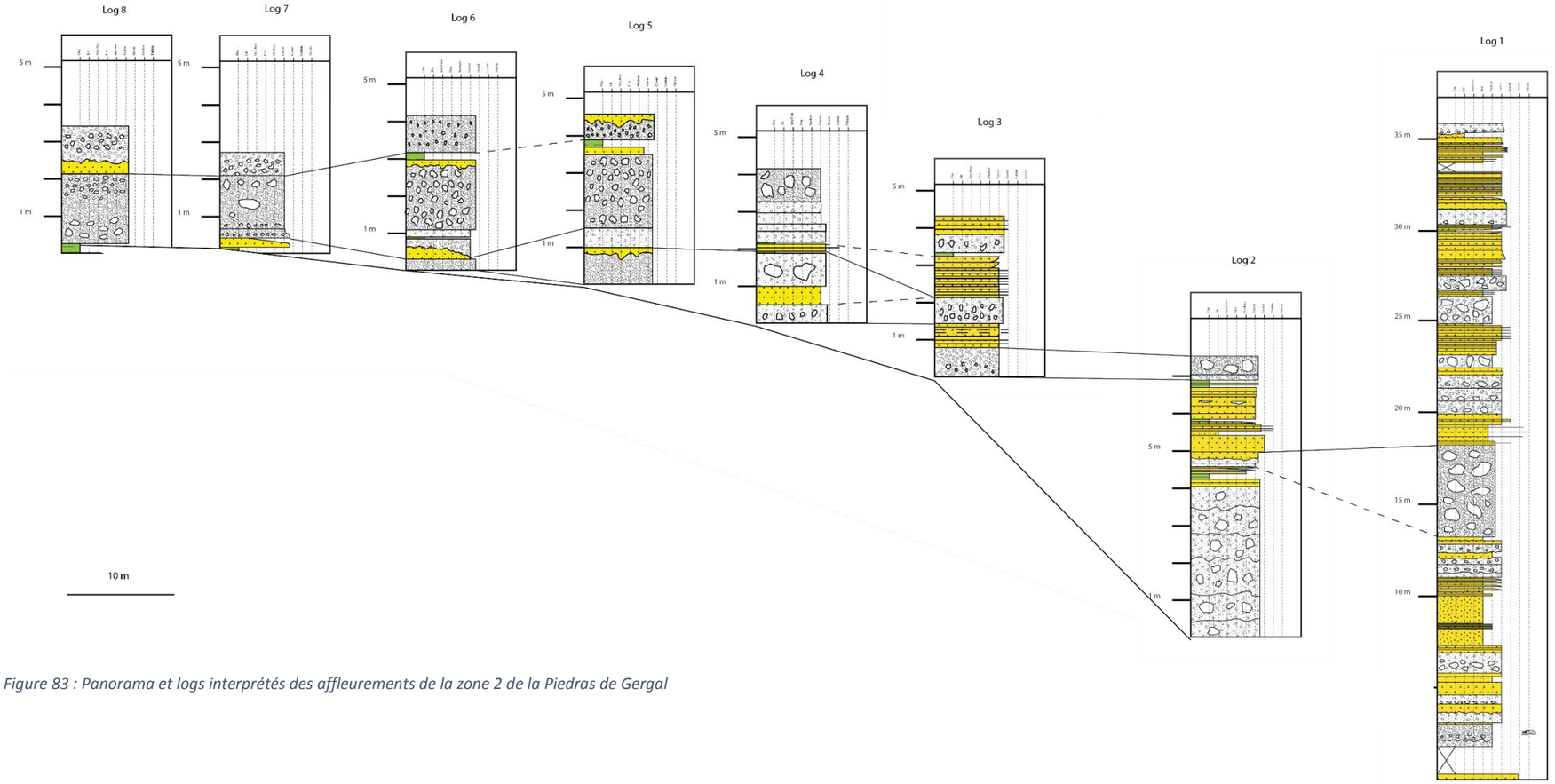


Figure 83 : Panorama et logs interprétés des affleurements de la zone 2 de la Piedras de Gergal

3. Niveau de biseaux 1/2 du Système turbiditique d'El Buho

La seconde zone de biseaux identifiée dans le Système d'El Buho se situe environ 150 m en aval des affleurements de la Piedras de Gergal (Figure 76). Dans ce secteur, 5 m de série du Système d'El Buho se biseautent au sein des marnes. Une étude de détails basée sur 4 logs a été réalisée (Figure 84).

Depuis le log 1 jusqu'au log 4, environ 4 m de série turbiditique se biseautent contre les marnes sur une distance de 10 m et selon un axe Nord–Sud correspondant à l'axe longitudinal de transport (Figure 84).

Dans le détail, les logs 1 et 2 ont été corrélés par l'identification de 4 surfaces (Figure 84).
La première surface à la base du log 1 relie la base d'une série sableuse (SGA), de 1,2 m d'épaisseur et constituée de sable grossier entrecoupé de passées de gravier, à la base d'un niveau de sable grossier de 40 cm d'épaisseur sur le log 2 (Figure 84). Les passées de gravier ne sont plus observables sur le log 2. Le sommet du niveau de sable de 40 cm n'a pu être corrélé avec le sommet de la série de SGA du log 1.
La seconde surface corrèle la base d'un niveau de débrite (DLC) de 50 cm d'épaisseur avec un niveau de sable grossier à fin de 20 cm d'épaisseur (Figure 84). La troisième surface corrèle le sommet d'un niveau sableux de 40 cm avec le sommet d'un niveau de débrite (DLC) de 70 cm d'épaisseur.
Les deux surfaces marquent ainsi un intervalle constitué sur le log 1 d'un dépôt de débrite (DLC) surmonté d'un intervalle marneux et d'un dépôt de sable, et sur le log 2 d'un niveau de sable grossier à fin surmonté d'un niveau de débrite. Cette transition s'effectue sur une distance longitudinale (Nord-Sud) d'environ 3 m.
La quatrième surface marque la base d'un niveau de débrite (DHC) de 1,4 m d'épaisseur et comprenant des clastes de 35-40 cm de diamètre sur le log 1 (Figure 84). Sur le log 2, ce dépôt s'épaissit jusqu'à 1,7 m. Il présente alors des clastes de 15-20 cm au maximum, les plus grands étant concentrés dans le premier tiers basal du dépôt.

Les logs 2 et 3, distant de 3 m, ont été corrélés par l'identification de 5 surfaces (Figure 84).
La première surface, dans la continuité de celle corrélant les logs 1 et 2, corrèle la base d'un niveau sableux. Ce niveau s'amincit jusqu'à atteindre 15 cm sur le log 3.
Entre la première et la seconde surface, 1,4 m de série ne sont pas corrélables entre les logs 2 et 3. Cet intervalle ne mesure que 50 cm sur le log 3. Par corrélation de faciès, la base du niveau de débrite (DLC) du log 2 est corrélée avec la base d'un niveau similaire sur le log 3, son épaisseur se réduisant de 60 cm à 30 cm.
La seconde surface marque la base d'un niveau de débrite DHC décris précédemment sur le log 2. Ce banc ne se retrouve pas sur le log 3 où l'on peut observer deux niveaux de débrite (DLC-70 cm, DHC-70 cm) séparés par un fin niveau de marne.
La seconde et la troisième surface marquent la base et le sommet d'un intervalle de marne et turbidites de 60 cm d'épaisseur qui passe en transition latérale à un dépôt de débrite DHC de même épaisseur.
La quatrième surface marque la limite nette entre un dépôt de débrite DHC de 35 cm et un dépôt de SGA, de 20 cm d'épaisseur sur le log 2. Ce niveau de SGA passe à un dépôt sableux

en comblement au toit d'une débrite DHC sur le log 3. Le niveau de débrite DHC du log 2 se biseaute avant le log 3.

Le dépôt sableux de SGA s'observe également sur le log 4 où sa base permet de corréler les logs 3 et 4 (Figure 84). Entre ces deux logs distants de 3 m, l'intervalle entre la surface de biseau et le sommet du log 3 de 2,5 m d'épaisseur se réduit à 60 cm sur le log 4.

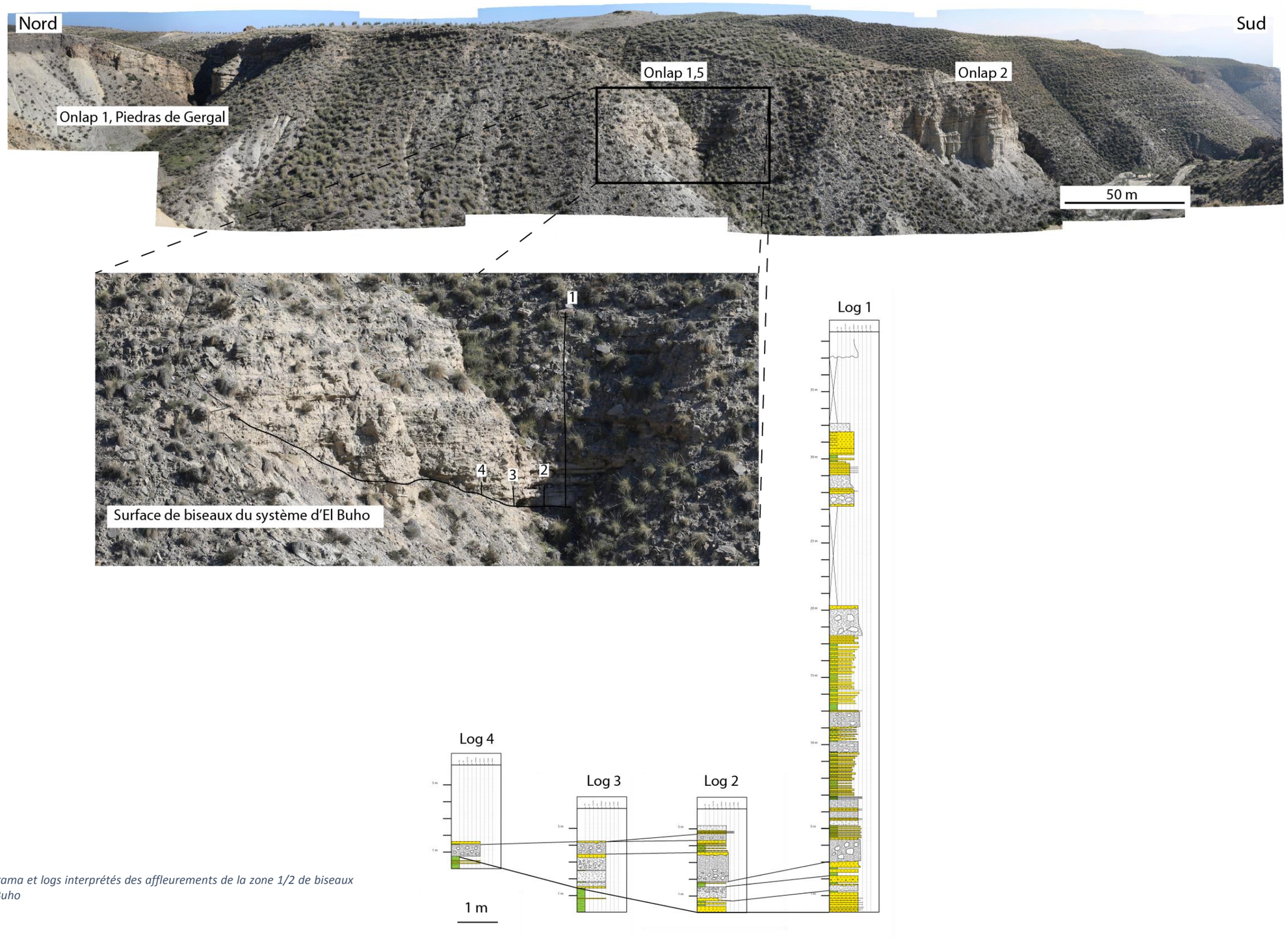


Figure 84 : Panorama et logs interprétés des affleurements de la zone 1/2 de biseaux du Système d'El Buho

4. Niveau de biseaux 2 du Système turbiditique d'El Buho

La zone de biseaux 2 du Système d'El Buho se situe 200 m en aval de la zone 1/2 (Figure 76). Comme la zone amont de la Piedras de Gergal, elle présente plusieurs orientations d'affleurement s'organisant autour d'un vallon qui découpe le flanc du Système d'El Buho sur environ 50 m (Figure 85).

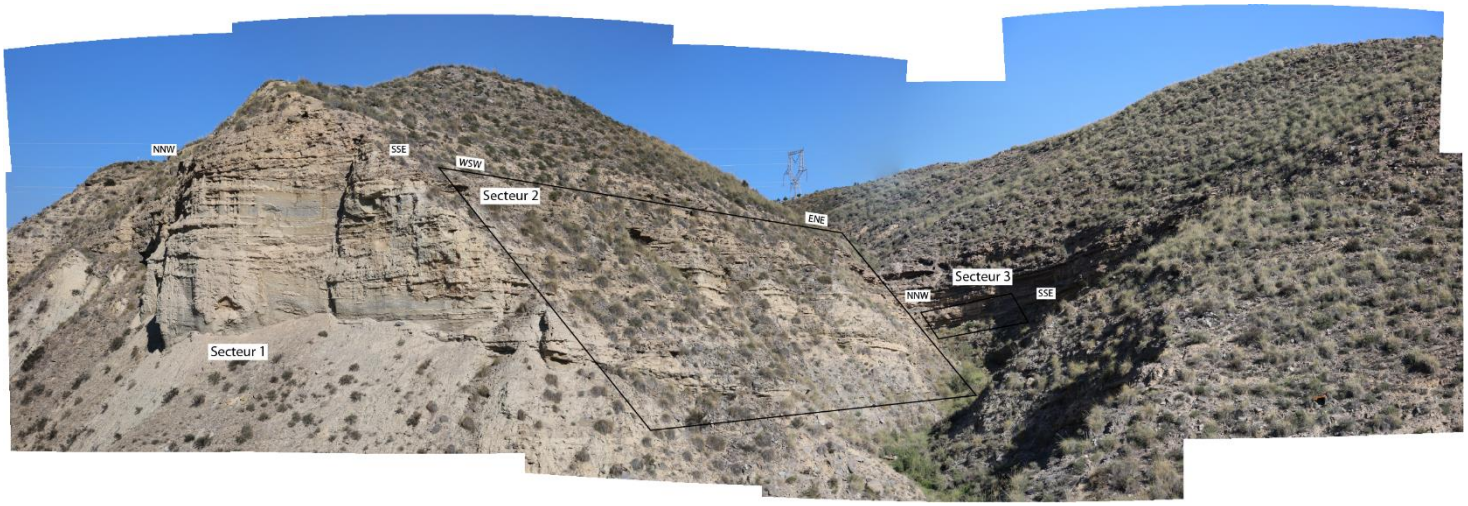


Figure 85 : Panorama présentant les différents secteurs d'affleurement de la zone de biseaux 2 du Système d'EL Buho

Six logs ont été levés sur cette zone et nous reviendrons sur leurs caractérisations de détail ultérieurement. Les mesures de paléocourants (imbrication de clastes) indiquent une direction de transport du Nord vers le Sud.

a. Caractérisation des géométries de dépôt du secteur 1

Le secteur 1 est situé au Nord, à l'entrée de la ravine de la zone de biseaux 2 du Système d'El Buho. Il permet de caractériser la bordure Ouest de cette zone. Ces affleurements se présentent sous la forme d'un panorama orienté NNW-SSE qui permet l'étude de l'évolution de 50 m de série turbiditique sur une distance de 50 m (Figure 85-Figure 86).

La pile sédimentaire est marquée par une géométrie présentant à sa base des niveaux à faible pendage vers le Sud correspondant au pendage général apparent du Système d'El Buho. Ces niveaux sont surmontés d'une structure en demi-lentille de 10 m d'épaisseur (Figure 86). La base de cette structure est caractérisée par une surface qui semble recouper et éroder les niveaux sous-jacents. Le comblement de la structure est constitué dans sa partie inférieure de niveaux plus riches en clastes et correspondant probablement aux faciès DLC ou DHC. Dans sa partie supérieure, il est caractérisé par des niveaux sableux, probablement du faciès SGA. Ces niveaux viennent en *onlap* contre la surface de base. La structure est ensuite scellée par environ 10 m de niveaux sableux qui se déposent dans la continuité de ceux comblant la structure. La suite de la pile sédimentaire est marquée par une seconde structure en lentille de taille plus réduite, présentant une incision d'environ 5 m. L'ensemble de cette incision est comblé par un faciès riche en clastes, correspondant au même faciès que la base du comblement de la première structure (DLC ou DHC).

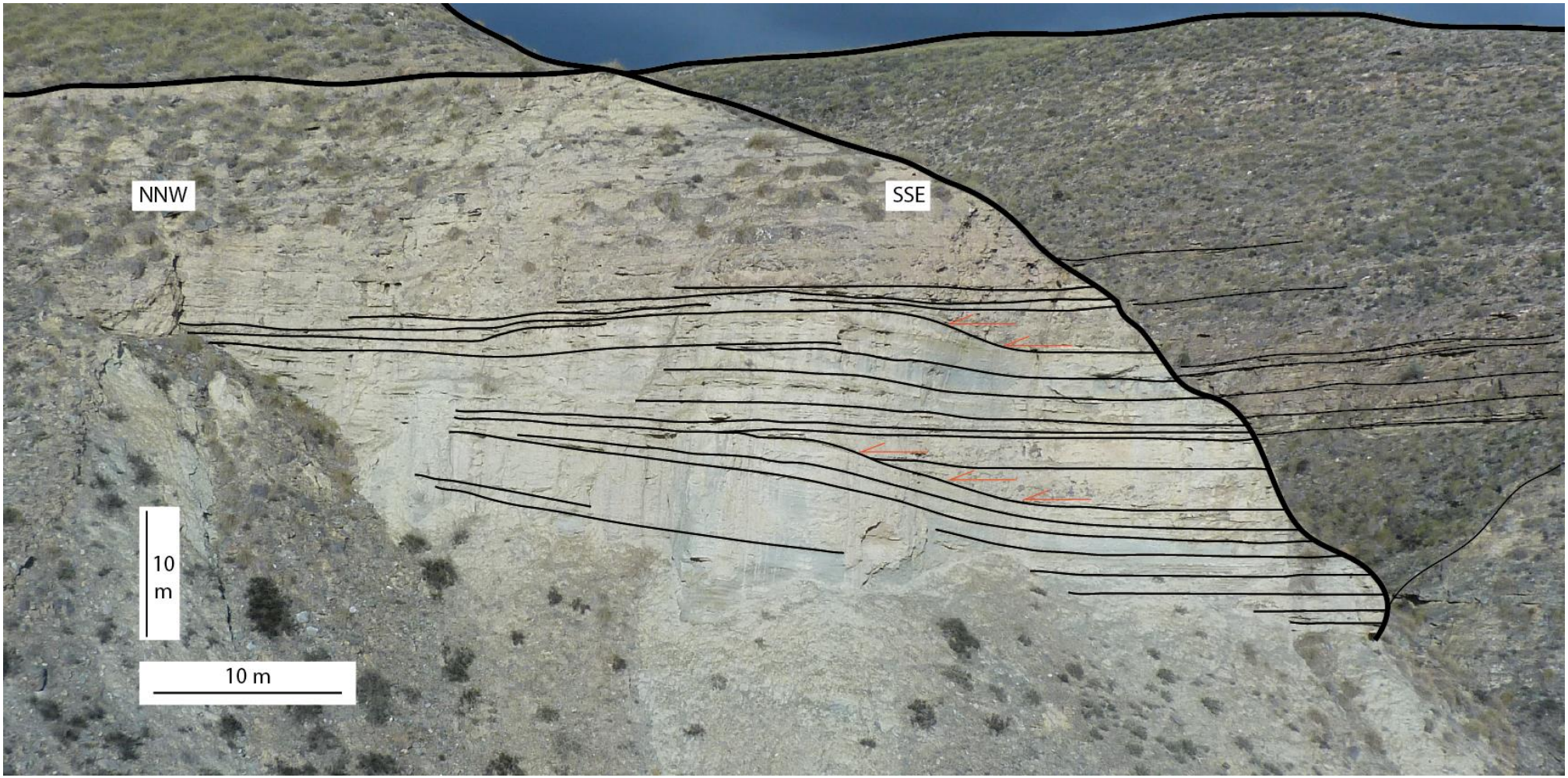


Figure 86 : Panorama interprété du secteur 1 de la zone de biseaux 2 du Système d'El Buho

c. Caractérisation des géométries de dépôt du secteur 2

Les affleurements du secteur 2 se situent sur le flanc Nord du vallon recoupant le Système d'El Buho. Il permet l'étude d'environ 50 m de série sur un transect de 50 m de long. En raison de la présence de dépôts quaternaires et d'une altération forte de l'affleurement, la surface de biseau située au contact des marnes et des premiers dépôts du Système d'El Buho n'est pas clairement identifiable. Néanmoins, l'orientation WSW-ENE du panorama permet d'étudier la structuration interne des dépôts selon une direction perpendiculaire aux écoulements.

Les affleurements de ce secteur sont marqués par l'apparition de niveaux lenticulaires interprétés comme des niveaux de chenalisation des écoulements. Les niveaux chenalisés présentent des morphologies ainsi que des remplissages variables, avec des largeurs de quelques mètres jusqu'à une dizaine de mètres. Les niveaux les plus étroits sont caractérisés par les profondeurs d'incision les plus fortes, d'environ 3-4 m, et ils se concentrent sur le côté Ouest du panorama.
Ces niveaux chenalisés se développent au sein de niveaux centimétriques de sable présentant une stratification subhorizontale. Le détail de ces niveaux non apparents sur le panorama seront développés ultérieurement avec l'étude des logs levés sur le secteur.

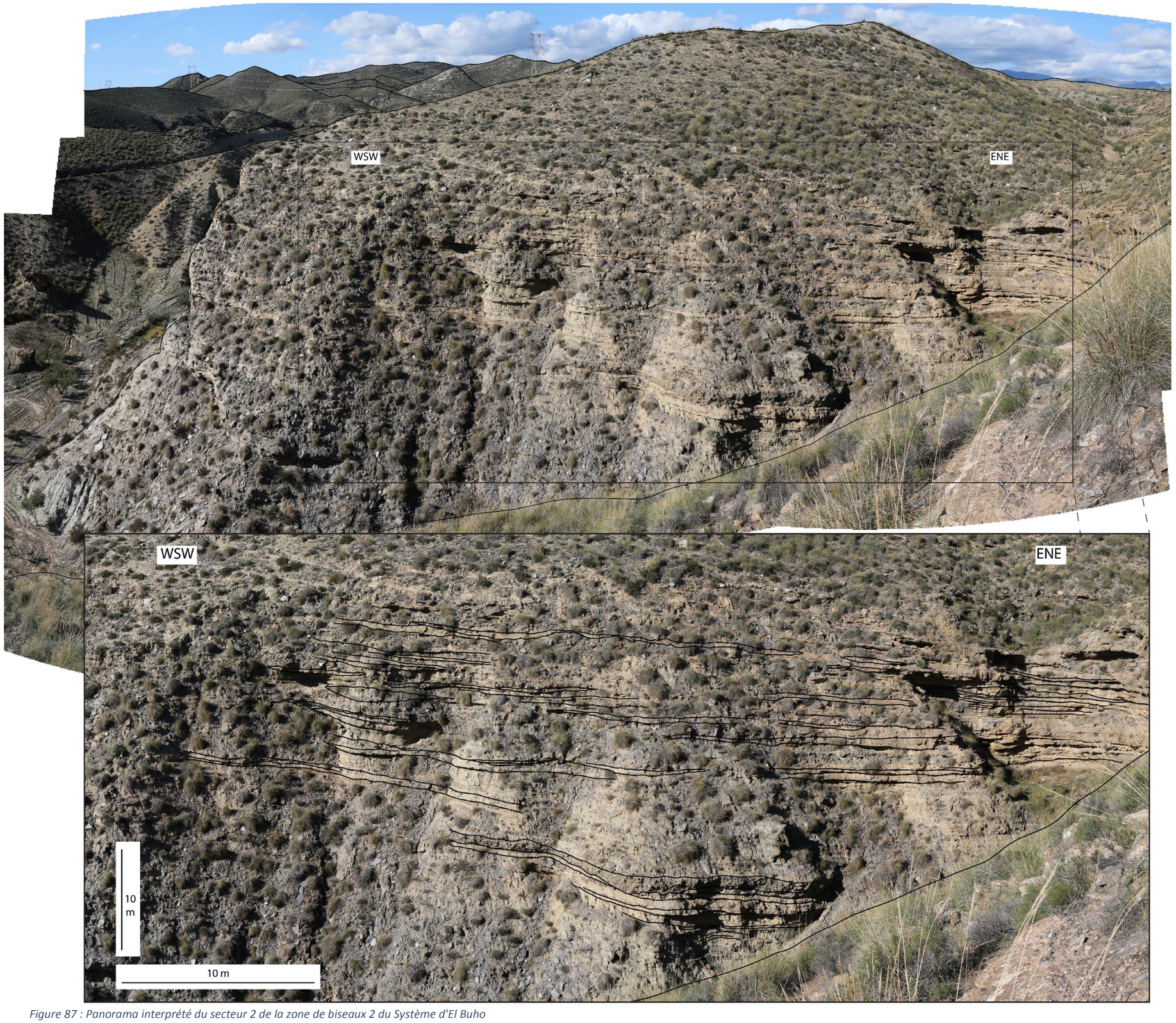


Figure 87 : Panorama interprété du secteur 2 de la zone de biseaux 2 du Système d'El Buho

d. Caractérisation des faciès des secteurs 1 et 2

Six logs ont été levés dans les secteurs 1 et 2. Par soucis de représentation, leurs projections ont été placées sur un plan 2D (Figure 88).

En raison de l'absence de continuité des bancs, seules deux surfaces de corrélation ont pu être identifiées entre respectivement les logs 6, 7, 9 et les logs 8, 9 (Figure 88). Les logs 5 et 10 situés à l'extérieur du vallon n'ont pu être corrélés directement avec les autres logs. Le pendage général du Système d'El Buho étant inférieur à 5°, nous l'avons assimilé localement à un pendage subhorizontal ce qui a permis de replacer les logs 5 et 10 avec les autres en fonction de leurs altitudes respectives (équivalentes à leurs niveaux stratigraphiques).

En l'absence de corrélations physiques entre les logs, une étude générale de la répartition des faciès pour chaque log a été réalisée.
Le log 5 est composé à 43% de faciès de débrite avec une répartition équivalente entre les faciès DHC et DLC (Figure 88). Le reste du log est composé à 32% de marne et turbidites fines et à 25% de faciès SGA.
Le log 6 présente une répartition équivalente entre les faciès de sable amalgamé (40%) et les faciès de débrite (39% dont 15% DLC et 24% DHC). Les marnes sont moitié moins représentées que les autres faciès (21%) (Figure 88).
Le log 7 est dominé par les faciès de débrite (55% dont 16% DLC et 39% DHC) (Figure 88). Le faciès de marne et turbidites fines est très présent sur ce log (34%).
Le log 8 présente une répartition similaire à celle du log 7 avec 58% de débrite et 31% de marne et turbidites fines, mais il se différencie par une plus forte proportion du faciès DHC (37%) par rapport au faciès DLC (21%), (Figure 88).
Le log 9 est caractérisé à 54% par les faciès de débrite avec une très forte proportion du faciès DLC (40%), (Figure 88). Le reste du log se répartit entre le faciès de sable amalgamé (24%) et celui de marne et turbidites fines (22%).
Le log 10 est dominé par le faciès de débrite, avec 70% de DLC et 14% de DHC (Figure 88). Les 16% restant sont répartis entre le faciès de marne et turbidites fines (9%) et le faciès SGA (7%).

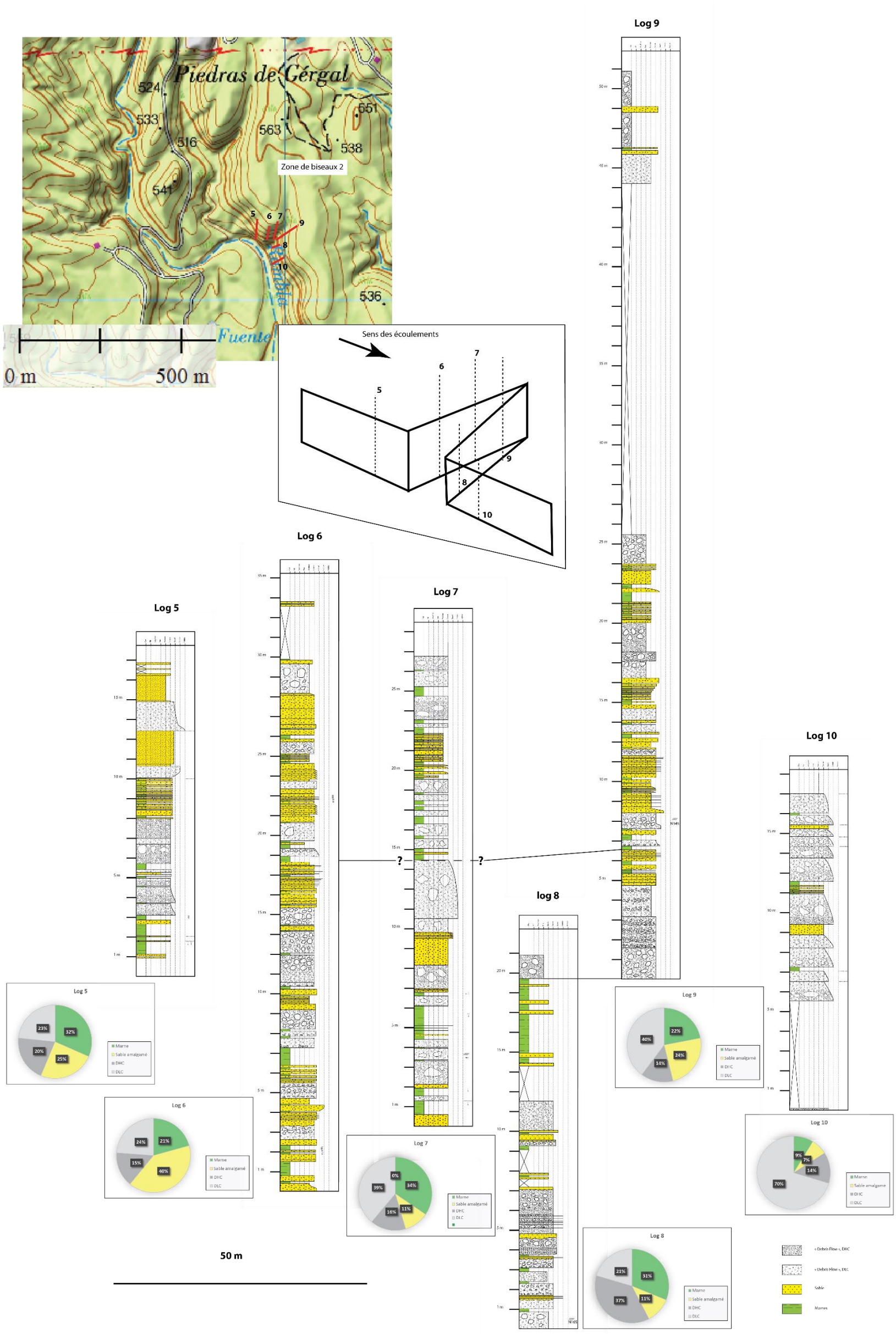


Figure 88 : Corrélation des logs des secteurs 1 et 2 de la zone de biseaux 2 du Système d'El Buho. La répartition en pourcentage des différents faciès a été calculée sans prendre en compte les intervalles de lacune de chacun des logs.

e. Caractérisation des géométries et des faciès du secteur 3

Les affleurements du secteur 3 ont été étudiés à partir de 5 logs de 2 m, ce qui a permis de suivre l'évolution de 5 niveaux sur une distance latérale de 25 m, contrairement aux précédents logs de détail où seules des surfaces avaient pu être corrélées entre les logs (Figure 89).

Le premier niveau identifié se corrèle depuis le log 2 jusqu'au log 4 (Figure 89). Il n'a pu être identifié sur le log 1 en raison des conditions d'affleurement mais son biseau a été observé entre le log 4 et le log 5. Ce niveau présente une évolution graduelle de son faciès de l'amont vers l'aval, depuis un faciès DHC sur le log 4 vers un faciès de DLC présentant une concentration en clastes plus forte à sa base sur le log 2. Cette transformation des dépôts traduirait une incorporation de fluide au sommet de l'écoulement, ce qui diluerait la concentration en clastes au sein de la coulée de débris (Haughton et al. 2009). Cette transformation s'accompagne d'un épaississement du niveau, depuis une vingtaine de centimètres sur le log 4, jusqu'à 40 cm sur le log 2.

Le second niveau identifié se corrèle depuis le log 1 jusqu'au log 4 (Figure 89). Il est constitué sur le log 1 d'un banc de sable grossier amalgamé de 35 cm d'épaisseur. Sur le log 2, il est constitué d'une débrite de type DHC de 30 cm présentant à sa base une concentration plus faible en clastes. Sur les logs 3 et 4, il est constitué d'un faciès de débrite DHC, de respectivement 20 cm et 10 cm.

Comme le second, le troisième niveau est caractérisé sur le log 1 par un niveau de sable amalgamé de 35 cm (Figure 89). Sur le log 2, il s'épaissit jusqu'à 50 cm et son faciès évolue vers une débrite DLC. Sur le log 3, son faciès et son épaisseur ne varient pas mais la base du dépôt s'enrichit en clastes de 20 cm de diamètre. Sur le log 4, le troisième niveau présente une épaisseur similaire à celle du log 3 mais son faciès change en une débrite DHC.
Le biseau de ce niveau a pu être observé entre les logs 4 et 5.

Le quatrième niveau se corrèle depuis le log 1 jusqu'au log 4 (Figure 89). Il est constitué d'un faciès de sable grossier sur l'ensemble des logs. Son épaisseur d'environ 20 cm ne varie que sur le log 3 où elle est réduite à 10 cm.

Le cinquième et dernier niveau est le seul niveau corrélable sur l'ensemble des logs (Figure 89). Sur le log 1, il est constitué d'un niveau de sable grossier de 40 cm. Sur le log 2, son épaisseur augmente légèrement à 45 cm et son faciès change en une débrite DLC. Sur les logs 3 et 4, ce niveau retrouve un faciès de sable grossier mais son épaisseur diminue à 30 cm (log 3) et à 20 cm (log 4). Sur le log 5, il ne fait plus que 15 cm d'épaisseur et il est caractérisé par un faciès de débrite DHC.

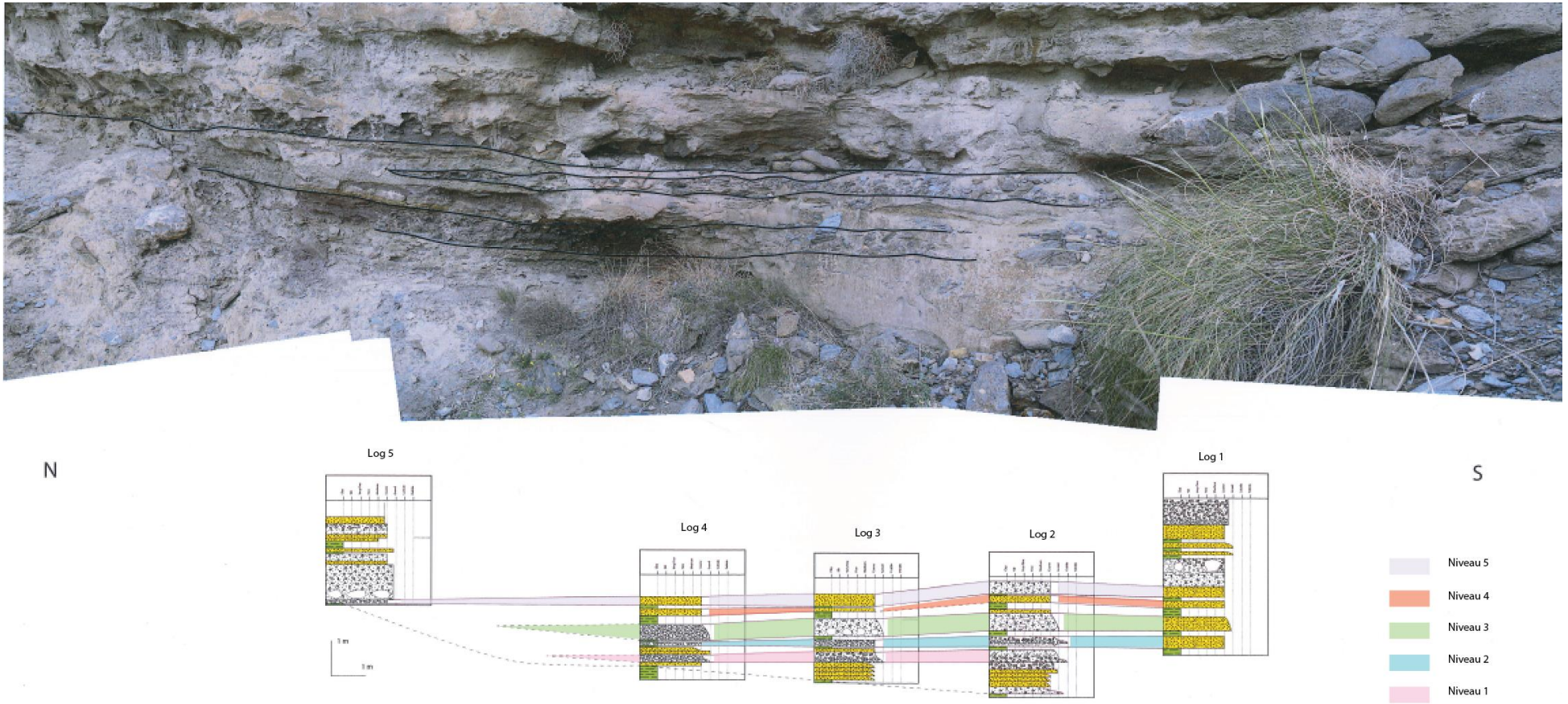


Figure 89 : Logs interprétés des affleurements de la zone 2 de biseau du système turbiditique d'El Buho

5. Niveau de biseaux 3 du Système turbiditique d'El Buho

Evolution verticale

La succession sédimentaire présente une évolution verticale composée de 4 unités distinctes.

L'unité I (base) de 4-6 m d'épaisseur est constituée de multiples niveaux de brèche inter-digités avec des niveaux plus sableux (niveaux I.a). Les brèches de l'unité I sont constituées d'une matrice sableuse avec une densité apparente de clastes de l'ordre de 70-80%. Les clastes sont supportés par la matrice et ils présentent une angulosité élevée. Leur taille varie du cm à quelques dizaines de cm pour les éléments les plus grands. Ils sont directement dérivés du Nord, en provenance des unités de socle de la Sierra de Los Filabres. Plusieurs niveaux sableux (niveaux I.b) de faible épaisseur sont présents au sein de cette succession de brèches, mais le caractère érosif des brèches rend leur extension spatiale très faible (3-4 m).

L'unité II de 1-2 m d'épaisseur est constituée de niveaux sableux avec une stratification plus marquée. Les bancs les plus bas dans la série font 40-50 cm d'épaisseur en moyenne et semblent draper les niveaux de brèche sous-jacents. Le sommet de cette unité est irrégulier car il a été très fortement érodé par les brèches de l'unité III.

L'unité III est similaire à l'unité I en termes de faciès et de degré d'inter-digitation entre les brèches et les niveaux sableux. L'unité III est marquée également par la présence d'un banc de sable (niveaux III.a) qui se biseaute vers le Nord sur une distance d'environ 25 m.

L'unité IV fait 3-4 m d'épaisseur. Elle est similaire à l'unité II cependant la fréquence des alternances de sable est plus élevée, avec des bancs de 15-30 cm d'épaisseur.

L'unité V présente les mêmes faciès que l'unité I et III.

L'unité VI présente un faciès mixte avec une alternance de bancs sableux prépondérants et de niveaux bréchiques.

Cette section de la zone de biseaux 3 du Système d'El Buho présente une évolution verticale avec une alternance d'intervalles à dominante sableuse ou à dominante bréchique.

Evolution horizontale

La zone de biseaux 3 permet d'observer à l'affleurement le biseau des unités I, II et III. Environ 8-10 m de séries se biseautent au sein des marnes sur une distance horizontale d'environ 60 m.

L'unité I, à dominante de faciès bréchique, se biseaute vers le Nord sur des niveaux sableux qui eux même se biseautent sur les marnes. La géométrie de ces niveaux de sable se présente sous forme d'indentations pouvant atteindre 10-15 m d'extension au sein des niveaux bréchiques. Elles ont le même faciès que l'unité II à dominante sableuse qui vient se connecter sur l'une de ces indentations (unité 2 - Figure 90). La base des indentations vient en comblement de la morphologie du sommet des niveaux de brèche, tandis que leur sommet est fortement érodé par le dépôt des niveaux de brèche sus-jacents.

L’unité II décrite précédemment présente une évolution horizontale marquée par un changement d’épaisseur significatif. Au Sud, celle-ci est d’environ 2,5 m et plus au Nord elle se réduit à 50 cm.

L’unité III, à dominante de faciès bréchique comme l’unité I, se biseaute dans sa partie basale contre des indentations de sable comme décrit pour le biseau de l’unité I. Dans sa partie supérieure, elle se biseaute directement sur les marnes. L’unité III est également caractérisée depuis sa section médiane jusqu’à sa section amont par l’apparition d’un niveau de sable qui s’épaissit du Nord (20-30 cm) vers le Sud (1 m).

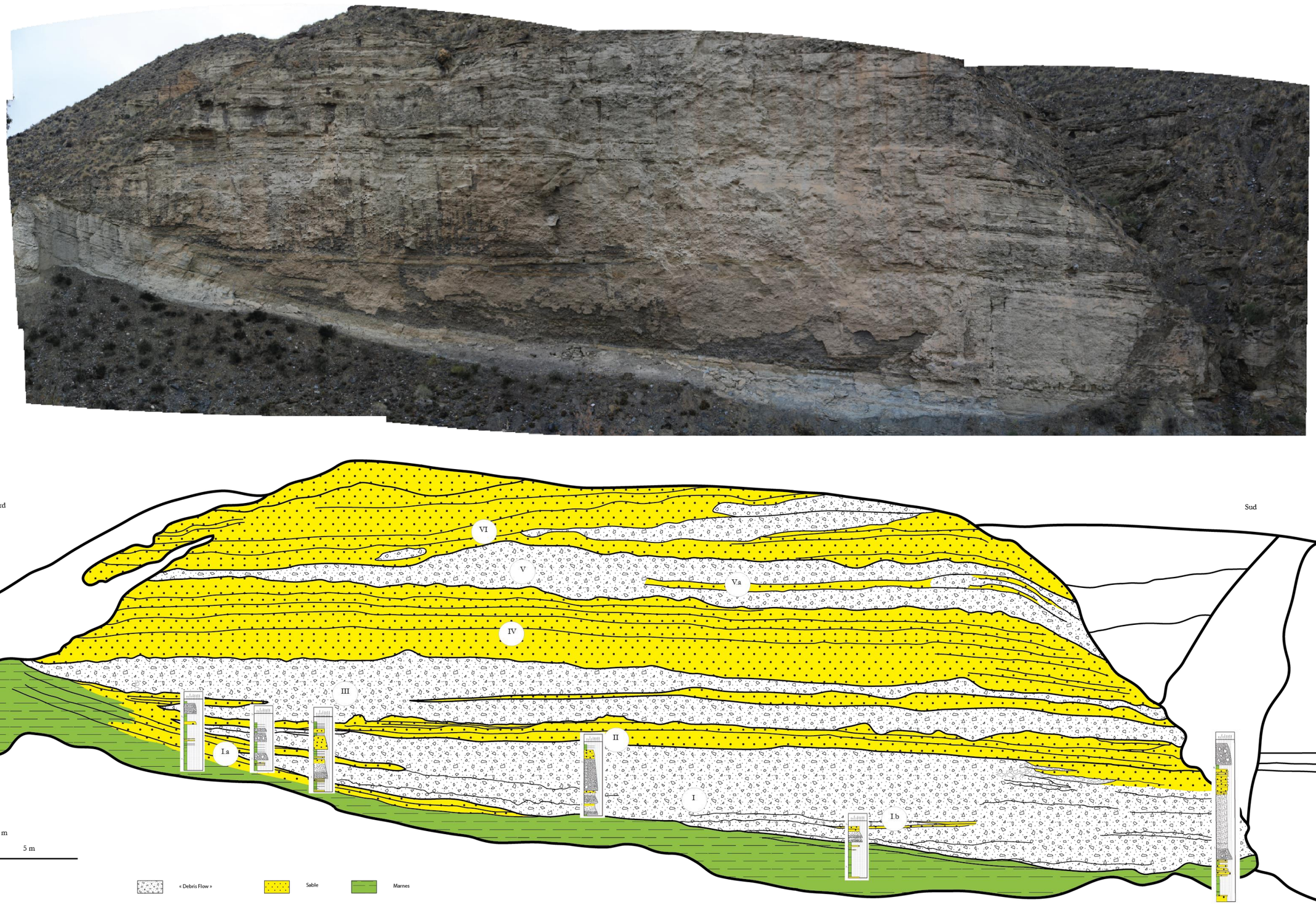


Figure 90 : Panorama et logs interprétés des affleurements de la zone de biseaux 3 du Système d'El Buho

6. Caractérisation de la surface de biseaux et de la succession sédimentaire de la partie proximale du Système Turbiditique d'El Buho

L'ensemble des logs généraux levés le long de la zone amont du Système d'El Buho ont été corrélés à partir d'un niveau de débrite identifié et suivi au sommet des séries (Figure 91). En combinant l'ensemble des observations effectuées sur chaque niveau de biseaux, l'analyse des photos aériennes de la zone reportée sur un MNT et la corrélation des logs, la surface de biseaux du système située au sommet des marnes a pu être reconstruite sur environ 850 m de distance. Cette surface délimite une topographie caractérisée par deux dépressions séparées par deux hauts topographiques.

La première dépression se situe à l'aplomb de la zone de biseaux 1 (Figure 91). Elle présente une largeur de 125 m et une profondeur d'environ 10 m. Trois logs généraux ont été levés au sein de cette dépression et sur sa bordure (Figure 91). Le log 1 situé le plus amont est caractérisé par une répartition équivalente entre les faciès de sable amalgamé (45%) et les faciès de débrite (50% dont 39% DLC et 11% DHC). Les marnes sont peu représentées (5%). Le log 2 situé dans les séries inférieures au log 1 présente des caractéristiques proches, avec 59% de débrite (42% DLC et 17% DHC) et 29% de sable amalgamé. La proportion de marne est légèrement plus élevée (12%). Le log 3 si situe sur la bordure Sud de la dépression. Il est caractérisé par une proportion plus faible en faciès de débrite (43% dont 17% DLC et 26% DHC) et une répartition équivalente entre les faciès de sable amalgamé (25%) et de marne et turbidites fines (32%).

La seconde dépression se situe à l'aplomb de la zone de biseaux 2 (Figure 91). Elle présente une largeur de 275 m et une profondeur d'environ 30 m. Elle est bordée au Nord par les affleurements de la zone 1/2 (log 4), (Figure 91). Le log 4 présente une faible proportion en faciès de débrite (39% dont 19% de DLC et 20% de DHC). Il est dominé par le faciès de marne et turbidites fines (39%).

A la transition entre la seconde dépression et la zone de biseaux 3, la position exacte de la surface de biseaux n'a pas pu être reconstruite. Néanmoins, les faciès de marne sans turbidites de la base du log 11 sont en transition latérale des faciès de débrite et/ou de sables amalgamés de la zone de biseaux 2 logs 8, 9, 10) et 3 (log 12). Sur le log 11, la surface de biseaux se situerait au sein de la zone de lacune séparant les marnes basales des premières apparitions de débrites (Figure 91). Cette reconstruction implique l'existence d'un haut topographique à la transition entre la seconde dépression et la zone de biseaux 3 (Figure 91). Cette interprétation est supportée par la présence de la zone de biseaux 3 qui se serait mise en place contre ce haut topographique.

Les logs 11 et 12 sont les plus complets situés dans les séries non affectées par le haut topographique précédemment décris. Ces deux logs montrent une succession très similaire dominée par les faciès de marne (50%-log 11 et 51%-log 12) et de sables amalgamés (35%-log 11, 39%-log 12). Les niveaux de débrite sont peu représentés (15%-log11, 10%-log12).

.

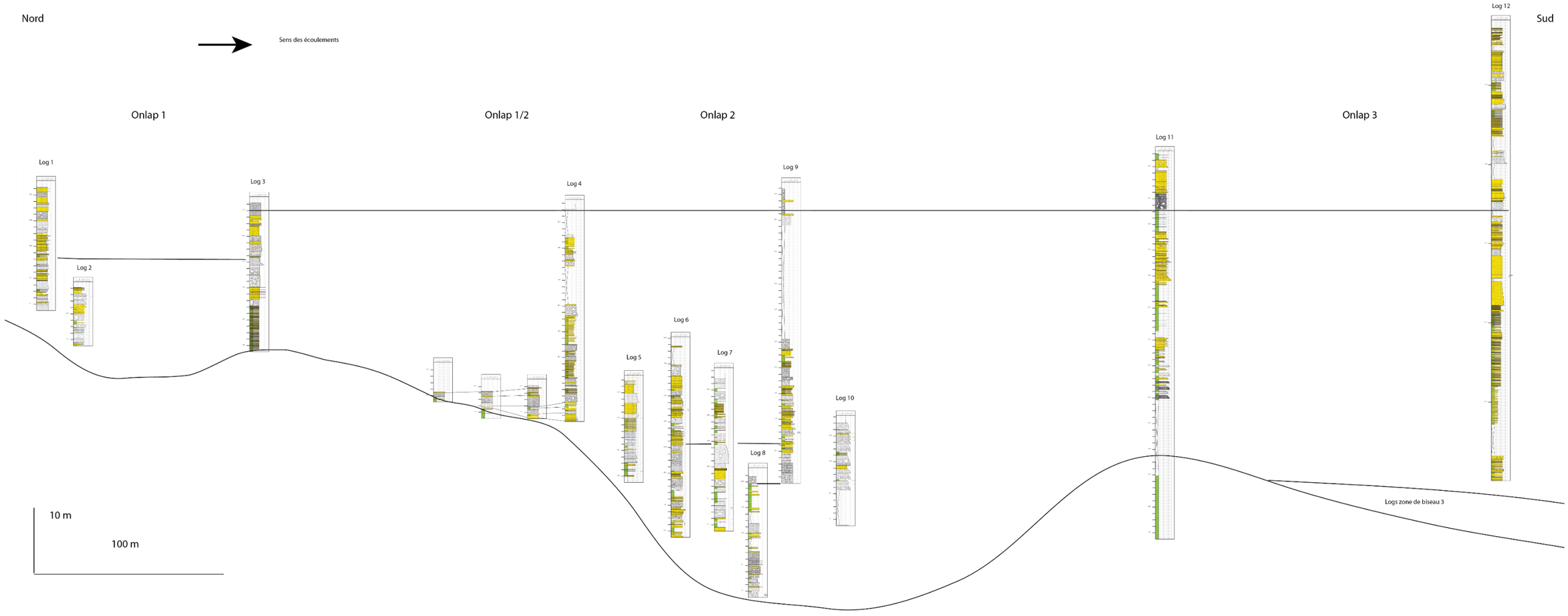


Figure 91 : Reconstruction de la surface de biseaux de la zone amont du Système d'El Buho

XVI. Caractérisation de la surface de biseau du système de Rio Bravo

En raison des difficultés d'affleurement, une seule zone de biseaux a pu être analysée dans le Système de Rio Bravo. Le contact entre les séries du Système de Rio Bravo et les marnes sous-jacente sur lesquelles le système vient se déposer en *onlap* est très rarement observable. Seul la zone amont de Liano Dente a permis d'observer l'évolution longitudinale des dépôts le long de la surface de biseaux. Cinq logs lithologiques ont été levés sur une distance longitudinale de 350 m afin de permettre une étude de la répartition des faciès. Les lithologies étant similaires, les faciès définis pour l'étude du Système d'EL Buho seront également utilisés dans ce cas.

Les logs 3, 4 et 5 ont été corrélés directement par l'identification de surfaces repère suivies sur le terrain, tandis que les logs 1 et 2 ont été replacés par rapport à leurs positions topographiques et à l'identification de la surface de contact via l'étude des ortho-photos disponibles sur la zone.

Le log 1, situé le plus en amont, est caractérisé par une alternance de niveaux de sable amalgamés (15-20 cm de moyenne) et de niveaux de débrite (50-60 cm de moyenne),(Figure 92). Cette pile sédimentaire présente une répartition similaire entre les faciès de débrite (55%) et les faciès de sable amalgamé (45%). Les niveaux de débrite sont dominés par le faciès de DHC (50%).

Le log 2, situé 75 m en aval, est caractérisé par l'apparition du faciès de marne et turbidites fines (Figure 92). Il est composé à 62% de niveaux de sable, 17% de marne et turbidites fines et de 21% de débrite (10% DDC, 11% DLC).

Le log 3 est dominé à 100 % par des alternances de niveaux sableux amalgamés d'environ 10-15 cm d'épaisseur marqués par des bases érosives (Figure 92). Ces dépôts présentent aussi des structures en auge qui se biseautent latéralement sur quelques mètres (< 5 m).

Le log 4 est similaire au log 2, avec une alternance de faciès de marne et turbidites fines (16%), de niveaux sableux amalgamés (50%) et de débrites (34% dont 25% DHC et 9% DLC), (Figure 92). Cette succession sédimentaire présente une répartition en 4 sections. A la base, elle est marquée par quelques mètres du faciès à turbidites fines (section 1) surmontés par les niveaux de débrite les plus épais (section 2). La suite de la série est caractérisée par l'alternance de niveaux de débrite et de niveaux de sable amalgamés (section 3) puis par des faciès de marne et turbidites fines (section 4).

Le log 5 est caractérisé par un enrichissement en marne et turbidites fines (29%), et présente 27% de débrite (22% DLC et 5% DHC) et 44% de niveaux sableux amalgamés (Figure 92). Cette succession sédimentaire ne montre pas d'organisation verticale similaire au log 4.

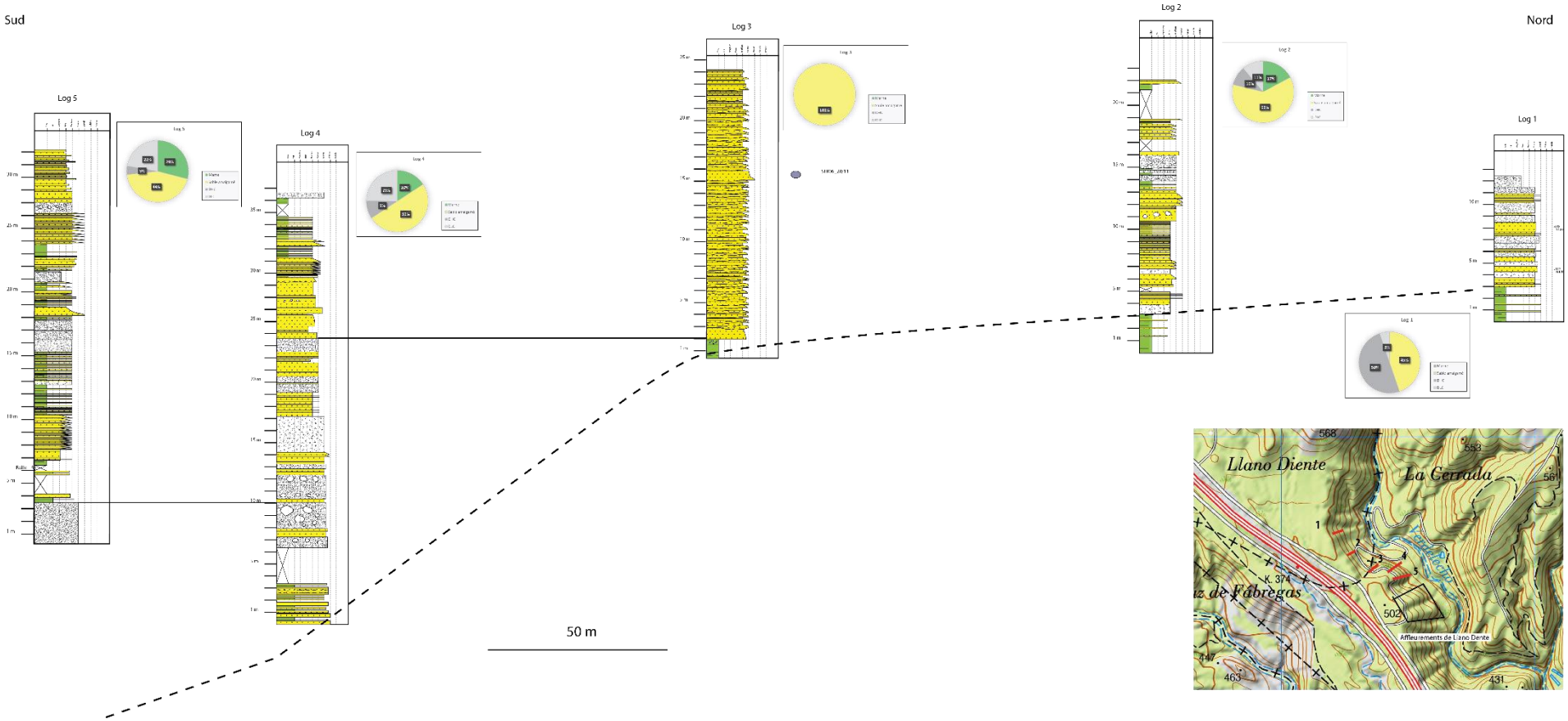


Figure 92 : Logs lithologiques de la zone amont (Liano Dente) du Système de Rio Bravo

XVII. Synthèse des systèmes du bassin de Tabernas

1. Le système turbiditique d'El Buho

a. Architecture du système

Sur le terrain, trois sections distinctes ont pu être identifiées au sein du système turbiditique d'El Buho, depuis la zone amont (Piedras de Gergal) jusque dans la zone aval (Oscaya). La première section amont qui s'étend depuis la Piedras de Gergal jusqu'aux affleurements des falaises d'El Buho est caractérisée par une évolution longitudinale de faciès à dominante bréchique jusqu'à des faciès à dominante sableuse. Cette évolution des faciès s'accompagne d'une évolution des géométries de dépôts, avec l'apparition de corps lenticulaires superposés marquant une chenalisation des écoulements. La seconde section, au niveau de Liano de Benavides, voit l'apparition de structures ondulées se développant en sens inverse de la direction supposée des écoulements et pouvant correspondre à des *breacking antidunes* ou *sediment waves (Migeon 2000, Nakajima and Satoh 2001, Cartigny et al. 2014).* La troisième section, située dans la zone d'Oscaya, comporte des faciès sableux tabulaires organisés en séquences strato-croissantes caractéristiques des zones d'épandages de lobes.
Au regard de leur position médiane dans le système marquant le passage entre des corps chenalisés (falaises d'El Buho) et des épandages distaux (Oscaya), les structures ondulées (Liano de Benavides) illustreraient le développement d'une zone de déconfinement important au sein du système comme cela a été décrit à la transition chenal/ lobe ou à l'amont de zones de rupture de pente (Migeon et al. 2000, Cartigny et al. 2011, Cartigny et al. 2014, Soulet 2016).

Si les sections aval 2 et 3 sont plus clairement caractérisées en termes de géométrie et de corps/processus associés, les caractéristiques architecturales de la section 1 restent à discuter.

Architecture de la zone amont du Système turbiditique d'El Buho

La section 1 du Système d'El Buho se met en place dans un rentrant de socle qui délimite une zone de confinement partiel des dépôts.

Quels types de système sédimentaire se développent dans la zone semi confinée du rentrant de socle ? S'agit-il d'un système de chenal/levée ? Quels sont les caractéristiques des axes d'apports : un seul axe d'apport vs des axes d'apport multiples ?

La zone la plus amont de la Piedras de Gergal ne présente pas d'indice évident de structures chenalisées le long de son axe longitudinal (zone 1,Figure 82), ni de son axe latéral (zone 2, Figure 83). Néanmoins l'étude de la zone 2 a mis en évidence des variations latérales de faciès et d'épaisseur très rapides (< à 10 m). Plusieurs mètres de séries se biseautent sur des distances de moins de 20 m et des faciès de débrite se retrouvent en transition latérale avec des faciès de sables amalgamés. Ces transitions s'effectuent sans logique apparente par rapport à la position de la surface de biseaux turbiditiques. A l'approche de la surface de biseaux, on peut observer une transition des faciès de débrite vers des faciès sableux ou l'inverse.
Malgré l'absence de structures de chenalisation potentielles, cette grande variabilité d'évolution pourrait indiquer la présence de multiples axes d'apport de petite dimension ou une grande variabilité latérale de l'axe d'apport en fonction de l'espace disponible et de la morphologie créée par les dépôts précédents.

La zone de l'onlap 2 présente une architecture avec des niveaux lenticulaires, traduisant une chenalisation se développant au sein de niveaux sableux sub-horizontaux. Ces structures chenalisées seraient relativement étroites (< 10 m), avec des profondeurs d'incision réduites (<4 m).

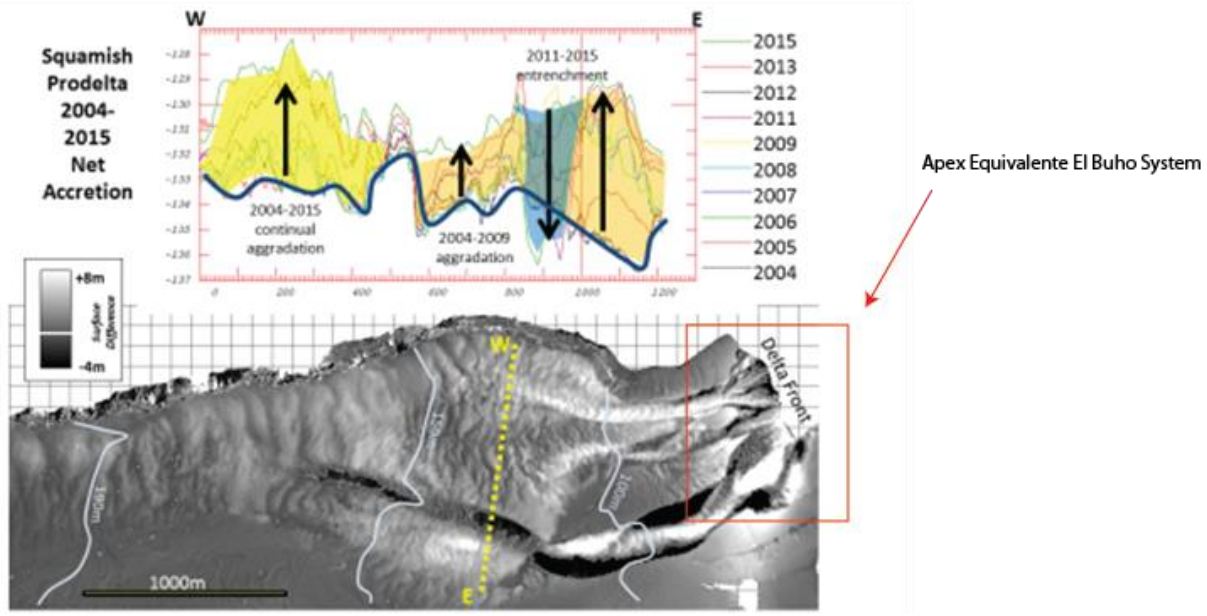


Figure 93 : Evolution du Squamish Prodelta

La présence de ces dépôts d'apparence très discontinus et les nombreuses lentilles inscrites au sein de niveaux tabulaires sont incompatible avec une architecture de type chenal/levée même affectée par de la migration latérale ou par de l'aggradation (Abreu et al. 2003). La bordure Ouest de la zone de biseaux 2 est caractérisée par des dépôts plutôt tabulaires à dominante sableuse recoupés par deux corps lenticulaires érosifs comblés par des dépôts plus grossiers. Aucune géométrie typique n'est présente au sein des niveaux sableux pour attester de l'existence de structures de type levée sableuse. La juxtaposition entre les faciès de débrite dans l'axe de la zone de biseaux 2 et les faciès sableux sur sa bordure suggère une localisation des axes d'apport au niveau des secteurs 2 et 3 (Figure 85). Les deux structures érosives en lentille pourraient traduire soit une érosion liée à un phénomène de ressaut hydraulique affectant des écoulements circulant directement le long de la bordure de la zone de biseaux, soit à un affouillement latéral généré par les coulées de débris axiales sur les bordures sableuses des axes d'apport ou encore à une période de *by-pass* des écoulements entrainant une érosion des dépôts précédents. Le manque d'observation ne permet pas de trancher entre ces différentes hypothèses. Toutefois, l'identification de plusieurs niveaux chenalisés de petite dimension situés sur un même niveau stratigraphique dans le secteur 2 permet de supposer la coexistence de plusieurs petits axes d'apport quasi-synchrones : ceux-ci pourraient alors s'apparenter aux réseaux en tresse présents en milieu fluviatile (Allen 1965) ou dans les axes de canyons sous-marins comme celui du Var (Mulder et al. 1997) ou encore les systèmes décrit en Colombie britannique par Clarke et al. (2012) et Clarke (2016) dans le talus du Squamish delta (Figure 93).

Néanmoins, les architectures internes de ces dépôts ne présentent pas de stratifications en auge typiques des systèmes en tresse et des géométries internes s'apparentant à des accrétions latérales de barres de méandres ne sont pas non plus présentes. De même, les

clastes constituant les dépôts les plus grossiers des systèmes en tresse se présentent généralement sous forme de galets avec un indice d'angulosité très faible (Allen 1965, Marzo and Puigdefàbregas 2009), tandis que les niveaux de débrite observés ici sont composés de clastes ayant un indice d'angulosité élevé et une maturité faible. Ceci peut être expliqué par le fait que les réseaux en tresse continentaux se forment dans les zones aval des systèmes fluviatiles alors que la zone de biseaux 2 est dans une position proximale et les processus de transport/dépôt ne sont pas non plus similaires.

Watson (1981) a décrit des structures similaires au sein de la formation de Milliners Arm d'age Asghill-Llandovery dans les Appalaches. Au sein d'un système turbiditique de type *sand-rich*, il a identifié au sein du thalweg d'un chenal sous-marin des dépôts discontinus très irréguliers de matériaux grossiers montrant des structures de type *cross-stratification*. Les niveaux sont constitués de dépôts sableux avec une proportion de matrice marneuse < à 20% (Pickering et al. 1986)). Watson (1981) les a interprétés comme des dépôts de *lag* du système principal.

Dans notre cas, on ne peut pas observer au sein des niveaux les plus grossiers (sables amalgamés ou débrites) des structures de type *cross-stratification*. Néanmoins la géométrie, l'architecture et l'organisation des dépôts et le type de système (*sand rich*) sont très proches des observations effectuées par Watson (1981). On ne peut cependant pas les interpréter comme des dépôts de *lag* avec certitude. La question reste donc posée de savoir si la zone 1 du Système d'El Buho peut être considérée comme un exemple de réseau en tresse sous-marin ou bien s'il s'agit d'un conduit plus large, de type canyon confiné au sein du rentrant de socle, avec des levées sableuses peu développées, au sein duquel se mettraient en place des dépôts de *lag* par compensation latérale.

Morphologie de la surface de biseaux turbiditiques de la zone amont du Système d'El Buho

La corrélation à grande échelle des logs généraux levés sur la zone amont du Système d'EL Buho ainsi que l'étude des photos aériennes ont permis de reconstruire en deux dimensions la surface de biseaux du système au sommet des marnes selon son axe longitudinal Nord-Sud. Cette surface est caractérisée sur environ 850 m par la présence de deux dépressions séparées par deux hauts topographiques.

Afin de mieux comprendre les modalités de mise en place des biseaux turbiditiques du système, il est important de discuter la nature de la topographie de cette surface. Quelle est son influence sur le transit des écoulements ? Les hauts topographiques entrainent-ils un confinement des écoulements ?

Les affleurements de la zone amont du Système d'El Buho sont situés le long d'un plan orienté Nord-Sud, parallèlement à la paléo-direction de transport des écoulements. A l'exception de quelques panoramas d'extension réduite, la caractérisation en trois dimensions du système reste limitée. La topographie et les biseaux turbiditiques observés en deux dimensions sont-ils représentatifs de l'évolution longitudinale du fond du thalweg du Système d'El Buho ? Les hauts topographiques traduisent ils des changements de direction du système ou une sinuosité des axes d'apport dans la zone amont du système ?

L'ensemble des mesures de paléo-courant effectuées sur toute la zone amont du Système d'El Buho suggère une direction d'écoulement du Nord vers le Sud avec une variance maximale de 10°. La stabilité spatio-temporelle de cette direction d'écoulement suggère une absence de sinuosité du ou des conduits permettant le transfert des écoulements. Il a également été

suggéré que la sinuosité d'un conduit avait la capacité à se développer dans des systèmes plutôt riches en particules fines (Kolla et al. 2007). Néanmoins, des études sismiques ont montré le développement de conduits sinueux dans les zones proximales à médianes de systèmes plus sableux (Elliot 2000, Abreu et al. 2003) mais jamais dans des systèmes de type *sand-rich* similaires à celui d'El Buho. De plus, dans le bassin de Tabernas, même le chenal Solitario, dont les affleurements permettent une caractérisation architectural en 3D sur plusieurs centaines de mètres, a été interprété comme un chenal rectiligne présentant peu ou pas d'indice de sinuosité (Cronin (1995), Haughton (2000)).

La topographie de la surface de biseaux reconstruite sur la zone amont du Système d'El Buho serait donc bien représentative de la morphologie longitudinale du fond du thalweg plutôt que de l'existence de conduits sinueux. Cette conclusion est renforcée par l'étude de la répartition des faciès les plus grossiers : la concentration en faciès de débrite est plus forte au sein des dépressions (>50 %, logs des zones de biseaux 2 et 1) qu'à l'extérieure (logs 3, 4, 11 et 12).

Les dépressions 1 et 2 présentent des morphologies différentes avec respectivement une largeur de 125 m pour 10 m de profondeur et une largeur de 275 m pour 30 m de profondeur.

La différence de morphologie des dépressions influence-t-elle leur remplissage ?

S'il n'a pas été possible de suivre physiquement leur extension longitudinale, la base des zones de biseaux 1 et 2 associées aux dépressions 1 et 2 est au moins constituée par les mêmes types de dépôts et de granularité, dominés par les faciès de débrite avec peu d'intervalles sableux ou de marne préservés. Le passage des écoulements au sein de la dépression 1 et de la dépression 2 seraient ainsi seulement marqué par le gel d'une partie des coulées de débris et le délestage d'une partie de leurs matériaux les plus grossiers laissés sous forme de dépôts en masse ou *lag deposits* (Garcia and Hull 1994), le reste de l'écoulement continuant en direction de la dépression située juste en aval. La mise en place de ces niveaux de débrite est liée à une perte de capacité de transport des coulées à leur arrivée dans le fond de la dépression. L'absence de changement longitudinal clair à la fois d'épaisseur et de granularité des niveaux de débrite ne permet pas d'établir avec certitude que ce dépôt serait associé à un phénomène de ressaut hydraulique et donc à la présence d'une rupture de pente marquée dans le fond de la dépression.
Une faible diminution progressive de la pente pourrait aussi permettre un ralentissement suffisant des coulées de débris et un gel de leur partie basale au sein de la dépression. La répétition du passage des écoulements entrainerait la construction d'une accumulation des sections les plus concentrées des coulées de débris.

Komar (1971) a estimé que des diminutions de l'inclinaison de la pente d'environ 0.05-1.15 ° pouvaient générer un ressaut hydraulique, rendant ce phénomène relativement commun le long d'un canyon ou d'un chenal turbiditique (Migeon et al. 2012). Ceux-ci argumenterait l'hypothèse de l'action d'un ressaut hydraulique sur les écoulements au passage de la dépression 1 mais dans ce cas, la diminution de la pente devrait être suffisamment faible pour que l'impact du ressaut ne se ressente pas plus clairement sur l'évolution longitudinale des dépôts.

La base du remplissage de la dépression 2 est caractérisée par les mêmes faciès de débrite que la dépression 1 mais, en aval de cette dépression, la base de la zone de biseaux 3 est

caractérisée par le biseau des faciès de débrite sur des faciès sableux se biseautant eux-mêmes sur les marnes. Ces niveaux de sable se sont donc déposés avant les niveaux de débrite. Ainsi, lors du dépôt des faciès de débrite au sein des dépressions 1 et 2, la zone de biseaux 3 était marquée par le dépôt de faciès sableux. Cette évolution longitudinale de faciès entre la base des 3 dépressions successives suggère que les coulées de débris ont été plus fortement affectées lors du passage de la dépression 2 où elles ont été complètement piégées au moins au cours des premières phases de dépôt. Les faciès sableux à la base du remplissage de la dépression 3 suggèreraient alors que l'évolution dynamique des coulées ait été suffisamment avancée pour qu'une partie turbulente transportant du sable ait déjà pu se former et qu'elle soit seule capable de franchir le relief séparant les dépressions 2 et 3. Ce piégeage de la partie grossière des écoulements serait similaire à la phase de *flow stripping* du modèle de *fill and spill* défini par Sinclair and Tomasso (2002) pour des successions de petits bassins confinés. La dépression 2 agirait comme un sous-bassin confinant la partie concentrée des écoulements tandis que la fraction la moins concentrée se déposerait en aval au-delà du relief.

b. Processus de dépôt des écoulements du Système d'El Buho

Processus de dépôt à l'échelle d'un écoulement

Le secteur 3 de la zone de biseaux 2 du Système d'El Buho nous a permis d'étudier l'évolution longitudinale de cinq niveaux correspondant au passage de cinq écoulements successifs. A l'exception du niveau 4 qui ne montre pas de changement, l'ensemble des niveaux présente une évolution amont-aval similaire depuis des faciès de DHC vers des faciès de DLC puis des faciès de niveaux sableux amalgamés. Cette évolution longitudinale des faciès suggère une transformation dans la dynamique de transport/dépôt pouvant être associée à une dilution des écoulements par incorporation de fluide ambiant (Haughton 2000). Au passage de la zone de biseaux 2, les écoulements subiraient une décélération permettant leur gel. Celle-ci serait-elle liée à un phénomène de ressaut hydraulique provoqué par la rupture de pente marquant le fond de la dépression 2 ?

Si on considère l'hypothèse du ressaut hydraulique, la décélération des coulées consécutive du passage de la brusque rupture de pente entraine le délestage en masse des niveaux les plus grossiers des écoulements (Cartigny et al. 2011, Postma et al. 2014), ce qui serait dans notre cas caractérisé par les faciès DHC. Il s'ensuivrait également l'incorporation de fluide ambiant qui entraine une modification de la dynamique de transport tout en maintenant l'écoulement *(Migeon et al. 2000, Nelson et al. 2009, Cartigny et al. 2011, Postma et al. 2014)* et qui serait matérialisée dans notre cas par la présence de faciès témoignant d'une concentration de moins en moins forte des écoulements avec les faciès de débrite DHC évolue vers des faciès de débrite DLC puis des faciès sableux. Une fois la zone de ressaut hydraulique passée, les écoulements tendent à ré-accélérer afin de regagner en concentration par érosion du fond (Migeon et al. 2012) et ceci s'accompagne généralement d'une réduction de leur section et de l'épaisseur des dépôts correspondants. Or dans le cas étudié ici, les dépôts s'épaississent vers l'aval à mesure de l'éloignement de la surface de biseaux (niveaux 1, 2 et 5). Les dépôts les moins épais sont caractérisés par les faciès les plus grossiers (débrite DHC). Cette évolution de l'épaisseur des dépôts ne serait alors pas compatible avec celle attendue au passage d'un ressaut hydraulique où les dépôts les plus épais correspondent aux faciès le plus grossiers (Cartigny et al. 2011, Cartigny et al. 2014).

Si on reconsidère alors l'hypothèse d'une simple décélération le long de la pente, comme évoqué précédemment, la géométrie de dépôt qui en découlerait ne serait également pas compatible avec l'épaississement des dépôts vers l'aval observé dans notre cas et comme décrit par Sohn et al. (1999), (Figure 94). Par l'étude de dépôts de coulées de débris dans le bassin de Yongdong en Corée, il a caractérisé les dépôts et les évolutions longitudinales de faciès correspondant à deux différents types de coulée de débris. Le premier type de coulée de débris est généré par l'incorporation de fluide sur les bordures de l'écoulement (Pierson and Scott 1985, Scott 1988, Smith and Lowe 1991). Il en résulte un écoulement marqué par une section hyper-concentrée à sa tête suivie d'une section de coulée de débris. Le second type est marqué par une organisation inverse avec une coulée de débris suivie par un écoulement hyper-concentré lié à un possible rééquilibrage des pentes suite au passage de la coulée de débris principale (Sohn et al. 1999). Dans les deux cas, les dépôts correspondant à ces écoulements sont marqués par une évolution depuis des faciès de coulées de débris vers des faciès d'écoulements hyper-concentrés et par une décroissance de l'épaisseur vers l'aval (Figure 94).

L'évolution très rapide des faciès sur une distance de moins de 20 m ne semble toutefois pas compatible avec une décélération de l'écoulement entrainant une perte de sa capacité de transport, ce qui favoriserait l'hypothèse du ressaut hydraulique.

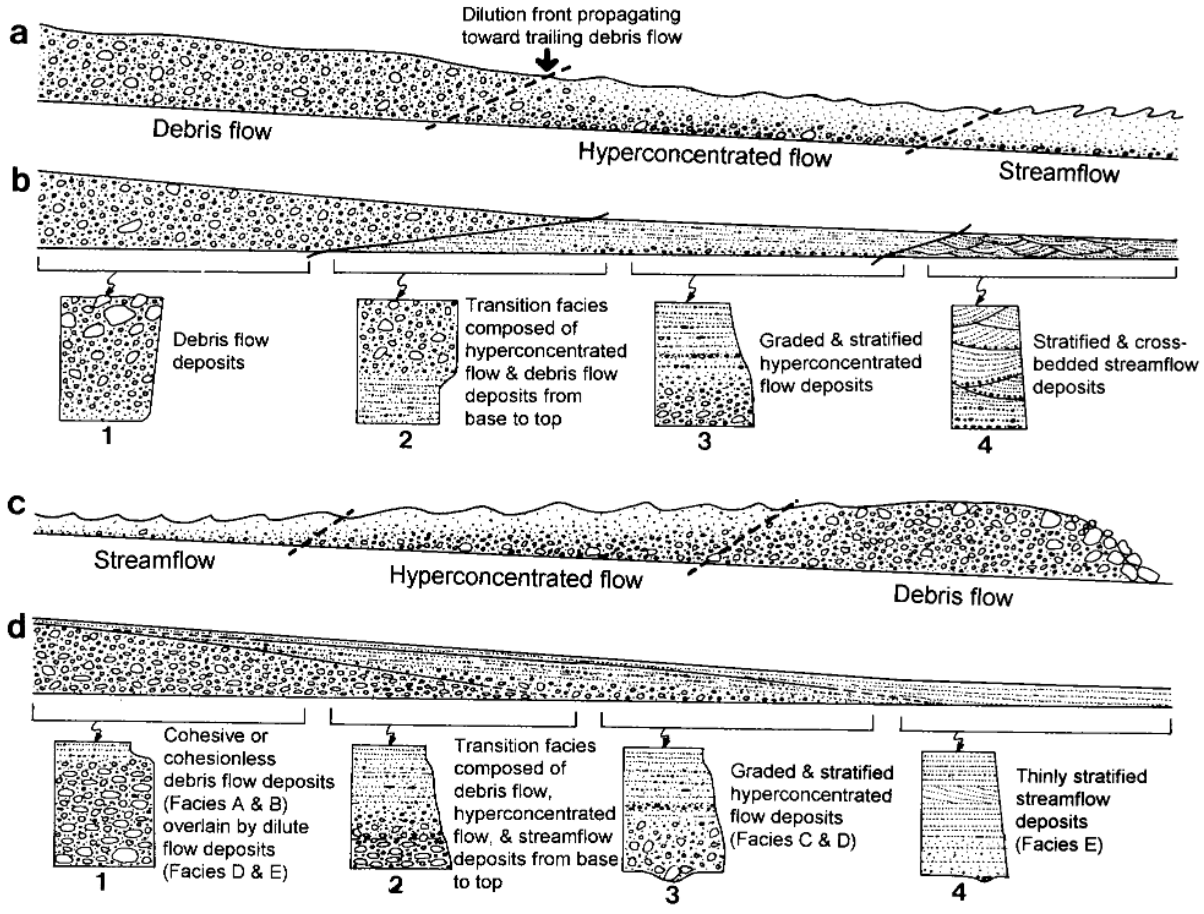


Figure 94 : Schéma des dépôts associés à deux types d'écoulement de coulée de débris (d'après Sohn et al. (1999). Le premier type de coulée (A) est caractérisé par un front de dilution de l'écoulement avec une section hyper-concentrée (Pierson and Scott 1985, Scott 1988, Smith and Lowe 1991). Le second type (C) est marqué par un écoulement hyper-concentré localisé à l'arrière d'une section de coulée de débris (Sohn et al. 1999).

Toutefois, il est possible que l'épaississement des niveaux vers l'aval ne résulte pas des processus de transport/dépôt mais qu'il soit le résultat d'un remaniement secondaire. Il n'y a pas d'indicateur clair de la présence de surfaces érosive au sommet de chacun des niveaux de débrite. Néanmoins, chaque débrite est surmontée d'environ 10 à 20 cm de marnes. La présence de marne atteste d'un arrêt de l'activité des dépôts gravitaires et/ou d'un *by-pass* des écoulements pendant un temps donné. Le *by-pass* des écoulements intervient tant que la capacité de transport reste suffisamment élevée pour que les écoulements ne soient pas impactés par les variations de leur friction basale ou de leur compétence (Mutti 1992, Kane et al. 2009, Sumner et al. 2012). Il peut s'accompagner d'une érosion des dépôts sous-jacents. Durant cette période de *by-pass* avant le dépôt de chaque niveau de marne, une partie des dépôts précédents aurait pu être ainsi remaniée pour aboutir à la géométrie et la répartition des épaisseurs observées actuellement.

Modalité de formation de la zone de biseaux 1 du Système d'El Buho

Comme vu précédemment, au passage des zones de biseaux, les écoulements sont affectés par une décélération entrainant le dépôt en masse d'une partie de leur section la plus concentrée.

Quels sont les modalités de construction de la zone de biseau sédimentaire 1 par le passage répété d'écoulements affectés par des phénomènes de ressaut hydraulique ?

Les affleurements de la zone 1 du biseau 1 du Système d'El Buho sont constitués de dépôts de débrites superposées ainsi que des dépôts sableux qui viennent en comblement de la topographie du sommet des débrites. Les sommets des dépôts sableux présentent fréquemment des marqueurs d'érosion par les débrites sus-jacentes. A partir de ces observations, un modèle de construction du biseau 1 du Système d'El Buho est proposé.

Lors de la première étape de formation, les premiers écoulements interagissent avec la topographie préexistante (Figure 95). Si leur énergie est suffisante, un *by-pass* des écoulements peut s'opérer. Dans le cas contraire, les sections les plus concentrées des écoulements peuvent être piégées sous forme de dépôt en masse lié au phénomène de ressaut hydraulique induit par les variations de pente de la topographie. Ces dépôts de lag se dépose sous forme de lentilles et ils sont potentiellement déconnectés du reste du système (Figure 95). Le biseau amont de celui-ci s'effectue alors par transition longitudinale de faciès, depuis les faciès de débrite les plus concentrées en amont vers les faciès de sable amalgamés en aval (Figure 82).

Lors de la seconde étape, tout ou partie de la topographie initiale a été remodelé par la superposition des dépôts en masse laissés par les écoulements lors de la phase 1. A partir de cette étape, les écoulements interagissent avec la topographie nouvellement formée (Figure 95). Suivant l'énergie des écoulements, ils peuvent alors soit être piégés au sein de la nouvelle topographie selon le même processus que lors de la phase 1, soit cannibaliser une partie des dépôts précédent. Une reconnexion potentielle des lentilles de dépôt précédent et le reste du système peut alors s'opérer (Figure 95).

Lors du dernier stade (phase 3-Figure 95), le processus décrit lors de la phase 2 se répète, aboutissant à un comblement partiel de la topographie par les dépôts successifs et à une réduction du gradient de pente, entrainant un *by-pass* des écoulements suivants. Le *by-pass* peut intervenir en raison de la réduction du gradient de pente mais également par des

changements de sédimentation dans le système transitant sur la zone de biseau (développement d'écoulement plus énergétique ou diminution de la concentration des écoulements). Le by-pass peut entrainer un remaniement d'une partie des dépôts précédents Cette répétition entraine l'accumulation en aval des dépôts correspondant aux sections les plus grossières des écoulements ce qui entraine une reconnexion totale de tous les dépôts significatifs précédemment déconnectés des dépôts du reste du système.

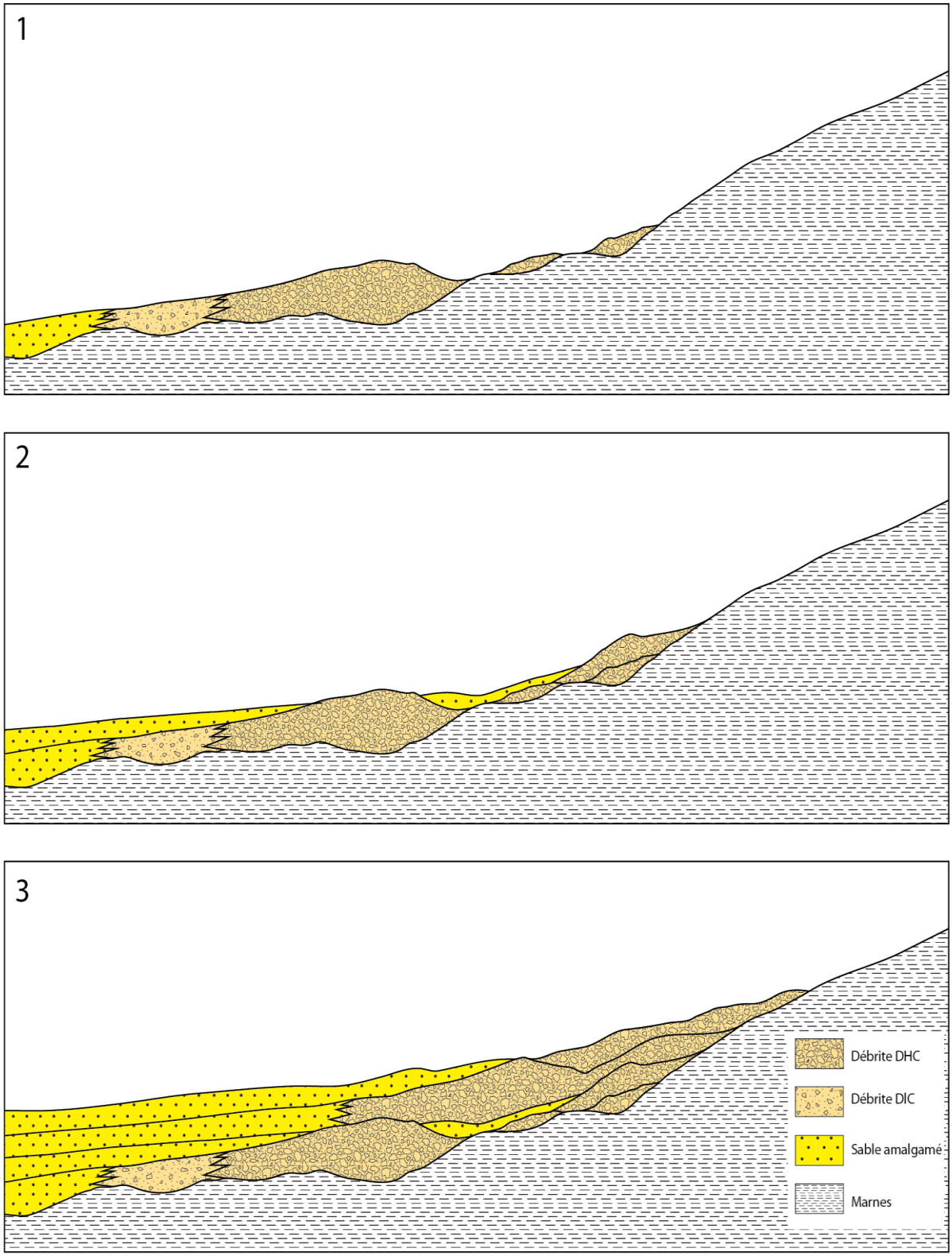


Figure 95 : Schéma des modalités de construction du biseaux turbiditique du système d'El Buho.

c. Modalités de mise en place de la zone de biseaux turbiditique amont du système turbiditique d'El Buho

La synthèse des données précédentes nous a permis d'établir un modèle de dépôt du biseau turbiditique amont du Système d'El Buho. Ce système est marqué dans les premiers stades du remplissage par la prédominance de dépôts de coulée de débris. Supposons un écoulement en provenance du Nord. La pente située à l'amont des dépôts de la zone de biseau 1 permet à l'écoulement d'accélérer et, en fonction de sa vitesse, d'éroder une partie du fond marin. Au passage de la zone de biseau 1 marquée par une dépression, l'écoulement subirait un phénomène de ressaut hydraulique dans le fond de la dépression. Sa capacité de transport des particules n'est alors plus suffisante ce qui entraine un arrêt par gel en masse d'une partie probablement plus concentrée et cohésive de l'écoulement (Figure 96). L'action du ressaut hydraulique de la dépression 1 pourrait provoquer une incorporation de fluide sur les bordures de l'écoulement et le développement d'une partie turbulente au sommet de la coulée. La faible extension de la dépression 1 permet de supposer une topographie peu marquée avec une faible diminution de pente dans son fond, ce qui suggérerait un phénomène de ressaut hydraulique de faible ampleur et par conséquent un développement de la turbulence limité. Malgré le délestage d'une partie de sa charge sédimentaire, la coulée pourrait tout de même passer le relief en contre pente pour atteindre la zone de biseau 2 (Figure 96). Elle accélèrerait tout d'abord le long de la pente, ce qui lui permettrait de cannibaliser le fond marin par sa base et d'incorporer de l'eau ambiante par son interface supérieure. En arrivant dans le fond de la dépression, la diminution de pente plus marquée que dans la dépression 1 entrainerait un phénomène de ressaut hydraulique plus important. Celui-ci aboutirait à un gel en masse de la quasi-totalité de la coulée dont l'arrêt serait aussi provoqué par le confinement imposé par la topographie en creux bien marquée de la dépression 2. Lors du ressaut, l'incorporation d'eau ambiante favoriserait le développement d'un écoulement moins concentré, transportant un matériau essentiellement sableux, qui aurait la capacité de sortir de la dépression 2 pour aller se déposer dans la zone de biseau 3.

La répétition du passage de coules de débris entrainerait un comblement partiel des dépressions 1 et 2. Les changements de pente qui leurs sont associés seraient progressivement lissés et les écoulements peuvent alors transiter depuis l'amont sans transformation majeure avant d'atteindre la zone de biseau 3. Celle-ci précédemment caractérisée par la mise en place de niveaux sableux deviendrait alors de plus en plus marquée par le dépôt de faciès plus concentré de coulées de débris qui éroderaient une partie des dépôts sableux amalgamés précédemment déposés.

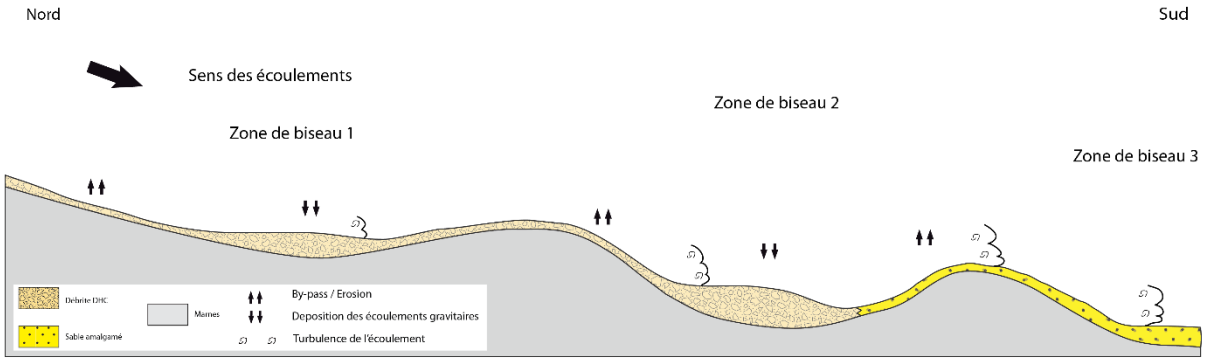


Figure 96 : Schéma de modalité de mise en place du biseau du Système turbiditique d'El Buho

Modalités de mise en place du biseau turbiditique au sein de la dépression 2 du Système d'El Buho

De façon plus détaillée, le remplissage même de la dépression 2 pourrait être expliqué par le modèle de *fill and spill* défini par Sinclair and Tomasso (2002). Ce modèle est basé sur le principe des vases communiquant entre deux bassins confinés séparés par un relief. Bien qu'il ait été défini pour des échelles spatiales plus grandes que celles des affleurements étudiés, la présence de multiples faciès de dépôt au sein de la dépression 2 (faciès de débrite, de sable amalgamé et de marne à turbidite fine) impliquant des processus de forte et faible capacité de transport suggère que la dépression 2 présenterait les caractéristiques d'un milieu confiné dans lequel le modèle de *Fill and Spill* pourrait s'appliquer (Figure 88). Le modèle de Sinclair et Tomasso (2002) est caractérisé par quatre phases dont seules certaines seraient présentes dans la zone d'El Buho. La première phase de *flow pounding* est caractérisée par un confinement total des écoulements au sein du premier bassin. Dans le cas de la dépression 2, son extension réduite ne permet pas un confinement de la totalité des écoulements. Seules les sections plus concentrées des coulées de débris seraient piégées à la base du remplissage tandis que les sables transportés par un processus turbulent moins concentré se déposent en aval dans la zone de biseaux 3. Ce processus correspondrait plutôt à la phase de *flow stripping* (Sinclair and Tomasso (2002). Durant cette phase, le potentiel de transport des parties les plus fines des écoulements dépasse le potentiel de confinement du relief. La fraction la plus grossière reste piégée au sein de la dépression amont tandis que les éléments plus fins débordent dans la dépression située immédiatement en aval. Les dépôts relatifs à la phase de *flow stripping* se caractérisent dans la dépression amont par une augmentation du nombre de bancs composés de la fraction la plus grossière des écoulements et dans la dépression aval, par l'apparition de niveaux composés de la fraction fine (Figure 91). Cette phase s'accompagne de la mise en place de niveaux continus à l'échelle du bassin dès lors que le gradient de dépôt du système est réduit. Cette phase est suivie par celle de *by-pass* affectant les écoulements au sein de la dépression amont, et pouvant s'accompagner de processus d'érosion. La phase de *by-pass* n'est pas clairement identifiable au sein de la dépression 2 mais on peut observer le dépôt d'une unité de débrite (unité I, zone de biseau 3) en érosion sur les dépôts sableux précédemment déposés lors de la phase de *flow stripping*. La dernière phase de *blanketting* intervient lorsque le relief est comblé mais les difficultés de corrélation liées aux conditions d'affleurement ne permettent pas de caractériser cette phase. Seul le niveau de débrite

sommital corrélé entre les logs 3, 4, 9, 11 et 12 atteste d'un dépôt continu sur l'ensemble de la zone de biseaux (Figure 91).

Problématique réservoir

Le modèle de *fill and spill* défini à l'échelle de bassins sédimentaires se concrétise par la mise en place de dépôts tabulaires dont la ségrégation granulométrique ne s'exprime que de manière verticale suivant les différentes étapes définies par ce modèle. La première étape entraine le piégeage de l'ensemble des fractions granulométriques (*flow pounding),* tandis que les étapes suivantes sont marquées par une ségrégation granulométrique liée à l'évolution intrinsèque des écoulements. A l'échelle du système d'El Buho et de la dépression 2, le confinement moins fort ne permet pas d'enregistrer la phase de *flow pounding* mais seulement la phase de *flow stripping*. Lors de cette phase, les dépôts s'effectueraient sous l'impact de ressaut hydraulique décrit pour le comblement des dépressions 1 et 2 (Figure 91). Ce processus entraine une ségrégation des dépôts les plus grossiers de l'amont vers l'aval. En raison de l'absence d'affleurements de bonne qualité dans la zone aval de la dépression 2, cette ségrégation n'est pas observable mais dans le cas d'une problématique pétrolière, la répartition des faciès attendus au sein du remplissage de la dépression 2 serait caractérisée par les faciès les plus concentrés (Débrite DHC et DLC), surtout présents dans la zone amont, avec une transition vers l'aval vers des faciès moins concentrés (faciès sable amalgamé).

2. Système de Rio Bravo

a. Architecture du système de Rio Bravo

La zone amont est caractérisée par une géométrie de rentrant de socle, avec un relief positif plus marqué à l'Est. C'est au sein de ce rentrant que le Système de Rio Bravo se construit au-dessus de niveaux marneux sur une distance de 3 km. Cette construction débute par la mise en place d'une unité constituée essentiellement de niveaux bréchiques peu matures. Ces niveaux bréchiques au comportement très érosif ne présentent pas d'organisation verticale marquée. Ils se concentrent dans les niveaux de base de la zone de Liano Dente et de la zone de biseau intermédiaire situé en continuité vers l'aval. On peut observer une transition longitudinale depuis les faciès de débrite vers des faciès de sable amalgamé. Le « *net to gross* » de ces deux zones est supérieur à 80%.

En l'absence de géométries typiques et de structures internes aux dépôts, la caractérisation du type de système sédimentaire de Rio Bravo ne peut être effectuée indirectement.

Quel est le type de système sédimentaire correspondant au système de Rio Bravo ?

Si l'on se réfère à la classification de Richards et al. (1998), en prenant en compte les principales caractéristiques du Système de Rio Bravo, celui-ci pourrait correspondre à un *sand-rich slope aprons* ou à un *talus cones* (Figure 97, Figure 98-(Richards and Bowman 1998)). Ces deux types de système présentent des échelles limitées (< 5 km, (Richards and Bowman 1998)) et des dépôts avec une géométrie en biseau allongé vers l'aval (Shanmugam and Moiola 1994, Richards and Bowman 1998).

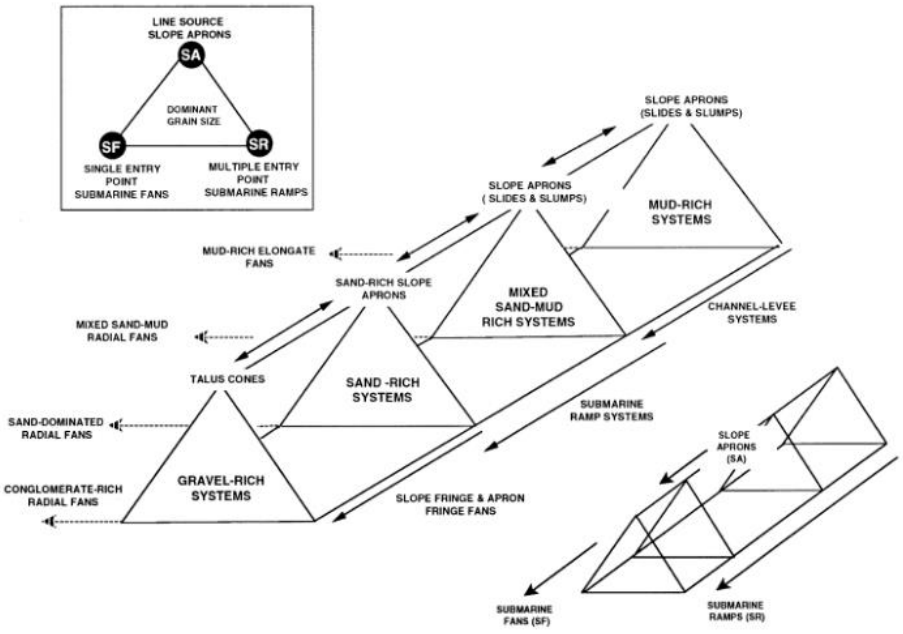


Figure 97 : Classification des systèmes sédimentaires en fonction de leurs sources d'apport, de la fraction granulométrique dominante et du nombre d'exutoires (d'après (Richards et al. 1998)

Les *gravel-rich systems* correspondant aux *talus cones* sont caractérisés par des processus de dépôts chenalisés et non chenalisés, avec des faciès comprenant des dépôts de débrite (Surlyk 1978, Ineson 1989) et d'écoulements concentrés à hyper concentrés (Prior et al. 1984, Prior and Bornhold 1989). Dans les zones distales, ces types de système sont également marqués

par une rapide transition de faciès vers des turbidites fines et des dépôts hémipélagiques (Ineson 1989, Prior and Bornhold 1989). Ces systèmes sont généralement localisés dans des zones proches de réseaux de failles actives dont le fonctionnement alimente les dépôts du *talus cone* comme observé en Mer du Nord dans les champs pétrolifères de Brae (Stow et al. 1982, Turner and Allen 1991).

Les *sand-rich systems* correspondant aux *slope aprons* sont également caractérisés par une forte désorganisation des dépôts avec peu de structures identifiables (chenalisation, continuité des bancs) et une géométrie générale de dépôt en forme de biseau. L'organisation des dépôts est dominée par des corps sableux d'extension latérale limitée (Shanmugam et al. 1995). La transition vers les dépôts distaux est marquée par l'apparition de niveaux très épais de turbidite. Ces niveaux forment à plus large échelle des dépôts non chenalisés similaires à des lobes sableux dominés par des dépôts d'écoulements concentrés à hyper concentrés et de coulées de débris (Kleverlaan 1989, Cossey and Kleverlaan 1995, Hilton 1995, Pickering et al. 1995, Smith and Møller 2003).

Lorsque l'on étudie plus en détails la répartition théorique des lithologies et des architectures de dépôt du modèle de Richards and Bowman (1998) pour les systèmes de type *sand-rich* et *gravel-rich*, le Système de Rio Bravo concorderait avec la description des *gravel-rich systems* avec une concentration très élevée de faciès de débrite sur la zone amont (dans ce cas, zone de biseaux 1 et zone de biseaux intermédiaire) (Figure 98). La transition longitudinale des faciès de débrite vers les faciès plus sableux n'est pas directement observable dans le Système de Rio Bravo mais, par reconstruction géométrique, une partie des dépôts turbiditiques sableux de la falaise de Haza Blanca pourrait correspondre aux dépôts de débrite de Liano Dente. Les dépôts de Liano Dente situés à l'amont du système montrent également une transition verticale franche entre des faciès de débrite et ceux de marne et turbidites fines d'épaisseur de 15-20 cm. Si l'on transpose cette transition verticale, longitudinalement, le Système de Rio Bravo correspondrait préférentiellement à l'évolution attendue pour un *slope aprons* avec une évolution brusque des faciès de débrite vers des faciès de turbidites fines plutôt qu'à un système turbiditique classique ou de rampe où la transition de faciès est progressive (Richards and Bowman 1998).

Néanmoins les pendages observés dans les dépôts du système de Rio Bravo sont trop peu pentés pour être compatible avec le modèle de *slope apron* de Richards and Bowman (1998). Ces pendages plus faibles pourraient être en partie expliqué par un basculement du système en lien avec la déformation observée plus en aval sur la falaise de Haza Blanca et sur laquelle nous reviendrons ci-dessous.

Dans le cas contraire, ces pendages pourraient être en accord avec ceux décris dans la classification de Postma (1990) pour les *shelfs fan delta* décris pour des systèmes se développant sur des pentes fortes et caractérisés par des écoulements concentrés à hyper-concentrés dans un milieu non confiné.

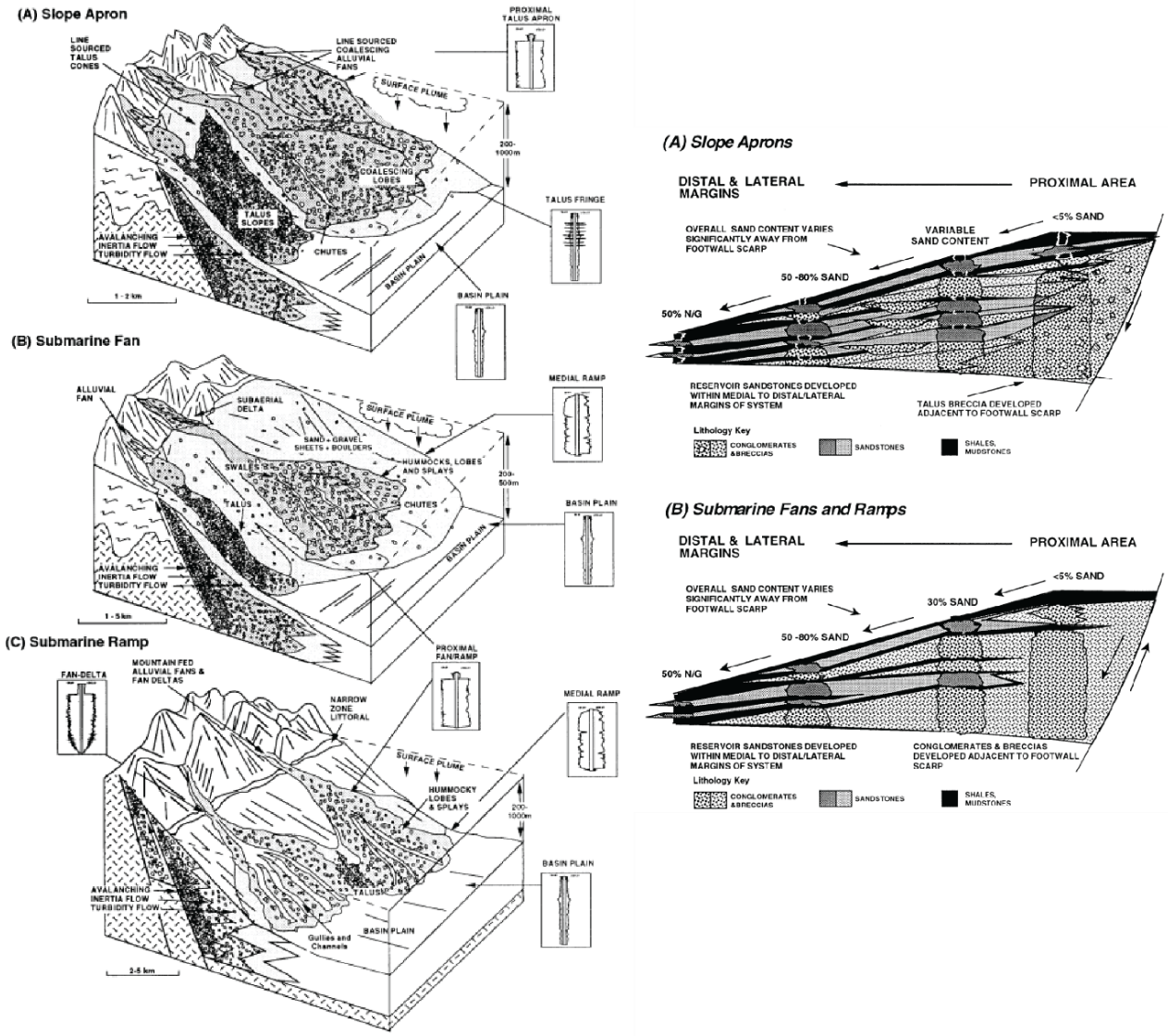


Figure 98 : A gauche : blocs diagrammes illustrant les environnements de dépôt des systèmes sédimentaires de type gravel-rich. A droite : Architecture de dépôt et distribution théorique de faciès au sein d'un gravel-rich system dans le cas d'un slope apron (a) et d'un fan sous-marin marqué ou non par une rampe (d'après Richards and Bowman (1998)

Comme indiqué précédemment, la zone de Liano Dente est caractérisée par une transition de faciès brusque entre les niveaux de marne et de turbidites fines de l'unité 2 (faciès SGA) et les niveaux de débrite de l'unité 1 (faciès DHC, DLC), (Figure 67).

Cette évolution franche de faciès marque-t-elle un changement dans le fonctionnement du Système du Rio Bravo ?

Deux hypothèses sont envisageables pour l'expliquer :

(1) L'évolution verticale de faciès est similaire à l'évolution longitudinale attendue pour un système de type *slope aprons.* La superposition des dépôts longitudinaux attesterait alors d'une rétrogradation des dépôts sur la marge en lien avec l'ennoiement important du bassin au Tortonien (Weijermars et al. 1985, Kleverlaan 1989, Cronin 1995). Cette hypothèse pourrait être appuyée par la présence d'affleurements de conglomérats situés plus au Nord et observés sous forme de lentilles sur les unités du socle. Ces conglomérats sont associés aux séries de base du Tortonien dans la littérature (Ott d'Estevou and Montenat 1990) et sur la carte géologique de l'IGME. Ils sont composés des conglomérats continentaux de couleur rouge et des conglomérats marins gris dont le faciès est similaire aux niveaux de brèche de l'unité 1 du Système du Rio Bravo. Les conditions d'affleurement étant difficiles, il n'est pas possible de suivre physiquement la continuité de ces dépôts pour en faire avec certitude l'équivalent des séries bréchiques, suggérant ainsi que le Système de Rio Bravo aurait bien rétrogradé sur la pente continentale. Les affleurements situés en amont de la zone de Liano Dente présente une rétrogradation de quelques niveaux aux faciès de type DHC et DLC (base des logs 4 et 5 situés à l'aval et log 1 situé le plus à l'amont).

(2) Les passées constituées de l'alternance de niveaux marneux et de turbidites fines pourraient correspondre à un faciès de levée, tandis que les passées de niveaux sableux amalgamés traduiraient la présence de corps chenalisés. La transition observée avec les dépôts de débrite sous-jacents serait liée à un changement de fonctionnement du Système de Rio Bravo depuis un système de type *gravel-rich slope aprons* vers un système de type *sand-rich slope aprons* où la proportion de faciès de débrite est fortement réduite.

En l'absence de plus de données disponible, les deux hypothèses restent envisageables.

b. Interprétation de la structure de la zone de Haza Blanca

La zone de Haza Blanca, située à l'aval du Système de Rio Bravo, est marquée par une importante déformation de type compressive. Cette déformation s'exprime par le basculement de 50°des séries du système sur un « plan de faille » de pendage apparent vers le Nord. La continuité des séries depuis les niveaux non déformés (pendage de 10° vers le N275) jusqu'aux niveaux basculés n'est pas directement observable. L'interprétation du type de déformation est alors sujette à discussion.

La déformation est-elle liée à des processus tectoniques comme le suggère la présence de la faille apparente ?

Les conditions d'affleurement n'ont pas permis d'observer directement le plan de faille à l'origine de la déformation de la zone de Haza Blanca. Ce plan à pendage apparent vers le Nord met en contact les niveaux d'alternance de marne et turbidites du Système de Rio Bravo (*hanging-wall*) avec les marnes sous-jacentes (*zone B, foot-wall*),(Figure 71). La direction du plan de faille n'est pas mesurable mais lorsque l'on étudie la répartition des dépôts du Système de Rio Bravo, ceux-ci sont situés sur la bordure Ouest du thalweg actuel du rio. La bordure Est du thalweg est marquée au Nord par des dépôts de conglomérats Serravallien supérieur - Tortonien inférieur (zone de Liano Dente et zone intermédiaire (Weijermars et al.

1985, Ott d'Estevou and Montenat 1990)) et au Sud par des dépôts de marne (zone de Haza Blanca). La direction du plan de faille supposé devrait suivre le tracé du thalweg actuel de direction N160. Avec cette direction, la déformation observée sur la falaise de Haza Blanca serait parallèle au plan de faille. Avec une direction de compression vers le Sud, parallèle au plan de faille, le jeu de la faille serait décrochant senestre. Or, aucune faille décrochante n'a jamais été décrite avec cette orientation dans le bassin de Tabernas. Seules des failles normales d'orientation N170 sont décrites dans la littérature (Weijermars et al. 1985, Ott d'Estevou and Montenat 1990, Cronin 1995).

La déformation compression observée dans la falaise de Haza Blanca ne serait donc pas d'origine tectonique.

Les dépôts de Haza Blanca correspondent-ils à des dépôts de type Mass Transport Deposits liés à des déformations gravitaires ?

Quels sont les rôles des dépôts sous-jacents (zone A et zone B) dans la déformation ?

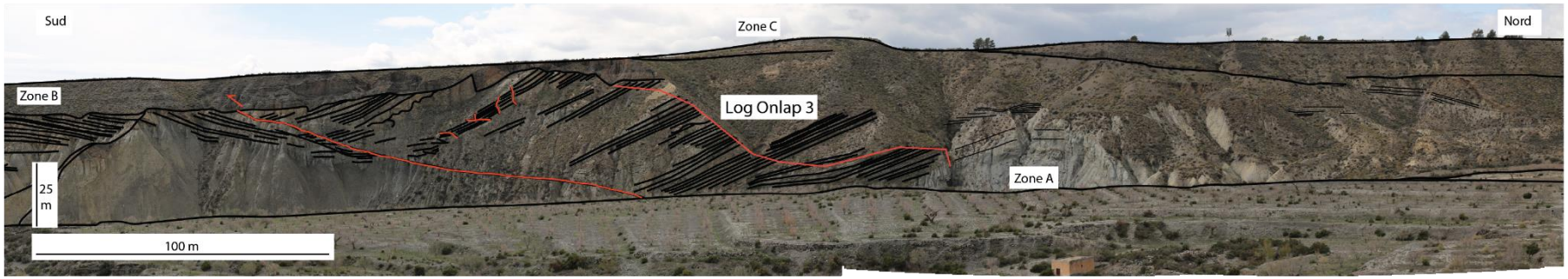
La première zone est située en amont de la surface marquant la base des dépôts basculées, préalablement qualifiée de plan de faille (zone A). Elle est caractérisée par un relief de marne. Le flanc Sud de ce relief forme la base des dépôts basculés et il est scellé par des séries non déformé du système de Rio Bravo.
Les dépôts amont de cette structure ne sont pas observables.

Le relief de marne de la zone B est situé sous la surface de déformation. Il est caractérisé sur son flanc Sud par l'onlap passif de niveaux de grès. Ces dépôts présentent des pendages et directions similaires à ceux observés dans les séries de la zone C située au sommet de la falaise de Haza Blanca et dont les dépôts scellent la déformation (Figure 71).

Les dépôts de la zone A sont-ils impliqués dans la déformation ?

Hypothèse (I) : si les dépôts de la zone A n'étaient pas impliqués dans la déformation et si l'on restaure leur géométrie avant celle-ci, alors la zone A formerait un relief positif de marne entre les zones de Liano Dente et de la zone de biseaux intermédiaire et la zone B (Figure 99). Ce relief serait à l'origine de deux dépressions au sein desquelles les dépôts seraient en partie piégés. La déformation observée seulement à l'aval de la zone A serait alors limitée en extension à la zone située entre les reliefs formés par la zone A et la zone B. Au vue de l'importance relative de la déformation qui implique 200 m de série par rapport à la hauteur supposé du relief de la zone A (< 50 m), cette hypothèse ne semble pas plausible.

Hypothèse (II) : dans le cas où les dépôts de la zone A seraient impliqués dans une déformation gravitaire de type glissement en masse au-dessus d'une surface de décollement située au sein des séries de marne, alors la zone A pourrait être assimilée à un pincement de marne impliqué dans la déformation. La zone A correspondrait une charnière de plissement au sein d'un glissement en masse (Figure 99).



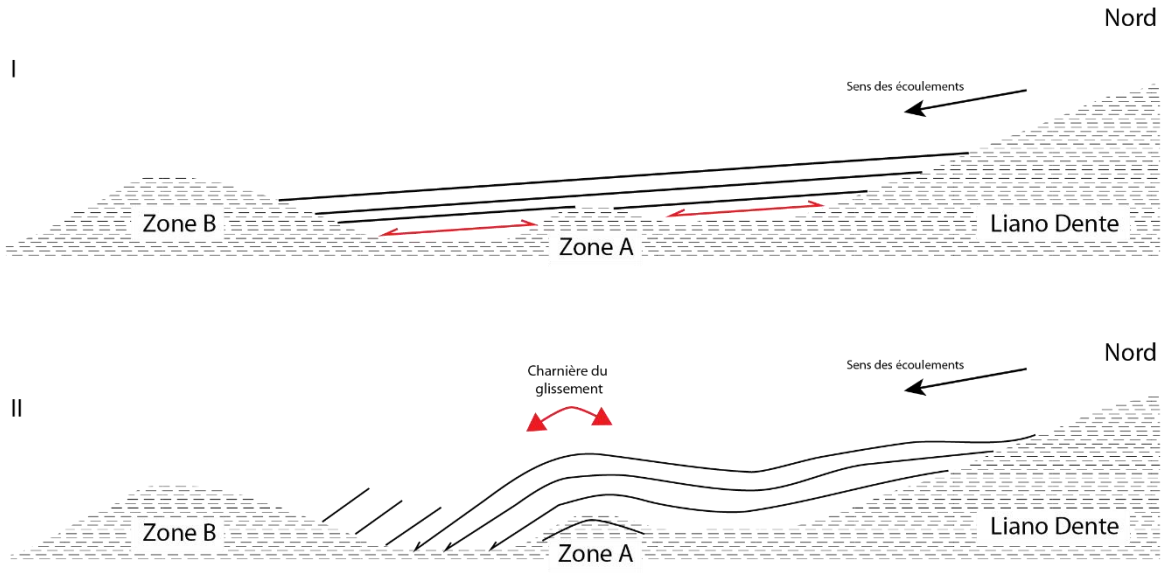


Figure 99 : Schéma des hypothèses I et II illustrant les implications des zones A et B au sein de la déformation des séries de Haza Blanca

Les dépôts de la zone B sont-ils impliqués dans la déformation ?

En raison de l'onlap passif des niveaux de grès sur la zone B, de l'absence de dépôts pouvant appartenir au Système de Rio Bravo et par reconstruction géométrique après restauration de la déformation, la structure de la zone B devait former une paléotopographie au moment du dépôt du Système de Rio Bravo. Ce relief devait alors confiner ou dévier les écoulements provenant du Système de Rio Bravo, et Il ne serait donc pas impliqué dans la déformation.

Synthèse de la mise en place des dépôts de glissement en masse de la zone de Haza Blanca

La paléogéographie de la zone de Haza Blanca était marquée par la présence d'un relief contre lequel les écoulements parcourant le Système de Rio Bravo étaient confinés ou déviés (étape 1 -Figure 100). Une surcharge sédimentaire trop forte et/ou un évènement sismique ont pu être à l'origine du glissement ayant entrainé la déformation des unités de Haza Blanca. La surface de décollement de ce glissement, préalablement considérée comme un plan de faille non observable en dehors de la falaise de Haza Blanca, se situe près de la transition lithologique entre les marnes et les dépôts détritiques du Système de Rio Bravo. Ce décollement entrainerait un plissement des dépôts contre la topographie de la zone B (étape 2 - Figure 100).

Une partie des marnes sous-jacentes serait aussi impliquée dans le glissement et se retrouve sous la forme d'un pincement sous la seule zone de déformation (charnière de plissement) visible au sein du glissement (zone A). Les unités de la zone C viendraient ensuite sceller la déformation (étape 3 -Figure 100). La datation plus précise de mise en place de ces unités n'a pas pu être établie, tout comme la datation, même relative, des unités situées en aval de la zone B et venant en *onlap* passif contre le relief formé par les marnes.

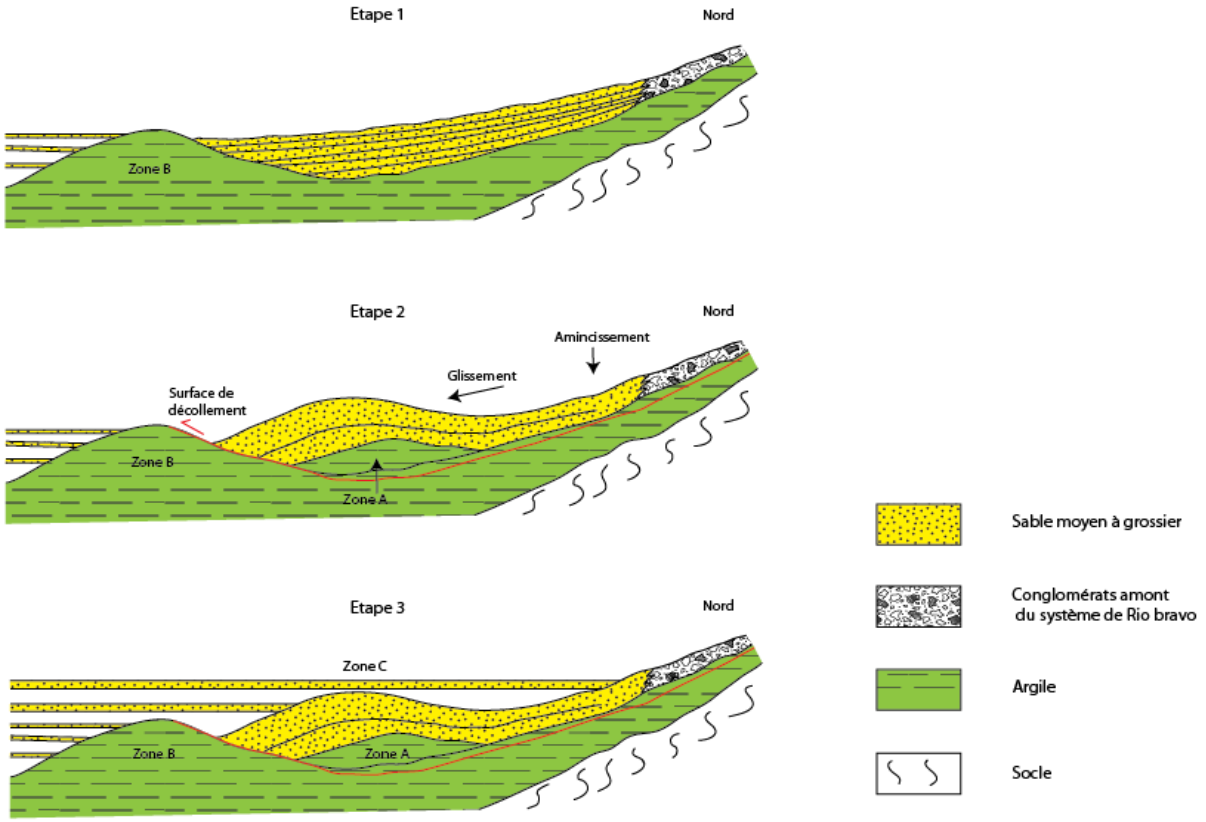


Figure 100 : Schéma illustrant la mise en place de la structure de glissement en masse de la zone de Haza Blanca

Les exemples de glissement en masse décrits dans la littérature illustrent une structure interne souvent constituée de trois domaines distincts : un domaine extensif, un domaine translaté et un domaine compressif (Figure 101, (Embley 1980, Piper et al. 1997, Richardson et al. 2011)). Le domaine extensif est caractérisé par la présence de failles normales entrainant un basculement de la stratification, comme illustré par Richardson et al. (2011) dans le bassin du Sud de la Mer Caspienne en Azerbaïdjan Figure 101), (Embley 1980, Piper et al. 1997, Garziglia et al. 2008, Sawyer et al. 2009). Le domaine translaté est marqué par une dislocation partielle souvent peu visible des dépôts remobilisés selon un gradient amont-aval vers les déformations plus marquées du domaine compressif caractérisées par des rides compressives de longueur d'onde variable. Le domaine compressif correspond au front de la masse glissée affecté par des structures de chevauchement et un plissement des unités (Figure 101).
Dans le Système de Rio Bravo, les zones amont (Liano Dente) et intermédiaire ne sont pas affectées par des failles normales qui attesteraient d'une zone en extension en amont du glissement. Compte tenu des conditions d'affleurement, soit ces zones pourraient alors correspondre au domaine translaté, sans que l'on puisse observer le début de dislocation de la stratification et dans ce cas, le domaine extensif serait situé en amont de la zone de Liano dente et il serait aujourd'hui érodé, soit l'extension du glissement est limité à la zone de Haza Blancha qui caractériserait surtout son domaine compressif. Au vue de l'intensité somme toute faible des déformations, le glissement n'a pas dû parcourir une grande distance comme cela peut être le cas sur les grandes marges continentales actuelles. L'extension limitée des affleurements de Rio Bravo pourrait constituer un argument sur l'absence potentielle des domaines extensifs et translaté ou sur leur localisation plus en amont des affleurements terminaux du Système de Rio Bravo (zone de Liano Dente). Toutefois s'il existe un décollement, les deux zones seraient télescopées au niveau de la surface de détachement.

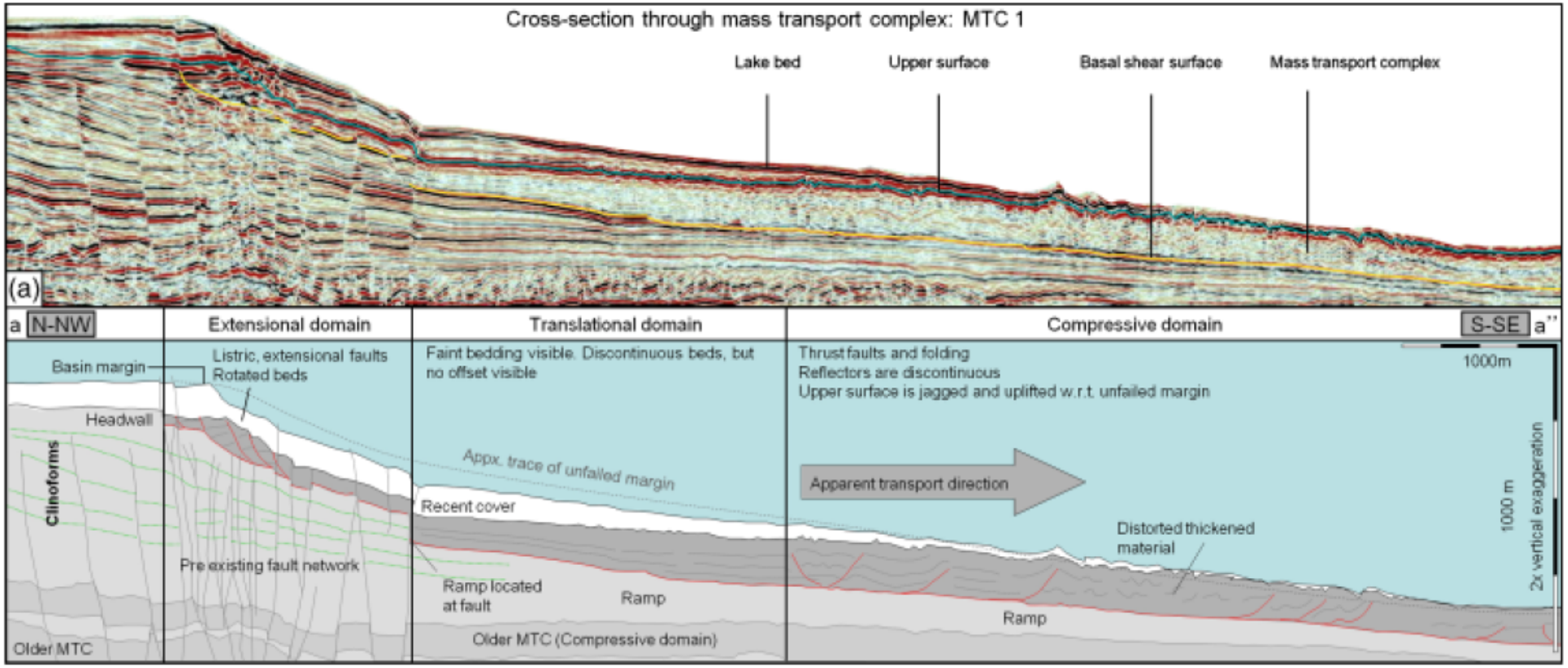


Figure 101 : Structuration interne d'un glissement en masse dans le bassin du Sud de la mer Caspienne, Azerbaïdjan d'après Richardson et al. (2011)

Chapitre III. Modalités de mise en place du système turbiditique des Grès d'Annot dans le synclinal de Peïra-Cava

Ce chapitre présente l'étude de la mise en place des dépôts du système des Grés d'Annot au sein du synclinal de Peîra-Cava sous le forme d'une future publication dans le journal Sedimentology.

Characterization and Formation of up-dip pinch-out geometries in turbidite system: the Peïra Cava syncline pounded basin (Annot Sandstone Formation)

L.Daghdevirenian[1], S.Migeon[1-4], J.L.Rubino[2], C.Gorini[3]

1- UMR 7329 GEOAZUR, OCA-CNRS, 250 rue Albert Einstein, 06560 Valbonne, France
2- TOTAL Pau, Avenue Laribau, Pau, France
3-UMR 7193 ISTEP, Université Pierre and Marie Curie, 4 Place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France
4- Université Pierre and Marie Curie, 4 Place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France

Abstract:

The Grès d'Annot sandstones of Late Eocene/early Oligocene is a well-known example of turbidite accumulations deposited in a foreland basin setting. In such settings, turbidite systems are usually laterally control by syntectonic activity generating lateral pinch-outs of the infilling accumulation against the basin walls. Such tectonic activity together with progradation and retrogradation stages of the whole turbidite system could also lead to local disconnection between the continental-slope and the basin deposits and to the formation of sealed potential sand-rich reservoirs. The aim of the work is to better constrain how turbidite systems pinch out longitudinally, in both upstream and downstream directions and to characterize some typical lithofacies evolutions.

Our work focused on the Peïra Cava synclin (Maritime Alps, France) where particles are sourced from the Maures, Esterel and Corso-Sarde mountains and flow towards the north following structurally-controlled conduits. Thirty lithological logs 100-m thick were acquired following the western N170-trending side of the synclin. Correlations made between the various sections allowed reconstructing the topography of the top of the blue marls that existed before the emplacement of the turbidite accumulation. This reconstruction revealed the occurrence of two types of longitudinal pinch-out geometries against relatively high-slope angles, and trending either downcurrent or upcurrent.

The strongest evolution of depositional facies is observed close to upstream pinch-out surfaces. Here, turbidite deposits thin and fine longitudinally while cohesive debris-flow deposits stop over distances as short as 200 m. Then, going upward in the series above the pinch-out surface, both turbidite and debris-flow deposits are lesser affected and finally become continuous.

Also the large scale observation allowed defining a depositional model for gravity flows within a confined basin. It revealed similarities with the "fill and spill" model by Sinclair and Tomasso (2002), characterized by several stages of infilling. In a first stage, a pre-existing topography consisting in several depressions 1-2 km long controlled the longitudinal-facies evolution by blocking the highest-concentrated flows along their reverse-slope flanks. As the depression is infilled, flows are able to overtop the reverse-slope flank to settle down in the following depression. Once the pre-existing topography is buried, channelized bodies prograde within the basin with alternating incision and by pass processes.

This work allowed us to better constrain the formation of longitudinal pinch-out surfaces during the first stages of a basin infilling and the impact of a pre-existing topography on the deposition of thick sand-prone basin accumulations.

Keywords:

SE France, Peïra Cava Syncline, Annot Sandstone, turbidites, Up-dip Pinch-out

I. Introduction

Confined turbidite system interacting with a strong topography are one major hydrocarbon target around the world. In this trap type, the deposition and the type of turbidite facies are strongly constrained by the relationship between the gravity flows and the submarine topography ((Sinclair 1997, Amy et al. 2004)).

The Annot basin is a well-known example of turbidite accumulation, linked to strong detrical supply and interacting with a marked topography (Joseph and Lomas 2004). Numerous publications since the pioneering works of Bouma (1962) and Stanley (1963) have been done over the years on the sedimentology of the Annot Sandstone basin. The study area is located in the SE France, in the sector of Peïra-Cava approximately 20 km north of Nice in a proximal part of the system with respect to its southern sources.

II. Geological setting

1. Stratigraphic context

From a structural point of view, the Annot Formation belongs to a foreland basin located in the Southeast of the Subalpine Chain (Elliott et al. 1985). This system is bound by three main cristalline massif: The Pelvoux to the North, the Argentera massif to the East and the Maures-Esterel massif to the south (Figure 103.A). The formation belongs to a para-autochtonous unit made by Late Palaeozoic to Oligocene deposits and it is often seal by allochtonous Embrunais-Ubaye thrust (Ravenne et al. 1987). The sandstone bodies studied in this paper are located on the southern part of the Peïra-Cava syncline (Figure 103.A).

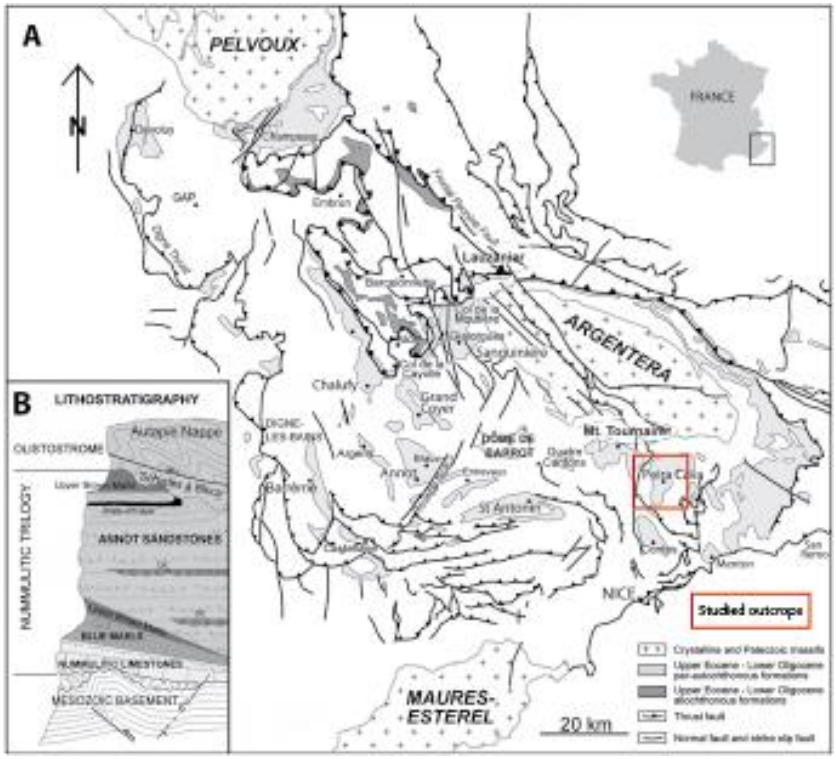


Figure 102 : Structural map of the Annot sandstones outcrop located in the south of France modified from (Joseph & Lomas, 2004)

The Annot Formation presents in most cases a thickness exceeding 1000 m. This formation belongs to the Priabonian trilogy first described by Boussac (1912). This tertiary foreland sequence, which ranges from mid-Eocene to lower Oligocene, consists of three major lithological units:

The “Calcaires Nummulitiques” rest unconformably on the Mesozoic series which were strongly affected by the Pyrénéo-Provencale compression (Figure 103.B). This basal transgressive formation consists of bioclastic limestone and resedimented breccias. The deposits emplaced in a shallow marine environment and locally grade to continental slope deposits (Joseph and Lomas 2004).

The “Blue Marls” correspond to hemipelagic marlstones deposited on from an external shelf to an upper continental slope or a distal ramp setting (Ravenne et al. 1987, Joseph and Lomas 2004), (Figure 103.B). The transition between the blue marls and the overlying Annot Sandstones is gradually made by an increase of the detrical content including silt-size particles within the marls and the occurrence of very fine turbidite forming the level of so-called brown marls (Ravenne et al. 1987).

The “Annot Sandstones” are series made by gravity-flow deposits passing either gradually from the underlying marls or onlaping the Blue Marls (Elliott et al. 1985), (Figure 103.B). A wide range of processes are involved to explain these deposits. The directions of the detrical content were determined by Lanteaume et al. (1967), Sinclair (1997) and show a South to North general trend which is confirm by heavy mineral analysis indicating the southern origin of their source (Stanley 1961, Stanley 1963, Stanley 1965, Ivaldi 1974, Garcia et al. 2004).

In the Northeast part of the Annot sandstones Formation, the series is capped by the “schistes à blocs” formation either interpreted as an heterogeneous olistostrome made in front of the Autapie thrust (Kerckhove 1964, Kerckhove 1975, Etienne 2012), or more recently reinterpreted as canyon-fill deposits (Rubino et al. 2017). The erosive character of this thrust makes difficult the dating of the end of the infilling of the basin, however recent AFTA measurements on the adjacent crystalline basement suggest that the end of sedimentation may occur during the Lower Oligocène (Bigot-Cormier 2002).

2. Geodynamical context

Since the Cretaceous, the evolution of the Annot basin is controlled by several orogenic events (Bigot-Cormier 2002, Apps et al. 2004) . Their current structure results from a complex heritage linked to the Pyrénéo-Provencale and Alpine orogenesis.

From the end of the Cretaceous, the Corso-Iberic block began its rotation, involving the opening of the “Bay of Biscay” and the closure of the Pyrénéo-provencale basin (Apps et al. 2004). During the Paleocene, the collision between Europe and the Corsica-Iberia block was ended. It ended the uplift of the Pyrénéo-Provencale chain which extended at this time over more than 1000 km from the North of Spain to the Southeast of France. The collision builded up a topographic structure oriented east-west along the future area of the Peïra-Cava syncline.

During the Maastrichtian, the Alpine orogen of Corsica began, due to the subduction of the oriental part of Tethys Sea, south of the Sardinian belt and started to uplift the future supplier of the Annot system. During the Lutetian (mid Eocene), a north-south trending compression

linked to the beginning of the Alpine orogen, affected the south-east of France, inducing the formation of thrust and fold in a radial direction. This collision builded up the Peira-Cava syncline with its long axis trending to the North. Associated with the progressive increases of the load due to the orogen along the European margin, a flexural subsidence took place in front of the Alpine chains forming a foreland basin (Ford et al. 1999). During this time, the orogen situated East of Spain was still active, involving the uplifts of the Corsica-Sardinia and Maures-Esterel micro-continents. These massifs provided particles to the "Annot Sandstones" during the late Eocene.

During the Oligocene, and more specifically during the Rupélien, the Annot basin was affected by two synchronous tectonic events. The first one results from the progression of the Alpine collision which migrated westward through the previously formed basin. The influx of detrital materials from the internal part of the orogeny caused the infilling of the topography. The arrival of the Embrun-Ubaye nappe (30 Ma) intensified the phenomena. The second tectonic event is the rifting of the Liguro- Provençal basin which affected the region of the Gulf of Lion. This event led to the shut-off of sediment supply from the Corsica-Sardinia massif and from the Maures-Esterel massif situated further south. At this time, the feeding area migrated to the Alpine massif which becomes the new feeder of the foreland basin (Callec 2001).

3. Depositional model

Due to a complex structural heritage, the system of the Annot Sandstone is associated with a very complex paleo-topography and depocentre migrations (Callec 2001, Du Fornel et al. 2004, Joseph and Lomas 2004, Salles 2010, Salles et al. 2011, Joseph et al. 2012). The Peïra-Cava sandstones are a remnant of one of the several sub-basins separated by structural highs forming the Annot basin. Various paleotopographical reconstruction of the basin (Ravenne et al. 1987, McCaffrey and Kneller 2001, Amy et al. 2004) show that detrical flows coming from both the Maures-Esterel and the Corsica-Sardinia massifs were first constrained in a narrow conduit recorded in the Contes Syncline (Stanley 1975) and then entered in a pounded basin recorded in the Peïra-Cava syncline. The transition between the Contes and Peïra Cava formations was marked by a break-in-slope, between a continental-slope environment and a supposed flat-floored basin (McCaffrey and Kneller 2001, Amy et al. 2004, Lee et al. 2004). Several flow process interpretations were proposed for the base of slope sandstones of Peïra Cava. Stanley (1982)first interpreted the deposits as a welded slump-graded sand couplets resulting from a local failure of the basin margins. Then deposits were interpreted as an infilling of an erosional submarine channel due to the observation on two dimensional outcrops of channel-shaped erosional surfaces. (McCaffrey and Kneller 2001, Abdeldayem et al. 2004) proposed a model of deposit made by multiple events. First, large turbidity currents deposited thick amount of particles on a lateral basin-margin slope. Then, due to the instability on the slope, the sediments were reworked as a low efficiency flow. The erosional surfaces previously observed by Bouma et al. (1990) were reinterpreted as the result of an increasing turbulence associated with helical flow cells. Last work of Amy et al. (2000) suggests that the accumulation of sediments at the base of slope was controlled by an hydraulic jump causing a rapid deceleration of the flow and the dumping of large volumes of particles. The large-scale erosional features may be explained by the transition from supercritical to subcritical flow conditions.

III. Methods

According to the literature, the main direction of the paleo-current was oriented to the north from the Maures-Esterel Chains and Corsica-Sardinia microcontinent located further south. In order to discriminate lateral onlaps from longitudinal onlaps (upstream or downstream), several lithological logs were acquired between the area of “le Tournet” and the “Cime of Suorcas” along a direction oriented N 178 (Figure 104).

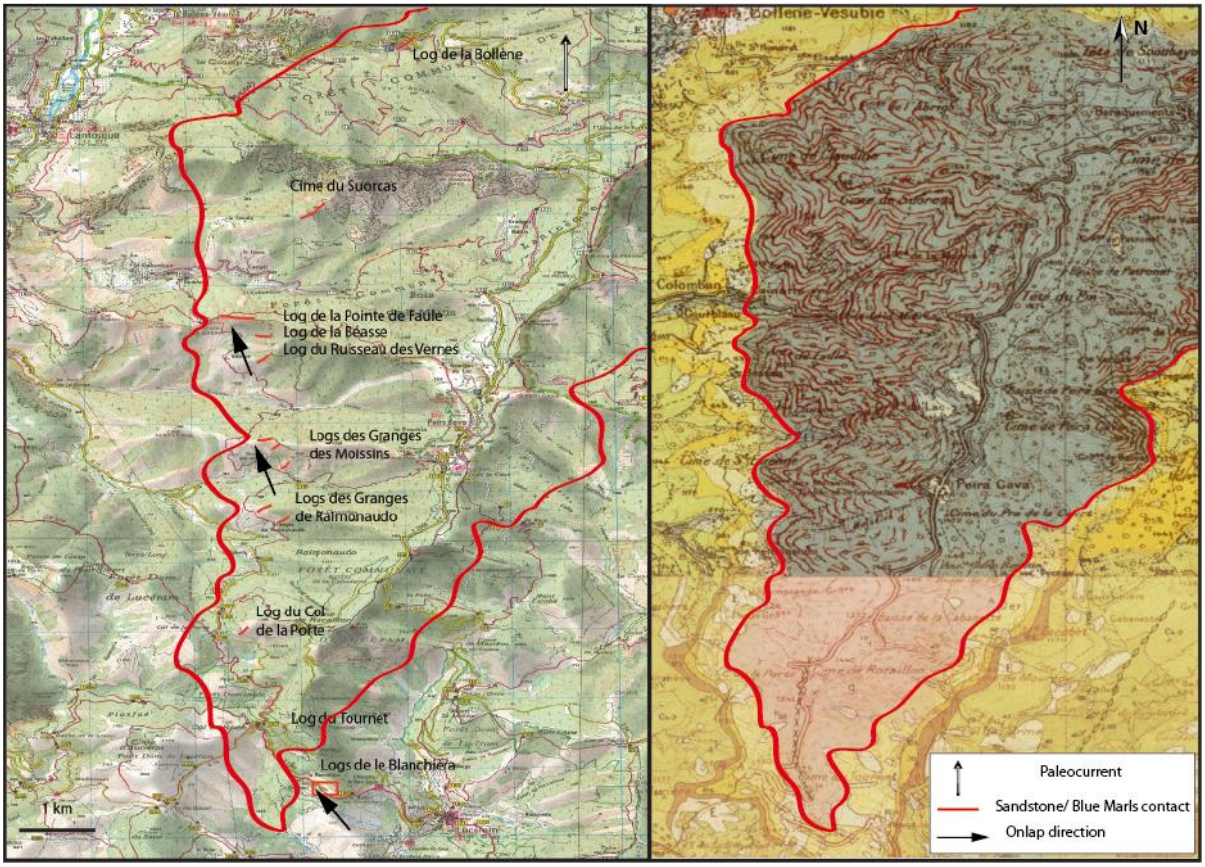


Figure 103 : Location map of the outcrops studied in this paper

To correlate the logs, a upper and a lower limit of the studied series were determined on the field, to be easily recognizable on the outcrops and continuous at the scale of the basin. We thus focused on a stratigraphic interval comprised between the transition between the Blue Marls and the brown marls and the sandstone bed named Mu05 (Amy et al. (2007). The latter consists of a basal reworked marly level (5 m to 12 m thick), topped with a debrite bed (1 m to 2 m), then by a massive sandstone bed (5 m to 12 m at the most).

A 120-m long stratigraphic interval can be traced for each logs. The Western flank of the syncline along which the logs were compiled is 12 km long. Most of the outcrops used in this study are located on the south-facing slopes of present-day thalwegs and are separated by 1.3 km of no exposure. All the logs were drawn at 1:10 scale and the horizontally log cover was dictated by the accessibility of the outcrops.

Correlation were established between the various logs based on (1) vertical changes of facies, (2) continuity of beds on the field and (3) observation of bed continuity using photographs and geographical tools like Google Earth©, Bing Map© or Geoportail©.

IV. Results

1. Sedimentary facies

Based on visual inspection of grain size, grading, internal organization (sedimentary structures, mud/sand clasts), basal and upper limits of beds, four main sedimentological facies were discriminated to evidence horizontal and vertical changes in the processes of transport/deposition within the studied interval (Tableau 5).

a. F-Turb facies

The F-Turb Facies is characterized by silt to fine-sand beds with sedimentary structures (Table 1) including parallel and cross-stratification, convolutes (Figure 105.C) or dishes (Figure 105.B), that grade upward to mud layers. In a single bed, reversals in ripple-migration direction can be observed (Figure 105.A). This facies draped the undergoing deposits. The bed thickness ranges from 10 cm to 50 cm. This facies is interpreted as a turbulent-flow deposit (Figure 105.D) and more particularly as the Tb and Tc divisions of the Bouma sequence (Bouma, 1962). It may be genetically linked to coarser-grained facies but can also occurs locally without any linked to other turbidite events.

b. F-Trac Facies

The F-Trac Facies consist of medium to very coarse sandstones, with neither clear grading nor upward change of structures (Tableau 5). Beds classically exhibit a weak erosional contact, flute casts, groove casts. Thin inverse grading can develop at their base (Figure 105.E) together with levels with higher concentration of aligned mud clasts. F-Trac Facies is characterized by sub planar laminae interpreted as “traction carpet” features (Figure 105.F) and by cross stratification suggesting bedload or transitional flow. Beds exhibit a sharp upper contact and are capped by marls or by a F-Turb facies bed. The average thickness of beds is from 10 cm to 2 m. This facies can be interpreted as the coarsest-grained division (Ta) of the Bouma sequence (Bouma, 1962) resulting from deposition by the more concentrated and thin basal laminar part of a thicker turbulent flow (Mulder and Alexander 2001).

c. F-Deb1 facies

The F-Deb Facies consists of a structureless and ungraded medium to very coarse sand with a muddy matrix (Figure 105.G), (Tableau 5). The beds show an erosive base. Muddy and sand-to-gravel clasts are abundant with no or a poorly-developed vertical organization. They are poorly rounded in shape. These massive intervals show a thickness ranging from 1 m to 3 m. This facies is interpreted as deposited by laminary cohesive debris flow (Mulder and Alexander 2001).

d. F-Deb2 facies

The F-Deb2 Facies also consists in an ungraded medium to very coarse sand with a muddy matrix (Figure 105.H), (Tableau 5), but with an enrichment in mud, large clasts or even folded layers a few meters long. Larger clasts exhibit preserved primary structures of remobilized muddy or sandy beds. This facies is also interpreted as a debris flow deposit (Mulder and

Alexander 2001) but with a lower maturity than that of the F-Deb1 facies as some of the remobilized layers are not already disintegrated.

Figure 104 : Picture illustration of the facies and sedimentary structures observed in the Peira-Cava Syncline

Facies Name	Composition	Type of clasts	Sedimentary structures	Outcrop scale geometry	Flow interpretation	Facies illustration
F-Turb	Siltstone to fine Sandstone. Mean grain size is very fine	No clasts observed	Ripple laminated, convolutes, fish-bone stratification, drapped deposits mode	10 to 50 cm thick, Tabular and continuous	Top of the Bouma sequence (Tb, Tc), Turbulent flow	
F-Trac	Medium to very coarse sand-size particles, Coarse sand as an average	small clasts arranged in layers can be found at the base, 10-20 cm long axis, Mudstone to fine grain sandstone, Angular in shape	Traction carpett, Low erosional contact, cross stratification, Reverse grading at the base, “En masse” deposits	10 cm to 2 m thick, Overtop by F-Turb facies or by marls, Tabular and continuous	Concentrated basal part of turbidity currents (Mulder & Alexander, 2001)	
F-Deb1	Very coarse sand-size particles in a muddy matrix	Mudstone, silstone and medium to coarse-graine sandstone clasts, Angular in shape, poor sorting, 10-20 cm long axis	Erosive base, chaotic, compact bed can be observed in some case at the bottom, “En masse” deposits	1 m to 30 m thickness, Poor lateral continuity	Laminar cohesive debris flow	
F-Deb2	Very coarse sand-size particles in a muddy matrix	Mudstone, silstone and medium to coarse-graine sandstone clasts, 10-150 cm long axis	Chaotic, Erosive base, Folded structures	5 m to 15 m	Laminar cohesive debris flow	

Tableau 5 : Facies characterization

2. Representative stratigraphic section of the basal layers of Peïra Cava syncline

The log acquired at “La Pointe de Faul” has been chosen as the most representative of the general vertical trend of the deposits (Figure 106). Based on the thickening-up and coarsening-up evolution of the beds, three main sequences were discriminated (Figure 106), with thickness almost similar. The sequence I was itself divided into two sub-sequences (I.a and I.b, Figure 106) but this will be described with more detail later. The three sequences show an increasing average net/gross ratio from 48% (sequence I) to 72% (sequence III). Occurrence of facies type is also different between the three sequences. By not considering marly intervals, the sequence I shows the largest abundance of the F-Turb facies (25%, Tableau 6) which then decreases regularly to sequence II (15%) and III (12%). At the opposite, it shows the lowest abundance of the F-Trac facies (58%, Tableau 6) which then increases to sequence II (62%) and III (80%). Because only a few beds of F-Deb1 and F-Deb2 facies were recognized, they were merged together under the denomination of MTD facies (Tableau 6). Their abundance is low in the 3 sequences but particularly in sequence III. Looking at the average bed thickness, a trend similar to that of the facies abundance is recognized (Tableau 6). Thin beds (0-20 cm, Tableau 6) are more abundant in sequence I (67%) then they become fewer in sequences II (48%) and III (14%). At the opposite, medium-size beds (20-50 cm) and thick beds (>50 cm) are more and more abundant from sequence I to III (Tableau 6). All these changes suggest a gradual evolution in the processes of particle transport/deposition through time.

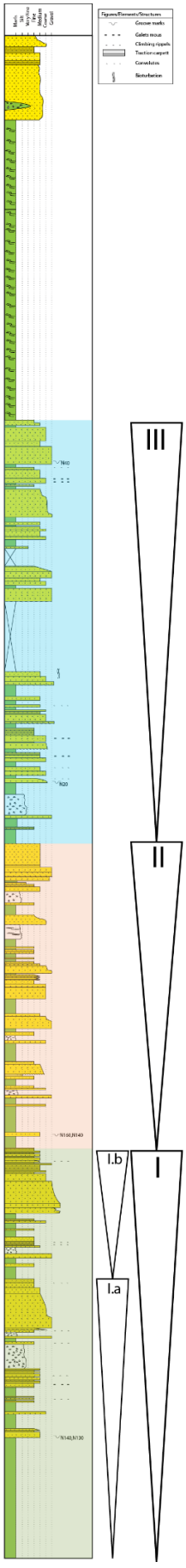


Figure 105 : Representative log of the general vertical trend of the deposits observed in the Peïra-Cava Syncline. Referred to figure 2 for the location of the log

		Sequence 1	Sequence 2	Sequencel 3
% Net/gross		48	57	72
% Facies Type	F-Turb	25	15	12
	F-Trac	58	62	80
	MTD	17	23	8
% Bed Thickness	0-20 cm	67	48	14
	20-50 cm	28	37	65
	> 50 cm	5	15	21

Tableau 6 : Characterization of the % of facies type and bed thickness regarding sequence 1, 2 and 3

3. Log-to-log correlation and reconstruction of the paleo-topography

The three thickening-up sequences described above were then propagated laterally to correlate the nine logs (3 to 10) acquired between the so-called places "Granges de Raimaunodo" and "Cime de Suorcas" (Figure 104). The south-to-north correlation of the logs appears to be almost parallel to the mean direction of paleo-flows (towards the NNW) as mentioned in the literature and evidence in our field-data measurements. Correlation of all logs allow us to reconstructed a complex paleotopography were different pinch-out surfaces can be observed. Indeed, surfaces dipping to the south act as an obstacle against the paleocurrent and can be defined as upstream pinch-out surfaces (Figure 107). On the contrary, surfaces dipping to the north can be described as downstream pinch-out surfaces.

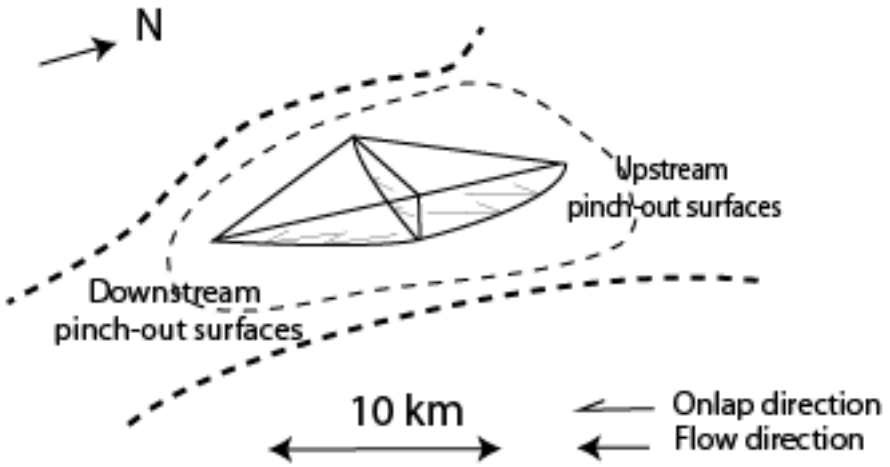


Figure 106 : Schematic definition of upstream and downstream pinch-out surfaces (modified from Amy et Al, 2004)

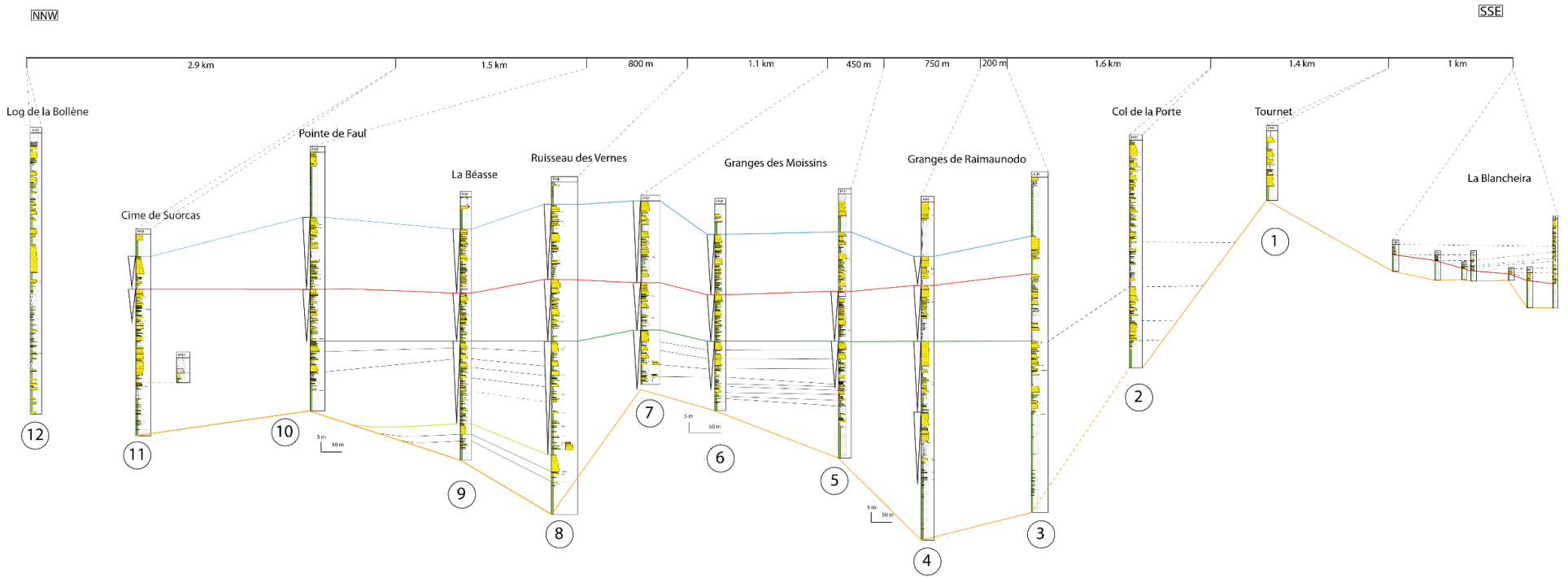
From the log-to-log correlation, sequence II exhibits an almost constant thickness along the studied outcrops (Figure 108). Sequence III exhibits a few little changes in thickness, particularly at the so-called place "Granges de Raimaunodo" where the series thins by half (Figure 108). Sequence I experiments the drastically changes of thickness. Correlation between logs of "La Pointe de Faul", "La Béasse" and "Ruisseau des Vernes" (10 to 8; Figure 108) reveals that 50 m of marls and sandy beds pinch-out to the north over a distance of 800 m (Tableau 7). Correlation between logs of "Ruisseau des Vernes" and "Granges de Moissins"

(8 to 7; Figure 108) evidences the pinch-out to the south of 50 m of series over a distance of 1100 m (Tableau 7). Going further south, around the place of “Granges des Moissins” (logs 7 to 5; Figure 108), 34 m of series pinch-out to the north over a distance of 450 m (Tableau 7). Then, in the sector of “Granges de Raimaunodo”, correlation of logs 4 and 3 shows the southern pinch-out of 15 m of series over a distance of 200 m (Tableau 7). Because no robust bed continuity was seen on the field to propagate the correlation to the “Col de la Porte” and “Tournet” places, we followed the conclusion of Amy et al (2007) suggesting that the massive sandy bed located at “Le Tournet” is the Mu05 marker. Based on this assumption, 80 m of series should pinch-out to the south over a distance of 1.4 km (Tableau 7). In the southern part of the study area, the so-called place of “La Blancheira” shows the best outcrops exposure. 20 m of series pinch-out to the north over a distance of 200 m (Tableau 7).

Onlap Surfaces	Distance between logs	Onlap Thickness	Dip	Depression
Suorcas-Béasse	1500 m	12 m	0.5° (to the N)	
Béasse	800 m	51 m	3.7° (to the S)	3
Granges des Moissins	450 m	34 m	4.3° (to the N)	
Granges de Raimaunodo	200 m	14 m	4° (to the S)	2
Col de la Porte-Tournet	1400 m	81 m	3.3° (to the N)	

Tableau 7 : General description of the paleo-topography reconstruction made on top of the blues marls in the Peïra-Cava Syncline

The southern and northern pinch-out of some parts of sequence I suggests that a paleo-topography existed before and during the deposition of that sequence. Making the assumption that sequence I deposited over a relatively short time and that no syn-deposition deformation related to tectonics modified the pre-existing topography, paleo-slope angles were estimated in each area where the pinch-out of sequence I was identified (Tableau 7), from the thickness and horizontal length of the pinch-out. These paleo-slope changes allowed reconstructing the paleo-topography on top of the Blues Marls by the time of deposition of sequence I (Figure 108). It reveals the existence of three successive topographic lowers or depressions. From south to north, the first depression would be located at “La Blancheira” place. We did not succeed to get a direct correlation of this section with the other logs due to the lack of recognition of the Mu05 event. Consequently, it was not possible to evaluate the paleo-slope in this sector. The depression 2 would extend between “Le Tournet” and “Granges des Moissins” places (log 1 to 7; Figure 108). Its maximum depth was about 120 m relative to the base of the brown marls at the “Granges de Raimaunodo” place (logs 3 and 4; Figure 108). Its southern and northern flanks would exhibit a slope angle of about 3.3° and 4° respectively (Tableau 7). The depression 3 would extend between the “Ruisseau des Vernes” and “Pointe de Faul” places (log 7 to 10; Figure 108). Its maximum depth was about 50 m and its southern and northern flanks were inclined by 4.3° and 3.7° respectively (Tableau 7).



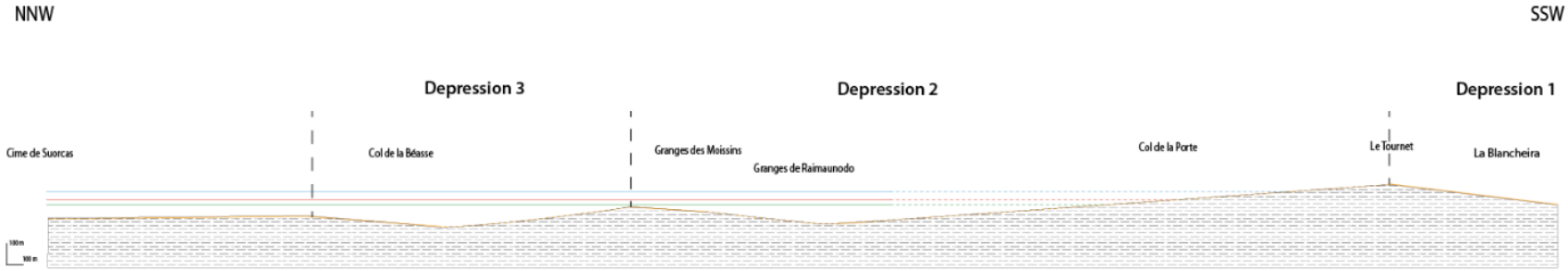


Figure 107 : On top, Log-to-log correlation along the western side of the Peïra-Cava Syncline. Logs location shown in Figure 2. On right, Paleo-topography reconstruction on top of the Blues Marls in the Peïra-Cava Syncline, early Priabonian

4. Longitudinal change of facies and infilling pattern within the depressions

The south-to-north correlation of the three sequences revealed that the two uppermost ones are continuous with no or only little change of their thickness (Figure 108). Deposition of sequences II and III did not affected by the influence of the topography of the top of the blue marls. Consequently, only the longitudinal variations of beds into sequence I will be presented in the following sections.

a. Depression 1: "La Blancheira"

Depression 1 consists of the most proximal studied outcrops. In this area, the brown marls are absent and the sandstones pinch out directly on top of the Blues Marls. Five logs were acquired, between which three beds were followed and correlated (Figure 109)

On the log E (Figure 109), bed I is 2.5 m thick, it consists of coarse sand and corresponds to the F-Trac facies. To log D and C, both its grain size and facies do not change but its thickness increases to 3.5 m at log D then decreases to 1 m at log E (Figure 109). Bed I finally pinches out onto the marls 5 m after log E.

Bed II consists of a 50-cm thick F-Deb facies overlain by a 2-m thick, medium-to-coarse sand F-Trac facies (Figure 109). The basal F-Deb facies is lacking at log E where a bed 1-m thick of the F-Trac facies can only be observed.

Bed III consists of a F-Trac facies on the logs A, B and E. It thickness is constant but its grain size changes gradually from medium sand at log E to coarse sand at log A.

"La Blancheira" outcrop shows the pinch out of several beds within the Blue Marls over a short distance, less than 200 m. No clear change of facies and grain size was evidenced as approaching the onlap surface.

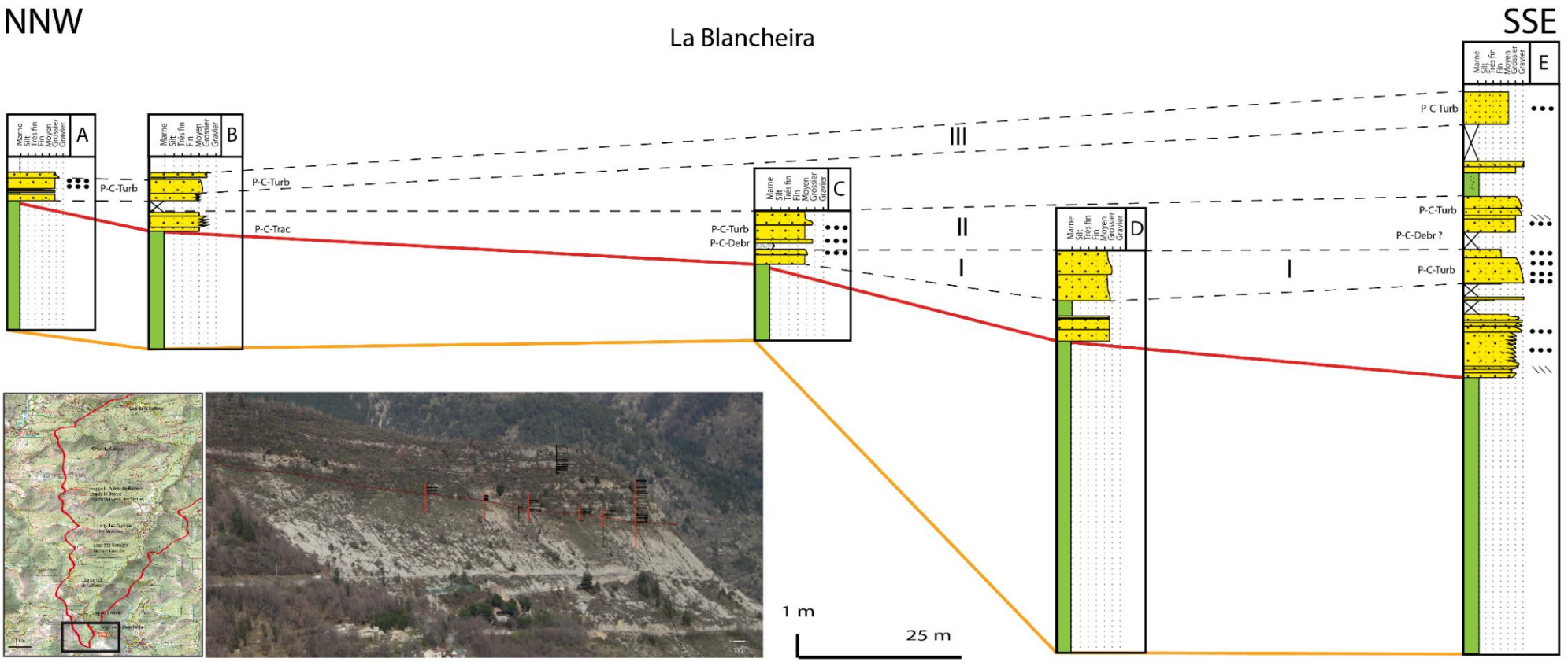


Figure 108 : Logs correlation at « La Blancheira » place. The brown line showed the transition between the Blues Marls and the brown marls. The red line represents the pinch-out surface of the "Grès d'Annot" sandstone on the brown marls.

b. Depression 2

Within depression 2, correlation made between logs 3 to 7 at the “Granges de Raimaunodo” and “Granges des Moissins” places revealed both vertical and longitudinal changes of facies with respect to the location of each log within the depression (Figure 110). A vertical change is first observed between the basal deposition of the brown-marls interval overlain by an upper interval dominated by sandstones. Transition between the basal marly and upper sand-prone intervals is not sharp but gradual with the increasing of both thickness and abundance of the sandy beds.

Looking at the horizontal evolution of the basal interval, the thickest brown-marls intervals (30-40 m) are observed on logs 3 and 4 (“Granges de Raimaunodo”; Figure 110) that are interpreted to correspond to the central and deepest part of depression 2. Then, going further north, the brown-marls interval rapidly thins to log 5 (about 12 m) and 6 (4 m) and finally pinches out before log 7. That thinning and pinch-out of the basal marly interval occur as the depth of depression 2 decreases when climbing up the topographic high separating depression 2 and 3.

The upper interval consists of sandstones few cm to 4 m thick corresponding to the F-Turb and F-Trac facies, the latter being usually associated to the thickest beds. Some beds of F-Deb facies are rarely found. Depending on the location of this interval within the depression 2, some changes can be discriminated in both the vertical organization and the thickness of the sandstones. At the location of logs 3 and 4, the upper interval is the thickest (30-50 m). Both the abundance and thickness of sandstones are the strongest and beds thicken and coarsen from log 3 to 4, i.e. to the very central part of depression 2 (Figure 110). The thickest F-Deb beds (3-6 m) are also found there. Excepted a poorly-developed thickening-up/coarsening-up pattern, no clear vertical organization of sandstones can be identified in the area. Then, the upper interval thins to less than 20 m (log 7) going northward as previously described for the basal marly interval, suggesting the impact of the topographic high during the deposition of this interval. When climbing up the high, thickening-up pattern appears to be better developed, the maximum thickness of beds increasing to 2.5-5 m.

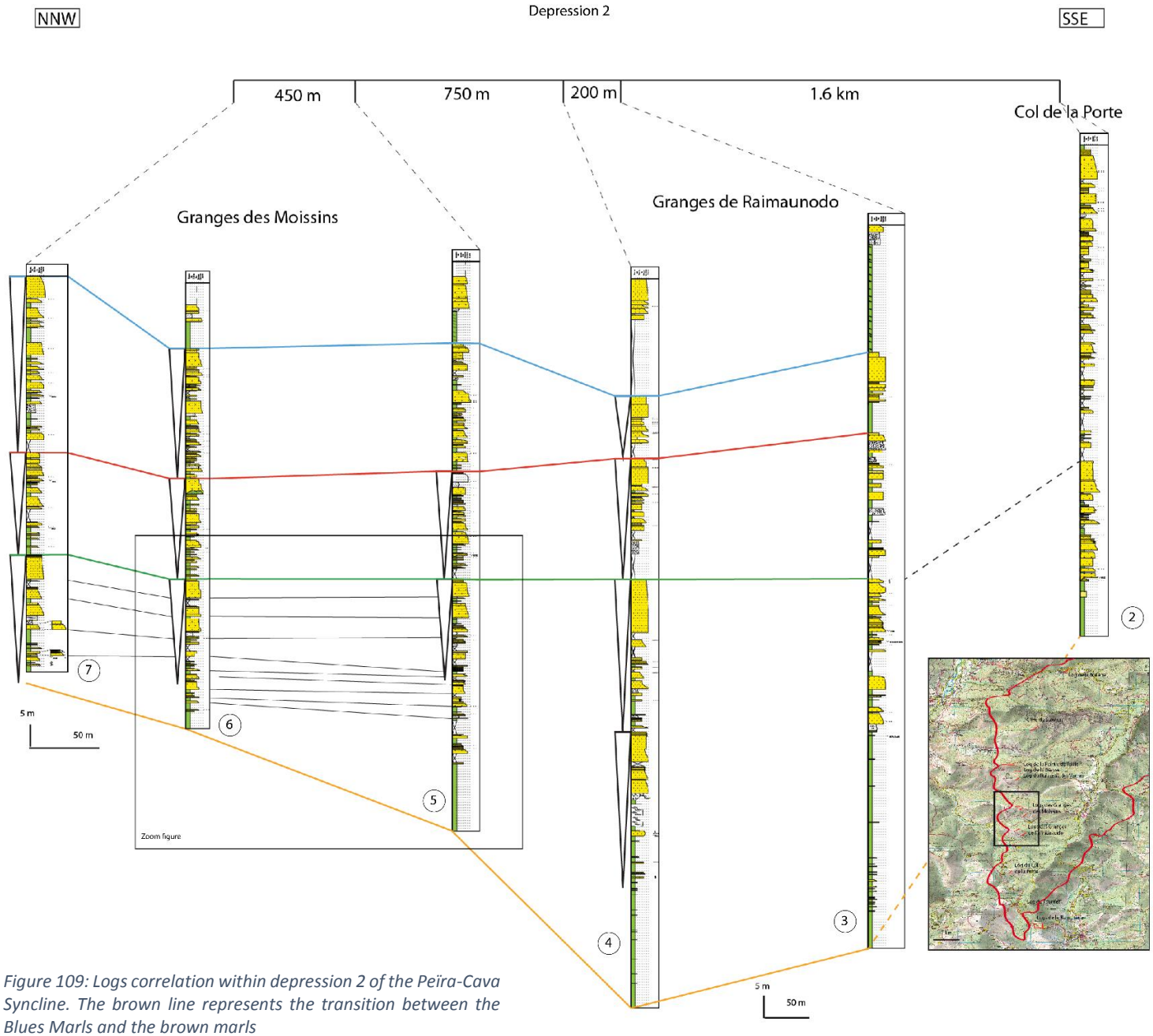


Figure 109: Logs correlation within depression 2 of the Peïra-Cava Syncline. The brown line represents the transition between the Blues Marls and the brown marls

A bed-to-bed correlation was attempted along the northern flank of depression 2 between logs 5 and 6 (“Grange des Moissins”; Figure 111). It revealed horizontal evolution in the type of facies, thickness and grain size of beds when climbing up the counter-slope generated by this south-facing flank.

Beds III, IV and V in log 5 consist of medium to coarse sand beds with traction carpet features characterizing the F-Trac facies. Their thickness is about 3 m, 2.5 m and 1 m, respectively. In log 6, these 3 beds exhibit the same internal structure, grain size and thickness. There is no change between the two logs (Figure 111).

Bed II in log 5 can be subdivided from base to top into two intervals separated by a marl level a few cm thick. The first interval, 1-m thick, consists of homogeneous and normally graded bed from coarse to medium sand, with a single level of mud clasts a few cm above its base. It is interpreted as a F-Trac facies. The second interval, 3-m thick, consists of a normally graded bed (from fine to very fine sand) with convolutes and cross-stratifications. It is interpreted as the F-Turb facies (Term Tc, Td of Bouma). Paleo-current direction deduced from cross-stratification is to the north. In log 6, thickness of bed II decreases from 4 m to 2 m. The first interval thins from 1 m to 30 cm. The bed still corresponds to a F-Trac facies but it is homogeneous and consists of medium sand. The second interval is directly stacked on top of the first one. It is still a F-Turb facies but it thins to 1.20 m and fines to very fine sand (Figure 111).

Bed I in log 5 can be divided from base to top into a F-Deb facies bed, 1-m thick, overlain by a F-Turb facies bed, 1-m thick (Figure 111). The basal bed consists of a sandy bed 10 cm thick overlain by a heterogeneous bed 90 cm thick comprising a mixture of coarse sand and mud with floating mud clasts. The upper bed is normally graded from medium to fine sand, with laminae and convolutes. In log 6, bed I is characterized by only one layer, less than 1 m thick, normally graded from medium to fine sand, and interpreted as a F-Turb facies.

Below bed I in log 5, normally graded beds, 1 to 3 m thick, interpreted as F-Turb facies are not recorded in log 6 as they pinch out onto the brown marls (Figure 111).

The bed-to-bed correlation revealed that the counter-slope generated by the northern flank of depression 2 impacted the northward longitudinal transport/deposition of particles by gravity flows but as moving up in the stratigraphy, the impact of the counter-slope decreased.

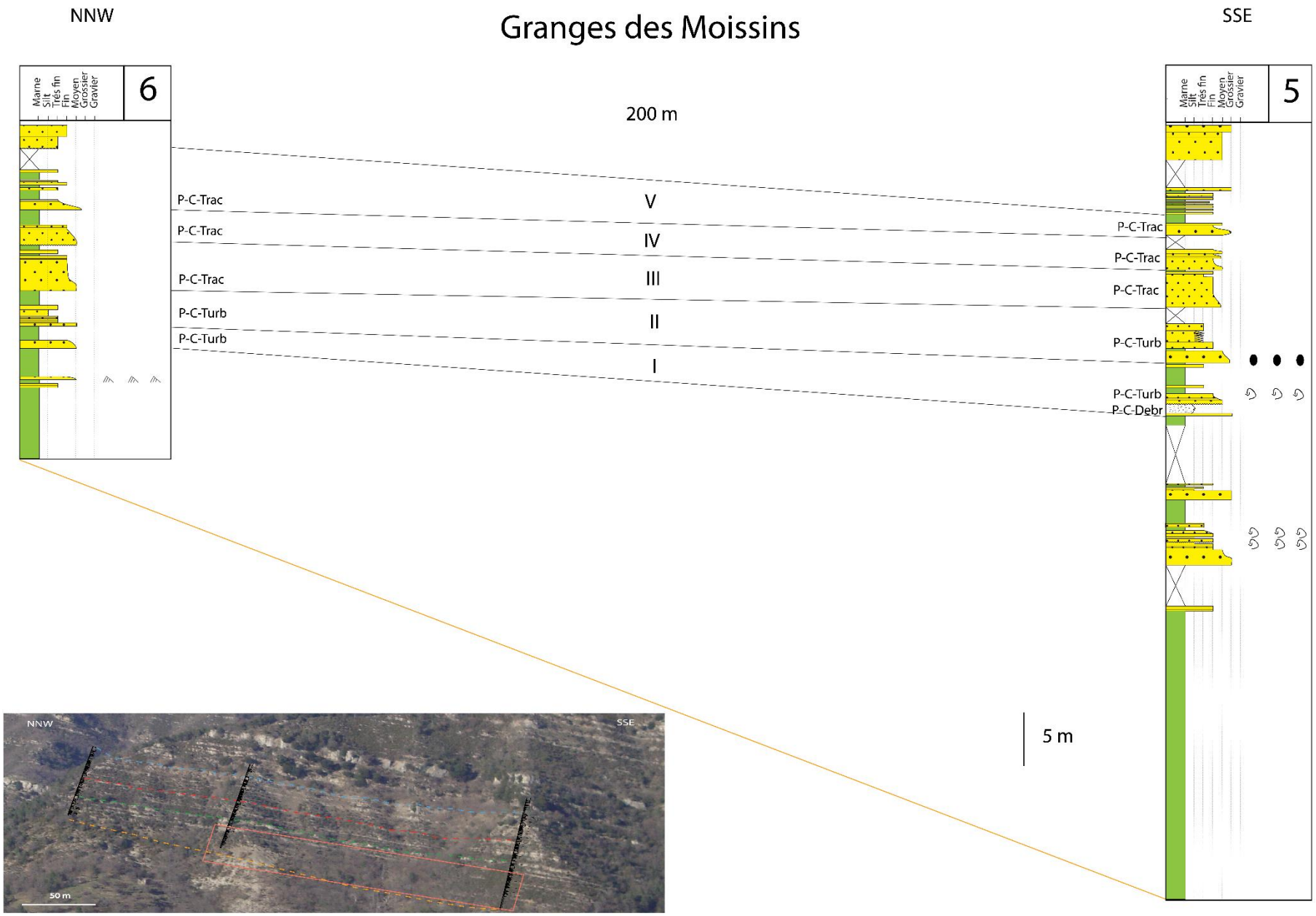


Figure 110 : Detailled analysis of the facies variation at the "Granges des Moissins" place. Localisation is represented figure 9

c. Depression 3

Depression 3 shows a similar infilling pattern to that described in depression 2 (Figure 112). Considering again only the sequence I, the brown-marls interval is the thickest on log 8 (15 m "Ruisseau des Vernes"; Figure 112) interpreted to locate in the central area of the depression, and thins to the north. The thickest and coarsest beds are also found there, with a thickening-up organization also evidenced in logs 9 and 10 (Figure 112). As climbing up the counter-slope of the northern flank of depression 3, the very first beds thin and fine between logs 8 and 9, and pinch out against the brown marls before reaching log 10 (Figure 112). Upward in the stratigraphy, there is a good longitudinal continuity of beds between logs 8 and 9, although they thin and fine while the drastically changes occur between logs 9 and 10 with an overall decrease in number (about 50 against 22, respectively), thickness and grain size of the sandy beds (Figure 112) with the exception of two beds that thicken and coarsen. The counter-slope should thus still impact the transport/deposition of particles, as seen with the longitudinal thinning and fining of beds and the pinching out of half of the beds between logs 9 and 10.

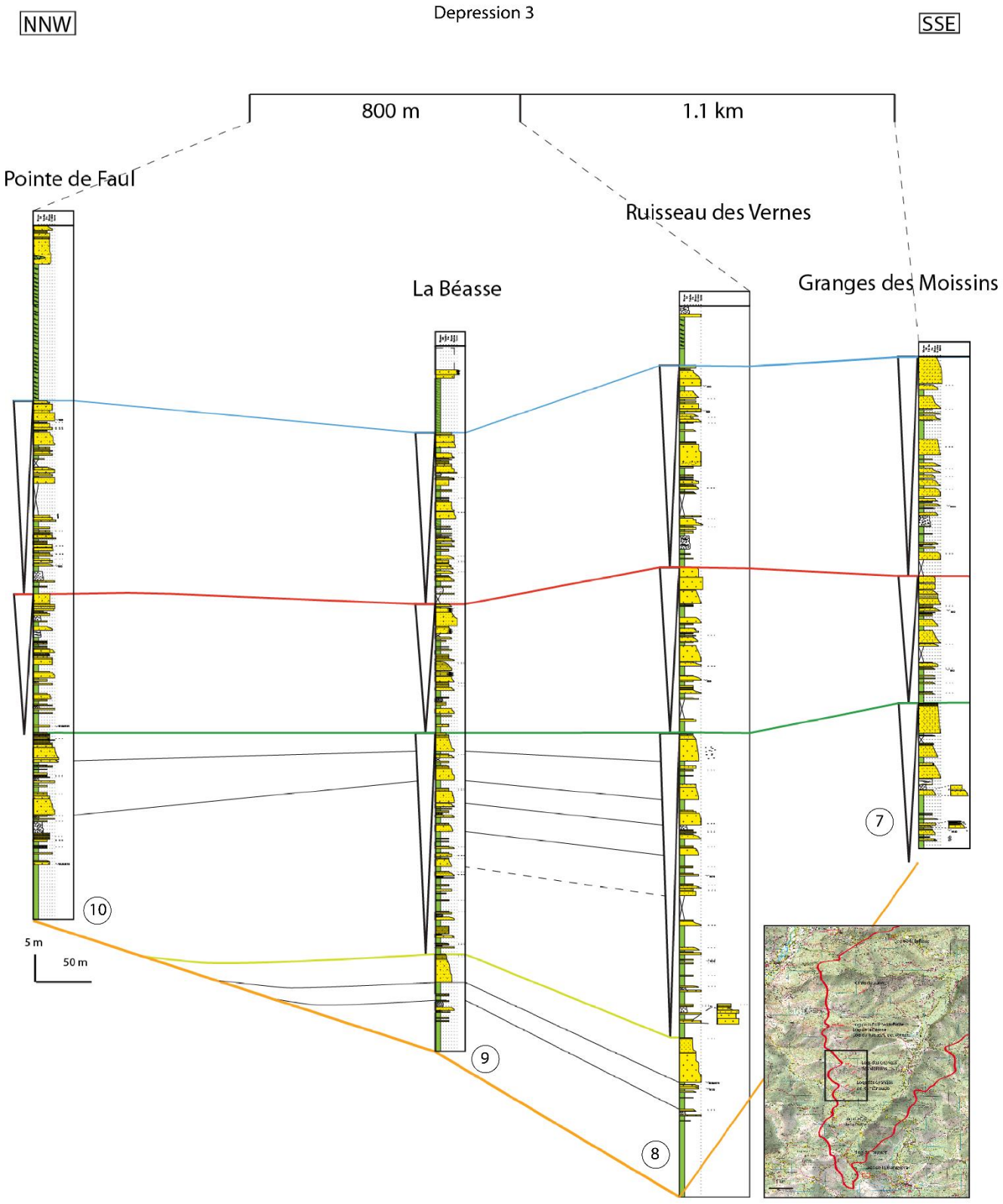


Figure 111 : Logs correlation within depression 3 of the Peïra-Cava Syncline. The brown line illustrates the transition between the Blues Marls and the brown marls

V. Discussion

1. New insight on the formation of longitudinal pinch out

Observations deduced from the correlation of several beds show a very fast lateral facies evolution on relatively short distance (less than 200 m) as approaching the pinch-out surfaces. Only the bed close to the onlap surface record longitudinal evolution as observed in “Grange des Moissins”: bed (I) and (III) or in “La Blancheira” area: bed (I) and (II) and (III). Furthermore, there is no preferential facies associated to the pinch-out. All type of flows as the ability to generated one.

Our study put forward the fact that as approaching the onlap surfaces oriented upstream, the bed thickness is decreasing as well as the grain size. This type of evolution is similar to the evolution described by Migeon et al. (2001) on flow affected by large scale sedimentary dune witch can generated upstream surfaces (> 2°). Characteristics of the deposits located on the upstream surfaces are the same and despite the fact that the downstream surface hasn’t been directly observed in our study, large scale correlation allow us to extrapolate some flow behavior. We are able to describe the longitudinal evolution of different type of gravity flows as going into a depression and to describe the infilling process.

In a case of a turbulent flow (facies F-turb) the process of particles suspensions is determined by the flow buoyancy which depends partly on the flow velocity. As this type of flow reachs an upstream surface, it velocity and it transport capacity are decreasing. There are two cases depending on the initial flow velocity (Figure 112.A).

If the initial flow velocity is to low, the flow cannot pass over the relief. It pinches against the upstream surfaces and part of the flow is going down in the direction of the highest slope (Figure 113.A. This process is responsible of the cross stratification (Figure 105, A). The initial flow direction is deflected and the flow is confined into the depression. This rebound effect can be erosive onto the underlying blue marls and the initial flow can incorporated clay ships as describe by McCaffrey and Kneller (2001) in the Brau lateral onlap in Annot Syncline. This type of process occurs during the first stage of the infilling of the Peïra-Cava syncline when the relief is marked.

If the initial flow velocity is great enough, the flow is able to spill over the relief. Supposing that the flow thickness is constant, the flow section is decreasing as going upward to the upstream surfaces. Because of the diminution of the flow section, the flow velocity will increased as describe by Migeon et al. (2001) on the flank dune. When the velocity becomes too high between the middle and the top of the upstream surface (Migeon et al. (2001), the flow is not able to deposit particles and a pinch-out occurs followed by a by-pass surface (Figure 113.A).

In a case of a more cohesive flow with traction process, the flow capacity mainly depends upon the subtract rugosity (Figure 113.B). Supposing a flow coming from south and spilleing over the Tournet relief (Depression 1). The slope between “Le Tournet” and “Les granges de Raimaunodo” is high, so the flow is accelerating and depending on its velocity, it can erode or accumulate its most cohesive part. Evidence of this process are observed on the “Col de la Porte” area where accumulation of several coarse beds has been log. While the flow incorporated water, it starts to become turbulent on it top (Figure 113.B). When the flow

reaches the area of “Granges de Raimaunodo”, because of the sharp decreases of the slope angle an hydraulic jump occurs (Migeon et al. 2012). It transport capacity is not great enough anymore, and the laminary basal part of the flow freezes. Due to the hydraulic jump, the velocity of the turbulent part, develop on the top of the flow composed of the finest particles start to increase (Migeon et al. (2001)). Then, this part of the flow may be able or not to spill over the upstream slope into the following depression as describe earlier. This evolution is confirmed by the thickest sandy bed located in the “Granges de Raimaunodo” area at the tough of the depression, which would correspond to the hydraulic jump.

Whereas as going to the south, the number of sandy beds is decreasing as observed in the area of “Granges des Moissins” which would correspond to the upstream slope. At the same time, in the “Béasse” area which correspond to the following depression, we can observe a dominance of marls deposits with thin bed of fine grained turbidites.

The longitudinal facies evolution of the sandy massive bed does not appear everywhere vertically in all the infilling sequences of the different depressions. Only the basal bed which onlap really fast, are affected by this type of evolution whereas, as going upward, beds appear more continuous without any major variation of their grain size, thickness or facies. It looks like there is variation of the influence of an upstream slope on the dynamic of flows as we are at the bottom of the depression or at the top of their infilling. This behavior can be explain by a progressive smoothing of the topography by the successive gravity flows reaching the depression. The slope angle decrease as the infilling of the depression, which reduced its influence. This processus cannot be maintained by itself. As we can observed on figure 5, beds above the first correlation sequence aren’t affected by the paleotopography of “Granges de Raimaunodo” and “La Béasse” area.

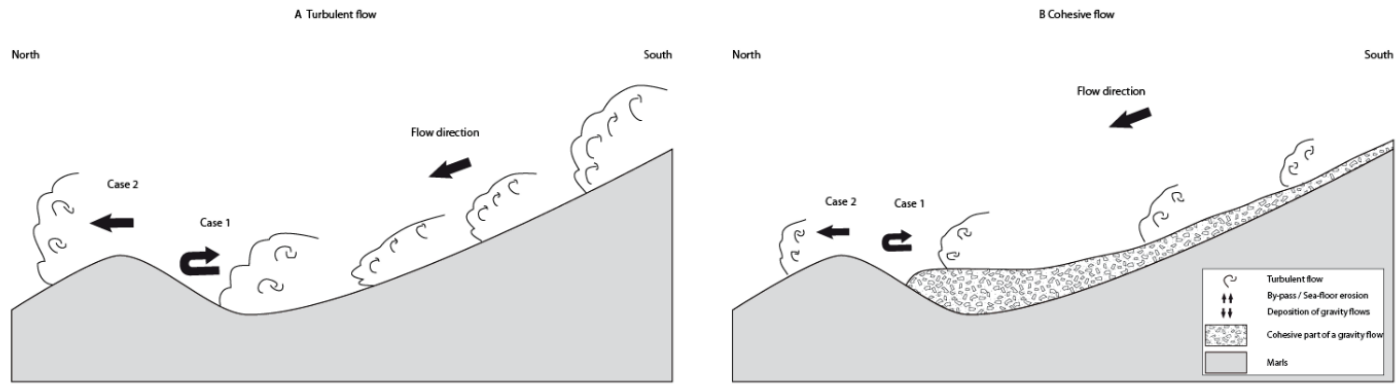


Figure 112 : Schemes explaining the formation of longitudinal pinch-out based on the Peïra-Cava syncline outcrops observation

2. New insight into the deposition pattern of Peïra Cava syncline

As we mentioned previously, pinch-outs formation is strongly influenced by the topography which is in turn evolving during infilling of the basin. In order to characterize the conditions of the pinch-out building, our study had to focus on the infilling of the basin. Sinclair and Tomasso (2002) defined a fill-and-spill depositional model of sedimentary system in confined basins. This model is based on the principle of communicating vessels between two depressions separated by a relief. In the Peïra Cava syncline, paleotopography that we managed to

reconstruct over 12 km shows upstream- and downstream-trending slopes with local “strong” angle (3-4°) for a basin floor while present-day basin-floor slopes are generally less than 0.5° (Migeon et al. 2010). Within depressions, differences in facies result from various processes of low to high transport efficiency. The Peïra Cava syncline was thus structured in several successive depressions that acted as confined basins where the fill and spill model could be applied. This model presents four stages of infilling.

By the time of deposition of sequence 1, gravity flows are fully confined within depression 2, as suggested by the occurrence of abundant thick sandy beds (log 4; Figure 108). Their transport velocity is not high enough to allow them to spill-over the relief. Flows are reflected over the obstacle, generating pinch-out geometries along the its upstream flank. This stage of infilling is characterized by multiple type of facies and deposits of different thickness and grain size (Pickering and Hiscott 1985). During the same time laps, the downstream depression 3 is filled-up with thick marly intervals interbedded with rare and thin fine-grained gravity-flow deposits. This stage ends when the infilling of depression 1 is sufficient enough to allow significant parts of gravity flows to spill over in the following depression. In our study, such evidences of this stage can be observed in the “Granges de Raimaunodo” area (Figure 110, bed (I)) or in the “La Blancheira” area (Figure 109, bed (II)), where a F-Deb facies (high density flow) can be observed in association with a F-Turb facies (low density flow) (Figure 109). This stage exhibits features that are similar to that described for the “flow pounding stage” (Sinclair and Tomasso, 2002).

With the gradual infilling of depression 2, thicker flows can overspill the relief, resulting in an increasing frequency, thickness and grain size of gravity-flow deposits in the early stage of infilling of depression 3 (log 8; Figure 108). This process begins when the transport capacity of the finest particles exceeds the confining capacity of the relief, taking into account that the flow thickness is generally much greater than the high of the relief, especially the dilute part. The coarsest-grained load of the flows is still trapped into depression 2 while the more turbulent part of the flows extends in the downstream depression. These features fit with the “flow stripping stage” (Sinclair and Tomasso, 2002). This stage ends when the depression is completely filled-up and all the flows can overspill the relief.

The upper infilling part of sequence 1 is characterized at every log location by both a thickening- and coarsening-up pattern (Figure 108), suggesting higher supply of coarser particles within each depression through time. When bed-to-bed correlations were possible, two types of horizontal evolution were found:

between depression 2 and 3, a decreasing grain size and thickness of beds following the upstream counter-slope flank of the relief separating the 2 depressions then an increasing grain size and thickness of beds on the downstream flank of the relief and the central part of the depression 3,

between depression 3 and the northern area beyond, an increasing thickness and grain size of the beds.

The difference in the horizontal evolution between depressions 2 and 3 then depression 3 and the area immediately to the north should be related to the lowering of relief (Figure 108). The overall increasing grain size and thickness of the youngest beds of sequence 1 suggests the

by-pass of the coarsest particles in the upstream depressions and their accumulation downstream ward (to the north). This evolution could be interpreted as the “by-pass phase” (Sinclair and Tomasso, 2002).

Once depressions 1 to 3 are infilled with sequence 1, sequences 2 and 3 show the beginning of continuous-bed deposition at the scale of the basin. Some thick massive coarse-grained beds with an erosive base can be interpreted as channelizing structures with by-pass facies (F-Trac). Their almost constant thickness and grain size suggest that the channelizing structures were deposited without any influence of an existing topography. Deposition of sequences 2 and 3 could thus fit with the “blanketing phase” (Sinclair and Tomasso 2002).

Despite the fill and spill model of Sinclair and Tomasso (2002)looks coherent with our observation, it should require a strong level of containment, in particular during the flow-pounding stage. Medium- to coarse-grained sandy beds involve during this stage (“Granges des Moissins” bed (I), Figure 111; “La Blancheira” bed (II), Figure 109) implied flows with high transport capacity. The recent example of the flow generated by the collapse of a part of the Nice Airport (1979) has showed that a flow transporting medium size particles was able to over-pass a 30 m high relief with a 3° upstream counter-slope angle (Migeon et al. 2012). In our study, flow implied the same or higher energy of transport on similar upstream slope (3.5° average slope angle). Sinclair and Tomasso (2002) did not characterize the horizontal scale and geometry of the depressions that could create the level of containment required for each stage of their model. From the Peïra Cava syncline example, it seems that poorly-developed topographic lows, 3-km long, tens of meters deep, surrounding by reliefs with slope angle of 3-4° could already create the required level of containment.

VI. Conclusion

This work allowed us to better constrain the formation of up-dip pinch-out surfaces during the first stages of a basin infilling and the impact of a pre-existing topography on the deposition of thick sand-prone basin accumulations.

The field data highlighted two types of pinch out surfaces located on slopes (upstream pinch out) and against slopes (downstream pinch out) respectively. The data analysis also allowed to reconstitute a paleo-topography of the Annot sandstone sector of Peïra Cava. It appears that the formation of turbidites pinch out in Peïra Cava took place in several stages. In the early stages, a pre-existing marked topography, consisting of several depressions 1-2 km long, led to rapid longitudinal facies evolution in relationship with velocity profile with a sharp change at the level of the counter-slopes. In a second step, the important confinement of the system led to a phase of filling of the depressions which gradually attenuated the effects of the counter-slopes. When each depression was filled, the entire system overflowed to settle into the next depression. When all the depressions have been filled, we observe the more continuous positioning of the bed with the development of channelized structure.

The strongest evolution of depositional facies is observed close to upstream pinch-out surfaces. Here, turbidite deposits thin and fine longitudinally while cohesive debris-flow deposits stop over distances as short as 200 m. Then, going upward in the series above the

pinch-out surface, both turbidite and debris-flow deposits are lesser affected and finally become continuous.

As a turbulent flow reach an upstream surface, it velocity and it transport capacity are decreasing. Depending on the initial flow velocity, the flow will be able to pass over the relief. When the velocity is to low, the most part of the flow is deflected and confined into the depression and it pinches against the upstream surfaces. When the initial flow velocity is enough, most part of the flow is able to overflow the relief and to by-pass the depression. In the case of a more cohesive flow, the behavior approaching the upstream surfaces is mostly related to the surface rugosity. The basal part of the flow, more concentrated, is freeze when the flow passed over the slope break.

At large scale, the effect of the downstream and upstream surfaces in the Peïra Cava area act locally as a confined depression which can be overflow or not. Regarding the facies evolution approaching the upstream surface, it appears that the effect of the pinch out surface are limited to close range (less than 5 meter).

Chapitre IV. Le système turbiditique Sardine (Crétacé Supérieur de la marge de Côte d'Ivoire)

I. Cadre géologique de la marge Ghana-Côte d'Ivoire

La zone d'étude est située au large de la côte d'ivoire, sur la marge passive ouest africaine, sur le segment de l'Atlantique équatorial. Elle est bordée au nord par la zone de fracture de Saint Paul qui la sépare du segment de l'atlantique centrale et au sud par la zone de fracture de la Romanche qui la sépare du segment de l'atlantique sud (Figure 1). La marge ivorienne, peut

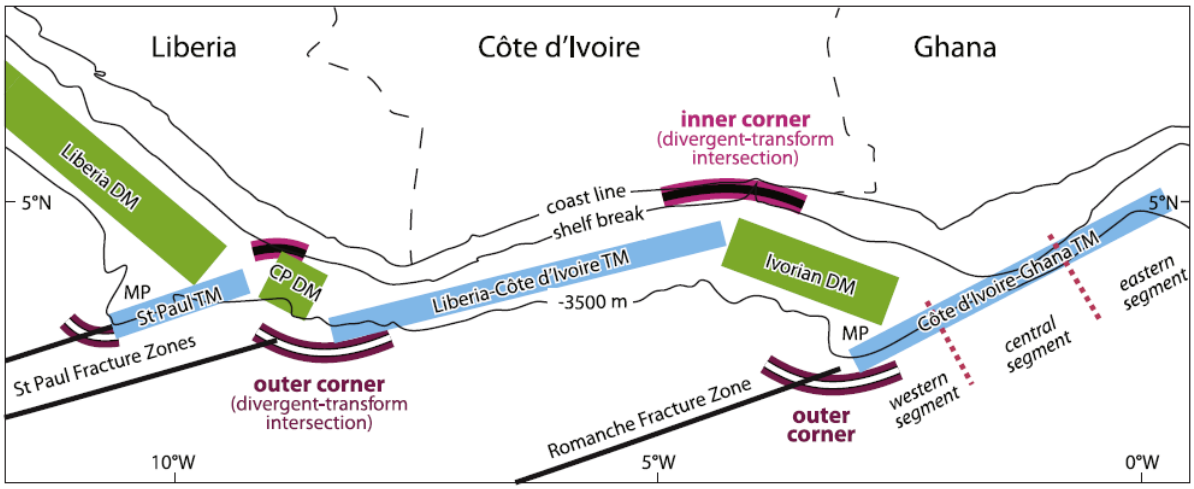


Figure 113: Carte géodynamique du versant nord du golfe de Guinée.; TM: marge transformante; DM: Marge divergente; CP DM: Marge divergente de Cape Palmas, d'après Basile (2015)

se diviser en deux segments distincts : la marge orientale divergente d'Abidjan et la marge occidentale transformante de San Pedro, dont cette étude fait l'objet. Les deux zones de fractures, entourant la zone sont caractéristiques de l'ouverture d'un bassin en *pull apart* dont l'histoire débute avec l'ouverture de l'Océan Atlantique équatorial au Crétacé (Mascle et al. (1997)).

1. Evolution géodynamique et stratigraphique de la marge Ghana-Côte d'Ivoire

a. Ouverture de l'Atlantique équatorial

Différents modèles cinématiques basé sur des données d'anomalies magnétique et de déformation intra-plaque ont permis à certains auteurs de reconstituer la paléogéographie de l'Atlantique à l'époque du rifting. Les premiers signes de distension de la Pangée apparaissent au Trias (200 Ma) avec la séparation entre le super-continent Gondwana et Laurentia (Sahabi et al. (2004). A partir du Jurassique inférieur, l'ouverture de l'Océan Atlantique nord s'amorce le long de la chaine Calédono-hercynienne ((Mercier de Lépinay 2016), (Labails et al. 2010)). Puis au Crétacé inférieur, une phase de rifting s'initie au Sud et se propagera vers le Nord jusqu'à la séparation des continents africain et américain et l'ouverture de l'Atlantique sud et équatorial (Moulin et al. 2010). L'ouverture du segment de l'Atlantique équatorial s'effectue au sein du domaine de l'orogénèse Brésiliano-Pan-Africaine séparant le craton Ouest-Africain du craton Guyanais (Figure 2, (Moulin et al. 2010). Du Sud vers le Nord, l'accrétion océanique est accommodée de manière conjuguée le long de segments divergents comme celui du Benin-Mundaù, du bassin profond Ivoirien-Barreirinhas

ou du Libéria-Cassiporé qui sont relayés par des segments transformant dextre : San-Pedro-Parà-Marahao et Ghana-Cearà ((Basile 2015), (JÚNIOR et al. 2008)).

b. Stratigraphie de la phase de rifting de l'Atlantique équatorial

La phase de rifting de l'Atlantique équatorial est en réalité polyphasée (JÚNIOR et al. 2008). La première phase d'extension à lieu à partir du trias (200 Ma) avec l'ouverture au nord-ouest du graben de Calçoene (Figure 3, A). Puis à partir du Berriasien, le rift de l'Atlantique central s'accentue et se propage vers le Sud avec l'ouverture du bassin de l'Amazone et du bassin de

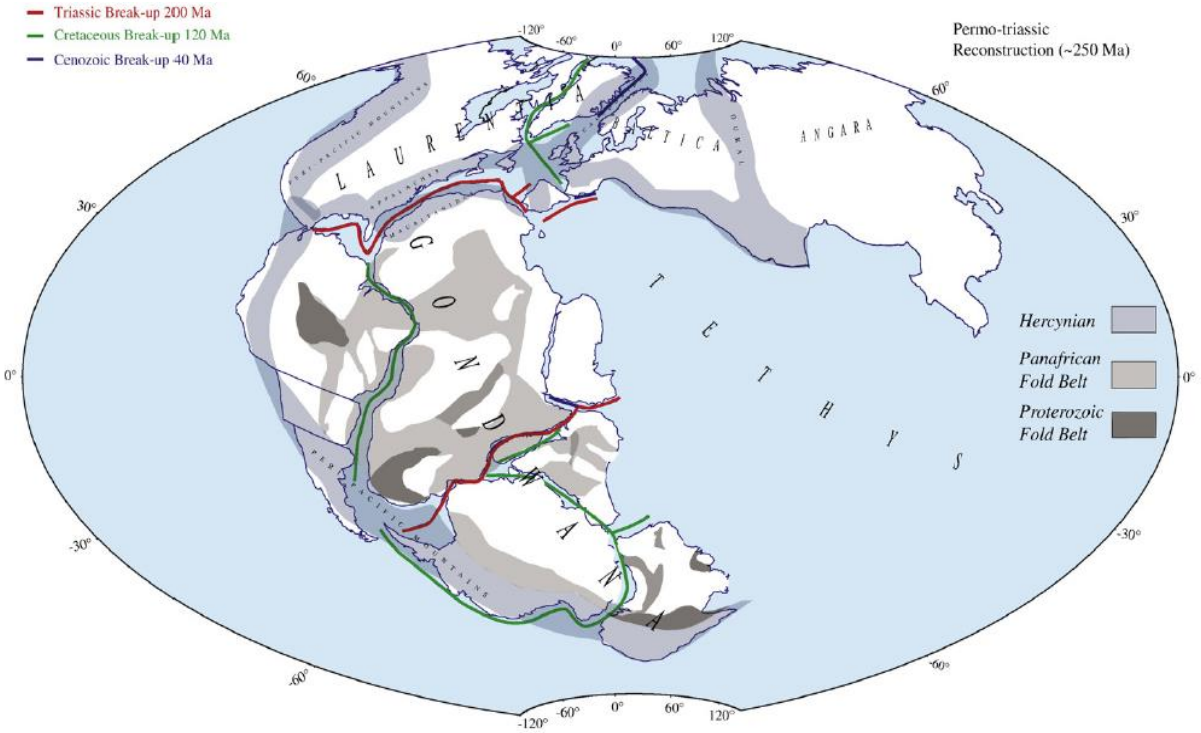


Figure 114: Reconstruction paléo-géographique de l'atlantique au Permos-Trias (250 Ma) avant l'ouverture des différents segments de l'atlantique (Olivet et Aslanian, pers, comm dans (Moulin et al. 2010)).

Marajo (Figure 3, B,C). Une seconde phase de rifting s'initie au Valanginien. Cette phase accentue l'ouverture des bassins de l'Amazone et de Marajo et elle initie l'ouverture des bassins de Grajau, de Bragança-Viseu, de Ilha Nova, de Sao Luis, et de Ceara (JÚNIOR et al. 2008),(Figure 3, D,E). Au Sud l'ouverture en ciseaux de l'Atlantique sud atteint le bassin de Potiguar. Le troisième épisode extensif démarre à l'Albien avec l'ouverture du bassin de Para-Maranhao (futur bassin conjugué du bassin de San Pedro) et de Barreirinhas et l'élargissement du bassin de l'Amazone (Figure 3, F,G). Cette épisode extensif très intense entraine la mise en place d'un épisode de SAG (rééquilibrage isostatique suivant un épisode de rifting (Middleton and Neal 1989)) qui se traduit par le dépôt de sédiment marin dans les bassins affectés (JÚNIOR et al. 2008). A la fin du Crétacé inférieur, l'ouverture conjuguée des bassins de l'Amazone, de Barreirinhas et de Para-Maranhao aboutie à l'ouverture de l'Atlantique équatorial.

La datation de la fin de la phase de rifting et le passage au post-rift dans l'Atlantique équatorial est rendu difficile car le début de l'accrétion océanique est accompagné d'une période de calme magnétique. Ainsi, le début de l'accrétion serait daté entre l'Aptien supérieur et l'Albien supérieur suivant que l'on prenne en compte, (1) l'âge des premiers dépôts marins ((Mascle et al. 1997), (2) la « *break up unconformity* », surface érosive régional qui est daté à l'Aptien supérieur dans les bassin du Ghana (Basile et al. 1998) et de Ceara (Zalan et al. 1985) et de

l'Albien supérieur dans le bassin de Para-Maranhao (JÚNIOR et al. 2008) et de la marge de San Pedro ((Ferry et al. 2015).

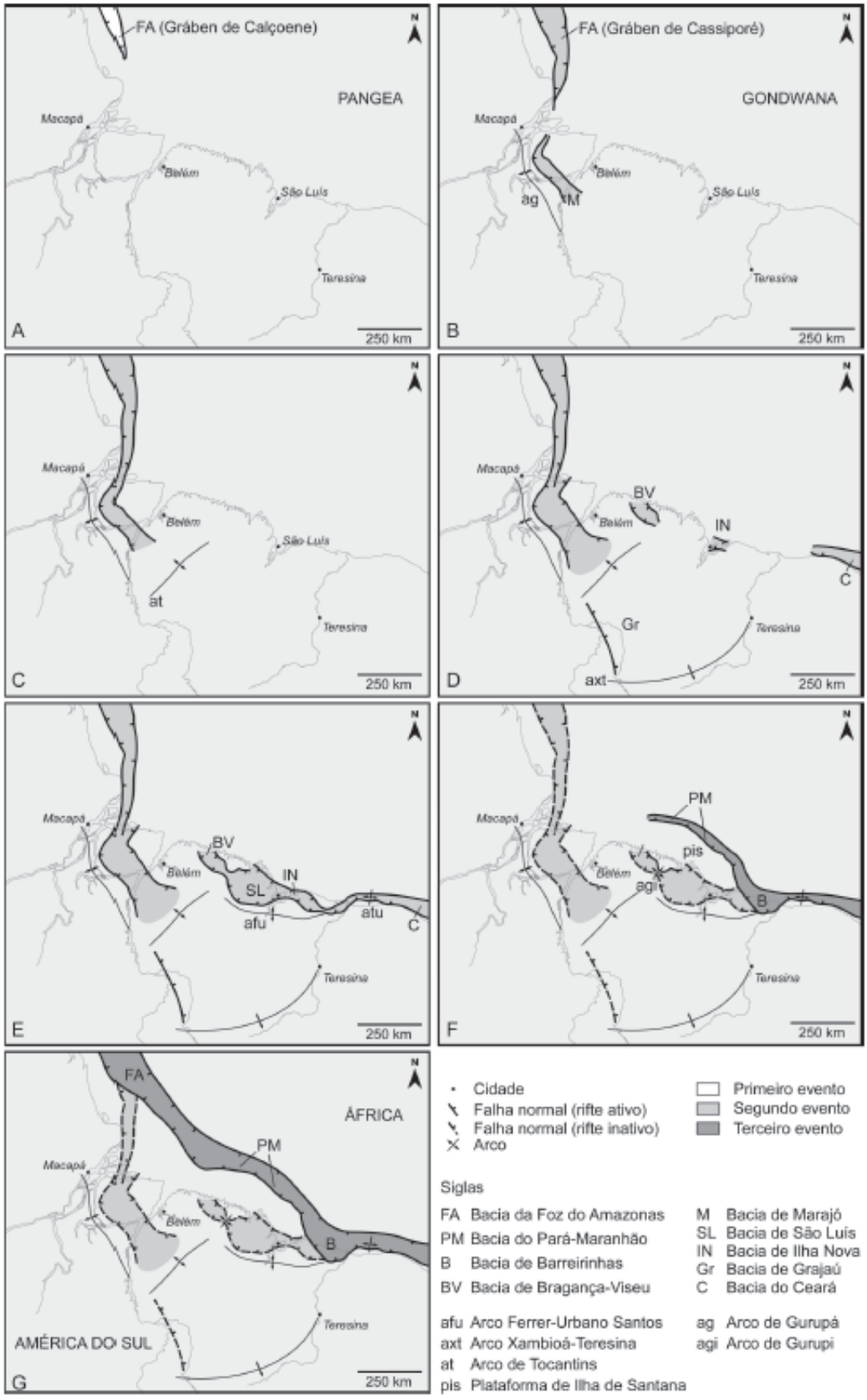


Figure 115: Reconstitution des phases de rifting aboutissant à l'ouverture de l'atlantique équatoriale (JÚNIOR et al. 2008). (A-B) : phase de rift, Trias, (B-E) : phase de rift, Barrémien – Albien, (F-G) : phase de rift, Albien

c. Stratigraphie et mouvement tectonique du bassin de San-Pedro

Au Crétacé inférieur, l'ouverture de l'Atlantique Sud atteint le segment équatorial. Contrairement à l'ouverture du segment Sud qui a progressé du Sud vers le Nord, l'ouverture du segment équatorial est synchrone au sein de multiple bassins, et accommodée par des segments divergents relayés par des segments transformant dextre (Cf. Chapitre IV. a. Ouverture de l'Atlantique équatorial, (Basile 2015)). Ces différents segments sont séparés par des zones de fracture qui agissent localement comme des limites de plaques assimilable à des failles transformantes. La marge de San-Pedro, où se situe la zone d'étude, est localisée sur le segment transformant Libéria-Côte d'Ivoire encadré par la zone de fracture de Saint Paul à l'ouest et par la zone de fracture de la Romanche à l'est (Figure 1). Son évolution géodynamique suit plusieurs phases spécifiques aux modalités d'ouverture de ces marges suivant leurs positions par rapport à la faille transformante et par la nature des lithosphères en contact de part et d'autre (Mascle et al. 1988, Darros De Matos 2000, Basile 2015). Elle s'étend sur trois phases diachrones le long de la marge et dont seules les deux premières sont tectoniquement actives.

La phase intracontinentale (Berriasien – Albien inférieur)

La phase intracontinentale est la première phase déformation qui affecte la future marge transformante. Elle prend fin lorsque le dernier contact croûte continentale / croûte continentale est perdu et que la marge met en contact une croûte continentale avec une croûte continentale amincie. Le déplacement relatif est constant le long de la marge et il est accommodé par des structures en queue de cheval caractéristiques des ouvertures de bassin en *pull apart* (Figure 4, zone d'étude, (de Matos 1999).

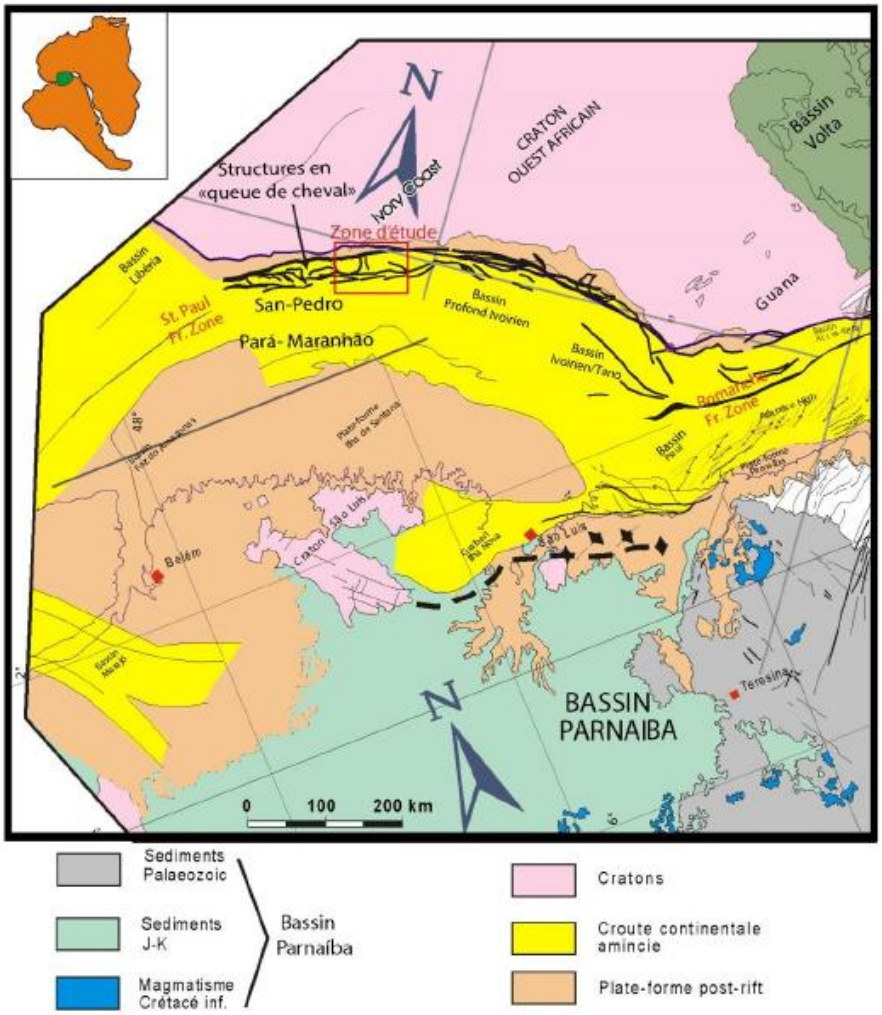


Figure 116: Reconstitution paléogéographique à l'Aptien représentant les structures tectoniques affectant les bassins du nord de l'Atlantique équatoriale (modifié par (Soulet 2016) d'après (de Matos 1999)

La phase transformante intracontinentale est enregistrée à partir du Berriasien et de manière diachrone au sein des différents bassins constitutifs du segment équatorial de l'Atlantique. Cette ouverture est associée, à partir de l'Albien moyen (110 Ma) avec une rotation horaire de l'Amérique du Sud par rapport à l'Afrique (Klitgord 1986, Nürnberg and Müller 1991) qui entraine des contraintes transpressives sur la marge Ghana, de San-Pedro et du bassin profond Ivoirien et une direction de séparation des plaques NE-SO (Figure 4, (John 2000, Attoh et al. 2004, Antobreh et al. 2009)).

Ces contraintes sont également à l'origine de la structuration de la ride Ghana-Côte d'Ivoire (Benkhelil et al. 1998, Antobreh et al. 2009). La fin de cette phase est enregistrée au

Cénomanien avec l'arrêt de déformations décrochantes sur la ride Ghana-Côte d'Ivoire (Mascle et al. 1997).

En conséquence, au niveau de la marge Ghana-Côte d'Ivoire et plus spécifiquement de la marge de San Pedro, les bassins ont subi de l'Albien moyen au Cénomanien une déformation transpressive qui se traduit par des cisaillements décrochant transformant. Cette déformation aurait aboutie à la mise en place d'une discordance régionale Albienne : « *break up unconformity* », Figure 6 (Zalan et al. 1985, Mascle et al. 1997). D'autres auteurs, associeraient cette discordance avec des effets thermiques et/ou flexuraux liés à la phase transformante active.

La phase active (Albien inferieur – Cénomanien)

La phase transformante active est définie lorsqu'une lithosphère océanique nouvellement accrétée est au contact d'une lithosphère continentale amincie. Cette phase s'étend jusqu'à l'établissement d'un contact lithosphère océanique / lithosphère océanique. Sur les marges transformantes, l'identification de la phase active est caractérisée par une surface d'érosion régionale qui scelle les déformations décrochantes. Elle vient s'ajouter à la première discordance séparant le post-rift du syn-rift, Figure 6.

Les premières rides d'accrétions seraient datées à partir de l'Albien inférieur. Elles seraient décalées par des failles transformantes NE-SO le long de la marge de San Pedro dans les bassins du Ghana et de Côte d'Ivoire comme suggéré par les reconstitutions cinématiques d'Antobreh et al. (2009) dans le Golfe de Guinée (Figure 1).

La phase passive (Cénomanien)

La phase passive démarre lorsque la ride d'accrétion océanique se retrouve au contact d'une lithosphère océanique. Elle est diachrone à l'échelle de la marge et elle rajeunit d'est en ouest dans le cas de l'ouverture de l'Atlantique équatorial. Basile (2015) date le passage de la marge Ghana-Côte d'Ivoire en phase de marge passive au Santonien supérieur (84 Ma). De manière synchrone avec le passage en phase passive,le bassin de San Pedro et son conjugué de Para-Maranhao sont affectés par une discordance majeure : la « *Senonian Unconformity »* dont l'origine reste indéterminée, Figure 6.

L'évolution de la marge passive nouvellement créée, est marquée au Cénozoïque par une subsidence thermique similaire aux autres marges passives (Antobreh et al. 2009).

Senonian Unconformity

Comme vu précédemment, le passage de la phase active à la phase passive est marquée par une discordance datée du Cénomanien sur les marges de Para-Maranhao et de San Pedro, Figure 6 (Mascle et al. 1988). Cette discordance post-transformante est directement liée au basculement des marges transformantes qui accompagne la formation de ride et celle de plis parallèles aux failles transformantes. Dans le cas du segment transformant de l'Atlantique équatorial, l'ouverture a entrainé la formation de la ride Ghana-Côte d'Ivoire qui s'étend dans le prolongement de la zone de fracture de la Romanche sur près de 130km de long, 25 km de large (Mascle et al. 1988, Mascle et al. 1997, Basile et al. 1998). Plusieurs hypothèses sont

avancées pour expliquer la formation de cette ride et le basculement générale des marges transformantes.

(1) Le soulèvement par déformation intracontinentale : comme évoqué précédemment, la marge Ghana-Côte d'Ivoire subit un épisode transpressif dû à la rotation horaire de l'Amérique du sud par rapport à l'Afrique à l'Albien moyen (Attoh et al. 2004, Antobreh

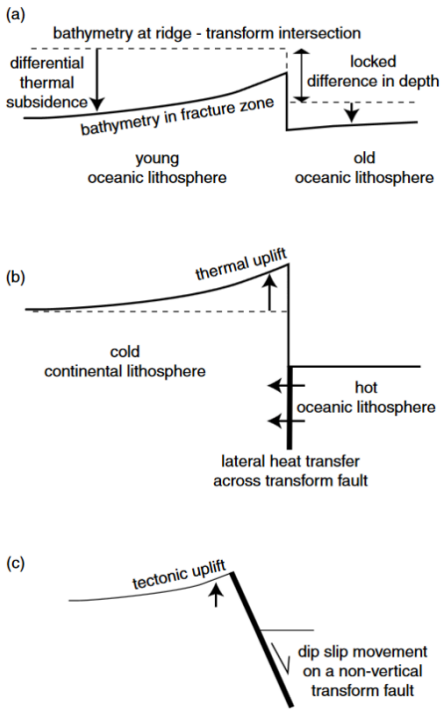


Figure 117: Schéma des mécanismes pouvant intervenir dans les mouvements verticaux affectant une marge transformante ((Basile and Allemand 2002).

et al. 2009). Cet épisode serait à l'origine d'une partie de l'*uplift* observé sur la marge et d'une partie de la croissance de la ride Ghana-Côte d'Ivoire (Benkhelil et al. 1998, Attoh et al. 2004, Antobreh et al. 2009). D'autres auteurs évoquent la possibilité d'un effet de rebond isostatique du au contact d'un radeau continental et d'une lithosphère continentale amincie (Figure 5, mécanisme (a)),(Le Pichon and Fox 1971), cependant aucune donnée d'imagerie sismique ne peut attester de marqueurs crustaux corroborant cette hypothèse (Sage et al. 2000).

(2) Le soulèvement d'origine thermique : lors de la phase de marge active, une lithosphère océanique nouvellement accrétée se retrouve au contact d'une croûte continentale amincie. La différence de gradient thermique vertical entre les deux croûtes induirait la formation d'une gradient thermique horizontal avec un transfert de chaleur depuis la croûte océanique vers la croûte continentale (Figure 5, mécanisme (b). La croûte océanique est alors affectée par une subsidence thermique, liée à son refroidissement et la croûte continentale subit un *uplift* thermique avec l'augmentation de son gradient de chaleur. Cette hypothèse est basée seulement sur des modèles thermomécaniques. Elle ne permet pas d'expliquer la stabilité de la différence de relief nouvellement créée après le passage de la ride d'accrétion (Basile 2015) et l'importance de la différence de relief (1300 m de hauteur par rapport au fond marin au niveau du bassin profond Ivoirien

et jusqu' à 4000 m sur son flanc sud, (Basile et al. 1993))(Nemčok et al. 2013, Nemčok et al. 2016).

(3) Le soulèvement par flexure : Basile and Allemand (2002) ont émis une troisième hypothèse basée sur l'érosion mécanique induite par la différence de hauteur entre la lithosphère continentale et la lithosphère océanique. La lithosphère continentale plus haute subirait une dénudation importante entrainant son uplift (Figure 5, mécanisme (c). Ce modèle supporte la chronologie de l'uplift et de l'érosion de la ride Ghana-Côte d'Ivoire, mais comme pour l'hypothèse du soulèvement intra continental elle n'est pas corroborée par des marqueurs crustaux ((Sage et al. 2000, Basile 2015).

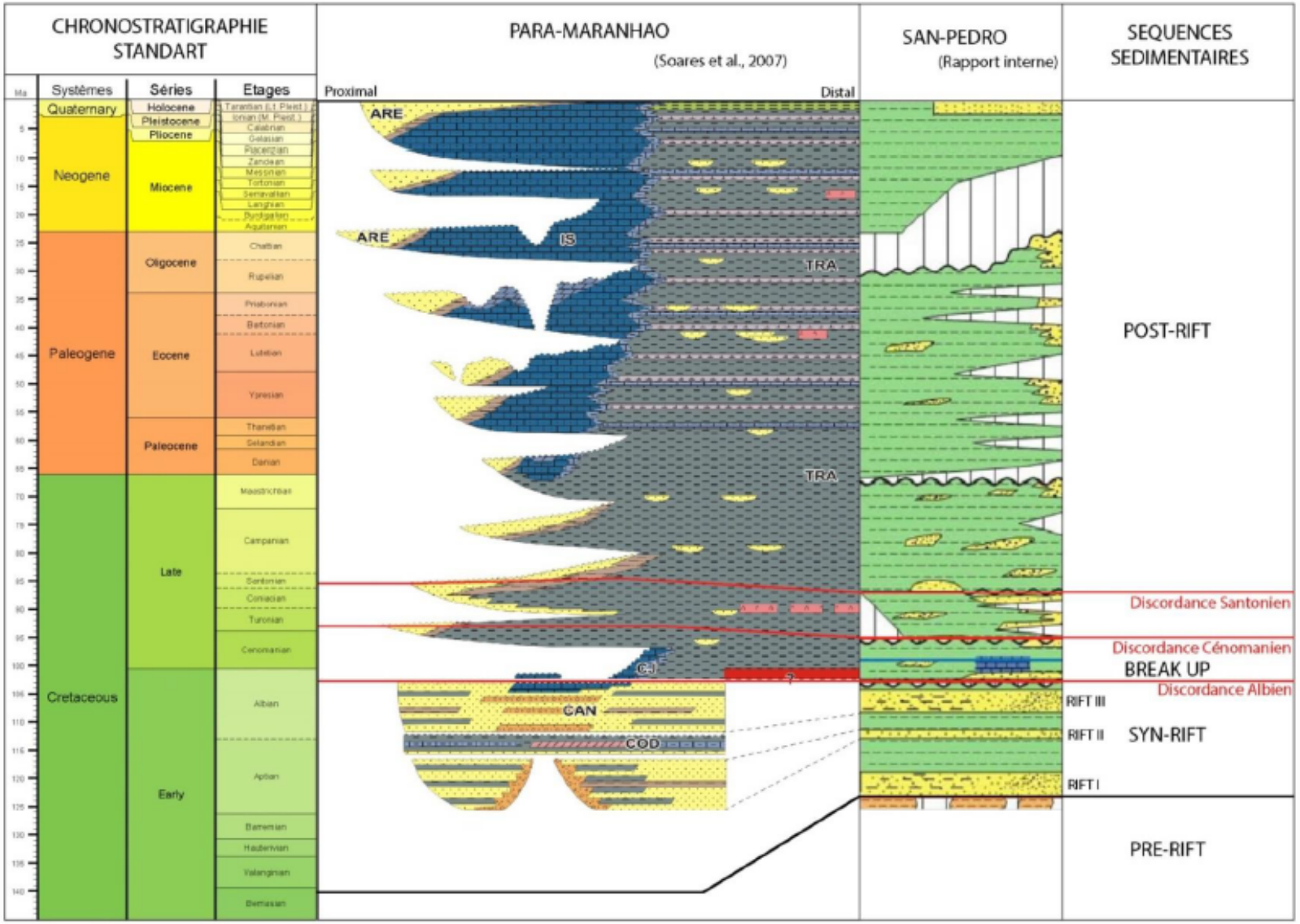


Figure 118: Charte stratigraphique des marges conjugués Ghana-Côte d'Ivoire et de Para-Maranhao, modifiée par Soulet (2016)d'après Soares et al. (2007) et Ferry et al. (2015)

II. Données disponibles et Méthodes

1. Données disponibles

L'étude du système turbiditique Sardine sur la marge de San-Pedro est basé sur l'analyse et l'intégration de données sismique 3D et de forages mises à disposition par Total et ses partenaires (Anadarko et Petroci).

Les données de sismique 3D utilisées dans cette étude proviennent d'une acquisition réalisée par le groupe CGG sur plusieurs blocs de l'offshore Ivoirien. Dans le cadre de ce travail, l'autorisation a été donnée par Total et ses partenaires de travailler sur le système Sardine. Pour des raisons de confidentialité, les données présentées dans ce document ont été banalisées.

Le bloc sismique 3D mis à disposition couvre une superficie totale de 4500 km² avec une profondeur maximale d'investigation de sept secondes temps doubles. L'acquisition sismique a été réalisée avec une distance intertrace de 12.5 m. Les données ont été décimée en verticale et en horizontale au chargement, réduisant la résolution du pointé sismique à 25 m. Afin de permettre une conversion en profondeur, les données sismiques ont été sommées avant migration en profondeur via un algorithme de Kirchhoff. Les amplitudes ont été égalisées avec un AGC de 500 ms.

Le dispositif d'acquisition utilisé est de type sismique à large spectre (*broad band seismic*). Ce système rend possible l'enregistrement d'une large gamme de fréquences (~1 Hz – 155 Hz) qui apporte une meilleure résolution à de plus grandes profondeurs. La sismique large bande permet d'enregistrer un spectre de fréquence multimodale. De ce fait ; le calcul de la résolution verticale est dépendant du pic de fréquence choisis. Sur l'intervalle de cette étude, le système enregistre un spectre de fréquence de 4 à 30 Hz. En considérant une vitesse de propagation des ondes de 2500 $m.s^{-1}$, la résolution maximal est de 17 m avec une limite de détectabilité de 10 m.

Total et ces partenaires ont également donnée l'accès à l'ensemble des données de puits disponible sur la zone. Ces données (biostratigraphie, diagraphies, échantillonnage) ont été utilisé pour calibrer les données sismiques et pour identifier les marqueurs stratigraphiques. Pour cette étude seule le marqueur de *l'upper Albian unconformity* a été conservé pour l'étude du biseau amont du système Sardine, les autres marqueurs se condensant sur la pente.

2. Méthodes

a. Calibration aux puits

La calibration des données sismiques avec les données disponibles aux puits et une des étapes élémentaires à toute étude d'interprétation sismique. La première étape de la calibration consiste à convertir la donnée sismique et la donnée de puit en temps ou en profondeur afin d'établir la correspondance et de proposer des corrélations entre les deux séries de données. Les données de puits et leurs calibrations ont permis de proposer une corrélation entre les faciès sismiques et les faciès sédimentaires. Les données de diagraphies du gamma ray, (mesure la radioactivité de la roche), et de *sonic* (mesure de la vitesse de propagation des ondes acoustiques dans la roche) permettent de suggérer une discrimination sable/argile sur l'intervalle étudié. Ces interprétations ont ensuite été confirmées par l'étude des données de

deblais et de carottes disponibles sur le puit. Plusieurs réponses sismiques à des ensembles lithologiques ont été identifiées dans l'intervalle étudié :

(1) Ensemble 1, sur les données de puits, cet ensemble lithologique correspond à une unité argileuse de 60 m d'épaisseur recoupé par plusieurs niveaux de sable fin à grossier d'épaisseur métrique. Cette unité repose en discordance sur les unités syn-rifts sableuses.

La base de cet ensemble est caractérisée en sismique par un réflecteur positif d'amplitude forte à moyenne et son sommet par une réflexion amplitude négative. Sur les profils passant par le puit, on peut observer que cette réponse n'est pas toujours observable au niveau de la discordance syn-rift / post-rift (Figure 7).

(2) Ensemble 2, au puit, cet ensemble lithologique est caractérisé par un intervalle de 20 à 30 m d'épaisseur correspondant à une alternance de niveaux métriques silteux et sableux.

Cet ensemble est marqué en sismique par une amplitude moyenne à faible et une haute fréquence (Figure 7). Son extension présente une grande continuité latérale.

(3) Ensemble 3, sur les données de puits, cet ensemble a une épaisseur de 40 à 50 m. Il est constitué d'une alternance de niveaux plurimètriques de conglomérats à matrice de sable fin et gravier et de niveau décimétrique à métrique de sable et silt.

Sa réponse sismique se caractérise par une base fortement négative et un toit fortement positif (Figure 7).

(4) Ensemble 4, au puit, cet ensemble correspond à une unité argilo- silteuse plurimétrique alternante avec des niveaux de sable ou silts décimétrique à plurimétrique. Son épaisseur est de 120 m.

Le facies sismique correspondant à cet ensemble présente une haute fréquence, avec une faible amplitude (Figure 7). Son extension est à l'échelle de la zone d'étude.

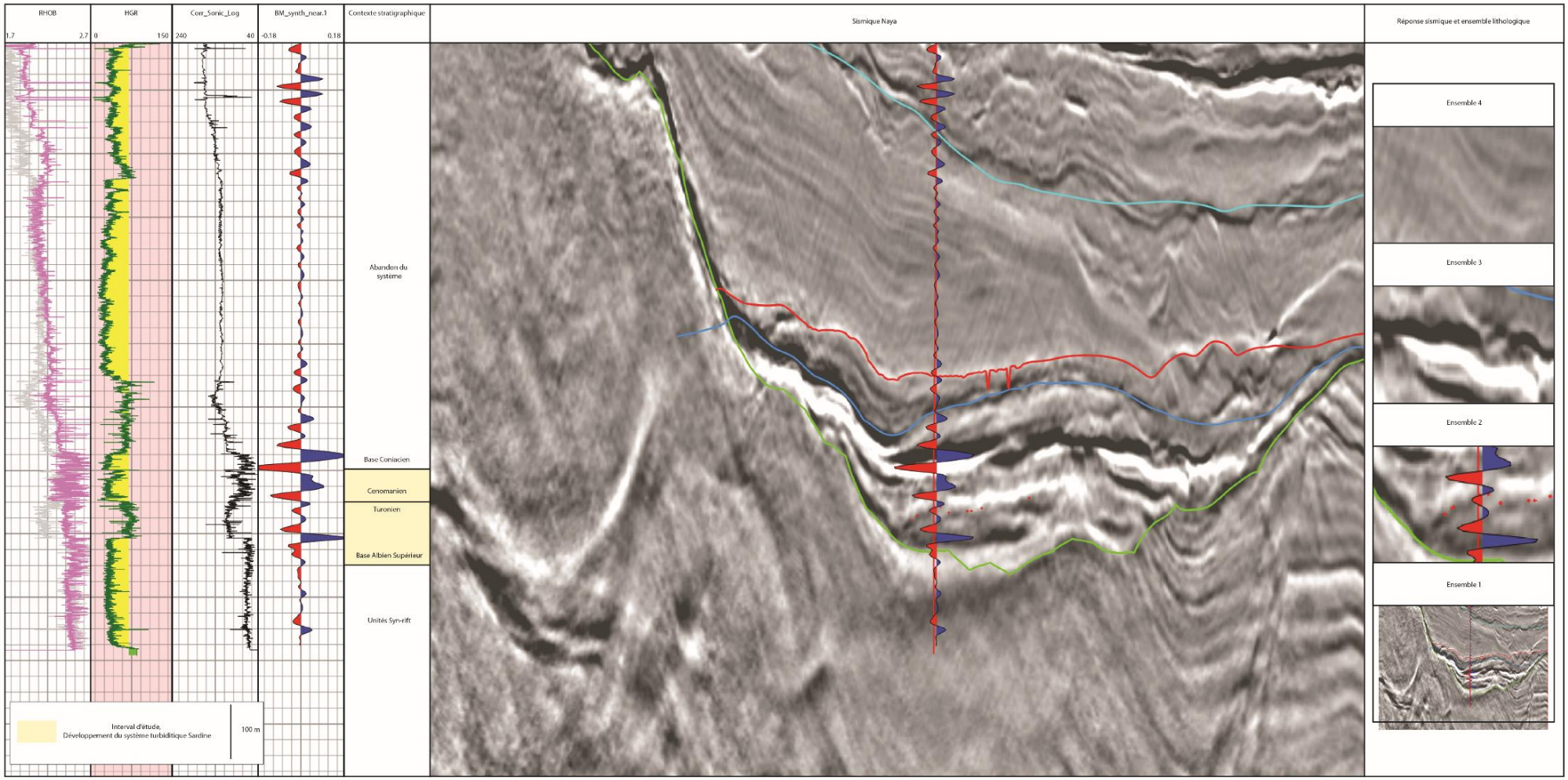


Figure 119: Planche de calibration en profondeur des données sismiques avec des données de puits. La localisation du puits ne peut être indiquée pour des raisons de confidentialité

b. Sismage (Total)

Le pointé sismique nécessaire à l'interprétation a été effectué sur le logiciel Sismage (Total). Le travail a été réalisé sur les données temps. Ce logiciel d'interprétation interne à Total dispose de multiple outils de pointé d'horizon manuel ou automatique. L'outils de propagation automatique n'a pu être utilisé sur notre zone d'étude car la surface étudiée est trop discontinue pour interprétés par les fonctions automatiques. Son caractère érosif entraine des changements de phase sur la même surface et la présence d'unités sismiques ayant la même réponse que les accumulations turbiditiques, ont engendré la présence de multiple point triple. La zone d'étude étant relativement restreinte, un pointé manuel a donc été choisis.

c. Cartes d'attributs, Sismage (Total)

Le travail sur des données sismiques 3D permet d'obtenir par interpolation des cartes d'horizons pour lesquels des calculs d'attributs peuvent être effectués. Pour ce faire, il est nécessaire de définir un volume sismique compris entre deux surfaces (une surface identique, deux horizons différents ou une même surface décalée verticalement d'une valeur choisie). Au sein de ce volume, le logiciel Sismage permet d'effectuer certains calculs (sommation, valeur absolue, calcul du minimum…) sur l'un des paramètres de la trace sismique (fréquence, amplitudes…). Le résultat est visualisé sous forme de carte. Pour ce travail et après plusieurs tests, l'attribut du minimum d'amplitude négative a été retenu. Il permet de visualiser les bases des accumulations sableuses sur les données sismiques utilisées.

d. Pointé sismique

L'horizon *upper Albian unconformity* a été converti en profondeur via la loi de conversion établie au puit afin d'estimer les épaisseurs de remplissage du système turbiditique Sardine.

e. Pointé de la surface : upper Albian unconformity, base des accumulations turbiditiques

Les données de sismique 3D de la marge de San pedro présentent une discordance majeure à la base de l'Albien supérieur. Elle sépare les unités syn-rift des unités post-rift. L'objet de ce travail est l'étude du biseau et du remplissage sur la pente du système turbiditique Sardine qui repose sur cette surface. Cette surface est concordante dans le bassin à l'exception des zones affectées par l'exhumation du métamorphique corps complexe. Sur la pente, l'*upper Albian unconformity* est fortement discordante.

Par rapport à la problématique de la thèse, nous avons focalisé notre travail sur la pente et la transition pente bassin. Sur ces zones où l'épaisseur de dépôt est la moins importante, les accumulations turbiditiques sont caractérisées à leurs bases par un réflecteur fortement négatif. Dans les zones d'accumulations sur la pente, ce réflecteur est confondu avec l'*upper Albian unconformity*. Plusieurs critères ont donc été retenu pour le pointé de cette surface : (1) pointé du minimum d'amplitude marquant la discordance angulaire dans les zones de remplissages et (2) pointé du maximum d'amplitude marquant la discordance angulaire dans les zones d'interfluves. Afin de propager le marqueur stratigraphique de l'*upper Albian unconformity* identifié au puit, jusqu'à notre zone d'étude, nous avons pointé respectivement le minimum et le maximum d'amplitude dans les zones de superposition d'accumulation sableuse syn-rift/post-rift et dans les zones discordantes du bassin.

La surface a été pointée de manière multidirectionnelle en utilisant les données 3D misent à notre disposition. Un premier balayage toutes les 10 lignes a été effectué sur la marge avant d'effectuer un pointé toutes les 2 lignes dans les zones critiques de notre étude. Une interpolation par *krigeage* permet d'obtenir une surface continue.

III. La sédimentation sur la marge de San Pedro

La synthèse bibliographique précédemment effectuée a permis de mettre en évidence (1) les modalités d'ouverture du segment de l'Atlantique Equatorial via le fonctionnement de grands décrochements, (2) et la chronologie des différentes phases de *rifting*, d'accrétion et de déformation ayant affecté la marge de San Pedro ((Mascle et al. 1988, Soares et al. 2007)). L'objet de ce travail repose sur les modalités de biseaux turbiditiques amont du système Sardine sur la marge de San Pedro. Ce système turbiditique est actif en période *post-rift*. Pour la compréhension des séries étudiées, il est nécessaire d'évaluer le contrôle potentiel de l'héritage morphologique des unités *syn-rifts* ainsi que les déformations éventuelles provoquées par le dépôt des unités sus-jacentes.

L'objectif de cette section est de fournir une description et une cartographie des unités stratigraphiques et des structures tectoniques ayant pu affecter les accumulations turbiditiques du système Sardine.

1. Unité Syn-Rift 1

Cette unité est identifiée sous la surface d'érosion de l'*Upper Albian Unconformity.* Elle est caractérisée par un faciès sismique lité continu de haute fréquence et faible amplitude (unité Syn-rift 1-Figure 9). La géométrie des réflecteurs caractérise des structures en éventails de 3 à 4 km d'épaisseur, localisés le long de failles normales listriques de direction N110-N130 (Figure 8, unité Syn-rift 1-Figure 9) suggérant une forte influence de la tectonique extensive affectant le bassin lors du dépôt. En effet, ces éventails se forment lors du dépôt des sédiments pendant le basculement des unités sous-jacentes le long des failles normales. Ces structures forment un système de blocs basculés de tailles multiples (15 km à 1-2 km). Un système de failles décrochantes de direction N45-N70 avec des relais recoupe l'ensemble de la zone (Figure 8).

La base de l'unité 1 est marquée localement par des réflecteurs de forte amplitude, parallèles à la stratification, sur lesquels viennent localement s'enraciner certains accidents tectoniques (Figure 9). Magee et al. (2014) ont interprété ces réflecteurs comme des *sills* volcanique intrudés sous l'influence des remontées asthénosphériques lors de la phase de fragmentation continentale.

L'unité Syn-Rift 1 a été identifiée sur l'ensemble de la zone d'étude, ainsi que sur l'ensemble de la marge (Soulet 2016). Sa topographie, contrôlée par ces différents accidents tectoniques, se présente sous forme de blocs décalés en marches d'escalier du NW vers le SE. Cette configuration structurale est en accord avec les modèles d'ouverture de bassins en *pull-apart* formés le long de grands décrochements (Basile 2015). Elle correspondrait à la première phase active de *rifting* de la marge de San-Pedro.

2. Unité Syn-Rift 2

Lorsqu'elle est identifiée sur les profils sismiques, cette unité est située entre l'unité Syn-rift 1 et la base de l'*Upper Albian Unconformity.* Elle est caractérisée par un faciès de plus basse fréquence mais de plus forte amplitude que l'unité Syn-rift 1 (Figure 9). Elle est localisée dans les zones de changement de pente et/ou dans des dépressions topographiques (Soulet 2016) où elle repose en *onlap* sur l'unité inférieure (Figure 9). Son épaisseur peut atteindre localement 800 m (Soulet 2016). On ne retrouve pas cette unité sur la pente continentale et sa distribution coïncide avec la topographie héritée de la phase de Syn-rift 1. Son dépôt est associé à la formation de failles normales, plus petites que celles décrites précédemment,

mais elle ne présente pas de géométries en éventail. La localisation de cette unité dans le bassin est concordante avec la nature érosive de l'*Upper Albian Unconformity* sur les marges du bassin.

Le dépôt en *onlap* de ces unités au sein des dépressions ou à la base de structures tectoniques est concordant avec l'épisode de SAG décrit par JÚNIOR et al. (2008) et qui affecte les marges de l'Atlantique Equatoriale à l'Albien ((JÚNIOR et al. 2008). Cet épisode se traduit par la mise en place de sédiments marins fortement influencée par les variations de topographie liées au rééquilibrage isostatique *post-rifting* ((Middleton and Neal 1989).

3. Evolution structurale à la transition syn-rift / post-rift

Sur la marge du système Sardine, la transition syn-rift / post-rift est marquée par le fonctionnement de quelques failles normales et d'une faille décrochante qui affectent la base des unités post-rift (Figure 9). Sur les profils sismiques, l'absence de réflecteurs clairement identifiables ne permet pas de caractériser avec précision le jeu de ces accidents tectoniques qui seraient néanmoins affectés par une réactivation verticale en jeu normal (Figure 9).
Cette transition est marquée dans le bassin par deux phases de déformation et de dépôt (Soulet 2016). Durant le *rifting*, la marge de San Pedro subit un épisode compressif régional ((Basile et al. 1993, Attoh et al. 2004, Antobreh et al. 2009) attesté par la formation de plis anticlinaux et synclinaux dans l'axe des accidents décrochant, orienté N50° (Soulet 2016). Cette phase de compression affecte les séries Syn-rift 1 et 2 de l'ensemble du bassin. Elle forme deux structures majeures qui influenceraient la dynamique des dépôts post-rifts (Figure 8). Dans la partie ouest de la marge, au pied de la pente continentale, il se forme un anticlinal à l'origine d'un relief positif de 35 km de longueur. Cette structure est localisée à l'aplomb d'une faille décrochante ce qui attesterait d'une déformation de type transpressive (Soulet 2016), compatible avec la réorganisation de la cinématique des plaques atlantiques observée à l'Albien moyen (Zalan et al. 1985, Klitgord 1986). Aucun indice de cet épisode n'est toutefois observé dans la zone du système Sardine.
La marge est ensuite affectée par une seconde phase de réactivation verticale des failles orientées N50°-N70° (Soulet 2016). Soulet (2016) avance l'hypothèse d'un épisode de subsidence thermique consécutif au passage de la ride d'accrétion entre 108 Ma et 96 Ma (Albien).

Cette phase s'exprimerait dans la réactivation verticale des failles identifiées dans la zone du système Sardine.

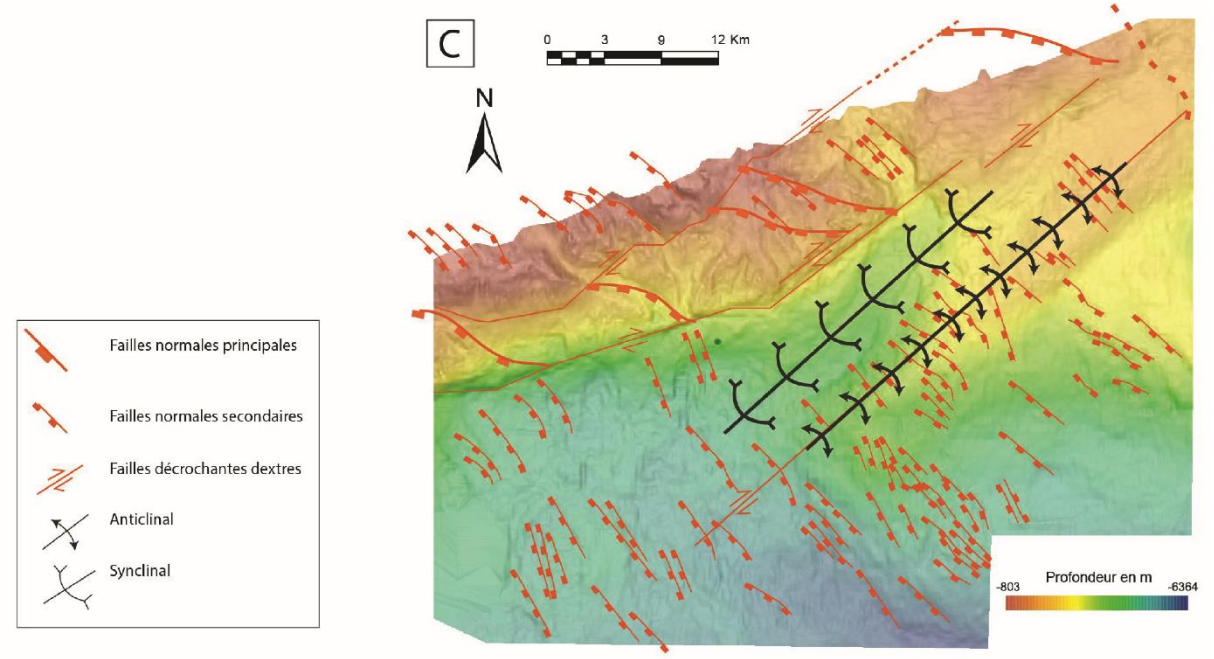


Figure 120: Cartographie des structures tectoniques durant la reprise en transpression du segment de la marge Ghana-Côte d'Ivoire (Soulet 2016)

4. Senonian Unconformity

Les unités Syn-rift 1 et les unités du système turbiditique Sardine sont recoupées par un réflecteur positif de forte amplitude, à la fois sur la pente continentale et dans le bassin (Figure 9). Il est caractérisé par un contact discordant marqué par de nombreuses troncatures d'érosion (Figure 9). Ces troncatures et le caractère discordant de cette surface attestent de sa nature érosive.

Comme vu précédemment, la *Senonian Unconformity* est décrite et datée du Cénomanien sur la marges de San Pedro (Mascle et al. 1988). Elle marquerait la transition entre la phase de marge active et la phase de marge passive le long du segment de l'Atlantique Equatorial. Cette discordance serait la conséquence du basculement de la marge et de la formation de structures de rides et de plis (Mascle et al. 1988). Ces variations topographiques participent à l'augmentation de la pente régionale des marges du bassin, augmentant ainsi le caractère érosif de cette discordance. La discordance identifiée sur les profils sismiques de la zone d'étude correspondrait à cette phase de transition.

5. L'unité de couverture du système Sardine

Les unités du système turbiditique Sardine sont scellées par une unité sismique caractérisée par un faciès de faible amplitude mais de fréquence élevée (Figure 9). Cette unité est recoupée par des réflecteurs négatifs qui délimitent des sous unités présentant des comportements différents suivant leurs localisations sur la pente continentale ou dans le bassin. Au sein des sous unités, sur la pente continentale, le faciès sismique est caractérisé par des réflecteurs de plus faible amplitude et des géométries ondulées (Figure 9) tandis que dans le bassin, le faciès sismique est de type lité continu avec des réflecteurs subhorizontaux. La transition entre la pente continentale et le bassin est marquée par des réflecteurs ondulés.

La faible amplitude de la réponse sismique de cette unité ne permet pas de caractériser avec précision la transition entre les zones avec des réflecteurs ondulés ou avec des réflecteurs subhorizontaux. Les réflecteurs ondulés situés sur la pente continentale et à sa base pourraient être interprétés selon deux hypothèses :

1) ils marqueraient une déstabilisation grande échelle de la pente continentale, avec la superposition de plusieurs glissements gravitaires. Les ondulations correspondraient alors à des déformations post-dépôts de la colonne sédimentaire affectée. Les faibles déformations observées suggèrent que ces glissements auraient entrainé un faible déplacement des dépôts remobilisés et que leur capacité de déformation et de remaniement des unités sous-jacentes est faible. Cette hypothèse serait corroborée par l'absence à la base des glissements de « patchs » de forte amplitude caractérisant la présence de blocs de matériaux remaniés,

2) dans la zone du bassin, Soulet (2016) a montré l'existence de séries contouritiques recouvrant le système turbiditique Saumon d'âge Crétacé Supérieur. Ces séries sont en *onlap* sur la pente continentale et elles présentent le même faciès lité de faible amplitude et haute fréquence que l'unité de couverture au toit du système Sardine. La mise en place de ces séries serait contemporaine de l'ouverture des seuils de connexion entre l'Atlantique Sud et l'Atlantique Central au Campanien Inférieur (Soulet 2016).

Bien que l'on n'observe pas les motifs de migration de dépôts-centres identifiés sur le système Saumon et caractéristiques des séries contouritiques, il est possible de poser l'hypothèse que l'unité de couverture du système Sardine soit constituée des mêmes séries sédimentaires contouritiques qui auraient été remobilisées par des glissements de faible ampleur le long de la pente continentale.

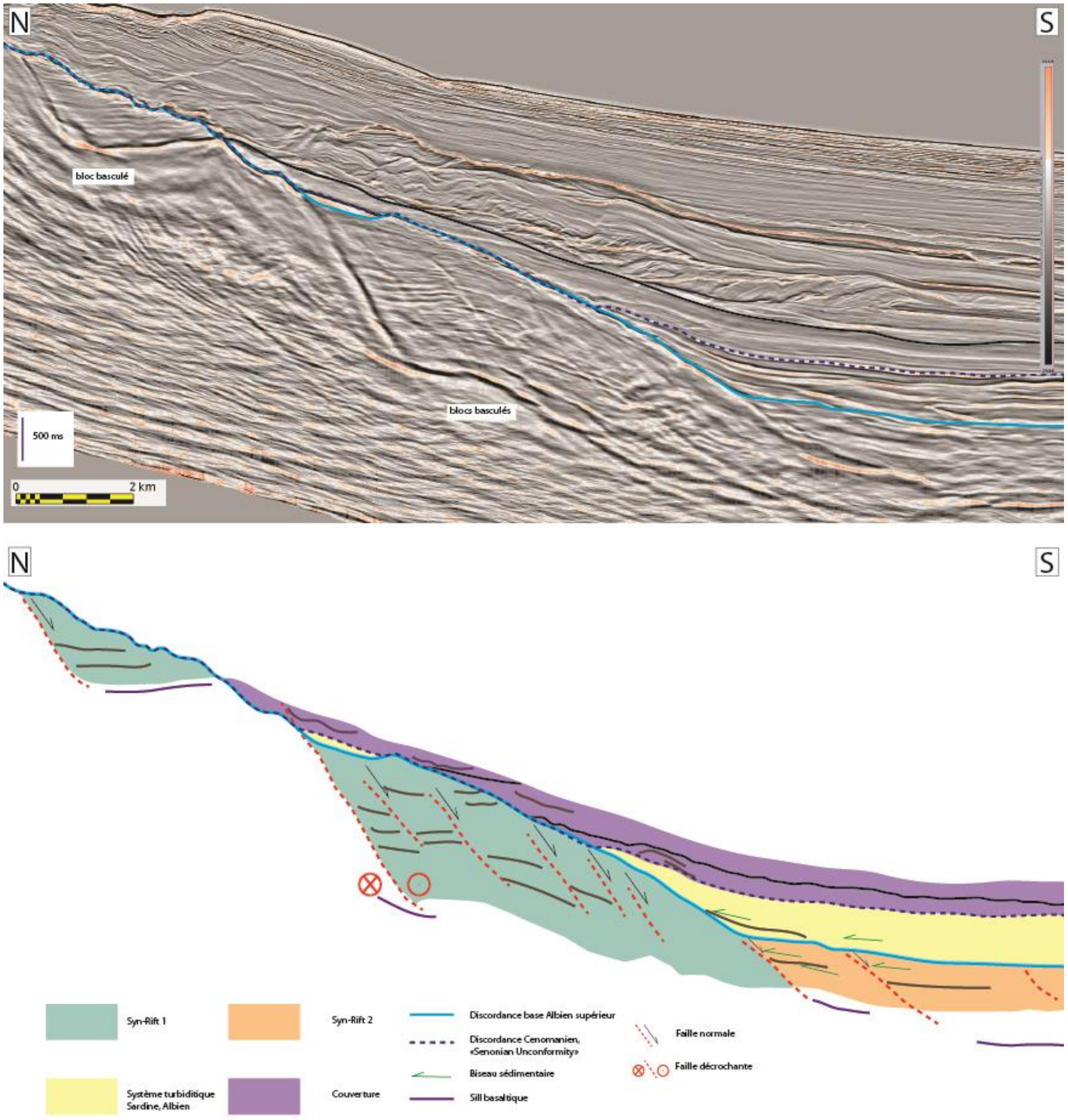


Figure 121 : Profil sismique I (partie supérieure) et son interprétation (partie inférieure) illustrant l'architecture et la distribution des unités sismiques sur la marge du système Sardine. La localisation du profil est illustrée sur la Figure 11

6. Conclusion

L'étude régionale des profils sismiques disponibles sur la marge du système Sardine a mis en évidence plusieurs structures et dépôts corrélables avec les grandes étapes de l'ouverture du segment de l'Atlantique Equatorial. On retrouve ainsi des *sills* basaltiques qui marquent les premiers stades d'ouverture continentale du futur bassin de San-Pedro (Figure 10). Cette étape est suivie de l'ouverture du bassin en *pull part* avec le fonctionnement de grands décrochements dextres organisés en relais (Figure 10). Un épisode de SAG, toujours lié à des contraintes extensives, affecte ensuite dans le bassin. Il est marqué par le dépôt de sédiments dans les creux topographiques (Figure 10). La marge subit ensuite un épisode de transpression qui serait lié à une réorganisation de la cinématique des plaques atlantiques observée à l'Albien moyen et qui se prolongerait lors des premiers stades de dépôt des unités post-rifts (Figure 10). Cet épisode compressif participe au basculement de la marge et à l'augmentation de l'inclinaison des bordures du bassin. Cette augmentation de la pente et la présence des différentes structures tectoniques avec de forts rejets verticaux influenceraient le caractère érosif de l'*Upper Albian Unconformity* et la mise en place des séries turbiditiques post-rifts du système Sardine.

La marge de San Pedro est ensuite affectée au Cénomanien par une érosion très marquée sur la pente continentale, la « Senonian Unconformity » qui enregistre son passage en phase de marge passive. A la faveur de l'ouverture des seuils de connexion entre l'Atlantique Sud et l'Atlantique Central au Campanien inférieur, des courants de contour entraineraient le dépôt d'épaisses séries contouritiques sur la marge de San Pedro et participeraient à sceller les unités syn-rif et post-rift.

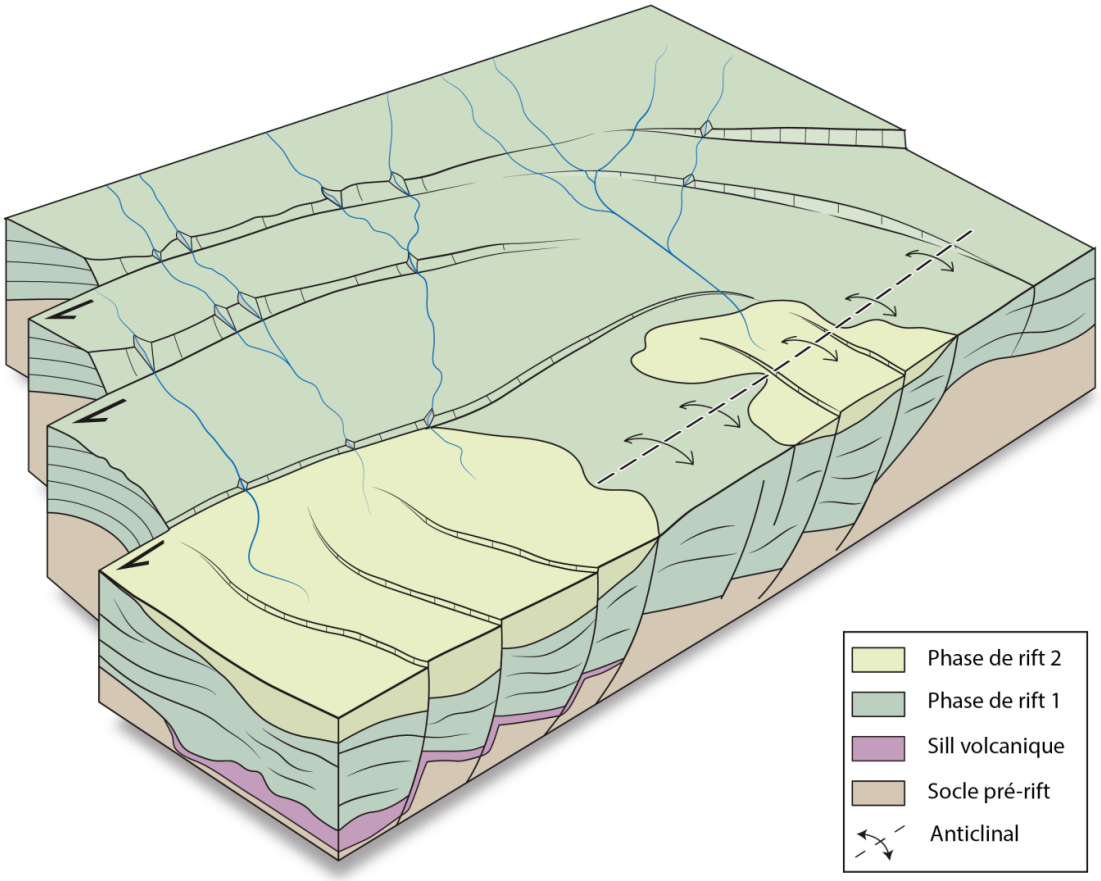


Figure 122: Bloc 3D illustrant la géométrie de la marge avec les structures tectoniques et les dépôts associés aux différentes étapes d'ouverture du bassin de San-Pedro à l'Albien moyen (Soulet 2016)

IV. Géomorphologie et architecture des appareils turbiditiques du système Sardine de la marge de San Pedro au Crétacé

Cette partie est consacrée à la présentation des résultats issus de l'analyse du bloc de sismique 3D sur le système turbiditique Sardine. Je vais tout d'abord présenter les principales caractéristiques géomorphologiques de la surface de l'*Upper Albian Unconformity*, car elle constitue la paléo-morphologie sur laquelle le système Sardine s'est construit. Puis, je décrirai dans une seconde et troisième partie la géomorphologie et le remplissage des deux canyons et de leur transition avec les dépôts du bassin.

Upper Albian Unconformity

La surface de transition entre les dépôts *syn-rifts* et *post-rifts* est marquée par une discordance datée de l'Albien Supérieur aux données de puits. Cette surface a la caractéristique d'être confondu avec l'enveloppe de base du système turbiditique Sardine. Cependant, le pointé sismique a montré qu'elle intégrait l'ensemble des déformations ayant affecté la marge de San Pedro depuis la fin du Crétacé inférieur. L'influence de la topographie sur les écoulements gravitaires étant un paramètre majeur à prendre en compte sur la distribution des particules et la construction des corps sédimentaires ((Komar 1971, Kneller 1995), la question de la pertinence de l'étude de l'*Upper Albian Unconformity* doit être abordée.

La synthèse bibliographique et l'étude des unités *syn-rifts* ont montré que l'essentiel des déformations et la structuration de la marge se terminaient avant la mise en place de la discordance de l'Albien Supérieur. On ne retrouve que peu d'indice d'une activité tectonique ayant affecté les unités *post-rifts* du système Sardine au Crétacé Supérieur (3). Dès lors, du Crétacé Supérieur jusqu'au Tertiaire, Antobreh et al. (2009) proposent que la marge de San-Pedro ne soit affectée que par une subsidence thermique caractéristique des marges passive. Ceci nous laisse supposer que la structuration de la marge de San Pedro arrive à son terme à l'Albien Supérieur. L'analyse morphologique de cette surface est donc pertinente pour reconstituer la paléo-topographie sur laquelle s'est effectuée la construction du système turbiditique Sardine.

1. Description générale de la surface enveloppe du système turbiditique Sardine

Comme vu précédemment (Cf Données disponibles), l'extension du bloc de sismique 3D permet d'analyser le système turbiditique Sardine depuis la bordure de la plate-forme continentale jusque dans le bassin profond (Figure 11). L'analyse 3D de la surface enveloppe (discordance Albien Supérieur pointé en bleu sur l'ensemble des profils sismiques) du système Sardine met en évidence les observations suivantes : la bordure externe du plateau continental dessine un rentrant de 6 km de large, et la pente continentale présente une inclinaison variant de 7° à 28°. La surface est également recoupée par deux systèmes sédimentaires. Sur sa partie supérieure, elle est très largement découpée par des systèmes de *gullies* (500 m de large et 1,5 km de long en moyenne) qui attestent de la forte inclinaison. Dans la continuité du rentrant de la plate-forme, elle est incisée sur une largeur de 6 km par le système turbiditique Sardine caractérisé par deux canyons séparés par une zone d'interfluve (Figure 11). Ils seront nommés dans les parties suivantes Canyon Est et Canyon Ouest. Ces deux canyons sont l'objet du travail de détail qui sera présenté ci-dessous.

Deux failles transformantes majeures recoupent la zone d'étude, l'une dans la partie centrale de la pente continentale et l'autre à sa base (Figure 11). Elles forment des escarpements.

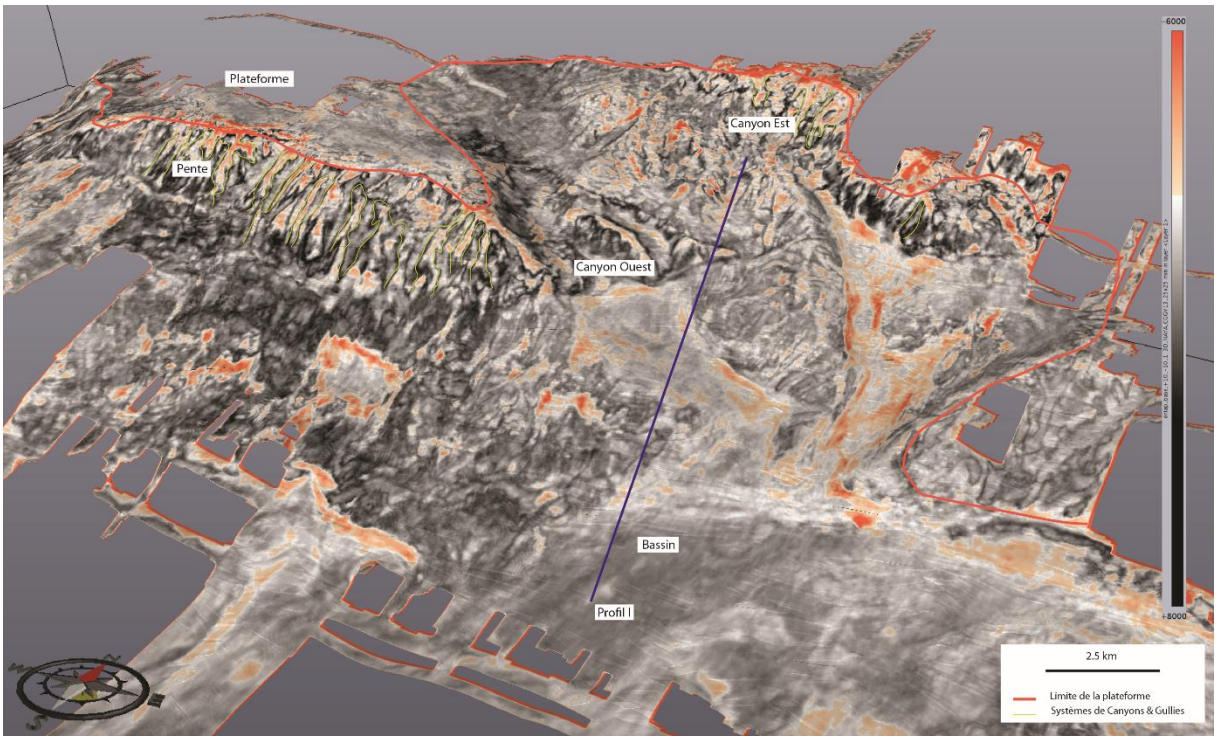


Figure 123: Carte 3D en amplitude dans la phase (base UpperAlbian ; ajustée au minimum) illustrant la localisation des lignes sismiques régionales recoupant le système Sardine.

Le système Turbiditique Sardine

Sur la pente continentale, le système Sardine est constitué de deux canyons d'environ 10 km de long mais aux morphologies distinctes. Le thalweg du Canyon Est est large de 1-1,5 km en moyenne contre 1,5-2 km pour celui du Canyon Ouest. La profondeur d'érosion est moins marquée dans le Canyon Est que dans le Canyon Ouest (Figure 8). Il n'y a pas de connexion entre les canyons sur la pente (Figure 12) mais ceux-ci se rejoignent avant la base de la pente continentale.

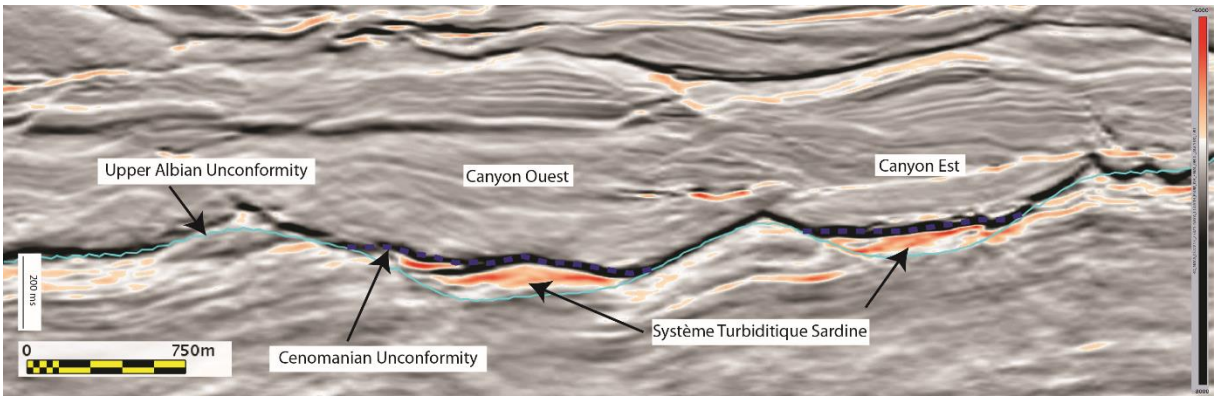


Figure 124 : Profil sismique II illustrant la plus forte érosion affectant le Canyon du système Sardine. La position du profil est indiquée sur la Figure 123.

2. Le canyon Est

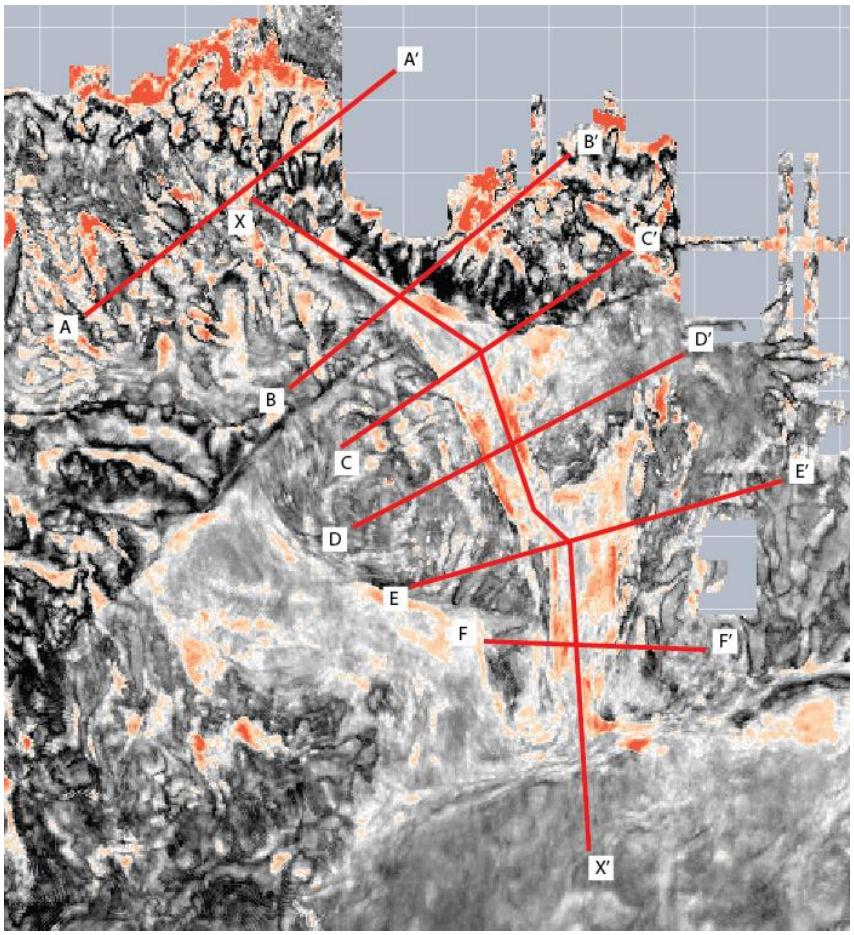
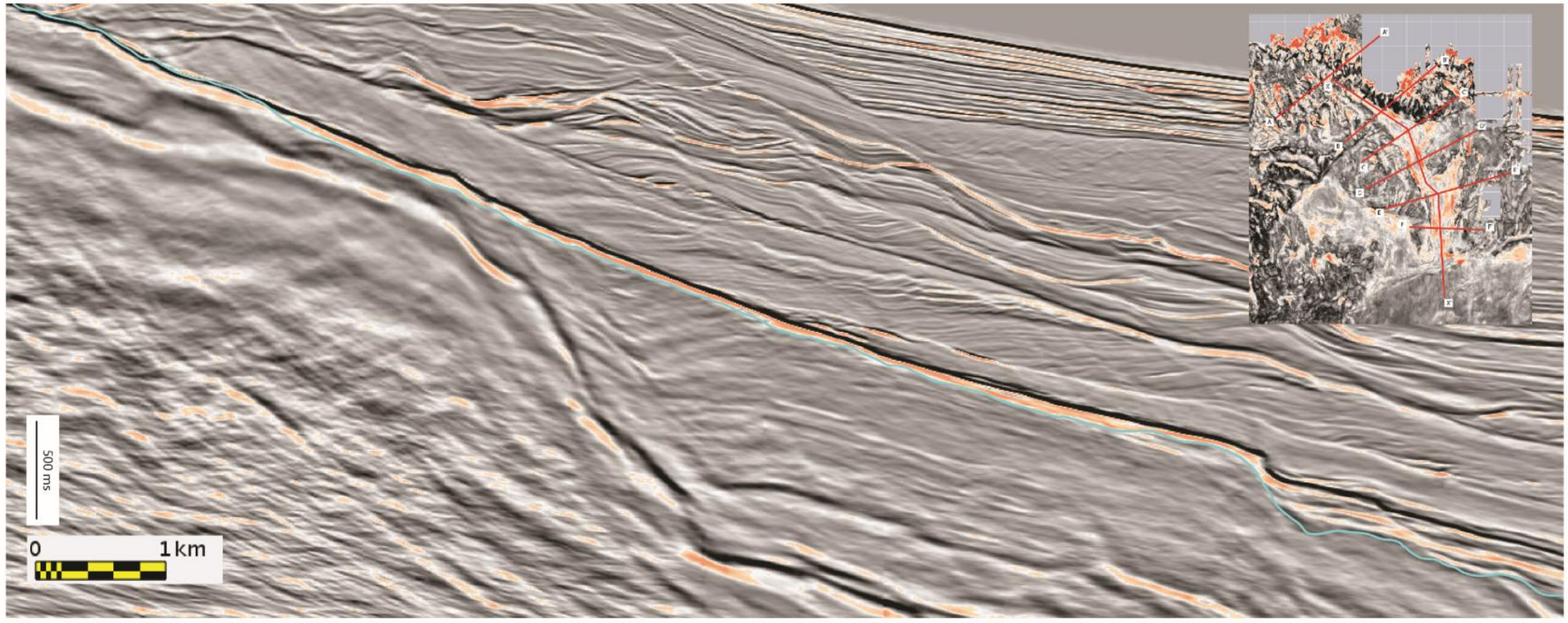


Figure 125: Carte en amplitude dans la phase (base Upper Albian) ajustée au minimum illustrant la localisation des lignes sismiques utilisées pour décrire le Canyon Est du système Sardine.

a. Morphologie du Canyon Est

Le Canyon Est s'étend sur une longueur de 10 km, avec une inclinaison moyenne de 11° dans le fond du thalweg. La largeur du canyon est mesurée au maximum de remplissage ; elle varie de 600 m pour la zone la plus étroite (section III, Figure 15) à 1500 m (section IV, Figure 15). La profondeur du canyon est déduite de l'épaisseur du remplissage ; ce serait donc une profondeur minimum. Le canyon présente une morphologie en V avec des flancs très escarpés et un remplissage du thalweg de 100 à 150 m d'épaisseur au maximum.

Le canyon a été divisé en 5 sections séparées par 4 zones de rupture de pente (Figure 15) qui marquent des changements dans les modes de dépôt des écoulements.



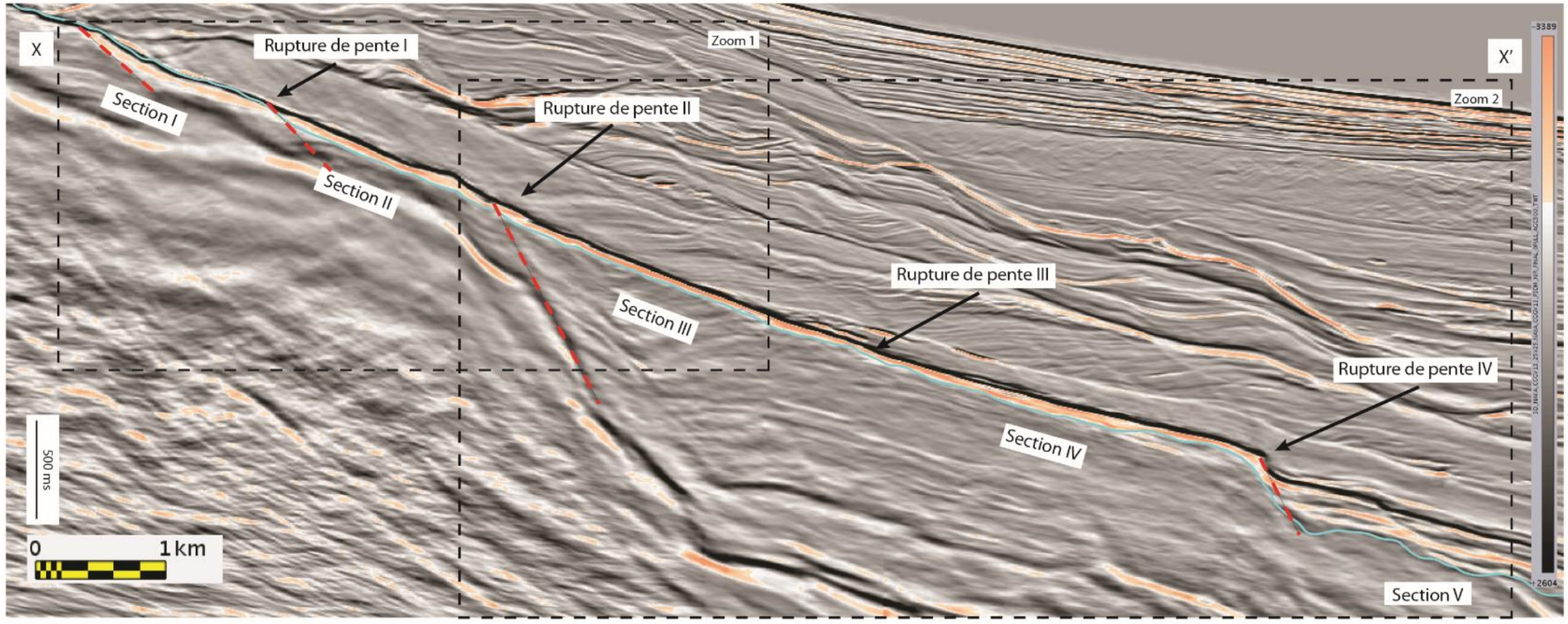


Figure 126 : Profil sismique et profil interprété illustrant le remplissage du Canyon Est du système Sardine. Le profil suit la base du thalweg du Canyon Est.

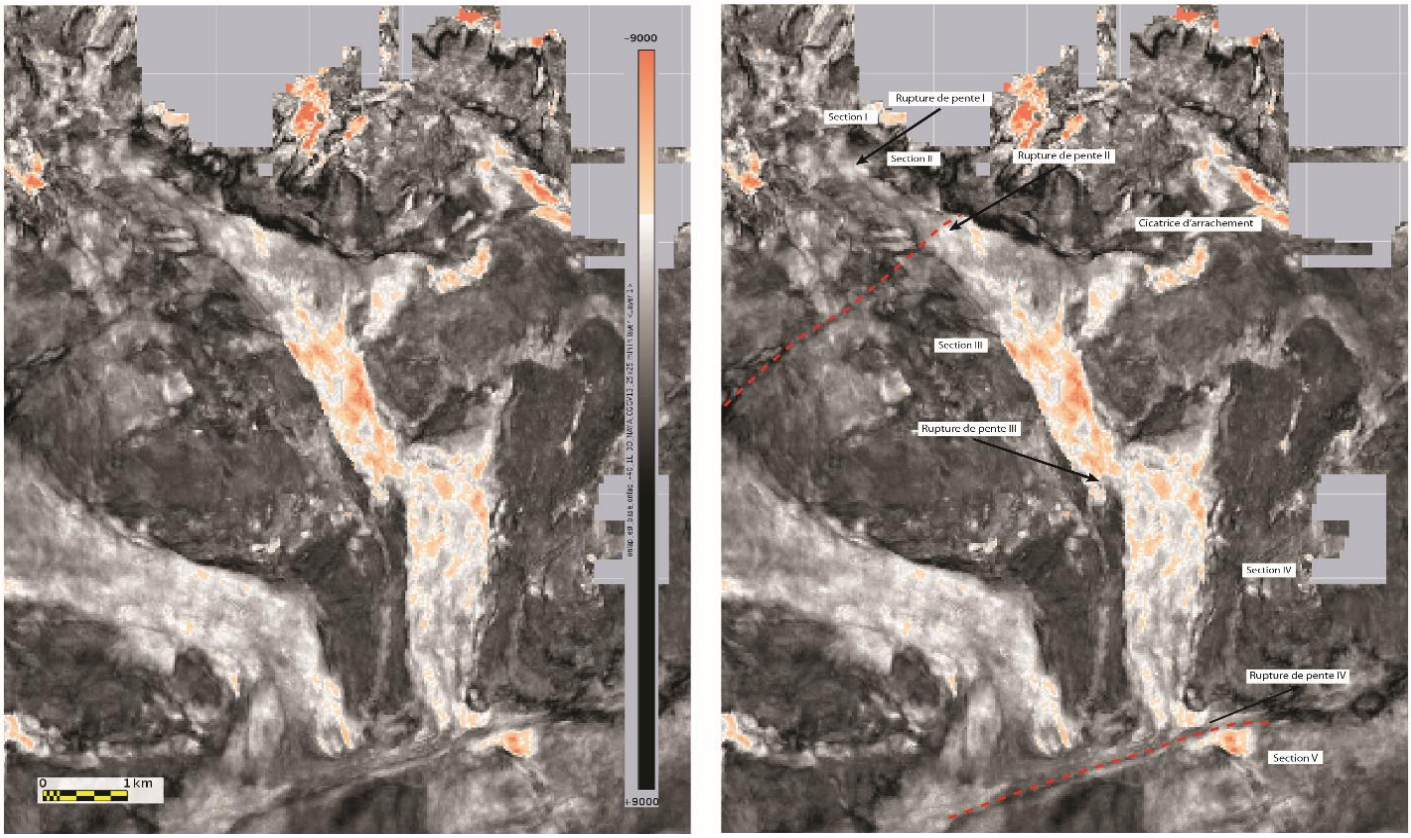


Figure 127 : Carte en amplitude dans la phase (base UpperAlbian) ajustée au minimum illustrant la morphologie et les différentes sections du canyon Est.

La section I correspond au segment le plus amont du canyon. Elle est caractérisée par une absence de dépôt apparent à l'échelle des profils sismiques. La surface de base du système se confond avec la base de la couverture (Figure 14, Figure 16 section I). Cette section présente une inclinaison moyenne de 21°. En l'absence de remplissage, la largeur et la profondeur du canyon sur cette section ne peuvent pas être estimées.

La transition entre la section I et la section II est marquée par une rupture de pente liée à une faille normale à faible rejet (125 m environ). Cette faille entraine une augmentation localisée de l'inclinaison (de l'ordre de 55°). Aucune structure érosive n'est identifiée au pied de la faille (Figure 14, Figure 16, rupture de pente I).

Le passage dans la section II est caractérisé par une augmentation de l'inclinaison moyenne du fond de canyon (24°) et un élargissement progressif de celui-ci bien qu'il conserve sa morphologie en V (environ 700 m de large, et 100 m de profondeur) (profil B-B', Figure 18). Une faille majeure (160 m de rejet, 64° d'inclinaison), délimitant un bloc basculé, caractérise ensuite la transition avec la section III (section II, rupture de pente II, Figure 14,Figure 16; section II, rupture de pente II, Figure 15).

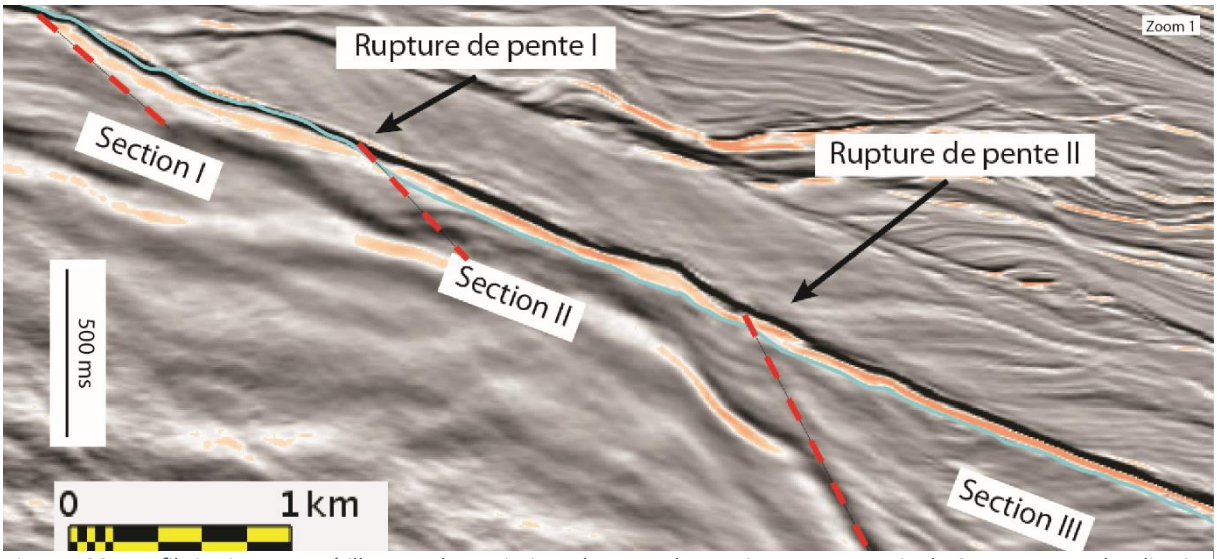


Figure 128 : Profil sismique zoomé illustrant les variations de pente des sections I et II au sein du Canyon Est. La localisation de ce profil est reportée sur la Figure 126

La section III présente une morphologie particulière avec une zone plus large dans sa partie supérieure (24° de pente, 1 km de large, 100 m de profondeur) (profil C-C', Figure 18). Cette zone est marquée le long de sa partie Est par la présence d'une structure de morphologie semi-circulaire de 1,5 km de large et 2 km de profondeur interprétée comme une cicatrice d'arrachement ayant affecté la bordure du canyon. La partie avale de la section III est caractérisée par un fort rétrécissement et approfondissement du canyon (700 m de large, 170 m de profondeur) (profil D-D', Figure 19). Cette variation de la morphologie n'est associée à aucune structure sédimentaire ou tectonique particulière ou à un changement de l'inclinaison (section III, Figure 14, Figure 17 ; section III, Figure 15).

La rupture de pente III est la première à marquer une diminution de l'inclinaison du fond du canyon. Elle marque le début de l'épaississement des dépôts au sein du Canyon Est. La pente moyenne du fond du thalweg est réduite à 24°. Bien que la diminution de l'inclinaison soit brutale, aucune structure érosive n'est directement identifiée au niveau de cette rupture (rupture de pente III, Figure 15, Figure 14.

Dans la partie aval du Canyon Est, la section IV est marquée par un élargissement et un approfondissement du thalweg (1600 m de large, 180 m de profondeur) (profil E-E', Figure 19). Cette élargissement coïncide avec la présence d'une grande structure semi-circulaire (1 km de profondeur pour 1 km de large) entaillant le flanc est du canyon et interprétée comme une cicatrice de glissement. Vers l'aval (le sud), le canyon se rétrécit (800 m de large, 120 m de profondeur) (profil F-F', Figure 19) jusqu'au niveau de la rupture de pente IV qui marque la transition entre la pente continentale et le bassin profond (section IV, Figure 15, Figure 14,Figure 17).

La rupture de pente IV présente une forte inclinaison (64°) et forme un escarpement lié au fonctionnement d'une faille décrochante majeure également identifiée vers le nord-est par

Soulet (2016). La présence de cet escarpement entraine la formation d'une topographie en marche d'escalier avec une brusque diminution de l'inclinaison (5°) en entrant dans le bassin (rupture de pente IV, Figure 14,Figure 17 ; rupture de pente IV, Figure 15).

A l'aplomb de l'escarpement lié à la rupture de pente IV (section V, Figure 15), la section V, située dans le bassin, débute avec la présence d'une structure au profil semi circulaire entaillant les dépôts pré-existant. Cette structure se caractérise par une dépression de 200 m de profondeur et de 300 m de large (Section V, Figure 14, Figure 17).Elle se prolonge vers l'aval en s'amortissant mais en générant des successions de dépressions séparées par des points hauts.

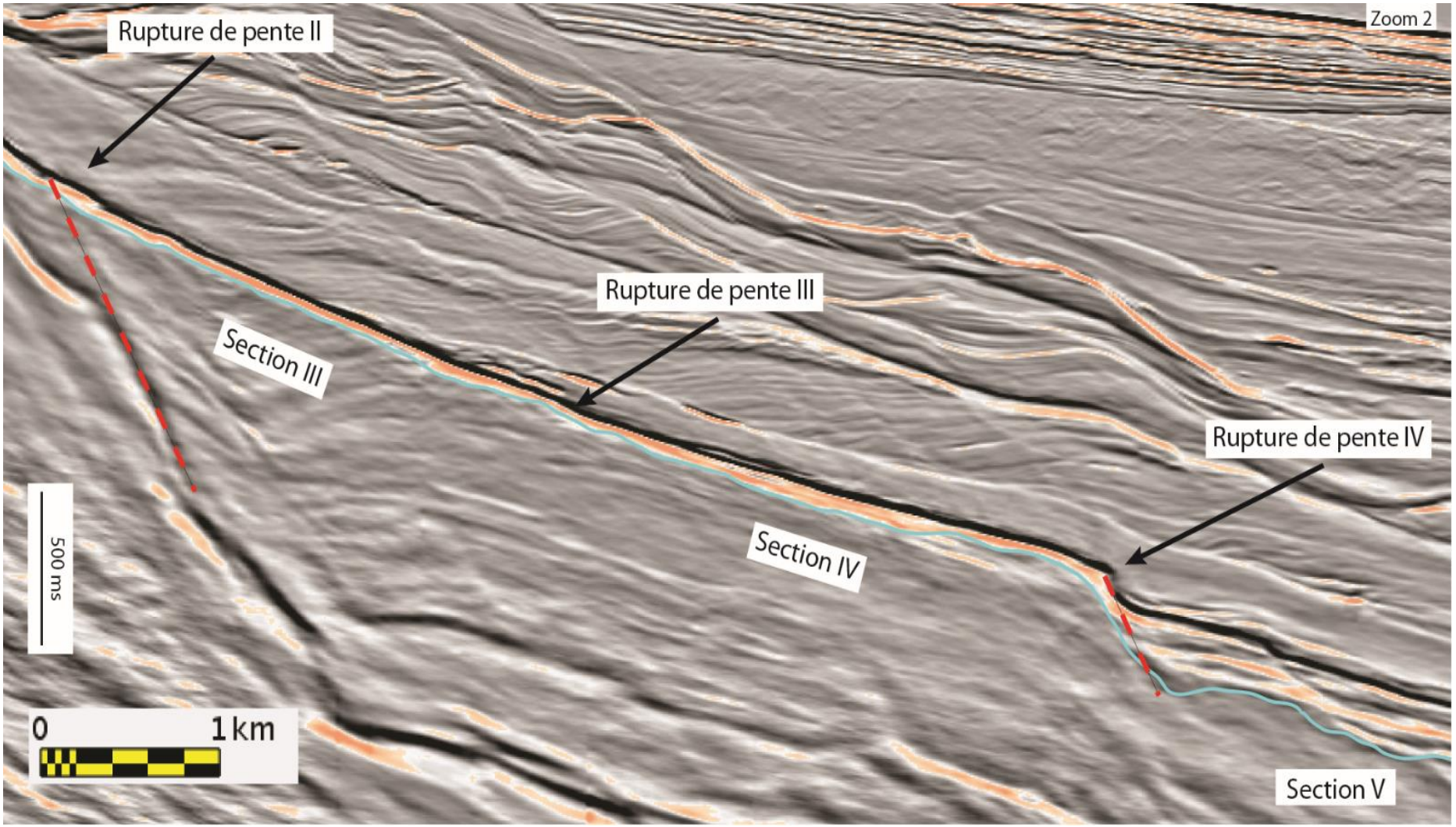
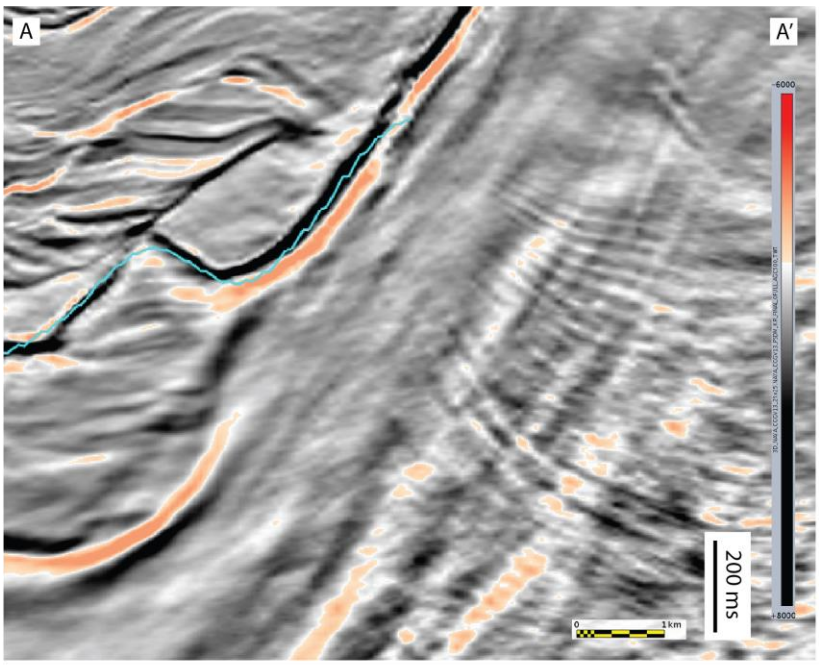
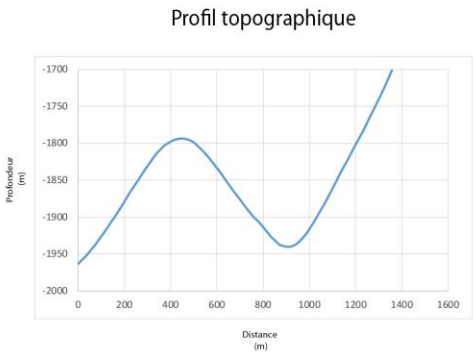
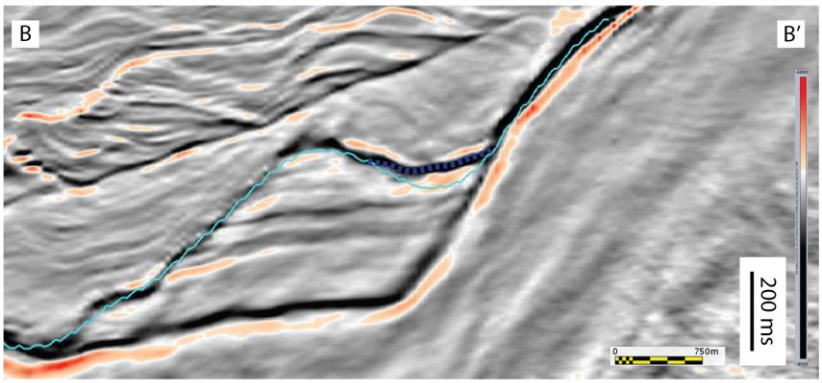
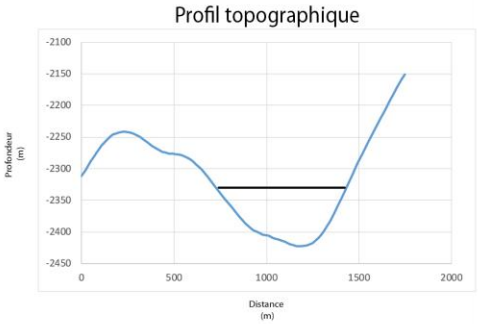


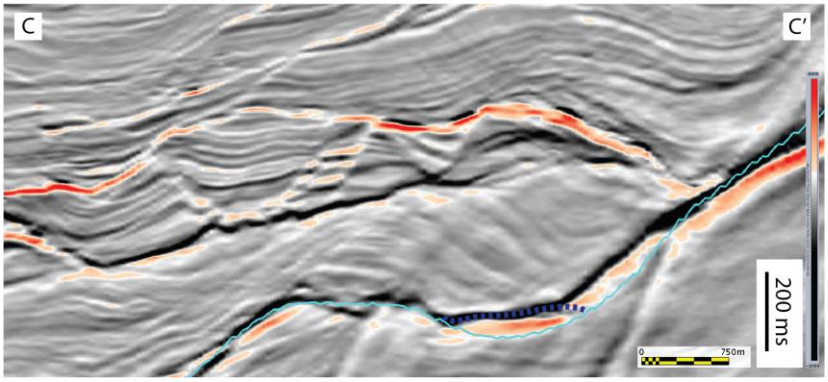
Figure 129 : Profil sismique zoomé illustrant les variations de l'inclinaison des sections III, IV et V au sein du Canyon Est. La localisation de ce profil est illustrée sur la Figure 7.











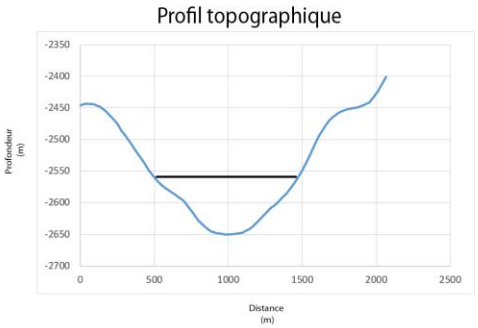


Figure 130: Profils sismiques recoupant le Canyon Est du système Sardine. La localisation des profils est illustrée sur la Figure 125. Sur la droite, sont présents les profils topographiques déduits de l'enveloppe du système identifiée sur les profils sismiques correspondant. La hauteur moyenne du remplissage est donnée par le trait noir.

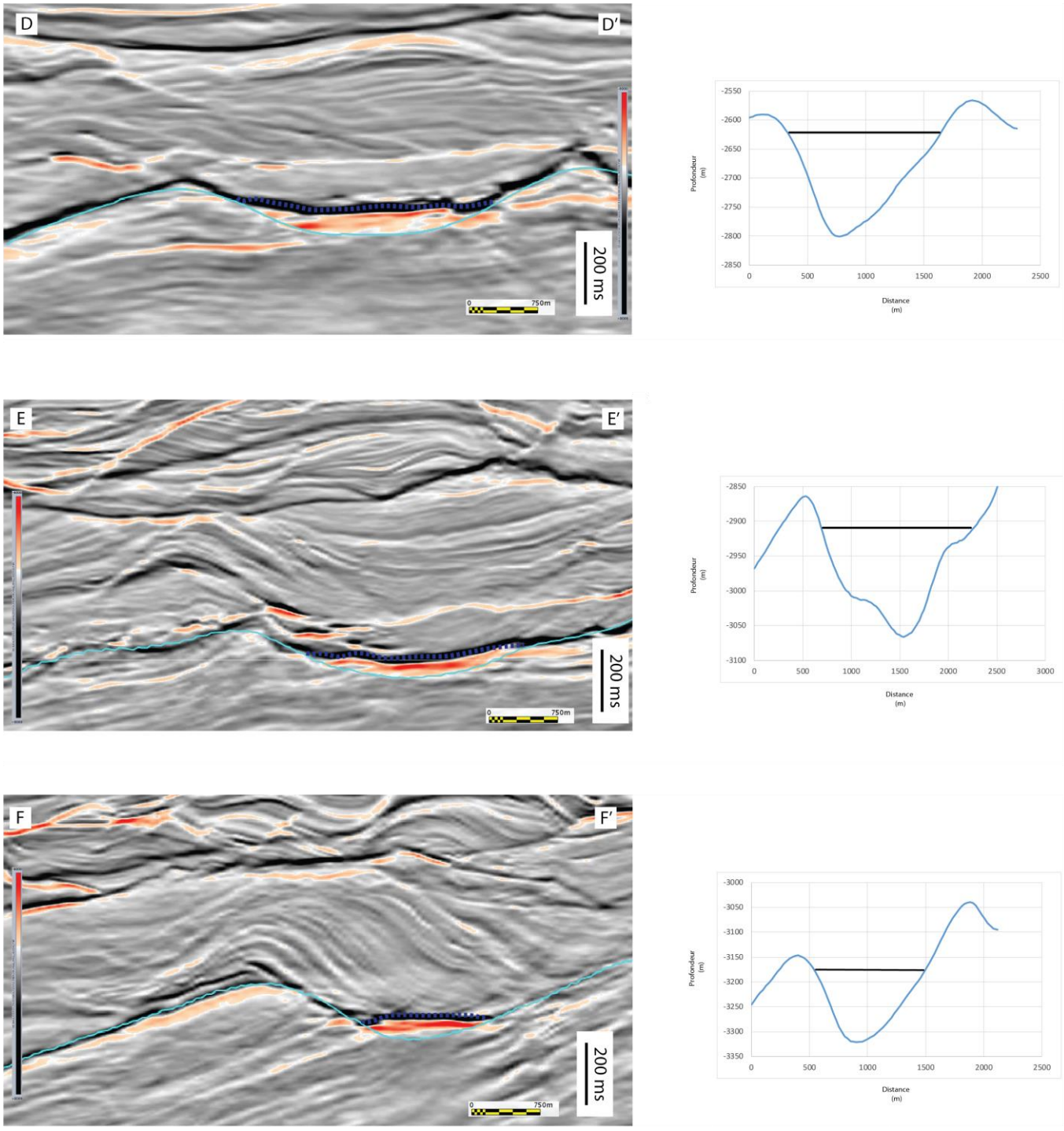


Figure 131 : Profils sismiques recoupant le Canyon Est du système Sardine. La localisation des profils est illustrée sur la Figure 125. Sur la droite, sont présents les profils topographiques déduits de l'enveloppe du système identifiée sur les profils sismiques correspondant. La hauteur moyenne du remplissage est donnée par le trait noir.

b. Remplissage du canyon Est

Sur les profils sismiques longitudinaux générés en suivant le fond du thalweg, les sections I et II du Canyon Est du système Sardine ne présentent pas de remplissage contemporain de l'activité du canyon (Figure 14, Figure 16, section I). Un faciès transparent épais repose directement sur le réflecteur correspondant à la base érosive du canyon mais ce faciès témoigne d'une phase de glissement postérieure à la fin de l'activité du canyon. Les sections I et II sont ainsi caractérisées uniquement par, respectivement, une monophase positive très marquée (Figure 14,Figure 16, section I) et un doublet positif / négatif (Figure 14,Figure 16, section II). Sur une carte en amplitude ajustée, les caractéristiques géophysiques de ces deux sections sont très homogènes et ne permettent pas de définir une organisation sédimentaire (Figure 15, section I et II).

Sur les profils sismiques, la section III est caractérisée par le même doublet positif/ négatif que celui de la section II (Figure 14, Figure 17, section III). Toutefois, une étude de détails permet de discriminer des discontinuités dans l'intensité de la phase négative. Sur une carte en amplitude, elles apparaissent sous la forme de patchs discontinus qui peuvent présenter un grand axe plutôt allongé dans le sens de la pente (section III-Figure 20). Ces patchs sont peu nombreux et plus petits dans la partie amont de la section III. Leur concentration est plus élevée et ils sont plus développés dans l'axe du thalweg au niveau et en aval de la structure interprétée comme une cicatrice d'arrachement ayant affecté la bordure est du canyon (Figure 20).

Le remplissage de la section IV est marqué par un épaississement de la réponse sismique qui passe d'environ 50 ms en moyenne à 120 ms (Figure 14, Figure 17, section IV). Il est aussi marqué par une multiplication de réflecteurs négatifs. Ces réflecteurs semblent se superposer parallèlement les uns aux autres et parfois s'amalgamer ce qui pourrait attester d'un caractère érosif peu intense. Sur une carte en amplitude, des patchs discontinus sont aussi présents mais ils s'alignent au sein du thalweg selon deux axes principaux matérialisés par les lignes pointillées rouges (Figure 15, section IV ;Figure 19, profil E-E'). Cette organisation pourrait témoigner d'un début de chenalisation des écoulements au sein de la section IV. Cette variabilité est difficilement distinguable en coupe où l'amalgamation des réflecteurs rend les observations difficiles (Figure 19, profil E-E'). Néanmoins, on peut observer que sur les deux

réflecteurs majeurs visibles, le réflecteur basal est décalé vers l'Ouest par rapport au réflecteur sus-jacent (Figure 19, profil E-E').

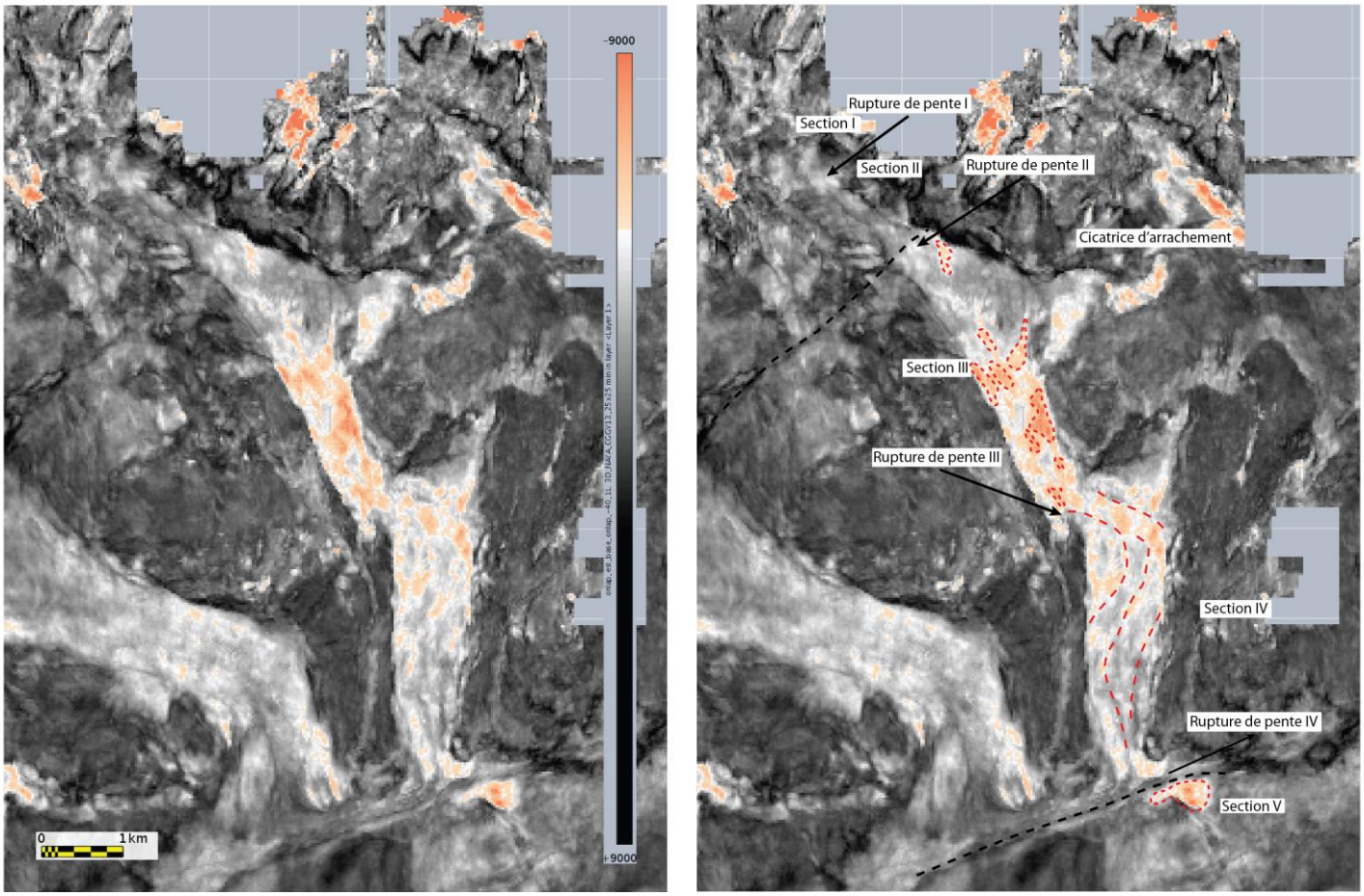


Figure 132 : Carte d'amplitude dans la phase (base Upper Albian) ajustée au minimum et illustrant le remplissage du Canyon Est du système Sardine.

Un dernier changement est observé au niveau de la rupture de pente IV, à la transition entre le Canyon Est et le bassin. Sur les profils sismiques, à partir de la base de l'escarpement correspondant à la rupture de pente IV, (Figure 14), les dépressions sont comblées par un faciès lité continu de forte amplitude (Figure 21, Figure 20, section V). Les réflecteurs se

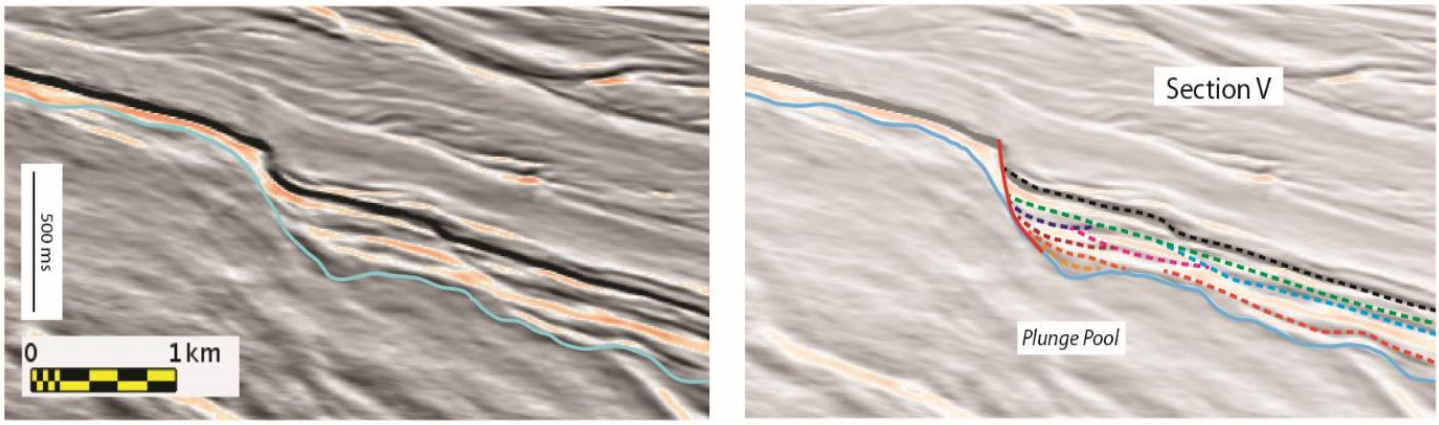


Figure 133: Profil sismique et profil interprété illustrant la formation et le remplissage de la structure en plunge and pool à la base de la rupture de pente IV.

terminent en *onlap* sur la surface d'érosion. Dans le détail, le remplissage de la dépression la plus amont située au pied de l'escarpement présente une architecture complexe avec : des surfaces d'érosion internes de faible extension et profondeur et de morphologie semi-circulaire. Ces surfaces sont recouvertes par des corps lenticulaires se biseautant dessus longitudinalement, témoignant d'une alternance entre des phases d'érosion et des phases de dépôt/comblement.

Afin d'étudier le remplissage de cette structure, deux cartes ont été générées sur un intervalle de 50 ms défini entre la surface de base du système et la même surface décalée de +50 ms (Figure 22).La carte 1 correspond à l'intervalle inférieur en contact direct avec la surface de base du système. Elle permet d'imager les premières étapes de formation et de remplissage de la section V. Tandis que la carte 2, correspond à l'intervalle supérieur qui permet d'imager le remplissage secondaire de la section V.

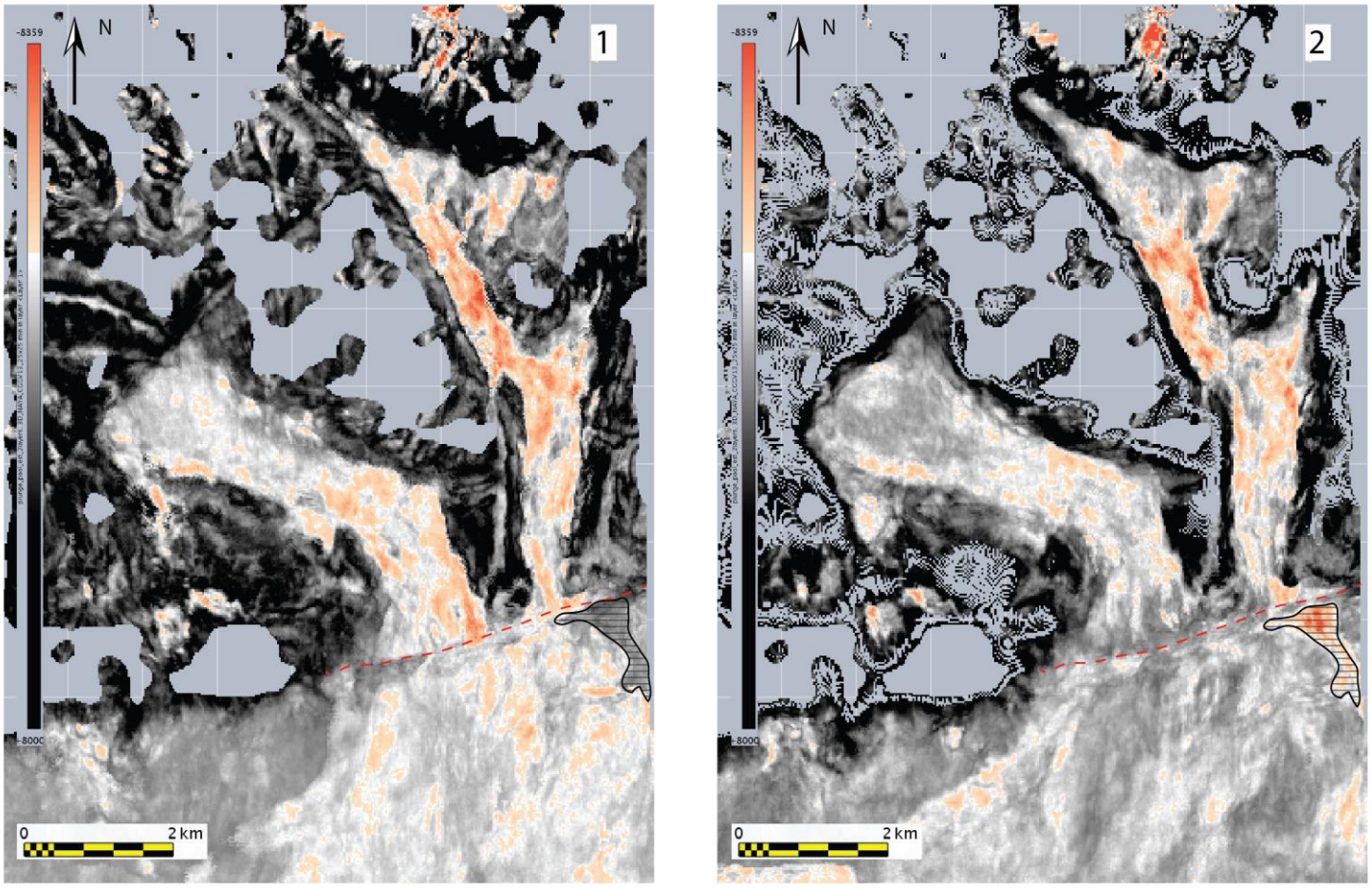


Figure 134 : Carte en amplitude ajustée au minimum et calculée entre la base Upper Albian et la base Upper Albian décalée de +50 ms. Deux cartes correspondantes aux intervalles +25 ms ont été calculées. La carte 1 représente la section basale et la carte 2, la section supérieure. Elles illustrent le remplissage de la section V du Canyon Est du système Sardine.

Sur ces cartes, la structure apparait allongée dans le sens de la pente, avec une longueur de 1,5 km pour une largeur de 750 m. Lorsque l'on étudie l'évolution de son remplissage au débouché du Canyon Est sur la carte 1, les premiers dépôts à se mettre en place au-dessus de la surface d'érosion apparaissent en aval de cette dépression (Figure 22). Puis, sur la carte 2

qui rend compte du remplissage de la partie supérieure de la section V, la dépression concentre les dépôts qui ne sont plus ou peu identifiés immédiatement en aval (Figure 22).

Le remplissage de la section V du canyon Est a ainsi enregistré au moins deux phases de fonctionnement : une première phase érosive entrainant la formation d'une dépression principale, semi circulaire, à l'aplomb de la rupture de pente IV, puis une seconde phase de comblement. Dans le détail, cette 2e phase a tout d'abord débuté en aval de la rupture de pente et de la dépression principale puis les dépôts sédimentaires ont migré vers l'amont pour venir remplir cette dépression. Au sein de celle-ci, des dépôts lenticulaires attestent d'une alternance de processus d'érosion/dépôt au sein de la structure.

En fonction de ces caractéristiques architecturales et par comparaison avec des structures similaires décrites dans d'autres zones (Marge du Makran, (Bourget et al. 2011), ces structures sont interprétées comme des *plunge-and-pools*.

3. Le canyon Ouest

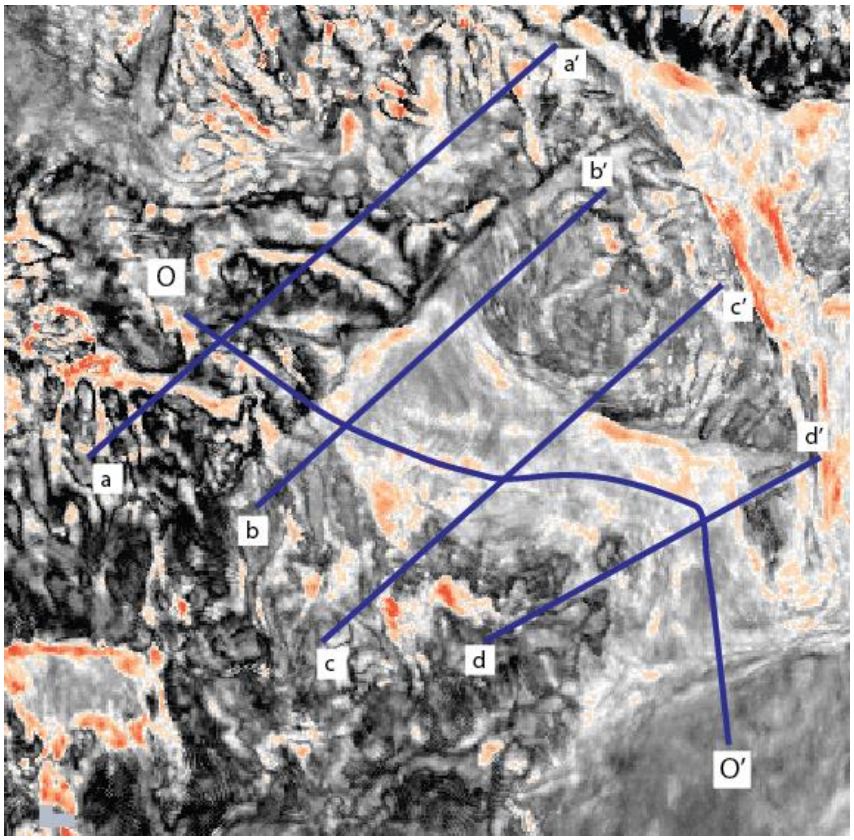


Figure 135: Carte en amplitude illustrant la localisation des lignes sismiques utilisées le long du Canyon Ouest du système Sardine.

a. Morphologie du canyon Ouest

Comme le Canyon Est, le Canyon Ouest s'étend sur une distance de 10 km. Sa morphologie diffère cependant de ce dernier : il présente un thalweg en forme de U et une largeur constante de 2,5 km. La pente moyenne du fond du thalweg est de 8,5° (Figure 23 , profil O-O'). Le Canyon Ouest a été divisé en 3 sections séparées par deux zones de rupture de pente consécutives du fonctionnement de deux failles décrochantes (Figure 24).

Dans la partie amont du canyon, la section I est caractérisée par une pente moyenne de 11° et, comme dans la section I du Canyon Est, par l'absence d'un remplissage apparent à l'échelle des profils sismiques (section I, Figure 25). Cette section diffère néanmoins de la section I du

Canyon Est par une architecture plus complexe composée de 3 thalwegs. Ces 3 thalwegs sont bordés par une série de failles normales d'orientation N110 (Figure 24, Figure 26, profil a-a'). On peut observer un thalweg principal (1 km de large et 2 km de longueur, Figure 26, profil a-a', thalweg I) et deux thalwegs secondaires (500 m de large et 1,5 km de longueur, Figure 26 profil a-a', thalwegs II/III).

La transition avec la section II est marquée par une rupture de pente liée à une faille d'apparence normale (N57, rejet d'environ 125 m, Figure 25). Aucune structure érosive particulière n'est identifiée au pied de la faille dans l'axe des thalwegs précédemment décrits.

La section II du Canyon Ouest présente un fort élargissement de la zone de dépôt (environ 2 km de large ;Figure 24, Figure 25,section II), une réduction de la pente moyenne à 7° et un épaississement des dépôts (180 m sur le profil b-b', 220 m sur le profil c-c' et 250 m sur le profil d-d'; Figure 26). L'exutoire au sud de la section II est marqué par une diminution du fond du canyon de quelques degrés (< 4°) entre le profil d-d' et la rupture de pente II marquant la transition avec la section III (Figure 24, Figure 25, section III). L'ensemble de la zone de dépôt est bordé par des reliefs fortement positifs au Nord, à l'Est et à l'Ouest (Figure 11). La morphologie de la section II est ainsi assimilable à une structure en cuvette ouverte vers le Sud.

La rupture de pente II dans le Canyon Ouest (Figure 25) est identique à la rupture de pente IV du Canyon Est (Figure 18) et est relative au fonctionnement de la même faille décrochante. L'inclinaison de l'escarpement est de 70° tandis que la transition pente/bassin profond est marquée par une diminution rapide (5°) de l'inclinaison.

À l'aplomb de cet escarpement, une structure érosive de forme semi-circulaire est présente sur les données sismiques (Figure 25).

À l'aplomb de l'escarpement lié à la rupture de pente IV (section V, Figure 15), la section V, située dans le bassin, débute avec la présence d'une structure au profil semi circulaire entaillant les dépôts pré-existant. Cette structure se caractérise par une dépression de 150 m de profondeur et de 500 m de large (Section III, Figure 25). Elle se prolonge vers l'aval en s'amortissant très rapidement.

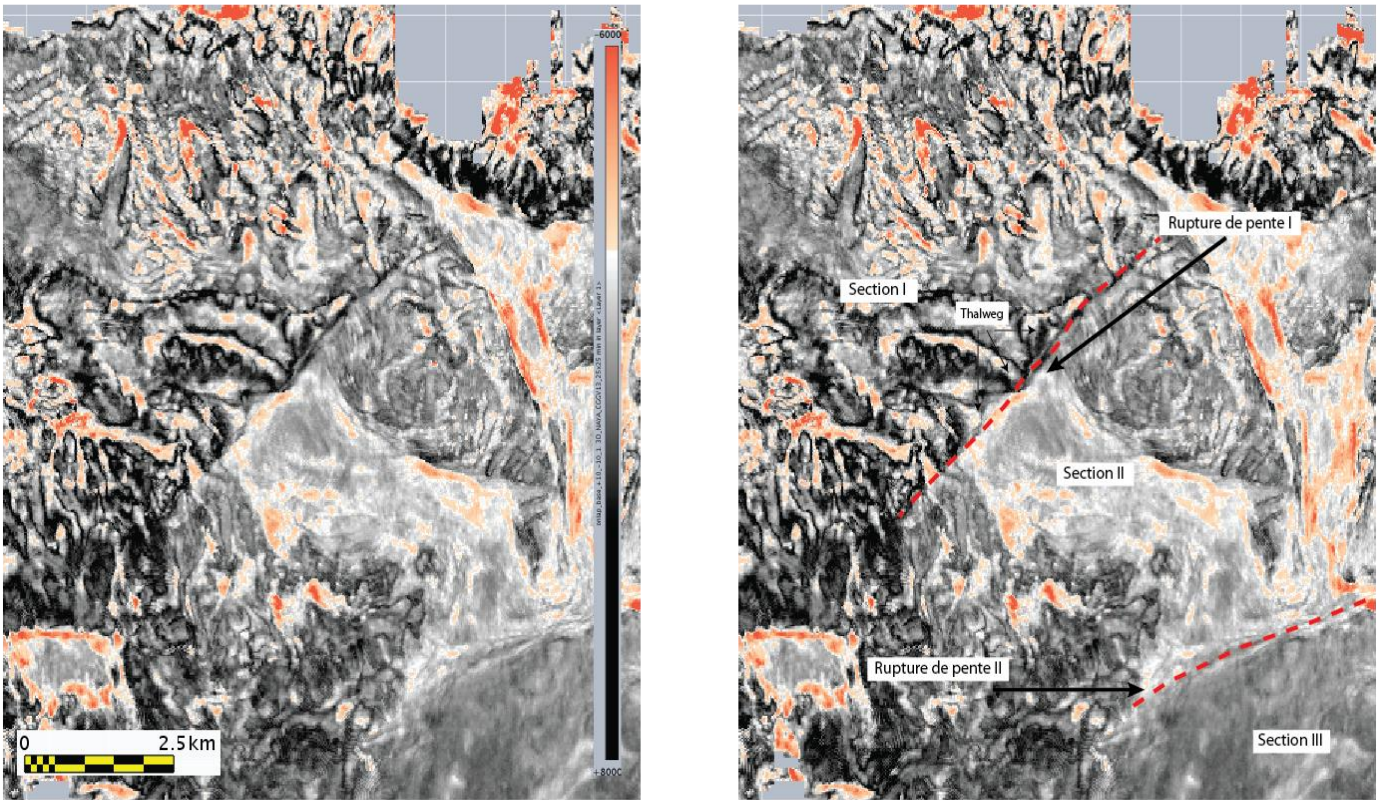


Figure 136: Carte en amplitude dans la phase (base Upper Albian) ajustée au minimum. Les lignes rouges pointillées indiquent les principaux accidents tectoniques.

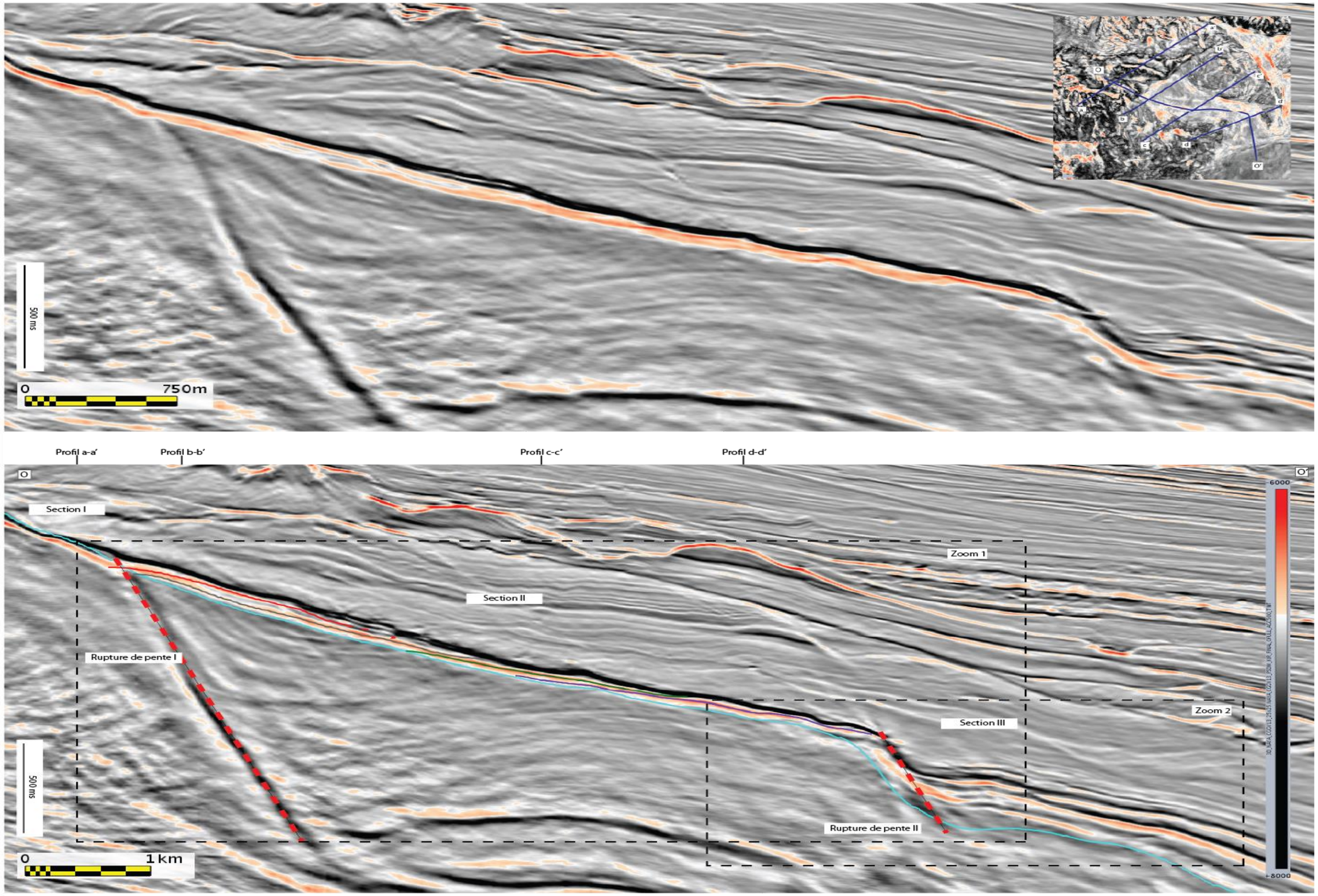


Figure 137: Profil sismique et profil interprété illustrant le remplissage du canyon Ouest du système Sardine. Le profil est localisé à la base du thalweg du canyon Ouest.

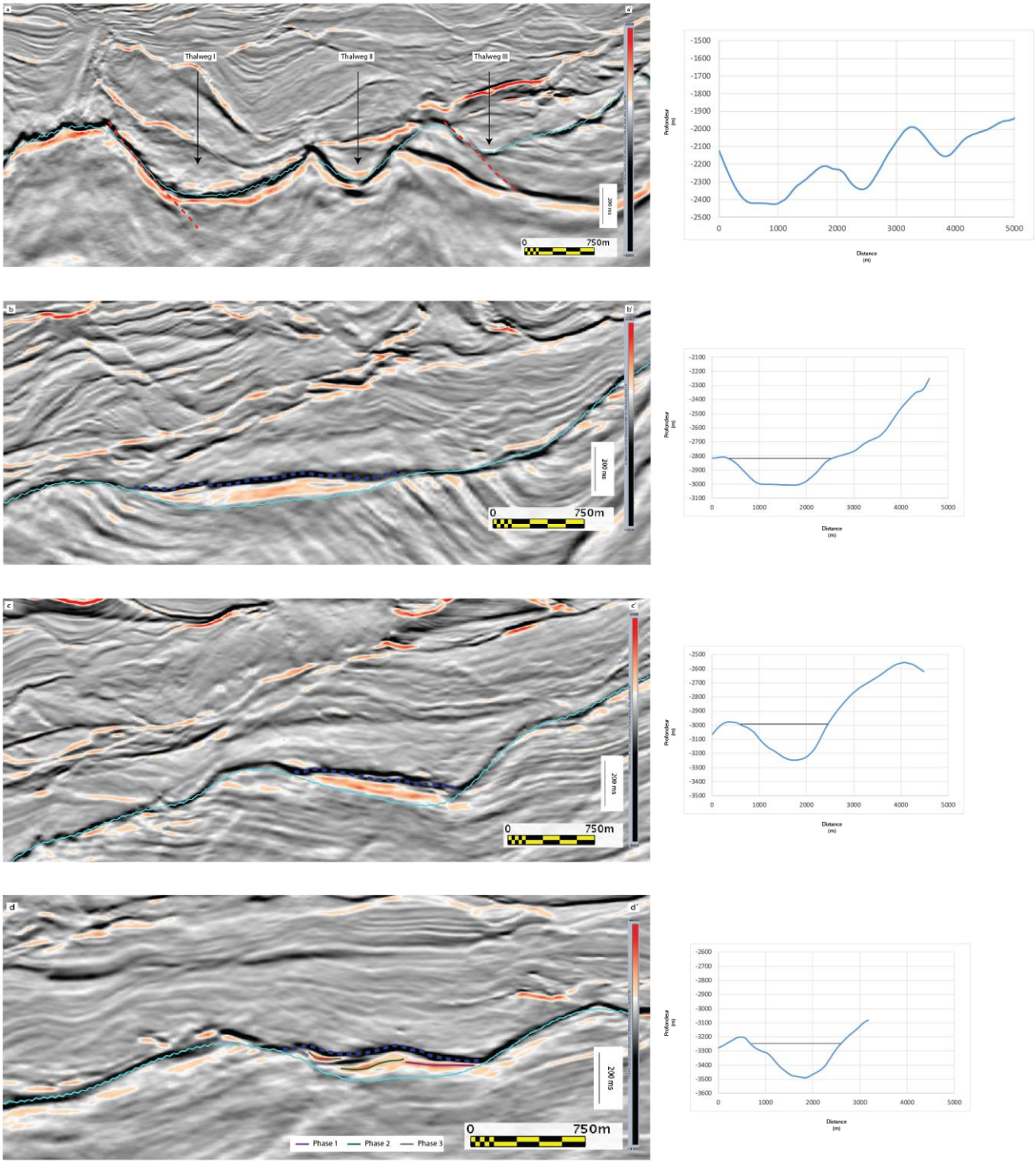


Figure 138: Profils sismiques recoupant le Canyon Ouest du système Sardine. La localisation des profils est illustrée sur la Figure 135. Sur la droite, sont présents les profils topographiques collectés sur l'enveloppe du système à la même position que les profils sismiques correspondant. La hauteur approximative de remplissage est donnée par le trait noir.

4. Remplissage du Canyon Ouest

Le remplissage de la section I du Canyon Ouest a été caractérisé sur un profil sismique suivant l'axe du fond du thalweg. Il correspond à une monophase positive très marquée reposant directement sur le réflecteur de la base du système (Figure 25, section I). Sur une carte en amplitude ajustée, la section I ne présente pas d'organisation ou de structures sédimentaires particulières (Figure 29, phase 1). Le remplissage apparait semblable à celui de la partie supérieure du Canyon Est (section I, II et III).

Le remplissage de la section II est plus complexe. Sur le profil sismique, il présente une série de cinq phases négatives (dont 4 sont visibles sur la Figure 27) qui se superposent en se biseautant contre l'*Upper Albian Unconformity* et en mimant un mouvement de rétrogradation sur la pente (Figure 25, Figure 26, profil d-d'). Le dépôt de ces phases négatives entraine localement une variation de pente < 1°. L'ensemble de ces phases est ensuite recoupé par un réflecteur positif.

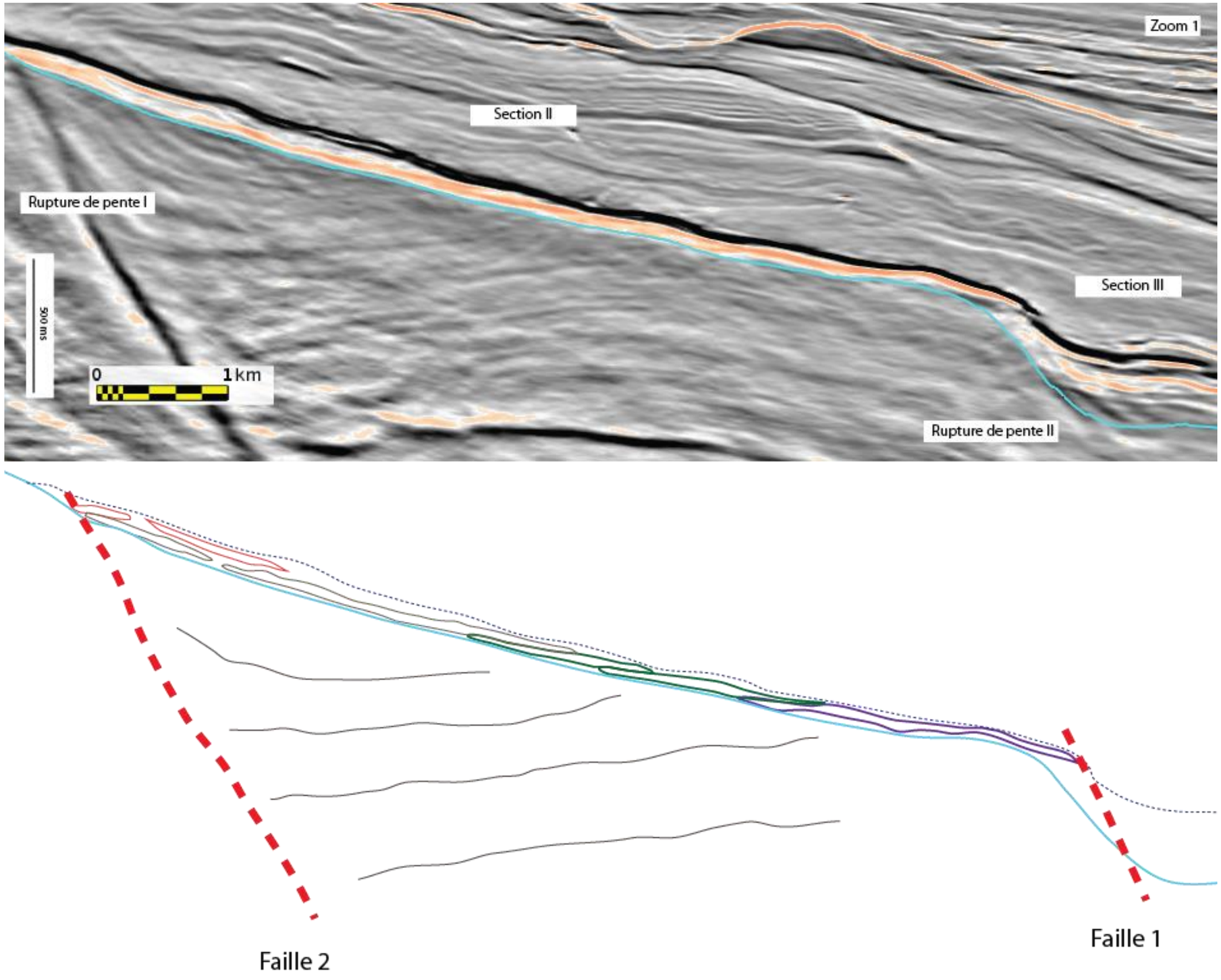


Figure 139 : Profil sismique et profil interprété illustrant le remplissage de la section II du Canyon Ouest du système Sardine. Le profil est localisé sur la Figure 137.

En raison de la résolution des données sismiques, des limitations du logiciel Sismage et de la superposition de certaines phases les unes sur les autres, seule une approche par pointé manuel a pu être effectuée afin de proposer un modèle de dépôts pour cette section. En raison du caractère rétrogradant de cette série, les unités seront décrites ci-dessous de l'aval vers l'amont.

Ainsi, en amont de la rupture de pente II, une première phase d'environ deux kilomètres d'extension est identifiée (phase violette, Figure 27 ; phase 1, Figure 29). Sur la partie médiane et inférieure du remplissage de cette phase, on peut observer une concentration des dépôts le long d'un axe non rectiligne de 150 m de largeur. Cette organisation des dépôts suggère un début de structuration du système le long d'un axe de transport.

Plus en amont, la phase 2 est constituée de deux séries amalgamées (phase verte, Figure 27). La limite entre les deux séries est difficile à discriminer en tout point du système, c'est pourquoi elles ont été traitées comme une seule phase. Sur la carte en amplitude, le remplissage est observé dans la partie Est du canyon sur une distance de 2 km (phase 2, Figure 29). Il ne présente pas d'organisation ou de structures sédimentaires particulières.

La phase 3 correspond au remplissage le plus épais et le plus continu dans le Canyon Ouest. Il s'étend sur près de 4,5 km dans la partie Est du canyon (phase grise, Figure 27 ; phase 3, Figure 29). On peut observer une concentration de dépôts discontinus au sein d'un fairway de 150 m à 200 m de large. Cette concentration de dépôts suggère la présence d'un axe d'apport préférentiel décalé de 200 m vers l'Ouest par rapport à celui identifié pour la phase 1 (phase 3, Figure 29). Sur les profils sismiques transverses, la phase 3 présente un contact érosif marqué par des troncatures sur les dépôts des phases 1 et 2 (profil d-d', Figure 28).

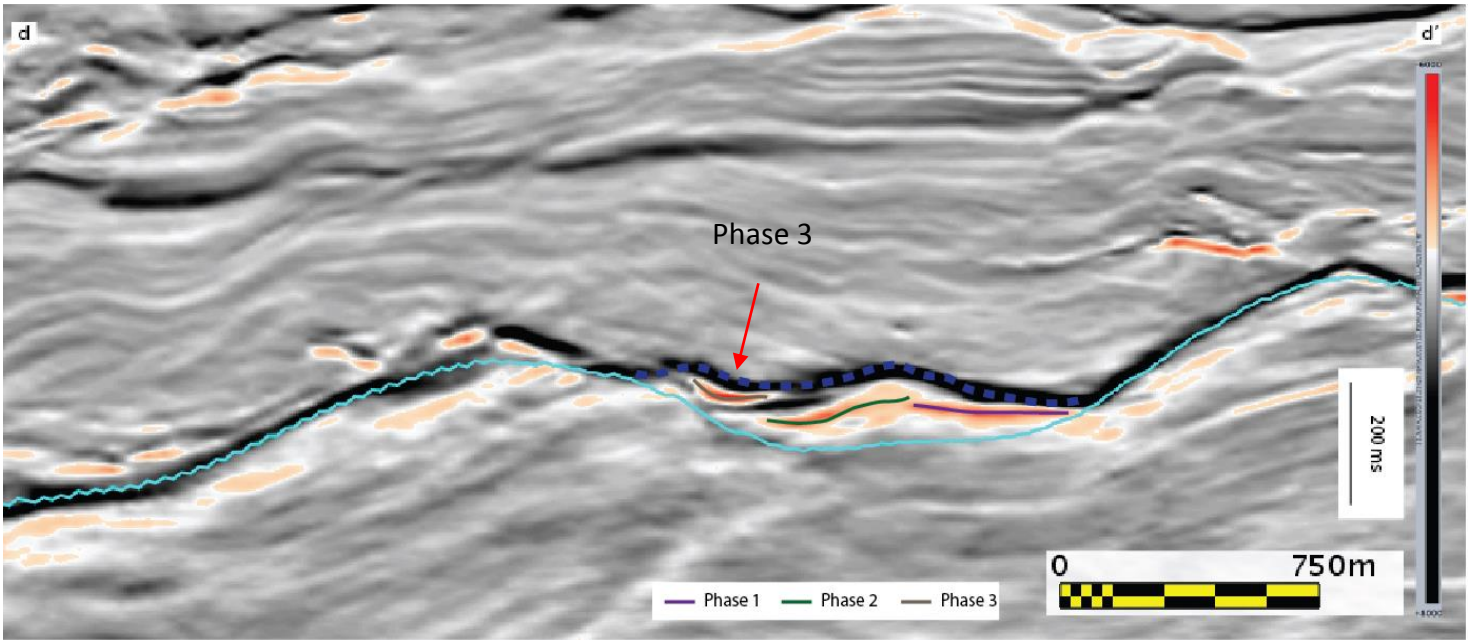


Figure 140 : Profil sismique d-d' recoupant le Canyon Ouest du système Sardine. La localisation du profil est illustrée sur la Figure 135.

Les phases 4 et 5 sont seulement présentes dans la partie supérieure du canyon. Elles s'étendent respectivement sur 1,5 km et 2 km. La phase 4 se situe dans la section la plus à l'Ouest. Elle montre une très forte concentration des dépôts au sein d'un fairway sinueux de moins de 100 m de large ce qui suggère un axe d'apport très marqué avec un début de

sinuosité (phase 4, Figure 29). La phase 5 qui se développe dans la partie amont et Est de la section II ne montre pas d'organisation particulière (phase 5, Figure 29). Les exutoires des phases 4 et 5 s'amalgament vers l'aval avec les dépôts de la phase 3. L'hypothèse la plus probable est que les remplissages associés à ces deux phases ont emprunté le même axe de transfert dans leur partie inférieure que celui du remplissage associé à la phase 3.

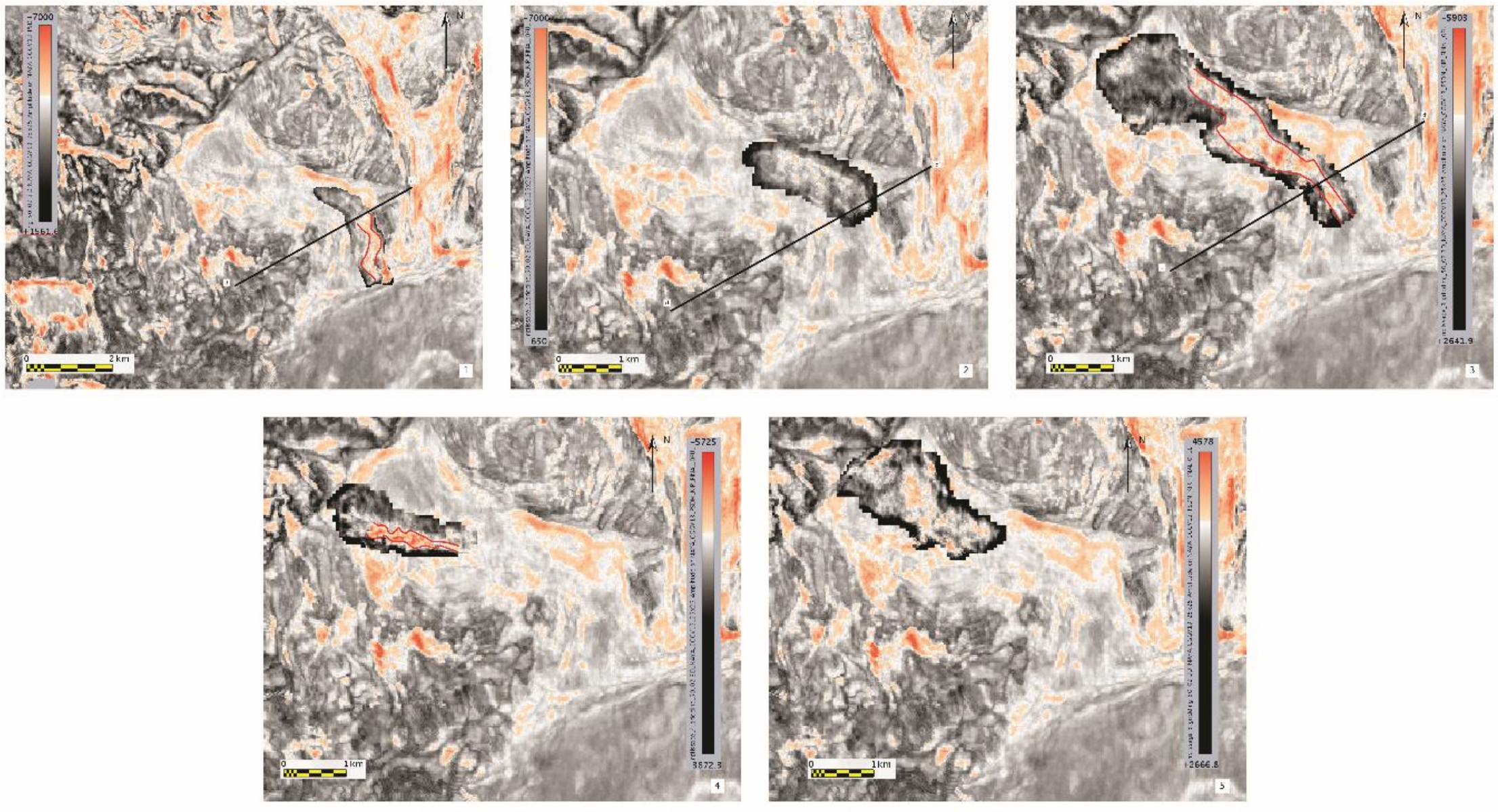


Figure 141: Carte en amplitude ajustée au minimum dans les différentes phases identifiées dans le remplissage du canyon Ouest

Le remplissage de la section III est situé à la transition entre le Canyon Ouest et le bassin. Sur les profils sismiques, à partir de la base de l'escarpement correspondant à la rupture de pente III, (Figure 25), les dépressions sont comblées par un faciès lité continu de forte amplitude (section III-Figure 25, Figure 30). Les réflecteurs se terminent en *onlap* sur la surface d'érosion. Dans le détail, le remplissage de la dépression la plus amont située au pied de l'escarpement présente dans ces sections basales des surfaces d'érosion internes de faible extension et profondeur. Ces surfaces sont recouvertes par des corps lenticulaires se biseautant dessus longitudinalement et d'apparence plus continus. Ils témoignent d'une alternance entre des phases d'érosion et des phases de dépôt/comblement avec une dominance des phases de dépôt.

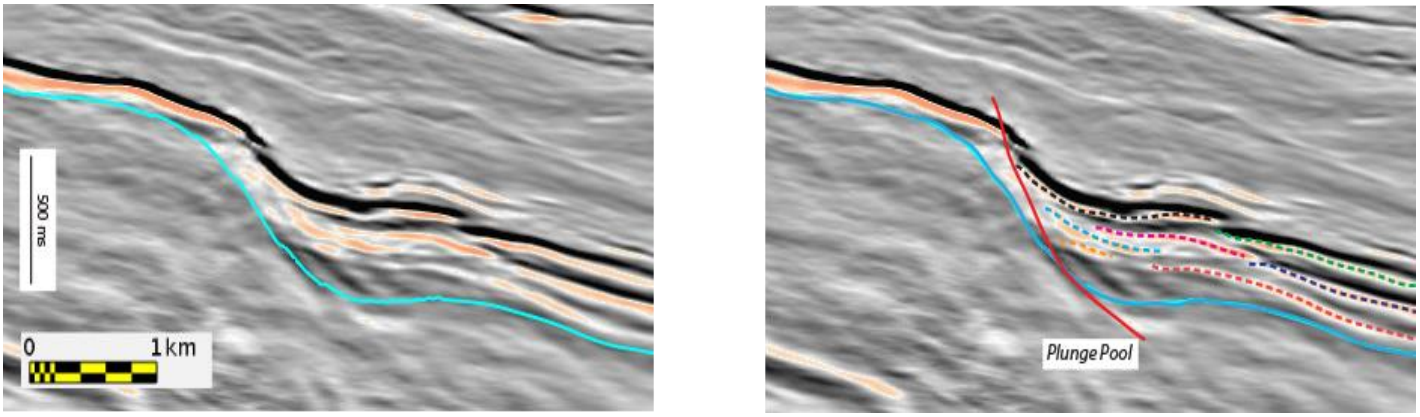


Figure 142 : Profil sismique et profil interprété illustrant la formation et le remplissage de la structure en plunge and pool à la base de la rupture de pente II du Canyon Ouest. La localisation est reportée Figure 137

Comme pour le Canyon Est, afin d'étudier le remplissage de cette structure, deux cartes ont été générées sur un intervalle de 50 ms défini entre la surface de base du système et la même surface décalée de +50 ms (Figure 22). La carte 1 correspond à l'intervalle inférieur en contact direct avec la surface de base du système. Elle permet d'imager les premières étapes de formation et de remplissage de la section III. La carte 2 correspond à l'intervalle supérieur qui permet d'imager le remplissage secondaire de la section III.

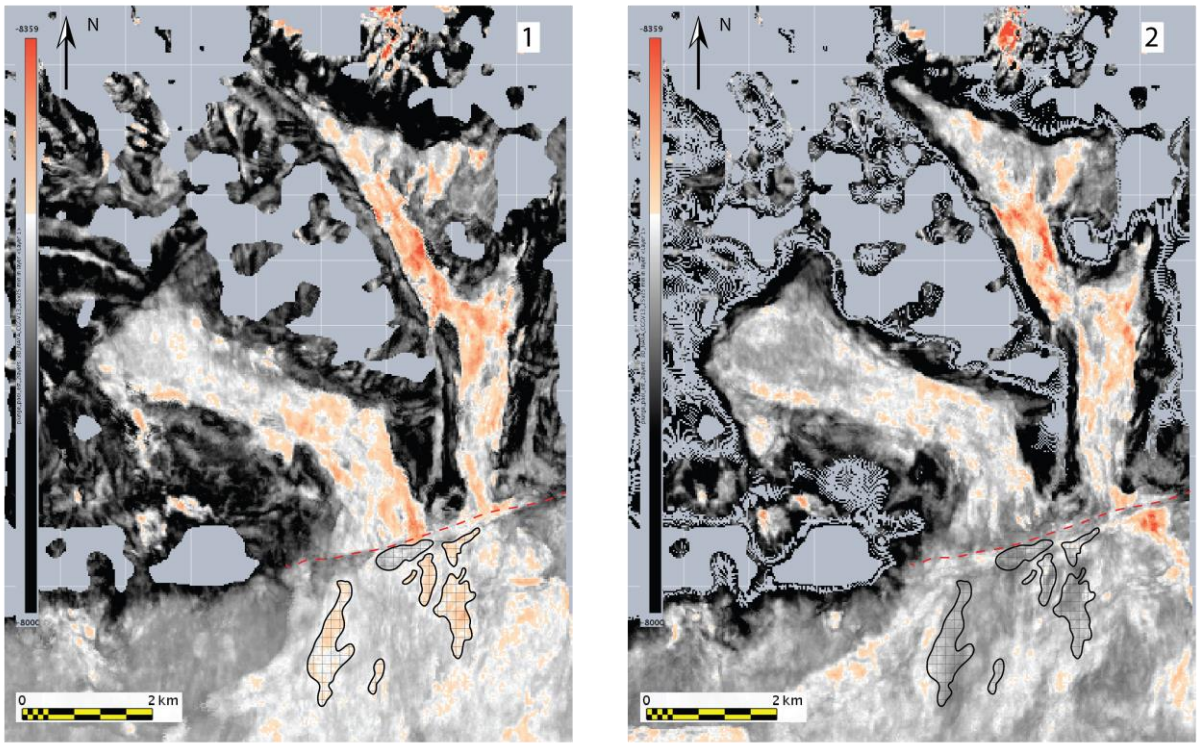


Figure 143 : Carte en amplitude ajustée au minimum et calculée entre la base Upper Albian et la base Upper Albian décalée de +50 ms. Deux cartes correspondantes aux intervalles +25 ms ont été calculées. La carte 1 représente la section basale et la carte 2, la section supérieure. Elles illustrent le remplissage de la section III du Canyon Ouest du système Sardine.

Sur ces cartes, la dépression à l'aplomb de la rupture de pente est plutôt allongée parallèlement à l'escarpement, avec une largeur de 750 m et une longueur de 250 m (Figure 31). Lorsque l'on étudie le remplissage de cette structure, on peut observer comme précédemment dans le cas du Canyon Est que les premiers dépôts à se mettre en place au-dessus de la surface d'érosion apparaissent plus en aval sous la forme de patchs allongés vers le sud, dans le sens de la pente (Carte 1, Figure 25). Sur la carte 2 qui enregistre le remplissage de la partie supérieure de la section III du Canyon Ouest, aucun dépôt sous forme de patch n'est observable (Carte 2, Figure 31). Ce changement traduit une homogénéisation des dépôts sur la partie supérieure du remplissage du Canyon Ouest et/ou un changement dans le type de sédimentation responsable du comblement de la section III du système du Canyon Ouest.
Le remplissage de la section III du canyon Ouest a ainsi enregistré deux phases de fonctionnement : une première phase érosive entrainant la formation d'une dépression à l'aplomb de la rupture de pente II. Cette dépression est allongée parallèlement à la rupture de pente et sa formation s'accompagne de dépôts plus en aval dans le bassin. Puis une seconde phase de comblement en *onlap* de la dépression. Ce comblement est tout d'abord marqué par des dépôts lenticulaires puis de plus en plus continus, attestant d'une diminution de l'influence de la topographie lié au ressaut hydraulique et à la dépression.

La section III présente des caractéristiques similaires à la section V du Canyon Est et peut aussi être qualifiée de *plunge and pool* à l'aplomb de la rupture de pente II.

V. Modalités de formation des biseaux turbiditiques du système Sardine

L'objectif de cette partie est de discuter des modalités de formation des biseaux turbiditiques observés au sein du Système Sardine. Pour ce faire, je commencerai par discuter de la nature, ainsi que du type de système sédimentaire caractérisant le Système Sardine, puis je discuterai des processus à l'origine de la formation des différents niveaux de biseaux turbiditiques observés.

1. Le système de dépôts du système turbiditique Sardine

Les données de sismique 3D ne permettent pas d'observer au premier ordre l'organisation complète du système turbiditique Sardine car seuls ses deux canyons ont pu être reconnus. Dans ceux-ci, les seules structures observables se situent dans le remplissage de la section 4 du Canyon Est et dans celui de la section 2 du Canyon Ouest. Dans les deux canyons, aucune géométrie de levée n'a été identifiée. Toutefois, le bloc sismique étudié ayant été décimé, sa résolution pourrait empêcher l'observation de tels corps de faible épaisseur. Dans le cas de la section 4 du Canyon Est, la migration latérale des dépôts atteste de la présence d'un axe d'apport pouvant être partiellement chenalisé. Dans le cas du Canyon Ouest, l'étude du remplissage de la section 2 et plus particulièrement des phases 1 et 4 montre également la présence d'axe d'apport préférentiel développant un début de sinuosité.

Ces observations suggèrent le développement d'un pseudo système de chenal dans les deux canyons. Cependant, ce travail s'étant concentré sur la pente continentale et les canyons, le développement de complexes de chenaux-levées ne peut être attesté dans leur continuité.

Comparaison avec le Système Saumon (Soulet 2016)

Ce système situé à l'Est du Système Sardine est caractérisé par une zone de canyon amont sans dépôts puis par une zone confinée, au Nord par la morphologie issue du fonctionnement de la faille transformante recoupant la marge du bassin et au Sud par une ride compressive (Soulet 2016).

La proximité et le synchronisme des deux systèmes Saumon et Sardine permettent de supposer une similitude dans la nature des apports et dans le type de système turbiditique. Ainsi, dans le cas du Système Sardine, malgré la limite d'observation imposée par l'extension des données, nous pouvons supposer qu'il appartient au même type de systèmes de chenaux-levées que le système Saumon.

Toutefois, les architectures sédimentaires décrites dans la partie amont du Système Sardine diffèrent de celles définies par Soulet (2016) dans le système Saumon. Le remplissage de la zone de canyon amont de ce système montre une absence de dépôt au sein de la zone de canyon. Après la rupture de pente marquant la base de la pente continentale et en amont des premiers systèmes de chenaux-levées, Soulet (2016) définit une zone d'ancrage (Figure 32)

constituée de corps discontinus de type *slope-break deposits (Mulder and Alexander 2001)* et de type dépôts en masse *(Garcia 1994)*

Le développement de ces différents zonations ne s'observe pas sur le Système Sardine où les dépôts se connectent directement dans la zone de canyon. Le Système Saumon étant néanmoins plus étendu que le Système Sardine, l'énergie des écoulements et les volumes particulaires circulant au sein du canyon serait donc plus élevés ce qui favoriserait le *by-pass* des écoulements et l'absence de construction sédimentaire sur ces sections de canyon amonts.

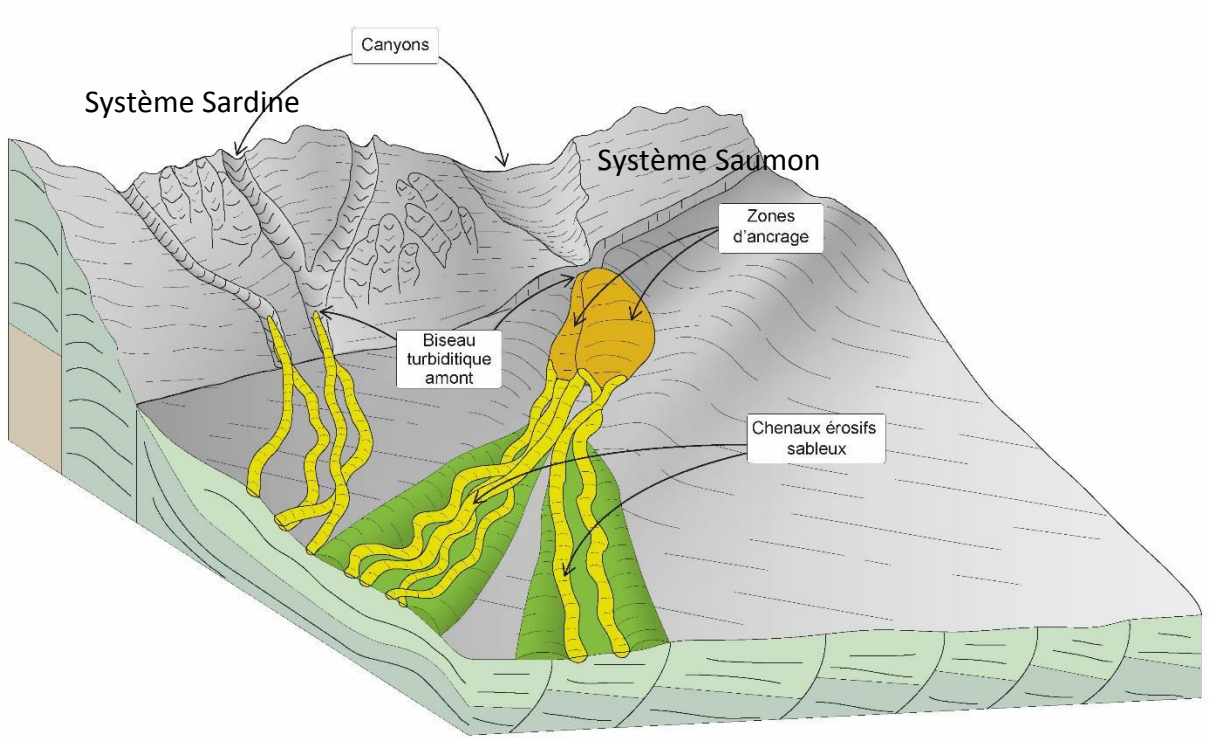


Figure 144 : Bloc diagramme de synthèse de l'architecture des appareils turbiditiques se développant sur le système Saumon et Sardine entre l'Albien et le Turonien d'après Soulet (2016)

2. Modalités de mise en place des différents biseaux turbiditiques observés sur le système Sardine

La cartographie et l'analyse du remplissage des Canyons Est et Ouest du système Sardine ont permis d'identifier 4 types d'architecture pouvant être assimilées à des modalités de biseaux turbiditiques consécutifs à des changements de pente localisés le long des thalwegs. L'objectif de cette partie est de discuter (1) de la nature des corps sédimentaires déposés dans les différentes sections des canyons et (2) des processus contrôlant leur dépôt au passage des différents changements de pente.

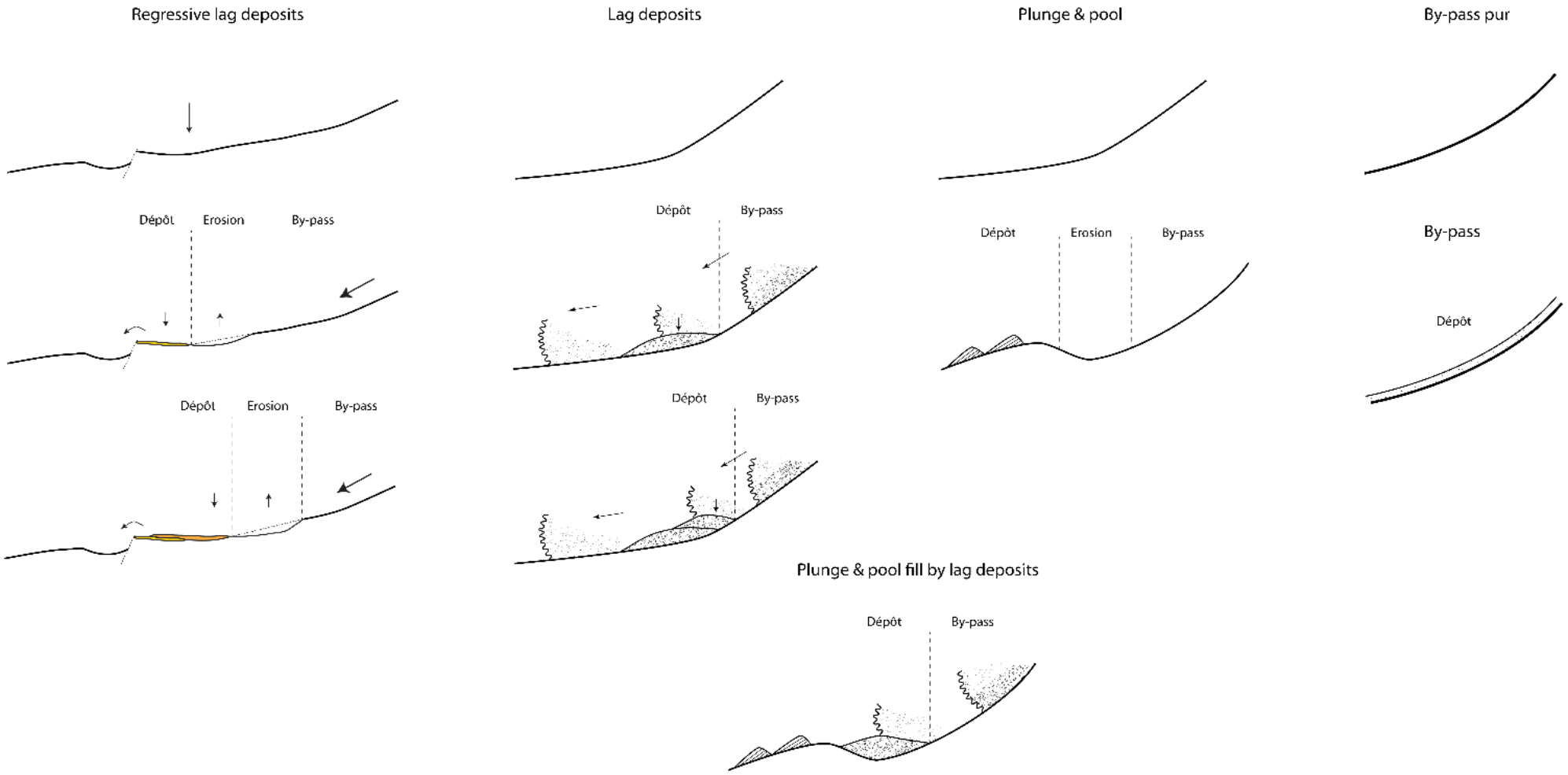


Figure 145: Modalités de mise en place des biseaux turbiditiques du système Sardine sur la pente continentale.

b. By-pass

Dans les canyons Est et Ouest, le biseau du système le plus proximal est marqué par une absence de dépôts visibles à la résolution des données sismiques et une absence de variation de pente notable. Cette absence relative de dépôts peut être interprétée de deux façons : 1) comme une zone de non dépôts (ou zone de by-pass, Figure 33) synchrone du fonctionnement du système ou 2) comme une érosion postérieure au fonctionnement du système Sardine. La présence de la *Cenonian Unconformity* sur la marge de la Côte d'Ivoire qui s'accompagne d'un basculement généralisé des marges et une forte érosion régionale rend difficile la distinction entre les éléments significatifs soit du phénomène de by-pass soit de la phase d'érosion.

Dans la partie amont des canyons Est et Ouest du système Sardine, l'enveloppe de base du système se confond avec la base érosive de la couverture (secteur I Est et Ouest) ce qui attesterait d'une phase d'érosion postérieure au système. Dans le cas du secteur II et III du Canyon Est, un doublet sismique est présent dans la zone de non dépôts, entre la *Upper Albian Unconformity* et le fort réflecteur positif marquant l'érosion régionale (Figure 17). Le toit des accumulations du système Sardine est marqué par des dépôts de type contouritique ayant subi des déstabilisations gravitaires sur la pente. Ce type de dépôts se dépose en *onlap* passif sur et contre la marge sous l'effet de courants océaniques. Leur faible capacité d'érosion ne permet pas d'expliquer un potentiel remaniement de matériaux précédemment déposés au fond des thalwegs du système Sardine. Seule la surcharge sédimentaire provoquée par l'accumulation de ce type de dépôts peut provoquer des phénomènes de déstabilisation gravitaire sur les zones de pente et remanier une partie des dépôts sous-jacents.

Dans le cas du système Sardine, les faibles déformations observées dans l'unité de couverture, l'absence de variation dans les amplitudes et l'absence de blocs remaniés à l'échelle des données sismiques sur la surface de glissement suggèrent que la capacité d'érosion / déformation et de remaniement des unités sous-jacentes par la couverture est de faible ampleur. Les zones de non dépôts observées dans les parties amont du système Sardine seraient donc plutôt liées au fonctionnement en *by-pass* du système et une cannibalisation secondaire de la base des thalwegs.

Sur les données d'amplitude en carte, seule la partie aval du secteur III plus étroite montre une série de dépôts discontinus. L'absence de remplissage en amont serait associée à un phénomène de non dépôts / by-pass des écoulements gravitaires en connexion avec le reste du système Sardine. Leurs pentes très fortes (20-25°de moyenne) renforcent l'hypothèse du *by-pass* des écoulements, comme suggéré par Stevenson et al. (2015) qui démontrent l'importance de la granularité et de la pente dans ce type de phénomène. Ces valeurs sont cependant bien plus élevées que celles relevées dans le système Monterey où les phénomènes de *by-pass* ont été démontrés (1.7 ° - 2.9 °, (Xu et al. 2008)).

Aucune donnée de puits n'est disponible pour ces sections, néanmoins la capacité de *by-pass* des écoulements suggère des écoulements de haute énergie dans un état supercritique (nombre de Froude >1, (Cartigny et al. 2014, Postma et al. 2014, Stevenson et al. 2015).

c. Lag deposits

Dans la partie aval du Canyon Est (Section III), une série de corps lenticulaires de 200 m de long pour 150 m de large sont présents (Figure 20). Ces corps se mettent en place dans la zone de rétrécissement et d'approfondissement du Canyon Est.

Le dépôt de ces corps serait lié à une perte de la capacité de transport des écoulements au passage de la zone en entonnoir du canyon. Les écoulements perdent une partie de leur capacité de transport par diminution de leur compétence, de leur friction basale ou de leur vitesse, ce qui entraine la décharge d'une partie de leurs matériaux sous forme de dépôts en masse ou *lag deposits* (Mutti and Normark 1987, Garcia and Hull 1994), tandis que le reste de l'écoulement continue vers le bassin. La répétition du passage des écoulements entraine la construction d'un dépôt correspondant à l'accumulation des parties basales les plus concentrées des écoulements. Les faciès de dépôt attendus au sein de ces accumulations correspondraient aux facies F1 à F3 de la classification de Mutti (1992).

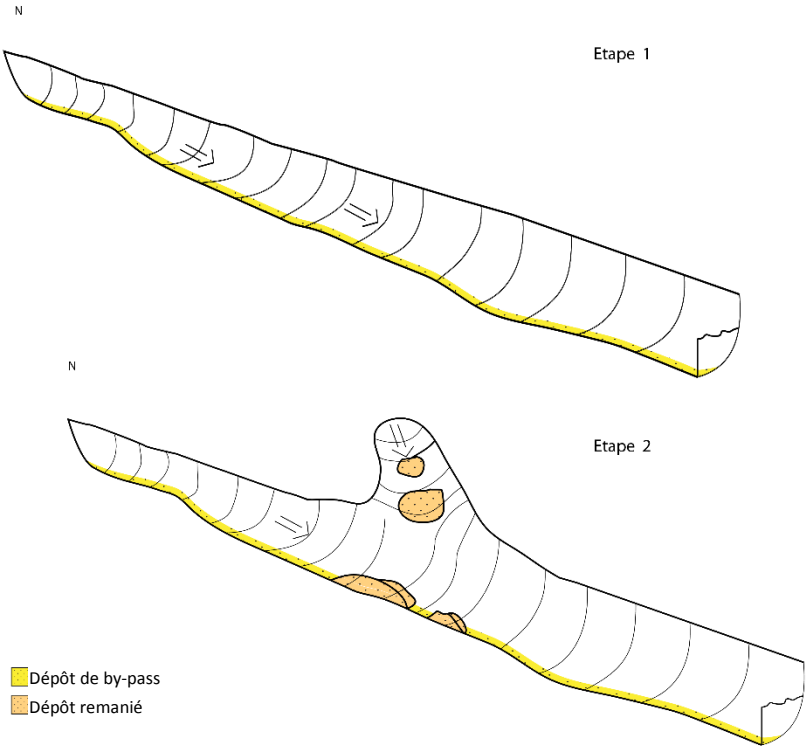


Figure 146: Modèle de dépôts de la partie supérieur (section I,II,III) du canyon Est du système Sardine.

Dans le cas du Canyon Est, ces dépôts en masse sont localisés dans la zone de rétrécissement et de confinement du canyon. À débit constant, lorsque l'on réduit la section d'écoulement, un fluide comme l'eau ou l'air accélère (Bernoulli 1738). L'hypothèse d'une diminution de la vitesse d'écoulement, entrainant une diminution de la capacité de transport et le dépôt des *lags deposits* n'est donc pas envisageable. Similairement, Kneller (1995) démontre que dans le cas d'un écoulement convergent ou accumulatif, il n'y a pas de dépôts associés pour une diminution ou un maintien de la vitesse de l'écoulement. Seule une décélération de l'écoulement liée à une diminution de la pente pourrait expliquer la présence de dépôts dans

une zone de convergence des écoulements. La section III du Canyon Est ne présente pas de variation de pente au sein de la zone de convergence. La présence de ces dépôts n'est donc pas liée à une variation de la morphologie du Canyon Est.

Une seconde hypothèse serait d'envisager une variation dans les types d'écoulement. Le Canyon Est est marqué par la présence d'une cicatrice d'arrachement en amont de la zone de *lag deposits* (Figure 34, étape 2). Cette cicatrice est le témoin d'un évènement de glissement ayant engendré un dépôt de transport de masse. Ce type d'évènement est à l'origine d'écoulement cohésif hyper concentré dont la capacité de transport peut être très limitée (Mulder & Alexander, 2001b). Il pourrait entrainer le dépôt de *lag deposits* assimilables localement à des *slope break deposits* (Mulder and Alexander 2001) dans la zone de convergence du canyon. Ces dépôts seraient suffisamment épais et/ou cohésifs pour ne pas être remaniés par la suite (Figure 33).

Une fois en place, ces *slope break deposits* peuvent être cannibalisés par les écoulements suivants ou rester figés au fond du canyon. En restant figés, les *lags* pourraient modifier la morphologie du fond du canyon ce qui aurait pour conséquence d'accentuer la perte de vitesse et de capacité de transport des écoulements circulant dans cette zone, et d'augmenter le dépôt de *lag deposits* secondaires. Au cours du temps, et en l'absence d'évènement majeur pouvant remobiliser ces matériaux, la superposition de ces *lags deposits* au sein du canyon pourrait créer des obstacles naturels visibles à l'échelle des données sismiques (Figure 33). Néanmoins, dans le cas du système Sardine, on ne peut établir avec précision les relations de concordance ou de discordance entre les différents patchs de dépôt.

Pour ces dépôts, l'analyse des données de puits nous permet de supposer un faciès sédimentaire composé de niveaux plurimétriques de conglomérats à matrice sableuse en alternance avec des niveaux de sable fin. Ce type de faciès est attendu dans les zones de dépôts en masse (Garcia and Hull 1994, Mulder and Alexander 2001, Migeon et al. 2012, Migeon et al. 2012, Cartigny et al. 2014). Les écoulements impliqués pour la mise en place de ce type de faciès sont de type concentré à hyper concentré mais, en l'absence d'identification de dépôts au puits, toutes les hypothèses sur les types d'écoulement restent ouvertes : (1) écoulements non uniformes de type waxing/waning (Kneller and Branney 1995), (2) écoulements stratifiés concentrés à hyper concentrés développant à leur base un tapis de traction ou une semelle d'eau sous pression ((Hiscott 1994, Sohn 1997, Migeon et al. 2009), (3) écoulements de type *debris flow* cohésif (Mulder and Alexander 2001).

Ces types d'écoulement présentent la caractéristique commune d'avoir un champ de stabilité relativement peu étendu. Ils sont donc fortement impactés par tout facteur pouvant déséquilibrer les écoulements, comme un rétrécissement du canyon ou une réduction de pente dans le thalweg.

d. Plunge and pools

Les sections les plus aval des canyons Est et Ouest sont caractérisées par la présence de structures aux géométries très similaires. Celles-ci sont localisées à la base et en aval d'un escarpement de faille majeure à fort rejet vertical et consistent en une surface d'érosion basale de forme semi-circulaire comblée par une alternance de phases de dépôt et d'érosion (kdfjsdkjgsjk figure : carte de remplissage des plunge and pool).

Ces structures sont connues dans la littérature sous le nom de *plunge and pool* (Postma et al. 2014). Elles sont caractéristiques de zones distales de canyons ou de systèmes turbiditiques marquées par un changement de pente associé à un déconfinement rapide des écoulements.

Dans le système Sardine, ces deux structures sont présentes au débouché des Canyon Est et Ouest, au pied de la faille transformante régionale de la marge de San Pedro (Figure bjhh). La formation de ces structures et de leurs remplissages a été décrite ces dernières années pour différents environnements et conditions hydrodynamiques (canyon de Gènes (Soulet 2016), marges du Makran (Bourget et al. 2011), Californie (Lee et al. 2002) ou Canada (Nelson et al. 2009)).

Pour l'exemple de la marge de San Pedro, l'initiation et le remplissage de ces structures s'effectueraient en trois phases distinctes :

La première phase de formation des *plunge and pool* est caractérisée par le creusement d'une dépression à l'aplomb de la marche topographique créée par la faille transformante. Toutefois, les dépressions initiales creusées au débouché des deux canyons présentent des différences dans leur morphologie. La dépression du Canyon Est est allongée dans le sens de la pente, avec une longueur de 1,5 km et une largeur de 750 m. Celle du Canyon Ouest est allongée parallèlement à la marche topographique, avec une largeur de 750 m et une longueur de 250 m. Ces dépressions se forment lors du passage d'un écoulement supercritique au niveau d'une rupture de pente plus ou moins marquée (Komar 1971, Lee et al. 2002). L'écoulement subit alors un phénomène de ressaut hydraulique et une partie de son énergie est dispersée par une forte érosion du fond (Figure 33).

La marche topographique à l'origine du ressaut hydraulique dans les canyons Est et Ouest présente les mêmes caractéristiques morphologiques. La proximité géographique du Canyon Est et du Canyon Ouest permet de supposer une similitude dans le fonctionnement des écoulements transitant par ces deux canyons. Le seul paramètre à l'origine d'un comportement différent des écoulements entre les canyons serait la morphologie du débouché des canyons : celui du Canyon Est est plus étroit et encaissé (1,5 km de large au maximum) que celui du Canyon Ouest (2,5 km de large). Ce paramètre morphologique peut agir sur la capacité des écoulements à rester ou non confiné et sur la « quantité d'énergie » qui pourra être libérée au moment du ressaut hydraulique (Kneller 1995). A l'aide d'une modélisation analogique, Kneller (1995) montre que dans le cas d'un écoulement confiné (écoulement accumulatif), si celui-ci conserve ou augmente sa vitesse le long de la section confinée, il ne subit pas de déperdition d'énergie avec mise en place d'un dépôt. A l'opposé, (1) les écoulements confinés subissant une décélération et (2) l'ensemble des écoulements

déconfinés vont être affectés par des phénomènes de dépôt traduisant une perte d'énergie de ces écoulements.

Dans le cas du système Sardine, en considérant les mêmes écoulements, avec les mêmes vitesses et densités dans les deux canyons, ceux arrivant au débouché du Canyon Est vont conserver un plus fort confinement et probablement une plus forte vitesse au moment du passage de la marche topographique ; ils subiraient alors le phénomène de ressaut hydraulique tout en continuant de s'écouler «linéairement» dans les conditions imposées par la morphologie du débouché et permettant le creusement d'une dépression allongée dans le sens de la pente. Ceux arrivant au débouché du Canyon Ouest subiraient un déconfinement du fait de l'élargissement de celui-ci, associé à une perte probable de vitesse, avant de subir le phénomène de ressaut hydraulique. Une fois le passage de la marche topographique, le déconfinement s'accentuerait, permettant un étalement latéral des écoulements et le creusement d'une dépression allongée parallèlement à la marche topographique.

La deuxième phase de formation des *plunge and pool* accompagne le creusement de la dépression initiale ainsi que les premiers stades de son remplissage. Les premiers dépôts n'apparaissent pas directement dans la dépression mais à 750 m plus en aval (Figure 31). Au sein de la dépression, on observe seulement un faciès sismique sourd ou chaotique.

Ce partitionnement est différent de ce que l'on pourrait normalement observer au passage d'un ressaut hydraulique. En effet, le ressaut provoque l'incorporation de fluide ambiant et la décélération instantanée des écoulements. Cette décélération a pour conséquence la perte de capacité de transport de l'écoulement ainsi que la décharge et le piégeage en masse des particules les plus grossières et des parties les plus concentrées des écoulements dans la *plunge and pool* (Komar 1973, Garcia 1994, Mulder and Alexander 2001). Migeon et al. (2012)décrivent ce type de transition entre la Vallée Supérieure et la Vallée Moyenne du Var où la zone de délestage des matériaux grossiers correspond précisément à la zone du ressaut hydraulique (Migeon et al., 2012).

Dans le cas du système Sardine, la zone de dépôt est décalée vers l'aval par rapport à la dépression. Cartigny et al. (2014) décrivent un phénomène similaire lors d'essais expérimentaux en canal. Pour des écoulements super critiques de haute énergie, au passage d'un ressaut hydraulique, lorsque l'énergie cinétique de l'écoulement est supérieure à son énergie potentielle, un phénomène de *flushed jump* peut avoir lieu. La transformations des écoulements liée au passage du ressaut hydraulique n'a alors pas lieu à l'aplomb de la rupture de pente, mais plus en aval dans le bassin (Cartigny et al. 2014). Dans le cas du système Sardine, la faille transformante a généré une marche topographique avec une très forte inclinaison (70°). Cette inclinaison pourrait alors entrainer une très forte accélération des écoulements dont l'énergie cinétique dépasserait alors leur énergie potentielle.

Néanmoins, les premiers 20/30 m de remplissage des deux *plunge and pools* sont marqués par un faciès sourd et chaotique. Sur la marge du Makran, ce type de dépôt a été interprété par Bourget et al. (2011) comme des *slope break deposits* consécutifs des pentes engendrées par la présence de la dépression de la *plunge and* pool. Ces dépôts correspondraient à des déstabilisations gravitaires sur la pente et sur les pourtours de la *plunge and pool*.

La troisième phase de formation correspond au remplissage de la dépression initiale. Comme lors de la phase de creusement de la dépression, la phase de remplissage diffère entre les *plunge-and-pools* au débouché du Canyon Est et du Canyon Ouest.

Sur les lignes sismiques, le comblement de la dépression est marqué par des réflecteurs se terminant en *onlap* contre la marche topographique de la rupture de pente II (Figure 30). Ces réflecteurs ne présentent pas de troncatures d'érosion, suggérant des processus d'érosion limités ou absents. Cette homogénéisation des dépôts associés à une réduction de leurs caractères érosifs traduit un changement dans le type de sédimentation responsable du comblement de la section III du système du Canyon Ouest. Les dépôts de la section III du Canyon Ouest ont pour origine le système turbiditique Sardine et la sédimentation profonde du bassin de San-Pedro (sédimentation hémipélagique + apport potentiel de sédiment venant des autres systèmes turbiditiques de la marge). Les dépôts majoritairement en *onlap* passif lors du remplissage de la *plunge and pool* témoignent de l'absence d'un effet du ressaut hydraulique sur les écoulements en provenance du Canyon Ouest. La diminution de l'impact du ressaut hydraulique ne peut s'expliquer que par une diminution ou un arrêt des apports particulaires transitant par le Canyon Ouest. La phase de comblement de la *plunge and pool* du Canyon Ouest serait alors effectuée majoritairement par la sédimentation hémipélagique et par des apports particulaires en provenance du Canyon Est.

Au débouché du Canyon Est, la dépression initiale comporte un piégeage des dépôts. Ce remplissage présente à sa base des réflecteurs discontinus et de forte amplitude se recoupant les uns les autres et, dans sa partie supérieure, une alternance de phases érosives et de phases de dépôt. Les réflecteurs discontinus associés aux premiers stades de remplissage pourraient attester de dépôts en masse, assimilés à des *lag deposits*, et/ou des délestages lors du ressaut hydraulique. Dès le début du remplissage de la *plunge and pool* du Canyon Est, il s'opèrerait donc un changement dans la dynamique des écoulements au passage de la zone de ressaut hydraulique car le phénomène de *flushed jump* actif pendant la phase précédente ne le serait alors plus.

L'énergie des écoulements serait modifiée et pourrait être expliquée par une diminution des apports sédimentaires. Les écoulements seraient moins énergétiques, avec un nombre de Froude plus faible. Au passage du ressaut hydraulique, chaque écoulement subirait une décélération entrainant la décharge et le piégeage en masse de sa partie basale la plus concentrée dans la *plunge and pool* (Komar 1973, Garcia 1994, Migeon et al. 2001, Mulder and Alexander 2001). Le passage répété des écoulements entrainerait l'accumulation de ces dépôts en masse et le comblement de la dépression d'origine. En l'absence d'entretien de la topographie d'origine en marche d'escalier par l'activité de la faille et à mesure que le comblement de la structure s'effectue, la différence d'altitude entre le pied de l'escarpement et son sommet diminuerait. Cette diminution ne permettrait plus l'accélération subie précédemment par les écoulements sur la pente juste en amont de la zone du ressaut hydraulique, ce qui diminuerait d'autant l'énergie cinétique des écoulements. La dispersion de l'énergie cinétique par érosion du fond diminuerait tandis que les dépôts s'accumuleraient. Les dépôts mis en place dans la *plunge and pool* seraient alors plus continus, comme observé dans la partie supérieure du remplissage de celle-ci.

Une déstabilisation importante de type glissement en masse, « tombant » dans le Canyon Est pourrait également générer un dépôt au sein de la *plunge and pool*. En effet, un écoulement cohésif concentré à hyper concentré de type *debris flow* ou *slump* pourrait aboutir lors du passage du ressaut hydraulique au dépôt en masse d'une section de l'écoulement suffisamment épaisse pour ne pas être remaniée. La présence de ces dépôts pourrait modifier la morphologie du fond de la dépression ce qui aurait pour conséquence d'accentuer la rugosité de l'encaissant sur lequel passent les écoulements suivants. Cette accentuation de la rugosité a pour conséquence d'augmenter la perte de vitesse et de capacité de transport des écoulements au passage du ressaut hydraulique ainsi que d'augmenter le dépôt de *lag*s secondaires qui à leur tour accentuerait la morphologie et la rugosité du fond de la *plunge and pool* et ses effets. Comme pour le cas d'une diminution des apports sédimentaires, le passage répété des écoulements entrainerait la réduction de la marche topographique et l'énergie des écoulements suivants.

Cette modification de l'activité du *flushed jump* suppose que la rupture de pente consécutive à la présence de la faille ne soit plus entretenue. L'absence de marqueurs d'une sédimentation syn-tectonique (sous forme d'un éventail sédimentaire contre la faille par exemple), et l'essentiel de l'évolution structurale de la marge étant concentrée à la transition syn-rift/post-rift (Soulet 2016), nous pouvons supposer l'arrêt du fonctionnement de la faille régionale à l'origine du ressaut hydraulique.

e. Regressive lag deposits

Dans le Canyon Ouest, le remplissage de la section II est marqué par une série de phases négatives qui se superposent et rétrogradent en se biseautant sur la surface de base du système turbiditique. Ce remplissage s'inscrit au sein d'une morphologie en cuvette ouverte vers le sud. Un modèle de dépôts de ces séries a été proposé (Figure 35).

Au sein du thalweg, même si la rupture de pente R1 est inférieure à 1°, l'écoulement subirait un phénomène de ressaut hydraulique produisant des processus d'érosion/dépôt comme décrits précédemment pour la formation des *plunge and pools* (Figure 35) mais d'intensité moindre.

Dans le détail, la zone en érosion est située à l'amont de la rupture de pente R1. Cartigny et al. (2014) décrivent les conditions de mise en place d'une telle géométrie sous l'effet d'un *submerged jump* : lorsque l'énergie cinétique de l'écoulement est inférieure à son énergie potentielle, le phénomène de ressaut hydraulique est décalé en amont de la rupture de pente qui le génère.

Au passage de l'évènement suivant, le même phénomène se reproduit mais celui-ci se décalerait au niveau de la dépression précédemment formée. Une partie des dépôts de l'évènement 2 se déposerait en *overlap* sur les dépôts de l'évènement précédent (Figure 35).

La structure formée par l'accumulation de ces dépôts aurait une géométrie à faible pendage (< 10°) et serait alors rétrogradante sur le fond du thalweg (Figure 27).

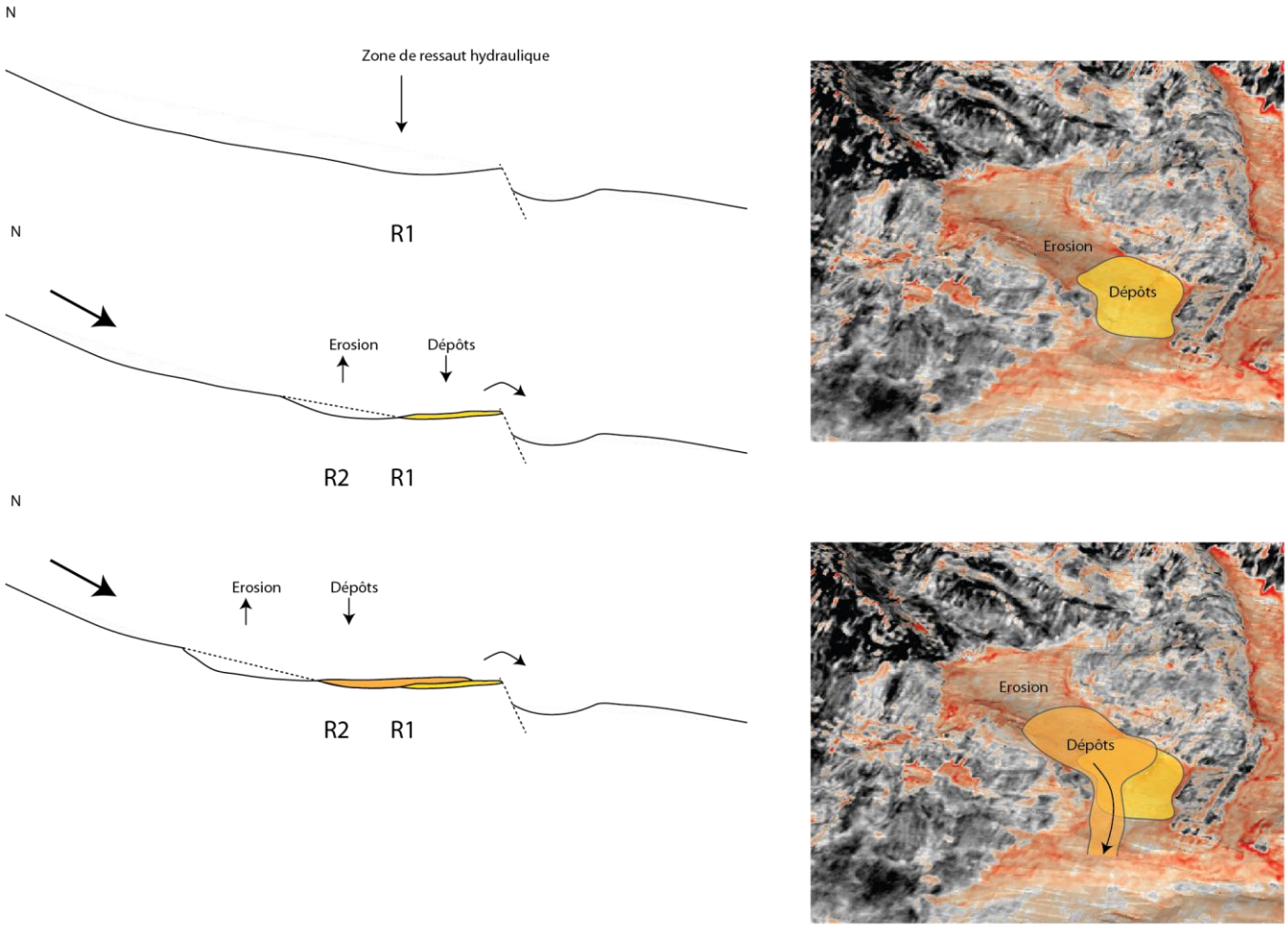


Figure 147 : Schéma de mise en place des *regressive lag deposits* issu de l'étude de la section II du Canyon Ouest.

Cette géométrie s'apparenterait à celle des *sediments waves*. Historiquement, Allen (1984) a décrit ce type d'objet comme constitué par des particules fines à très fines, pour des dépôts d'environ 1 à 200 m de longueur d'onde et 0,2 à 25 m de hauteur. Piper et al. (1985) ont ensuite introduit le concept de *gravel waves* pour décrire des structures aux longueurs d'onde plus faibles mais avec une épaisseur d'accumulation et une moyenne des particules plus élevées, comme cela pourrait être le cas dans le canyon du système Sardine. Ces structures sont liées au passage d'écoulements concentrés à hyper concentrés (Wynn et al. 2002). Migeon (2000) décrit des structures rétrogradantes similaires sur la Ride du Var, mais pour des écoulements transportant des particules de la gamme des sables fins à moyens.

La résolution de nos données et l'absence de prélèvements directs dans les faciès de la zone ne permet actuellement pas de trancher entre les différentes hypothèses. Néanmoins, le caractère rétrogradant, ainsi que la géométrie des dépôts peuvent correspondre à des

structures d'*upslope asymetrical cyclicsteps* et de *downslope asymetrical cyclicsteps* respectivement décrites par Spinewine et al. (2009) et Cartigny et al. (2011).

Ces structures se forment lorsqu'un courant de turbidité en condition sous-critique atteint un nombre de Froude supérieur à 1 au passage de la crête de la morphologie (Figure 36). Avec l'accélération selon la pente du flanc aval (*Lee Side*) après le passage de la crête, Il passe alors en régime super-critique. En régime super-critique, sa capacité d'érosion est augmentée. Au franchissement du creux entre le flanc aval et le flanc amont (*Stoss side*) de la structure suivante, l'écoulement subit un ressaut hydraulique et est fortement ralenti. Il repasse en régime sous-critique (Figure 36). C'est durant la phase sous-critique que l'écoulement dépose une partie de sa charge sédimentaire sur le flanc amont (*Stoss side*). Le passage répété des écoulements entraine des érosions successives sur le *Lee Side* et l'accumulation de dépôts sur le *Stoss Side*.

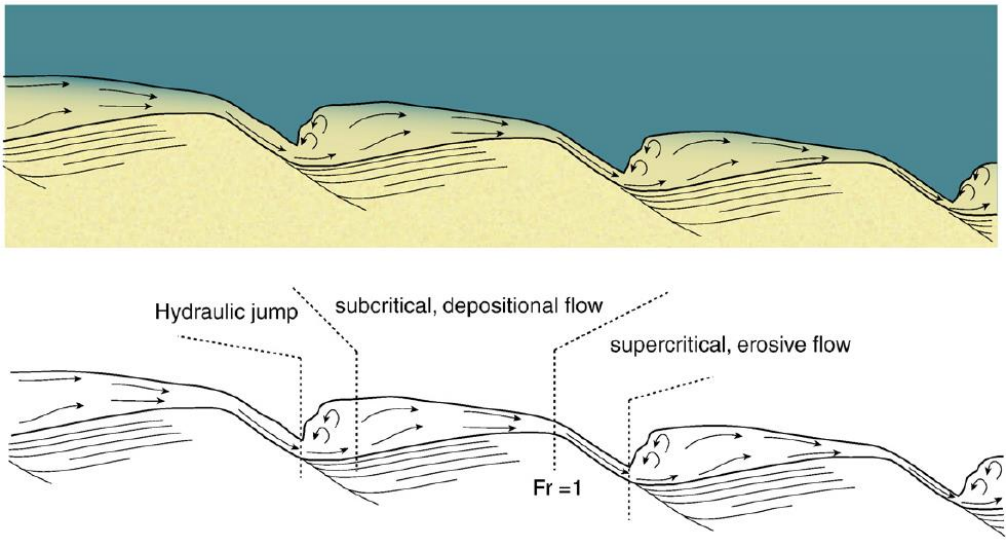


Figure 148 : Schéma de formation des downslope asymetrical cyclicsteps(Cartigny et al. 2011)

Cartigny et al. (2011) et Spinewine et al. (2009) relient la formation de ces dépôts au nombre de Froude de l'écoulement. Spinewine et al. (2009) en se basant sur des observations de terrain sur le chenal/levée de Toyama au Japon avance l'hypothèse que les *up-slope asymetrical cyclicsteps* seraient liées à des écoulements de plus faible énergie que les *down-slope asymetrical cyclicsteps*. La distinction entre ces deux types d'écoulements peut s'effectuer via l'étude de la succession de ces structures et par leurs évolutions spatiales. Les *up-slope asymetrical cyclicsteps* présentent une géométrie qui s'atténue en épaisseur dans le sens du courant et une ligne de crête traduisant une rétrogradation des dépôts. Les *down-slope asymetrical cyclicsteps* ne présentent pas d'atténuation de leurs épaisseurs et leurs lignes de crête présentent un caractère plus aggradant que rétrogradant. Cependant l'extension de la section II du Canyon Ouest ne permet d'observer qu'une seule structure de ce type et son évolution spatiale n'est pas observable, ce qui ne permet pas de privilégier l'une des hypothèses.

3. Modalités de formation des biseaux turbiditiques

Le système Sardine permet d'étudier deux cas de *pinch-out* et de déconnexion pente/bassin en lien avec la formation de *plunge and pools*. La formation des *plunge and pools* est ici liée au fonctionnement d'une faille transformante régionale. Elle crée une marche topographique suffisamment forte pour que l'énergie des écoulements entraine dans un premier temps les dépôts en dehors de la structure érosive formée au pied de l'escarpement. La présence de cette structure érosive, associée à la capacité des écoulements à repousser les dépôts plus en aval, entraine la déconnexion du système profond avec le système de canyons.

La pérennité de cette déconnexion dépendant de la stabilité du système car dès lors que les conditions énergétiques ne seront plus suffisantes, les écoulements commenceront à déposer leur charge au sein de la structure érosive.

Dans le cas du Canyon Ouest, lors de la phase 1 et 2, le système turbiditique dans le bassin est déconnecté du système de canyons sur la pente continentale par la présence de la structure érosive de la *plunge and pool*. Lors du comblement de la structure en *plunge and pool* lors de la troisième phase, la reconnexion du système turbiditique avec le système de canyons sur la pente s'effectuerait essentiellement par le comblement de la *plunge and pool* par les apports particulaires venant du Canyon Est. L'origine des dépôts de comblement est majoritairement liée à la sédimentation hémipélagique et aux apports provenant du Canyon Est. Les dépôts en provenance du système du Canyon Est très proche géographiquement viennent enrichir en sable la sédimentation hémipélagique comblant la structure en *plunge and pool*. Ces dépôts peuvent correspondre à des dépôts de débordement en provenance des zones chenalisées qui se développent dans le bassin dans la continuité de la *plunge and pool* du système du Canyon Est. Mais ces dépôts pourraient également provenir d'un débordement général du comblement de la *plunge and pool* du Canyon Est qui s'étalerait vers la *plunge and pool* du Canyon Ouest. Néanmoins le comblement de la *plunge and pool* du Canyon Est s'effectue par des dépôts de sable grossiers et conglomératiques dont le facies sismique ne correspond pas à celui observé dans le remplissage de la *plunge and pool* du Canyon Ouest. A l'exception de quelques niveaux d'amplitude plus forte, le facies sismique de remplissage observé, semble correspondre au faciès sismique de la couverture (faible amplitude, haute fréquence). Les données aux puits établissent que ce facies correspond à des niveaux de contourites riche en silts. La présence de silts serait plus en faveur de l'hypothèse du dépôt de débordement des zones chenalisées du Canyon Est plutôt que d'un débordement généralisé.

Cet apport en silts pose néanmoins la question de l'efficacité de la couverture ainsi déposée.

Dans le cas du Canyon Est, la sédimentation à l'origine du comblement de la *plunge and pool* provient directement du Canyon Est. Une diminution des apports sédimentaires et/ou un évènement de transport de masse ont modifiés les conditions d'équilibre du système et ont amorcé le comblement de la *plunge and pool par des dépôts sableux.* Les sections les plus concentrés des écoulements sont alors piégées au sein de la structure érosive.

La zone de biseaux du système turbiditique précédemment située à l'aval de la *plunge and pool* est décalée au sein de la dépression à mesure que celle-ci se comble. L'accumulation des dépôts de comblements entraine la réduction de l'action du ressaut hydraulique à mesure de

la réduction de la marche topographique. Le comblement de la dépression de plus en plus important et la diminution du caractère érosif des écoulements suivant peut amener un comblement complet de la *plunge and* pool et une reconnexion du système profond avec le système de canyon sur la pente.

4. Intérêts « réservoir » du système turbiditique Sardine

L'analyse détaillée des conditions de mise en place des accumulations turbiditiques présente un fort intérêt pour l'industrie pétrolière. Depuis plus d'une dizaine d'années, les principales découvertes de gisements d'hydrocarbures dans les Golfes de Guinée et du Mexique, et sur la marge Brésilienne ont été faites dans des pièges sédimentaires issus de grandes accumulations de matériau détritique grossier correspondant à d'anciens chenaux ou des lobes turbiditiques. Ces systèmes sont généralement situés sur les marges continentales au profil topographique escarpé et ils sont responsables de la construction d'épaisses accumulations sableuses d'extension latérale et longitudinale limitée.

Ces marges présentent une brusque rupture de pente entre les domaines de la pente continentale et du glacis/plaine abyssale ce qui favorise une forte érosion, un *by-pass* sur la pente continentale et/ou des accumulations plus ou moins continues au sein des thalwegs situés sur la pente continentale. La localisation des accumulations sableuses majeures est ainsi contrôlée par l'emplacement de la rupture de pente entre la pente continentale et le bassin.

Ce type de configuration géométrique peut conduire à un piégeage stratigraphique des hydrocarbures par une fermeture en *onlap* des séries sur la pente continentale. L'étude du système Sardine à l'Albien supérieur a mis en avant plusieurs niveaux potentiels de fermeture au sein des canyons situés sur la pente continentale et à la transition entre la pente et le bassin profond.

Au sein du système Sardine du Crétacé, les séries turbiditiques sont recouvertes par une épaisse série sédimentaire identifiée au puits comme des niveaux argilo-silteux. Ces séries sont en *onlap* sur la pente continentale et elles représenteraient une couverture efficace. Les aléas pour le piégeage des hydrocarbures dans le système Sardine seraient donc dépendants de la fermeture longitudinale du système. Comme vu précédemment, la fermeture est contrainte par les différents niveaux de biseaux identifiés dans le système. De l'aval vers l'amont, la première possibilité de fermeture du système se situe à l'aplomb d'une faille transformante au niveau de la structure en *Plunge and Pool*. Ce type de structure fortement érosive peut provoquer une déconnexion possible entre les dépôts profonds et ceux de canyons sur la pente continentale. La déconnexion est dépendante du remplissage secondaire de la *plunge and pool* (Tableau 1). Si celle-ci est comblée par des dépôts de *lags deposits* grossiers, la fermeture potentielle s'effectuera sur la faille. Si la dépression est comblée par les dépôts de couverture, la fermeture pourra être effective. Plus en amont sur la pente continentale, le système Sardine présente des biseaux turbiditiques par *lags deposits* et *regressive lag deposits* (Tableau 1) Dans ces cas, l'amalgamation des dépôts rend difficile l'hypothèse d'une fermeture en raison du risque élevé de fuite lié aux connections partielles des dépôts. Néanmoins, la ségrégation granulométrique induite par le passage du ressaut hydraulique permet d'envisager une fermeture par variation longitudinale de faciès. Enfin, l'*onlap* terminal du système sur les profils sismiques est caractérisé par un faciès de *by-pass*

(Tableau 1). Malgré le caractère discontinu des dépôts observés sur ces sections, le risque de fuite par drainage entre les dépôts reste très élevé. Dans le cas d'une zone de *by-pass* « complet », où aucun dépôt n'est identifié à l'échelle des profils sismiques et où le passage de la *Cenomanian Unconformity,* très érosive a pu cannibaliser la surface de dépôts, la fermeture peut être effective. Elle dépendra de la qualité de la couverture et du caractère drainant ou non de la discontinuité.

À l'exception d'une fermeture potentielle par déconnection du système au niveau de la transition pente / bassin profond, le système turbiditique Sardine se développe dans deux canyons situés sur une pente continentale escarpée. Ces canyons ont des extensions latérales (1 km de moyenne) et longitudinale (10 km) limitées avec un remplissage peu épais (150 m) ce qui induit un faible volume de réservoir disponible. En tenant compte de la limite lithostatique maximale au sein d'un réservoir avant rupture de la couverture d'environ 600-700 m de colonne sédimentaire (rapport interne Total) et dans un contexte de marge escarpée présentant une forte inclinaison (> 8°), le volume de réservoir disponible ne serait économiquement pas viable.

Cependant, la marge de la Côte d'Ivoire est caractérisée par des unités *syn-rifts* sableuses. Dans les niveaux de blocs basculés, ces unités sont potentiellement en connexion avec les unités sableuses Crétacé du système Sardine. Le pendage horizontal à faiblement incliné de ces unités pourrait permettre une augmentation significative du volume réservoir disponible malgré la forte inclinaison de la marge. Mais ces unités peuvent aussi être à l'origine de problèmes de fuite pour le système Sardine. Elles devraient donc être traitées soit comme une problématique de *bottom/lateral seal* ou comme des extensions latérales du réservoir principal.

VI. Conclusion

L'étude des données de sismique 3D du système Sardine sur la marge de Côte d'ivoire a permis de mettre en évidence plusieurs modalités de biseau turbiditique amont de chenaux turbiditiques. Ce système s'inscrit au sein d'un rentrant érosif dans la plateforme d'environ 6 km de large. Il est composé de deux canyons à la morphologie distincte et au fonctionnement diachrone au sommet du Crétacé inférieur, le canyon Est plus jeune et le canyon Ouest.

Le canyon Est s'étend sur une longueur de 10 km, avec une inclinaison moyenne de 11° dans le thalweg. Il présente une morphologie en V avec des flancs très escarpés et un remplissage du thalweg de 100 à 150 m d'épaisseur au maximum. Le second canyon à l'Ouest s'étend sur une distance similaire de 10 km, mais sa morphologie diffère avec un thalweg en forme de U et une largeur constante de 2.5 km. La pente moyenne du canyon est de 8.5 °

Ces deux canyons permettent de caractériser quatre exemples de modalités de *pinch-out* consécutifs au passage des différents ressauts hydrauliques présent dans les thalwegs. Ainsi, en fonction de la structure et de la morphologie des ruptures de pentes dans le thalweg, différents phénomènes de ressauts hydrauliques affectent les écoulements dans le canyon. (1) *by-pass*, il peut se produire en l'absence de changement de pente, lors du passage d'écoulement de haute énergie et il se caractérise pour une absence de dépôts qui se traduit

par la présence d'une monophase en sismique (Tableau 1). Lorsqu'il n'y a pas de phase sismique observable entre la base et le toit du système on peut parler de *by-pass*-pur. (2) *lags deposits,* lors d'un changement de pente, diminution progressive ou passage d'une topographie en forme de marche, les écoulements subissent une décélération qui a pour conséquence une perte de leurs capacités de transport et la décharge d'une partie de leurs matériels sous forme de dépôts en masse ou *lags deposits*(Tableau 1). (3) *Plunge and Pool*, Elles se forment lors du passage d'un écoulement supercritique au niveau d'une rupture de pente plus ou moins marquée. Une partie de l'énergie cinétique de l'écoulement est dispersée sous forme érosive ce qui aboutit à la formation d'une cuvette érosive à l'aplomb de la topographie (Tableau 1). (4) *Regressive lags deposits*, ce type de biseau turbiditique peut se rencontrer lors de la présence d'une pente contraire au sens de l'écoulement. Au passage du ressaut hydraulique induit par le changement de pente, les écoulements subissent un phénomène d'érosion dépôts qui migre vers l'amont à mesure des passages successifs (Tableau 1).

	Modalités de biseau des systèmes sédimentaires par				
	Rupture de pente				
	Biseau régressif	Ressaut hydraulique		Plunge pool	By-pass
Caractéristique de la zone de biseau	- diminution de la pente - écoulement de haute énergie	- augmentation de la pente - érosion faible en bas de pente - dépôts discontinus en bas de pente - morphologie de marche	- diminution de la pente - pas d'érosion - dépôt continu	- diminution forte de pente - érosion importante en bas de pente	- forte pente - système haute énergie -confinement du système
Eléments architecturaux	- dépôts discontinus - dépôts rétrogradent sur la pente	- dépôts discontinus - structure érosive faible amplitude	- onlap d'apparence passif des réflecteur sur l'encaissant	- zone érosive en arc de cercle visible en pied de pente	- dépôts d'une monophase sismique - pas/peu de variation dans le remplissage
Fermeture des réservoirs	- connexion entre les différents dépôts - pas de fermeture	- connexion possible entre les dépôts - fermeture par faille - fermeture par variation longitudinal de facies		- déconnexion possible des dépôts profond avec le système sur la pente - fermeture à risque qui dépend du remplissage ultérieur	- by-pass « pur » : fermeture dépend de la qualité de la couverture, possible drainage - by-pass : pas de fermeture

Tableau 8:Tableau de synthèse des modalités de biseaux turbiditiques identifiées dans le système Sardine, sur la marge de Côte d'ivoire

Chapitre V. Synthèse et Conclusion

L'objectif de cette partie est de confronter et d'intégrer les résultats obtenus dans une vision d'ensemble de la formation des biseaux turbiditiques regroupant les conclusions obtenues de l'analyse des dépôts Tortono-Messinien du bassin de Tabernas, des dépôts Eocène supérieur/Oligocène de la formation des Grès d'Annot et des dépôts Crétacé Inférieur de la marge Ivoirienne. L'analyse de ces différents cas d'étude a permis de rendre compte des différentes relations architecturales et géométriques existant à de multiples échelles entre les accumulations turbiditiques des bassins et de leurs pentes continentales adjacentes. Ce travail a également permis de rendre compte de la morphologie/architecture et des caractéristiques des dépôts associés.

Sur l'ensemble des trois zones d'études, la présence de biseaux longitudinaux marquant la transition entre les systèmes détritiques dans le bassin et sur la pente continentale pose la question des conditions nécessaires à leur apparition et à leur construction. Le potentiel de biseaux des dépôts de bassin au sein des canyons revêt un intérêt primordial dans la formation des pièges pétroliers de type stratigraphique. La caractérisation de la nature des dépôts, au travers de leurs répartitions granulométriques et de leurs faciès, est nécessaire afin d'évaluer la qualité du réservoir potentiel. L'établissement de ces critères est un élément important au sein des outils prédictifs des études de systèmes pétroliers.

Le caractère pseudo tridimensionnel de tous les affleurements étudiés, semblent au moins partiellement valider l'existence de biseaux amont des systèmes turbiditiques. Néanmoins aucun d'entre eux ne permet d'une part de documenter le recouvrement amont par des argiles ; lesquelles assureraient en conditions réelles la qualité de la couverture, et d'autre part, il reste toujours possible en 3 dimensions que de fins niveaux sableux plaqués sur la surface de discordance assure une connexion fluide vers l'amont et nuisent ainsi à l'efficacité du piégeage des hydrocarbures. En ce qui concerne l'efficacité de la couverture de base, lorsque le biseau se fait sur le socle (exemple de Tabernas) ou sur des marnes (exemple de Peïra-Cava) on peut penser que celle –ci sera efficace. Il en va différemment dans l'exemple de la Côte d'Ivoire car dans ce cas le biseau se fait sur une discordance qui surmonte des niveaux argilo-gréseux appartenant au syn-rift. A à ce stade le guide que l'on peut fournir est de réaliser un écorché ou une carte d'amplitude sous la discordance pour localiser les zones où l'on risquerait d'avoir des contacts sables post-rift contre sables syn-rift qui nuirait au piégeage ou pour le moins limiterait les hauteurs des colonnes d'hydrocarbures.

Après un rappel sur les différents facteurs de contrôle de la topographie des bassins sédimentaires étudiés, j'aborderai les conditions de mise en place des biseaux turbiditiques identifiés au cours de ce travail.

I. Facteurs de contrôle de la topographie de la surface de dépôt des systèmes sédimentaires étudiés

Les systèmes de Tabernas et de la marge Ivoirienne présentent la particularité de se situer dans des contextes dit de marge abrupte. La formation des Grès d'Annot ne présente par les mêmes caractéristiques à l'échelle de la marge du bassin du Sud-Est. Néanmoins, localement les pentes observées dans la zone du sous bassin de Peïra-Cava d'environ 4° nous permettent d'assimiler les bordures du sous bassin à une marge abrupte laquelle au demeurant se développe en aval d'un canyon reconnu au sud dans le Synclinal de Contes.

Durant le dépôt des systèmes turbiditiques d'El Buho et de Rio Bravo au Tortonien supérieur/Messinien pré-évaporitique, nous avons vu que la marge du bassin de Tabernas était affectée par un épisode d'extension entrainant la mise en place de failles normales orientées N160 et N120. Ces deux systèmes de failles ont déformé les unités de marnes et de conglomérats sous-jacentes aux dépôts des systèmes turbiditiques. Ils impactent les profils d'équilibres des systèmes sédimentaires en favorisant l'apparition et le maintien de ruptures de pente à l'origine de modifications dans la répartition des structures sédimentaires et des faciès associés.

Sur la marge ivoirienne, nous avons vu que la morphologie de la zone de canyons du Système Sardine était également contrôlée par l'activité tectonique de la marge et les systèmes de failles décrochantes qui accommodent l'ouverture du segment de l'Atlantique Equatorial. Ces systèmes actifs jusqu'au Turonien (Soulet 2016) ont modifié les profils de pente, impactant le dépôt du système turbiditique Sardine par des phénomènes de ressaut hydraulique, consécutifs aux changements de pente sur lesquels nous reviendrons dans une seconde partie.

L'analyse des différents systèmes a montré que l'activité tectonique et son impact sur le profil d'équilibre des canyons était l'un des facteurs majeurs contrôlant la mise en place des dépôts Cette importance de l'activité tectonique a également été illustré par Soulet (2016) au sien du canyon de Gênes ou encore par Mitchell (2006) avec ces travaux sur le prisme de la Barbade et sur de multiple pentes continentales (Alaska, New jersey, Oregon, Chili). De plus, dans le cas du sous bassin de Peïra-Cava, l'analyse des données a permis de reconstituer la paléotopographie lors de la mise en place dépôts détritiques au sommet des Marnes Bleues durant l'Eocène terminal et le début de l'Oligocène : il apparait que la formation des biseaux turbiditiques est directement corrélée à l'interaction des écoulements avec les variations de l'inclinaison de la pente liées aux variations de la topographie.

Ces modifications du profil d'équilibre sont le facteur de premier ordre contrôlant la mise en place des biseaux des systèmes turbiditiques.

II. Modalités de mise en place des biseaux turbiditiques longitudinaux

1. By-pass

Dans les exemples étudiés, en amont des zones marquées par des ruptures de pente modifiant le profil d'équilibre, les écoulements sont caractérisés par un *by-pass* plus ou moins absolu. En effet, selon la littérature, le terme de *by-pass* peut être associé à différents processus sédimentaires (Stevenson et al. 2015). Il peut correspondre à la définition d'une zone de transit des écoulements sans dépôts associés et pouvant présenter un caractère érosif (*bypassing flows*-(Stevenson et al. 2015)), à une zone de dépôt partiel d'une partie de la charge sédimentaire la plus grossière de l'écoulement pouvant être associé au passage d'une rupture de pente (*partially bypassing flows*-(Stevenson et al. 2015) équivalent au faciès F6 décrit par Mutti (1992)).

Nous considèrerons ici les deux types de définition.

Sur la marge Ivoirienne, plusieurs zones de *by-pass* ont pu être observées dans les zones les plus amont des canyons Est et Ouest. Ces zones sont caractérisées par le dépôt d'une monophase sismique et peu de variation observable dans leur remplissage. A la résolution de la sismique près, ces zones peuvent être caractérisées de zone de *bypassing flows*. Elles sont associées à de fortes pentes et à un confinement des écoulements au sein de canyons étroits (<1 km de large pour la zone amont du Canyon Est et environ 2 km pour la zone amont du Canyon Ouest). Ces conditions favorisent la conservation de l'énergie des écoulements.

Sur le terrain, dans les bassins de Tabernas et de Peïra-Cava, les zones de *by-pass* n'ont pas pu être directement observées (Tableau 9). Elles ont été identifiées après reconstitution des zones de dépôt à l'aide de la corrélation des logs lithologiques. Il apparait dans ces deux cas d'étude et en tenant compte de la résolution du terrain que les zones de *by-pass* se situent en amont des zones de dépôt liées à la présence de ruptures de pente et sur les pentes orientées dans le sens du courant. Elles ne sont pas caractérisées par un type de dépôts particuliers dans le bassin de Tabernas, tandis qu'elles semblent dominées par des dépôts d'alternance de turbidites fines et de marnes dans le bassin de Peïra-Cava (flancs amont des dépressions identifiées).

Les conditions hydrodynamiques nécessaires au *by-pass* des écoulements restent toujours à discuter. Différentes études ont tenté d'établir un lien entre les faciès de *by-pass* et les dépôts associés à partir de modélisations numériques ou analogiques (Fukushima et al. 1985, Pantin 2001, Sumner et al. 2012, Stevenson et al. 2015). Le modèle d'embrasement des écoulements ou d'auto-suspension (Fukushima et al. 1985, Pantin 2001, Pantin and Franklin 2009) semble le plus adapté à notre cas d'étude dans la mesure où il décrit le comportement d'écoulements turbulents de haute énergie semblables à ceux attendus dans les zones amont du système Sardine.

Ce modèle définit que l'embrassement d'un écoulement peut intervenir lorsque l'écoulement atteint un point à partir duquel il est capable d'accélérer tout en augmentant sa turbulence et sa charge en matériaux par érosion du fond de mer (Pantin and Franklin 2009). Ce phénomène

est contrôlé par différents facteurs comme l'inclinaison de la pente, la vitesse de l'écoulement, l'épaisseur de la section d'écoulement ou encore par le contenu particulaire. Cet état de l'écoulement prend fin lorsque les conditions permettant son maintien ne sont plus réunies, comme lors d'une variation de l'inclinaison de la pente ou d'une modification de la rugosité du fond marin. Dans cet état d'embrasement, l'écoulement est considéré comme super-critique (Pantin and Franklin 2009, Cartigny et al. 2014), c'est-à-dire avec un nombre de Froude supérieur à 1. Pantin and Franklin (2009) ont également démontré l'occurrence du phénomène d'embrasement au sein de déstabilisations sédimentaires ayant lieu en tête de canyon dans le système de « Kaikoura Canyon » en Nouvelle-Zélande pour des pentes inférieures à 1°.

L'inclinaison des pentes des zones amont du système Sardine étant largement supérieure à 1°, l'occurrence de ce type de phénomène serait alors probable, ce qui expliquerait les modalités de mise en place des zones de *by-pass* qui y sont observées, ainsi que dans le synclinale de Peïra Cava et dans le bassin de Tabernas. Néanmoins, le caractère concentré à hyper-concentré des écoulements correspondant aux dépôts observés dans ces différents bassins ne semble pas correspondre avec le développement d'une forte turbulence au sein des écoulements mais les fortes pentes pourraient générer suffisamment d'énergie pour atteindre l'état d'embrasement malgré la forte concentration du contenu particulaire.

2. Les zones de rupture de pente et les ressauts hydrauliques associés

Nous avons vu au cours de cette étude que les variations du profil de pente étaient l'un des paramètres de premier ordre à l'origine du changement d'état d'équilibre des écoulements et de la formation de zone de biseaux des systèmes turbiditiques. Trois types de biseaux turbiditiques relatifs à des changements de pente de plus en plus marqués ont été identifiés durant ce travail (Tableau 9).

a. Zones de biseaux turbiditique par *lag deposits*

Le dépôt de ce type de biseaux a lieu lors du passage d'une zone marquée par une diminution de la pente. Les écoulements perdent alors une partie de leur capacité de transport par diminution de leur compétence, de leur friction basale ou de leur vitesse, ce qui entraine une perte de leur charge sédimentaire sous forme de dépôt en masse. À l'échelle de la sismique, ce type de biseaux est caractérisé par une série de dépôts discontinus localisés au toit de la rupture de pente. Dans le cas d'une forte variation de la pente, des structures érosives de faible ampleur peuvent être également observées à la base de ces dépôts discontinus (Canyon Est, section III, Système Sardine). A la résolution des profils sismiques près, la continuité de ces dépôts avec le système aval semble effective. Sur le terrain, ce phénomène est caractérisé par une plus forte concentration en faciès les plus grossiers localisée à l'aplomb d'une rupture de pente. Sur les zones les plus amont des systèmes d'El Buho et de Rio Bravo, les dépôts sont marqués par des faciès amalgamés de type débrite. Ces amalgamations témoignent de la continuité au cours du temps du dépôt par *lag deposits*. En l'absence d'évènements entrainant leur remobilisation, ces dépôts accentuent la morphologie. La perte de vitesse et de capacité de transport des écoulements suivants est réduite ce qui favorise le dépôt de *lags* secondaires. La superposition de ces *lags deposits* à l'aplomb de la rupture de pente constitue dans le cas des systèmes de Tabernas une zone de biseaux.

b. Zones de biseaux par *Plunge and Pool*

La formation de ce type de biseaux a lieu au passage d'une forte diminution de la pente. Ce type de structure est caractérisé par le creusement d'une dépression à l'aplomb de la rupture de pente. Elle se forme lorsque l'énergie cinétique des écoulements est supérieure à leur énergie potentielle, le surplus d'énergie étant alors dispersé sous forme d'érosion du fond de la mer (Cartigny et al. 2014). Comme observé au débouché des Canyons Est et Ouest du Système Sardine, la formation de ce type de structure de biseaux est polyphasée. Les premières phases sont responsables de la formation d'une structure en *plunge and pool* et elles s'accompagnent de la mise en place de dépôts en aval de la dépression ainsi formée. La *plunge and pool* d'environ 1,5 km de long pour 750 m de large dans notre cas d'étude peut atteindre des dimensions plus grandes comme démontré par Soulet (2016) au débouché du Canyon de Gênes avec 6 km de longueur et 2,2 km de largeur pour la plus grande dépression ou dans le Makran (Bourget et al. 2011). La présence de ces structures en *plunge and pool* au débouché des canyons peut être à l'origine d'une déconnexion entre les dépôts du système sédimentaire dans le bassin et les dépôts sur la pente continentale. L'efficacité de cette déconnexion est dépendante de la phase de remplissage de la structure. Cette phase débute lorsque les conditions hydrodynamiques d'entretien de la *plunge and pool* ne sont plus réunies, soit par une diminution ou un arrêt des apports comme cela est observé au débouché du Canyon Ouest, soit par une réduction de la topographie pouvant par exemple être liée au piégeage d'une partie d'un écoulement de type *Mass Transport Complex* comme supposé au débouché du Canyon Est. Dans le cas d'un arrêt des apports et d'un comblement par de la sédimentation hémipélagique, le biseau et la fermeture du système turbiditique se situeraient en l'aval de la *plunge and pool*.

3. Zones de biseaux régressifs

La formation de ce type de biseau est liée à la présence d'une contre-pente le long du passage des écoulements. Au passage de la rupture de pente, les écoulements subiraient un phénomène de ressaut hydraulique de type « *submerged jump* » produisant des processus d'érosion/dépôt similaires à ceux décrits pour la formation des *plunge and pool* mais d'intensité moindre et situés juste à l'amont de la rupture de pente. Au passage d'évènements suivant, le même phénomène se reproduirait en aval des dépôts précédents, une partie des dépôts de l'évènement suivant se déposant en *overlap* sur les dépôts précédents. Ce type de biseaux est marqué par une géométrie de dépôt rétrogradant sur la pente et il a été observé sur la section II du Canyon Ouest du système Sardine. A plus grande échelle il correspond au modèle de Mutti (1985) qui voit les systèmes turbiditiques retrogradé le long de la surface de *by Pass*. Sur le terrain, plusieurs zones de contre-pente ont été observées à des échelles différentes. Dans le bassin de Tabernas, au sein du système d'El Buho, deux dépressions (d'environ 150-200 m de large) ont été caractérisées le long de l'axe d'écoulement du système. Les flancs à contre pente de ces deux dépressions présentaient de mauvaises conditions d'affleurement néanmoins les géométries de dépôt observées ne présentent pas les caractéristiques de celles du Système Sardine. Bien que la continuité des bancs soit difficilement observable, aucun contact en *overlap* n'a pu être observé et les biseaux observés sur ces zones correspondraient plutôt aux biseaux en *lag deposits*. Cette différence de comportement pourrait s'expliquer par une différence des conditions hydrodynamiques des

écoulements qui dans le cas du système d'El Buho ne présenteraient pas un nombre de Froude suffisamment élevé pour former ce type de structure. Dans le cas de la formation des Grès d'Annot dans le synclinal de Peïra-Cava, trois dépressions ont également été identifiées. A la différence du bassin de Tabernas, l'extension de ces dépressions d'environ 2 km de long se rapproche des dimensions de la zone en légère dépression observée dans la section II du Canyon Ouest du système Sardine (5 km de long). Là encore, l'étude de l'évolution des dépôts à l'approche des contre-pentes ne montre pas les géométries observées dans le Système Sardine. La mise en place des dépôts au sein de ces dépressions est gouvernée à l'échelle de l'écoulement par le phénomène de *lag deposits* au passage des zones de rupture de pente et à plus grande échelle pour le modèle de dépôt en *fill and spill*.

Les études de terrain mettent en avant l'importance des conditions hydrodynamiques des écoulements qui semble un facteur de premier ordre avec la présence d'une contre pente pour former les zones de biseaux régressives.

4. Conclusions

L'objectif de ce travail était de caractériser en contexte de marge abrupte les architectures sédimentaires à l'origine des biseaux des systèmes turbiditiques sur la pente continentale et au sein des canyons. Ce travail s'est focalisé sur la compréhension des processus de construction et d'évolution des architectures en relation avec la dynamique d'érosion/dépôt des écoulements gravitaires. L'activité sédimentaire et l'architecture des systèmes développés sur les marges abruptes présentent un fort intérêt pour la recherche pétrolière, notamment depuis l'importante découverte du piège stratigraphique de Jubile (Dailly et al. 2013). Ce type d'accumulation est en effet associé à la mise en place de corps sableux épais et peu étendus qui ont un fort potentiel réservoir. Néanmoins, la question de la connexion de ces dépôts sableux avec les systèmes de canyons sur la pente continentale et l'existence d'une zone de *by-pass* en amont des dépôts du système sédimentaire du bassin est au cœur de la problématique d'efficacité de la fermeture de ce type de réservoir.

Pour répondre à cette problématique, une approche multi-échelle a été réalisée par l'étude et l'intégration de formations fossiles identifiées sur le terrain et en sismique HR. Le choix de ces zones d'étude s'est appuyé sur le caractère « escarpé » de leur pente continentale. Les formations de terrain retenues se situent dans le bassin de Tabernas au sein des séries turbiditiques du Tortonien supérieur / Messinien pré-évaporitique et dans le bassin du Sud-Est, au sein des séries turbiditiques des Grès d'Annot. Pour l'analogue sismique, la zone d'étude retenue est la marge de San Pedro (Côte d'Ivoire) et le Système Sardine au Crétacé Inférieur.

L'analyse du bassin de Tabernas a permis d'identifier deux systèmes de dépôt se développant au sein de rentrants de socle sur la marge Nord du bassin. Le système d'El Buho est caractérisé par le développement d'un système de chenaux méandriformes au sein de sa zone de canyon tandis que le système de Rio Bravo correspondrait à un analogue de système de type *slope apron*. Ces deux systèmes sont marqués par une sédimentation dominée par des écoulements cohésifs et laminaires de type coulée de débris.
Au sein de la formation des Grès d'Annot dans le synclinal de Peïra-Cava, la surface de dépôt au sommet de la formation des Marnes Bleues a été reconstituée. Cette surface est marquée

par la présence de trois dépressions dont le remplissage s'effectuerait selon le modèle de *fill and spill* de Sinclair and Tomasso (2002).
Enfin, l'étude de détail de la zone amont du Système Sardine de la marge de San Pedro a permis d'affiner le précédent modèle d'architecture et d'identifier deux canyons aux fonctionnements distincts.

Quatre modalités de biseaux amont des systèmes turbiditiques ont ainsi été définies avec :

1) le biseau par *By-pass :* Il ne s'agit pas exactement d'un biseau sédimentaire à proprement parler mais d'une zone située en amont des zones de biseaux. Les zones de *by-pass* se mettent en place sur de fortes pentes (Tableau 9). Elles peuvent être caractérisées par une absence de dépôt (*by-passing flow)* et peuvent alors constituer une zone de fermeture du système, ou elles peuvent être caractérisées par le dépôt d'une partie de la charge sédimentaire la plus grossière des écoulements (*partially by-passing flow)* et constituer une zone de faiblesse du potentiel réservoir pétrolier.

2) le biseau par *Lag deposits* : ce type de biseau se formerait au passage d'une rupture de pente entrainant le phénomène de ressaut hydraulique (Tableau 9). Au passage de la rupture de pente, l'écoulement subirait une perte de sa capacité de transport et relarguerait une partie de sa charge sédimentaire. La répétition du passage des écoulements entrainerait la construction d'une accumulation des faciès les plus grossiers des écoulements. Le biseau ainsi formé est caractérisé par des dépôts discontinus et une concentration des faciès les plus grossiers au toit de la zone de rupture de pente avec une transition longitudinale vers l'aval vers des faciès moins grossiers.

3) Le biseau par *Plunge and pool* : la formation de ce type de structure peut intervenir lors d'une diminution brusque de la pente (Tableau 9). Une partie de l'énergie de l'écoulement est alors dispersée sous forme d'une érosion du fond marin entrainant la formation d'une dépression à l'aplomb de la zone de rupture de pente et le dépôt des écoulements plus en aval de cette structure. Les *plunges and pools* peuvent aboutir à la déconnection des dépôts de bassin avec les dépôts de canyon, néanmoins la pérennité de cette déconnection est dépendante du remplissage ultérieur de la structure. Celui-ci peut s'effectuer par une sédimentation hémipélagique qui pérenniserait la déconnection ou s'effectuer par des dépôts du système turbiditique suite à un changement des conditions d'équilibre du système ne permettant plus l'érosion en bas de pente et qui rétrograderont dans la dépression ainsi formée.

4) Le biseau Régressif : Ce type de biseau peut se former par la présence d'une contre-pente et pour des écoulements présentant un nombre de Froude suffisant (>3, *asymetrical cyclic steps*), (Tableau 9). Au passage de la zone de rupture de pente, les écoulements subiraient un phénomène de *submerged hydraulic jump* entrainant la formation d'une zone érosive en amont de la rupture de pente et le dépôt des fractions les plus grossières. Au passage de l'écoulement suivant, le même phénomène se répèterait et une partie des dépôts se déposerait alors en *overlap* sur les dépôts précédents.

	Modalités de biseau des systèmes sédimentaires par				
	Rupture de pente				
	Biseau régressif	*Lags deposits*		*Plunge pool*	*By-pass*
Caractéristique de la zone de biseau	- diminution de la pente - écoulements de haute énergie	- érosion faible en bas de pente - dépôts discontinus en bas de pente	- diminution de la pente - pas d'érosion - dépôt continu	- diminution forte de pente - érosion forte en bas de pente	- forte pente - système haute énergie -confinement du système
Eléments architecturaux	- dépôts discontinus - dépôts rétrogradent sur la pente	- dépôts discontinus - structure érosive faible amplitude	- onlap d'apparence passif des réflecteurs sur l'encaissant	- zone érosive en arc de cercle visible en pied de pente	- dépôt d'une monophase sismique - pas/peu de variation dans le remplissage
Fermeture des réservoirs	- connexion entre les différents dépôts - pas de fermeture	- connexion possible entre les dépôts - fermeture par faille - fermeture par variation longitudinal de facies		- déconnexion possible des dépôts profonds avec le système sur la pente - fermeture à risque	- *bypassing flows* : fermeture dépend de la qualité de la couverture - *partially bypassing flow* : pas de fermeture
Exemple de terrain	- Système Sardine	- Système Sardine - Zone de biseau « El Buho », Espagne - Zone de biseau « Rio Bravo », Espagne - Grès d'Annot, Peïra Cava		- Grès d'Annot, Peïra Cava - Système Sardine - Onlap « El Buho », Espagne	Grès d'Annot, Peïra Cava - Système Sardine - Zone de biseau « El Buho », Espagne

Tableau 9 : Principales caractéristiques des modalités de biseaux des systèmes turbiditiques identifiés au cours de ce travail

5. Perspectives

L'étude combinée des systèmes turbiditiques des Grès d'Annot, de Tabernas et du Système Sardine a permis d'identifier et de caractériser en détails des modalités de biseaux encore peu documentée dans la littérature. Cette analyse relie l'organisation et la géométrie de ces zones de biseaux avec le phénomène de ressaut hydraulique associé à des ruptures de pente.

Cette étude a néanmoins été effectué sur des systèmes de type *sand-rich fans*. Afin d'améliorer la compréhension de la mise en place de ces zones de biseaux, une étude sur des systèmes de type *mud-rich fans* pourrait être effectuée. Devant la difficulté de trouver des exemples de terrain correspondant aux zones amont de ce type de système, seule une étude de détails sur des analogues sismiques pourrait être envisagée.

L'intégration des données photogrammétriques acquisent par drone dans le bassin de Tabernas, devrait à terme permettre la réalisation d'un modèle 3D plus réaliste du système d'El Buho. Ce modèle 3D pourrait ensuite être utilisé pour des essais de modélisation numérique et analogique de remplissage des faciès. La modélisation numérique permettrait de mieux contraindre les processus d'érosion/transport/dépôt décrits au sein du système d'El Buho, et les paramètres dynamiques des écoulements (vitesse, épaisseur, concentration) entrainant la mise en place des biseaux sédimentaires. Une telle modélisation serait contrainte par les observations de détails effectuées sur les affleurements du système d'El Buho.

Il existe de nombreuses autres modalités de piégeages stratigraphiques en amont des systèmes turbiditiques. Ce contexte de travail n'est qu'une modeste contribution à l'enrichissement des connaissances d'une question cruciale pour l'exploration pétrolière des marges. Un travail portant sur le biseau des dépôts de couverture présenterait une complémentarité avec cette étude. On peut en particulier citer le piégeage par remplissage de canyon argileux ou encore le piégeage par développement de *mass transport complex* argileux assurant la couverture amont.

Bibliographies

Abdeldayem, A. L., K. Ikehara and T. Yamazaki (2004). "Flow path of the 1993 Hokkaido-Nansei-oki earthquake seismoturbidite, southern margin of the Japan sea north basin, inferred from anisotropy of magnetic susceptibility." Geophys. J. Int. **157**: 15-24.
Abreu, V., M. Sullivan, C. Pirmez and D. Mohrig (2003). "Lateral accretion packages (LAPs): an important reservoir element in deep water sinuous channels." Marine and Petroleum Geology **20**: 631-648.
Allen, J. (1984). Development in sedimentology 30: Sedimentary structures their character and physical basis, Elsevier Science, Inc.
Allen, J. R. (1965). "A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments." Sedimentology **5**(2): 89-191.
Amy, L., B. Kneller and W. McCaffrey (2000). Evaluating the links between turbidite characteristics and gross system architecture: upscaling insights from the turbidite sheet system of Peira Cava, SE France. Deep Water Reservoirs of the World. Gulf Coast Section SEPM Foundation 20th Annual Research Conference. SEPM, Houston, TX (CD-ROM).
Amy, L. A., B. C. Kneller and W. D. McCaffrey (2007). "Facies architecture of the Grès de Peïra Cava, SE France: landward stacking patterns in ponded turbiditic basins." Journal of the Geological Society, London **164**: 143-162.
Amy, L. A., W. D. McCaffrey and B. C. Kneller (2004). The influence of a lateral basin-slope on the depositional patterns of natural and experimental turbidity currents. Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems. P. Joseph and S. A. Lomas. London, Geological Society. **221:** 311-330.
Antobreh, A., J. Faleide, F. Tsikalas and S. Planke (2009). "Rift–shear architecture and tectonic development of the Ghana margin deduced from multichannel seismic reflection and potential field data." Marine and Petroleum Geology **26**(3): 345-368.
Apps, G., F. Peel and T. Elliott (2004). "The structural setting and palaeogeographical evolution of the Grès d'Annot basin." Geological Society, London, Special Publications **221**(1): 65-96.
Attoh, K., L. Brown, J. Guo and J. Heanlein (2004). "Seismic stratigraphic record of transpression and uplift on the Romanche transform margin, offshore Ghana." Tectonophysics **378**(1-2): 1-16.
Augier, R. (2004). Evolution tardi-orogénique des Cordillères Bétiques (Espagne): apports d'une étude intégrée, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
Augier, R. (2005). Late-orogenic doming of the Névado-Filabride complex as the cause of SE Betic basins formation. Geophysical Research Abstracts.
Augier, R., L. Jolivet and F. Negro (2013). "From ductile to brittle, late-to post-orogenic evolution of the Betic Cordillera: Structural insights from the northeastern Internal zones." Bulletin de la Société Géologique de France **184**(4-5): 405-425.
Babonneau, N., A. Cattaneo, B. Savoye, G. Barjavel, J. Déverchère and K. Yelles (2012). The Kramis deep-sea fan off Western Algeria: role of sediment waves in turbiditic levee growth. Application of the Principles of Seismic Geomorphology to Continnetal-Slope and Base-of-Slope Systems: Case Studies from Seafloor and Near-Seafloor Analogues, SEPM Special Publication. **99:** 293-308.
Bagnold, R. A. (1962). Auto-suspension of transported sediment; turbidity currents. P. o. t. R. Society. London. **265:** 315-319.
Bakke, K., I. A. Kane, O. J. Martinsen, S. A. Petersen, T. A. Johansen, S. Hustoft, F. H. Jacobsen and A. Groth (2013). "Seismic modeling in the analysis of deep-water sandstone termination stylesGeohorizon." AAPG bulletin **97**(9): 1395-1419.
Bakker, H. (1991). "The structural configuration of the eastern Sierra de los Filabres, SE Spain." GEOLOGIE EN MIJNBOUW **70**(3): 287-298.
Basile, C. (2015). "Transform continental margins—part 1: Concepts and models." Tectonophysics **661**: 1-10.
Basile, C. and P. Allemand (2002). "Erosion and flexural uplift along transform faults." Geophysical Journal International **151**(2): 646-653.
Basile, C., J. Mascle, J. Benkhelil and J.-P. Bouillin (1998). 11. GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE CÔTE D'IVOIRE-GHANA TRANSFORM MARGIN: AN OVERVIEW OF LEG 159 RESULTS1. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.

Basile, C., J. Mascle, M. Popoff, J. Bouillin and G. Mascle (1993). "The Ivory Coast-Ghana transform margin: a marginal ridge structure deduced from seismic data." Tectonophysics **222**(1): 1-19.
Benkhelil, J., J. Mascle and M. Guiraud (1998). 10. SEDIMENTARY AND STRUCTURAL CHARACTERISTICS OF THE CRETACEOUS ALONG THE CÔTE D'IVOIRE-GHANA TRANSFORM MARGIN AND IN THE BENUE TROUGH: A COMPARISON1. Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific results, The Program.
Bernoulli, D. (1738). "Hydrodynamica." Dulsecker. Consultable en ligne http://imgbase-scd-ulp. u-strasbg. fr/displayimage. php.
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, Université Nice Sophia Antipolis.
Blichert-Toft, J., F. Albarede and J. Kornprobst (1999). "Lu-Hf isotope systematics of garnet pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: implications for basalt origin." Science **283**(5406): 1303-1306.
Bodelle, J. (1971). Les formations nummulitiques de l'arc de Castellane, BRGM.
Bouillin, J., M. Durand-Delga and P. Olivier (1986). "Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stages." The origin of arcs **21**: 281-304.
Bouma, A. H. (1962). Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, Elsevier.
Bourget, J., S. Zaragosi, N. Ellouz-zimmermann, N. Mouchot, T. Garlan, J. l. Schneider, V. Lanfumey and S. Lallemant (2011). "Turbidite system architecture and sedimentary processes along topographically complex slopes: the Makran convergent margin." Sedimentology **58**(2): 376-406.
Boussac, J. (1912). Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin, Imprimerie nationale.
Braga, J. C., J. M. Martín and C. Quesada (2003). "Patterns and average rates of late Neogene–Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain." Geomorphology **50**(1-3): 3-26.
Broucke, O. (2003). Intéractions déformation-sedimentation en contexte de sédimentation gravitaire. Exemples sismiques (marge angolaise) et de terrain (Grès d'Annot), Thèse de l'Université de Rennes 1.
Callec, Y. (2001). La déformation synsédimentaire des bassins paléogènes de l'Arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint-Antonin), Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
Calvert, A., E. Sandvol, D. Seber, M. Barazangi, S. Roecker, T. Mourabit, F. Vidal, G. Alguacil and N. Jabour (2000). "Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: constraints from travel time tomography." Journal of Geophysical Research: Solid Earth **105**(B5): 10871-10898.
Cartigny, M. J., D. Ventra, G. Postma and J. H. Den Berg (2014). "Morphodynamics and sedimentary structures of bedforms under supercritical-flow conditions: New insights from flume experiments." Sedimentology **61**(3): 712-748.
Cartigny, M. J., D. Ventra, G. Postma and J. H. van Den Berg (2014). "Morphodynamics and sedimentary structures of bedforms under supercritical-flow conditions: new insights from flume experiments." Sedimentology **61**(3): 712-748.
Cartigny, M. J. B., G. Postma, J. H. Van Den Berg and D. R. Mastbergen (2011). "A comparative study of sediment waves and cyclic steps based on geometries, internal structures and numerical modeling." Marine Geology **280**: 40-56.
Chalouan, A., A. Michard, K. El Kadiri, F. Negro, D. F. de Lamotte, J. Soto and O. Saddiqi (2008). The Rif Belt. Continental evolution: the geology of Morocco, Springer**:** 203-302.
Clarke, J. E. H. (2016). "First wide-angle view of channelized turbidity currents links migrating cyclic steps to flow characteristics." Nature communications **7**: 11896.
Clarke, J. H., S. Brucker, J. Muggah, I. Church, D. Cartwright, P. Kuus, T. Hamilton, D. Pratomo and B. Eisan (2012). The Squamish ProDelta: monitoring active landslides and turbidity currents. Canadian Hydrographic Conference 2012, Proceedings.
Clauzon, G. and J.-l. Rubino (1995b). Pliocène Gilbert type fan delta in the almeria basin (Southeastern Spain) : interaction between eustacy and tectonics. IAS - 16th Regional Meeting of Sedimentology. Aix les bains.
Clauzon, G., J. Rubino and P. Casero (1997). "Regional modalities of the Messinian Salinity Crisis in the framework of two phases model." Neogene Basins of the Mediterranean Region: Controls and Correlation in Space and Time: 44-46.

Clauzon, G., J.-P. Suc, D. Do Couto, G. Jouannic, M. C. Melinte-Dobrinescu, L. Jolivet, F. Quillévéré, N. Lebret, L. Mocochain and S.-M. Popescu (2015). "New insights on the Sorbas Basin (SE Spain): the onshore reference of the Messinian Salinity Crisis." Marine and Petroleum Geology **66**: 71-100.
Comas, M., V. García-Dueñas and M. J. Jurado (1992). "Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data." Geo-Marine Letters **12**(2-3): 157-164.
Comas, M., J. Platt, J. Soto and A. Watts (1999). 44. The origin and tectonic history of the Alboran Basin: insights from Leg 161 results. Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results.
Conesa, G. (1997). "Géométrie et biosédimentologie d'une plate-forme carbonatée messinienne (Bassin de Sorbas, Sud-Est de l'Espagne)." Th~ se Universit6 Aix-Marseille.
Cossey, S. and K. Kleverlaan (1995). Heterogeneity within a sand-rich submarine fan, Tabernas Basin, Spain. Atlas of Deep Water Environments, Springer**:** 157-161.
Crespo-Blanc, A. (1995). "Interference pattern of extensional fault systems: a case study of the Miocene rifting of the Alboran basement (North of Sierra Nevada, Betic Chain)." Journal of Structural geology **17**(11): 1559-1569.
Crespo-Blanc, A. and D. F. de Lamotte (2006). "Structural evolution of the external zones derived from the Flysch trough and the South Iberian and Maghrebian paleomargins around the Gibraltar arc: a comparative study." Bulletin de la Société géologique de France **177**(5): 267-282.
Crespo-Blanc, A., M. Orozco and V. Garcia-Dueñas (1994). "Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault systems." Tectonics **13**(1): 78-88.
Cronin, B. T. (1995). "Structurally-controlled deep sea channel courses: examples from the Miocene of southeast Spain and the Alboran Sea, southwest Mediterranean." Geological Society, London, Special Publications **94**(1): 115-135.
Curray, J. R. and D. G. Moore (1971). "Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation in the Himalayas." Geological Society of America Bulletin **82**(3): 563-572.
Dabrio, C. (1990). Fan-delta facies associations in late Neogene and Quaternary basins of southeastern Spain. Coarse-grained deltas, Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. **10:** 91-112.
Dailly, P., T. Henderson, E. Hudgens, K. Kanschat and P. Lowry (2013). "Exploration for Cretaceous stratigraphic traps in the Gulf of Guinea, West Africa and the discovery of the Jubilee Field: a play opening discovery in the Tano Basin, Offshore Ghana." Geological Society, London, Special Publications **369**(1): 235-248.
Daly, R. A. (1936). "Origin of submarine canyons." American Journal of Science(186): 401-420.
Darros De Matos, R. M. (2000). "Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic." Atlantic Rifts and continental margins: 331-354.
Davies, G. R., P. H. Nixon, D. G. Pearson and M. Obata (1993). "Tectonic implications of graphitized diamonds from the Ronda, peridotite massif, southern Spain." Geology **21**(5): 471-474.
de Galdeano, C. S. (1985). "Estructura del borde oriental de la Sierra de Gádor (zona Alpujárride, Cordilleras Béticas)." Acta geológica hispánica **20**(2): 145-154.
de Galdeano, C. S., S. Shanov, J. Galindo-Zaldívar, A. Radulov and G. Nikolov (2010). "A new tectonic discontinuity in the Betic Cordillera deduced from active tectonics and seismicity in the Tabernas Basin." Journal of Geodynamics **50**(2): 57-66.
De Galdeano, C. S. and J. A. Vera (1992). "Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain." Basin Research **4**(1): 21-35.
De Jong, K. (1991). Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain)-with implications for the dynamics of extension and compression in the western Mediterranean area, Verlag nicht ermittelbar.
de Matos, R. M. D. (1999). "History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa." Geological Society, London, Special Publications **153**(1): 55-73.
Dewey, J., M. Helman, S. Knott, E. Turco and D. Hutton (1989). "Kinematics of the western Mediterranean." Geological Society, London, Special Publications **45**(1): 265-283.
Dewey, J. F., W. C. PITMAN III, W. B. Ryan and J. Bonnin (1973). "Plate tectonics and the evolution of the Alpine system." Geological society of America bulletin **84**(10): 3137-3180.

Do Couto, D. (2014). Evolution géodynamique de la Mer d'Alboran par l'étude des bassins sédimentaires, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
Do Couto, D., C. Gumiaux, R. Augier, N. Lebret, N. Folcher, G. Jouannic, L. Jolivet, J. P. Suc and C. Gorini (2014). "Tectonic inversion of an asymmetric graben: insights from a combined field and gravity survey in the Sorbas basin." Tectonics **33**(7): 1360-1385.
Dott, R. H. (1963). "Dynamics of subaqueous gravity depositional processes." American Association of Petroleum Geologists Bulletin **47**(1): 104-128.
Doyle, P., A. Mather, M. R. Benett and M. A. Bussel (1996). "Miocene barnacle assemblages from southern Spain and their palaeoenvironmental significance." Lethaia **29**(3): 267-274.
Du Fornel, E., P. Joseph, G. Desaubliaux, R. Eschard, F. Guillocheau, O. Lerat, C. Muller, C. Ravenne and K. Sztrakos (2004). "The southern Grès d'Annot outcrops (French Alps): an attempt at regional correlation." Geological Society, London, Special Publications **221**(1): 137-160.
Duggen, S., K. Hoernle, P. van den Bogaard and D. Garbe-Schönberg (2005). "Post-collisional transition from subduction-to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere." Journal of Petrology **46**(6): 1155-1201.
Duggen, S., K. Hoernle, P. van den Bogaard and C. Harris (2004). "Magmatic evolution of the Alboran region: the role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis." Earth and Planetary Science Letters **218**(1): 91-108.
Durand–Delga, M. and J. Fontbote (1980). Le cadre structurale de la Méditerranée occidentale. Publ. 26e Congr. géol. intern. Paris, colloque C 5, thème C–5–2 Les chaînes peri–méditerranéennes, 71–101. Paris.
Egeler, C. (1964). "On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain)." Geologische Rundschau **53**(1): 260-269.
Egeler, C. G. and O. J. Simon (1969). Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). Etude basée sur les recherches dans le secteur compris entre Almeria et Vélez Rubio [par] Cornelis Geoffrey Egeler et OJ Simon, North-Holland Publishing Company.
Elliot, T. (2000). "Megaflute erosion surfaces and the initiation of turbidite channels." Geology **28**(2): 119-122.
Elliott, T., G. Apps, H. Davies, M. Evans, G. Ghibaudo and R. Graham (1985). A structural and sedimentological traverse through the Tertiary foreland basin of the external Alps of south-east France. International Symposium on Foreland Basins. International Association of Sedimentologists, Excursion guide book, Fribourg.
Embley, R. W. (1980). "The role of mass transport in the distribution and character of deep-ocean sediments with special reference to the North Atlantic." Marine Geology **38**(1-3): 23-50.
Etheve, N. (2016). Le bassin de Valence à la frontière des domaines ibérique et méditerranéen: évolution tectonique et sédimentaire du mésozoïque au cénozoïque, Cergy-Pontoise.
Etienne, S. (2012). Caractérisation architecturale haute-résolution des lobes turbiditiques sableux confinés : Exemple de la formation des grès d'Annot (Eocène-Oligocène, SE France). Docteur, Bordeaux 1.
Faccenna, C., C. Piromallo, A. Crespo-Blanc, L. Jolivet and F. Rossetti (2004). "Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs." Tectonics **23**(1).
Ferry, J., N,, R. Castilla and E. Massini (2015). "Internal report "Synthèse thématique exploration: Marge Abrupte, Golfe de Guinée - Marge ouest africaine." Total **5**(synthèse structurale): 63-75.
Fisher, R. V. (1983). "Flow transformations in sediment gravity flows." Geology **11**(5): 273-274.
Flinch, J. F., A. W. Bally and S. Wu (1996). "Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera of Spain." Geology **24**(1): 67-70.
Ford, M., W. Lickorish and N. Kusznir (1999). "Tertiary foreland sedimentation in the Southern Subalpine Chains, SE France: a geodynamic appraisal." Basin research **11**(4): 315-336.
Forel, F.-A. (1887). Le ravin sous-lacustre du Rhône dans le Lac Léman, Impr. L. Corbaz.
Fries, G. and O. Parize (2003). "Anatomy of ancient passive margin slope systems: Aptian gravity-driven deposition on the Vocontian palaeomargin, western Alps, south-east France." Sedimentology **50**(6): 1231-1270.

Frizon de Lamotte, D., C. Raulin, N. Mouchot, J. C. Wrobel-Daveau, C. Blanpied and J. C. Ringenbach (2011). "The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes." Tectonics **30**(3).
Frondo, J. A. (2018). La déformation des series turbiditiques du bassin de Tabernas au Tortonien : consequence des contraintes régionales ou de la tectonique gravitaire ? Master, Université de Lausannee.
Fukushima, Y., G. Parker and H. M. Pantin (1985). "Prediction of ignitive turbidity currents in Scripps submarine canyon." Marine Geology **67**: 55-81.
Funiciello, F., C. Faccenna, D. Giardini and K. Regenauer-Lieb (2003). "Dynamics of retreating slabs: 2. Insights from three-dimensional laboratory experiments." Journal of Geophysical Research: Solid Earth **108**(B4).
Galindo-Zaldivar, J., F. Gonzalez-Lodeiro and A. Jabaloy (1989). "Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain)." Geodinamica Acta **3**(1): 73-85.
García-Dueñas, V., J. Balanyá and J. Martínez-Martínez (1992). "Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran basin (Betics) and their tectonic implications." Geo-Marine Letters **12**(2-3): 88-95.
García-Dueñas, V., J. Martinez Martinez, M. Orozco and J. Soto (1988). "Plis-nappes, cisaillements syn- à post-métamorphiques et cisaillement ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filábrides (Cordillères Bétiques, Espagne)." Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre **307**(11): 1389-1395.
García-Hernández, M., A. López-Garrido, P. Rivas, C. Sanz de Galdeano and J. A. Vera (1980). "Mesozoic palaeogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera."
Garcia, D., P. Joseph, B. Maréchal and J. Moutte (2004). "Patterns of geochemical variability in relation to turbidite facies in the Grès d'Annot Formation." Geological Society, London, Special Publications **221**(1): 349-365.
Garcia, M. and G. Parker (1989). "Experiments on hydraulic jumps in turbidity currents near a canyon-fan transition." Science **245**(4916): 393-396.
Garcia, M. H. (1994). "Depositional turbidity currents laden with poorly sorted sediment." Journal of Hydraulic Engineering **120**(11): 1240-1263.
García, M. H. (1993). "Hydraulic jumps in sediment-driven bottom currents." Journal of Hydraulic Engineering **119**(10): 1094-1117.
Garcia, M. O. and D. M. Hull (1994). "Turbidites from giant Hawaiian landslides: Results from Ocean Drilling Program Site 842." Geology **22**: 159-162.
Gardiner, A. R. (2006). "The variability of turbidite sandbody pinchout and its impact on hydrocarbon recovery in stratigraphically trapped fields." Geological Society, London, Special Publications **254**(1): 267-287.
Gardner, J. V., D. B. Prior and M. E. Field (1999). "Humboldt Slide - a large shear-dominated retrogressive slope failure." Marine Geology **154**: 323-338.
Garziglia, S., S. Migeon, E. Ducassou, L. Loncke and J. Mascle (2008). "Mass-transport deposits on the Rosetta province (NW Nile Dea-sea turbidite system, Egyptian margin): characteristics, distribution, and potential causal processes." Marine Geology **250**: 180-198.
Gee, M. J. R., D. G. Masson, A. B. Watts and P. A. Allen (1999). "The Saharian debris flow: an insight into the mechanics of long runout submarine debris flows." Sedimentology **46**: 317-335.
Hampton, M. A. (1972). "The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents." Journal of Sedimentary Petrology **42**(4): 775-793.
Haughton, P. D. (2000). "Evolving turbidite systems on a deforming basin floor, Tabernas, SE Spain." Sedimentology **47**(3): 497-518.
Haughton, P. D. W., C. Davis, W. D. McCaffrey and S. Barker (2009). "Hybrid sediment gravity flows deposits - Classification, origin and significance." Marine and Petroleum Geology **26**: 1900-1918.
Hebeda, E., N. Boelrijk, H. Priem, E. T. Verdurmen, R. Verschure and O. Simon (1980). "Excess radiogenic Ar and undisturbed Rb-Sr systems in basic intrusives subjected to Alpine metamorphism in southeastern Spain." Earth and Planetary Science Letters **47**(1): 81-90.

Hesse, R. (1975). "Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins." Sedimentology **22**(3): 387-416.
Hilton, V. (1995). Sandstone architecture and facies from the Annot Basin of the Tertiary SW Alpine foreland basin, SE France. Atlas of Deep Water Environments, Springer**:** 227-235.
Hiscott, R. N. (1994). "Traction-carpet stratification in turbidites-Fact or fiction?" Journal of Sedimentary Research **A64**(2): 204-208.
Hjulstrom, F. (1955). "Transportation of detritus by moving water."
Hodgson, D. M. (2002). Tectono-stratigraphic evolution of a Neogene oblique extensional orogenic basin, southeast Spain.
Hodgson, D. M. and P. D. Haughton (2004). "Impact of syndepositional faulting on gravity current behaviour and deep-water stratigraphy: Tabernas-Sorbas Basin, SE Spain." Geological Society, London, Special Publications **222**(1): 135-158.
Hurst, A., I. Verstralen, B. Cronin and A. Hartley (1999). "Sand-rich fairways in deep-water clastic reservoirs: genetic units, capturing uncertainty, and a new approach to reservoir modeling." AAPG bulletin **83**(7): 1096-1118.
Ineson, J. (1989). "Coarse-grained submarine fan and slope apron deposits in a Cretaceous back-arc basin, Antarctica." Sedimentology **36**(5): 793-819.
Ivaldi, J.-P. (1974). "Origines du matériel détritique des séries «Grès d'Annot» d'après les données de la Thermoluminescence (TLN et TLA)." Geologie Alpine **50**: 75-98.
Jabaloy, A., J. Galindo-Zaldívar and F. González-Lodeiro (1992). "The Mecina Extensional System: its relation with the post-Aquitanian piggy-back basins and the paleostresses evolution (Betic Cordilleras, Spain)." Geo-Marine Letters **12**(2-3): 96-103.
John, B. S. (2000). The role of transform faulting in the formation of hydrocarbon traps in the Gulf of Guinea, West Africa, Vanco Energy Company.
Johnson, C., N. Harbury and A. J. Hurford (1997). "The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordillera (SE Spain)." Tectonics **16**(2): 189-204.
Johnson, D. (1938). "the origin of submarine canyons." Journal of Geomorphology **1**: 230-243.
Jolivet, L. and C. Faccenna (2000). "Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision." Tectonics **19**(6): 1095-1106.
Jolivet, L., C. Faccenna, B. Goffé, E. Burov and P. Agard (2003). "Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens." American Journal of Science **303**(5): 353-409.
Jopling, A. V. and E. V. Richardson (1966). "Backset bedding developed in shooting flow in laboratory experiments." Journal of Sedimentary Research **36**(3): 821-825.
Joseph, P., Y. Callec and M. Ford (2012). "Dynamic controls on sedimentology and reservoir architecture in the Alpine foreland basin—A field guide to the Eocene-Oligocene Gres d'Annot Turbidite System of SE France." France, IFP Energies Nouvelles e-books.
Joseph, P. and S. A. Lomas (2004). Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems: an introduction. Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems. P. Joseph and S. A. Lomas. London, Geological Society. **221:** 1-17.
JÚNIOR, A. V. S., J. B. S. Costa and Y. Hasui (2008). "Evolução da margem atlântica equatorial do Brasil: Três fases distensivas." Geociências (São Paulo) **27**(4): 427-437.
Kane, I. A., W. D. McCaffrey and O. J. Martinsen (2009). "Allogenic vs. autogenic controls on megaflute formation." Journal of Sedimentary Research **79**(9): 643-651.
Kennedy, J. F. and R. C. Koh (1961). "The relation between the frequency distributions of sieve diameters and fall velocities of sediment particles." Journal of Geophysical Research **66**(12): 4233-4246.
Kerckhove, C. (1964). "Mise en évidence d'une à caractère d'"olistostrome" au sommet des grès d'Annot (Nummlitique autochtone) sur le pourtour des nappes de l'Ubaye (Alpes franco-italiennes : Basses-Alpes, Alpes maritime, province de Cuneo." Travaux du laboratoire de Géologie de Grenoble **39, 4742-4745**.
Kerckhove, C. (1975). "Sédimentation chaotique et tectogenèse: les olistostromes des nappes de l'Embrunnais-Ubaye (Alpes occidentales françaises)." 9dme Congr. Int. S~ diment., Thdrne **4**: 195-203.

Kesse, G. (1986). "Oil and gas possibilities on-and offshore Ghana."
Kleverlaan, K. (1989). "Three distinctive feeder-lobe systems within one time slice of the Tortonian Tabernas fan, SE Spain." Sedimentology **36**(1): 25-45.
Klitgord, K. (1986). "Plate kinematics of the central Atlantic." The Western North Atlantic Region.
Kneller, B. (1995). "Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction." Geological Society, London, Special Publications **94**(1): 31-49.
Kneller, B. C. (1995). Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. Characterization of Deep Marine Clastic Systems. A. J. Hartley and D. J. Prosser, Geological Society Special Publication. **94:** 31-49.
Kneller, B. C. and M. J. Branney (1995). "Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands." Sedimentology **42**: 607-616.
Kneller, B. C. and M. J. Branney (1995). "Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands." Sedimentology **42**(4): 607-616.
Kolla, V., H. Posamentier and L. Wood (2007). "Deep-water and fluvial sinuous channels—Characteristics, similarities and dissimilarities, and modes of formation." Marine and Petroleum Geology **24**(6-9): 388-405.
Komar, P. D. (1971). "Hydraulic Jumps in Turbidity Currents." Geological Society of America Bulletin **82**: 1477-1488.
Komar, P. D. (1973). "Continuity of Turbidity Current Flow and Systematic Variations in Deep-Sea Channel Morphology." Geological Society of America Bulletin **84**: 3329-3338.
Koopmans, J. (2012). Age and origin of Megabeds in the Tabernas basin (Upper Miocene, SE Spain).
Kuenen, P. H. (1937). "Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons." Leidse Geol. Meded **8**: 327-335.
Kuenen, P. H. (1964). "Deep-sea sands and ancient turbidites." Developments in sedimentology **3**: 3-33.
Kuenen, P. H. (1966). "Matrix of turbidites: experimental approach." Sedimentology **7**(4): 267-297.
Kuenen, P. H., A. Faure-Muret, M. Lanteaume and P. Fallot (1957). "Observations sur les flyschs des Alpes-Maritimes françaises et italiennes." Bull. Soc. Géol. Fr **6**: 4-26.
Kuenen, P. H. and C. Migliorini (1950). "Turbidity currents as a cause of graded bedding." The Journal of Geology: 91-127.
Labails, C., J.-L. Olivet, D. Aslanian and W. R. Roest (2010). "An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean." Earth and Planetary Science Letters **297**(3-4): 355-368.
Lanteaume, M., B. Beaudoin and R. Campredon (1967). Figures sédimentaires du flysch "grès d'Annot" du synclinal de Peïra Cava, CNRS.
Laval, A., M. Cremer, P. Beghin and C. Ravenne (1988). "Density surges: two-dimensional experiments." Sedimentology **35**: 73-84.
Le Pichon, X. and P. J. Fox (1971). "Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the North Atlantic." Journal of Geophysical Research **76**(26): 6294-6308.
Lee, H. J., J. P. M. Syvitski, G. Parker, D. L. Orange, J. Locat, E. W. H. Hutton and J. Imran (2002). "Distinguishing sediment waves from slope failure deposits: field examples, including the "Humboldt slide", and modelling results." Marine Geology **192**: 79-104.
Lee, S. E., L. A. Amy and P. J. Talling (2004). The character and origin of thick base-of-slope sandstone units of the Peïra Cava outlier, SE France. Deep-Water Sedimentation in the Alpine basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems. P. Joseph and S. A. Lomas. London, Geological Society. **221:** 331-347.
Lee, S. E., P. J. Talling, G. G. Ernst and A. J. Hogg (2002). "Occurrence and origin of submarine plunge pools at the base of the US continental slope." Marine Geology **185**(3-4): 363-377.
Loi, F. (2015). "Stratigraphie des processus gravitaires sous-marins dans le Tortonien supérieur-Messinien inférieur du Bassin de Tabernas, Espagne." Université Pierre et Marie Curie **Master 2 Lithosphère Bassin Pétrole**.
Lonergan, L. (1991). Structural evolution of the Sierra Espuna, Betic Cordillera, SE Spain, University of Oxford.

Lonergan, L. and J. P. Platt (1995). "The Malaguide-Alpujarride boundary: a major extensional contact in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain." Journal of Structural Geology **17**(12): 1655-1671.
Lonergan, L. and N. White (1997). "Origin of the Betic-Rif mountain belt." Tectonics **16**(3): 504-522.
Lowe, D. R. (1982). "Sediment gravity flows: II. depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents." Journal of Sedimentary Petrology **52**(1): 279-297.
Luthi, S. (1981). "Experiments on non-channelized turbidity currents and their deposits." Marine Geology **40**: M59-M68.
Magee, C., C. L. Jackson and N. Schofield (2014). "Diachronous sub-volcanic intrusion along deep-water margins: Insights from the Irish Rockall Basin." Basin Research **26**(1): 85-105.
Martínez-Martínez, J. and J. Azañón (1997). "Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system." Tectonics **16**(2): 205-225.
Martínez-Martínez, J., J. Soto and J. Balanyá (2002). "Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain)." Tectonics **21**(3).
Martinez Martinez, J. and J. Soto (2018). Styles of extensional tectonics in Central Betics. AAPG workshop series. Granada.
Marzo, M. and C. Puigdefàbregas (2009). Alluvial sedimentation, John Wiley & Sons.
Mascle, J., E. Blarez and M. Marinho (1988). "The shallow structures of the Guinea and Ivory Coast-Ghana transform margins: their bearing on the Equatorial Atlantic Mesozoic evolution." Tectonophysics **155**(1-4): 193-209.
Mascle, J., P. Lohmann and P. Clift (1997). "Development of a passive transform margin: Côte d'Ivoire–Ghana transform margin–ODP Leg 159 preliminary results." Geo-Marine Letters **17**(1): 4-11.
McCaffrey, W. D. and B. C. Kneller (2001). "Process controls on the development of stratigraphic trap potential on the margins of confined turbidite systems and aids to reservoir evaluation." AAPG Bulletin **85**(6): 971-988.
Menard, H. W. (1955). "Deep-sea channels, topography and sedimentation." American Association of Petroleum Geologists Bulletin(39): 236-255.
Menard, H. W. (1964). Marine geology of the Pacific.
Menard, H. W. and J. C. Ludwick (1951). "Applications of hydraulics to the study of marine turbidity currants." Society of Economic Paleontologists and Mineralogists **Special Publication**(2): 2-13.
Mercier de Lépinay, M. (2016). Inventaire mondial des marges transformantes et évolution tectonosédimentaire des plateaux de Demerara et de Guinée, Oceanography, Thèse de Doctorat, Université de Perpignan Via Domitia, Perpignan.
Middleton, G. V. (1970). Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. Flysch sedimentology in North America. J. Lajoie, The Geological Association of Canada Special Paper. **7:** 253-272.
Middleton, G. V. and W. J. Neal (1989). "Experiments on the thickness of beds deposited by turbidity currents." Journal of Sedimentary Petrology **59**(2): 297-307.
Migeon, S. (2000). Dunes géantes et levées sédimentaires en domaine marin profond : Approches morphologique, sismique et sédimentologique. Implications pour la reconnaissance des processus de transport et de dépôt des sédiments et pour la formation de corps sableux en domaine profond. PhD, Université Bordeaux I.
Migeon, S., A. Cattaneo, V. Hassoun, A. Dano and E. Ruellan (2012). Failure processes and gravity-flow transformation revealed by high-resolution AUV swath bathymetry on the Nice continental slope (Ligurian Sea). Submarine Mass Movements and their Consequences. Y. Yamada, K. Kawamura, K. Ikehara et al., Springer**:** 451-461.
Migeon, S., A. Cattaneo, V. Hassoun, C. Larroque, B. Mercier de Lepinay, N. Corradi and F. Fanucci (2009). Submarine instabilities along the Ligurian Margin (NW Mediterranean): types, distribution and causes. Seafloor Mapping for Geohazard Assessment, Ischia, Rendiconti online della Società Geologica Italiana.
Migeon, S., E. Ducassou, Y. Le Gonidec, P. Rouillard, J. Mascle and M. Revel-Rolland (2010). "Lobe construction and sand/mud segregation by turbidity currents and debris flows on the western Nile deep-sea fan (Eastern Mediterranean)." Sedimentary Geology **229**: 124-143.

Migeon, S., T. Mulder, B. Savoye and F. Sage (2012). "Hydrodynamic processes, velocity structure and stratification in natural turbidity currents: Results inferred from field data in the Var Turbidite System." Sedimentary Geology **245-246**: 48-62.
Migeon, S., B. Savoye and J.-C. Faugères (2000). "Quaternary development of migrating sediment waves in the Var deep-sea fan: distribution, growth pattern, and implication for levee evolution." Sedimentary Geology **133**: 265-293.
Migeon, S., B. Savoye, E. Zanella, T. Mulder, J.-C. Faugères and O. Weber (2001). "Detailed seismic-reflection and sedimentary study of turbidite sediment waves on the Var Sedimentary Ridge (SE France): significance for sediment transport and deposition and for the mechanisms of sediment-wave construction." Marine and Petroleum Geology **18**: 179-208.
Mitchell, N. C. (2006). "Morphologies of knickpoints in submarine canyons." Geological Society of America Bulletin **118**(5/6): 589-605.
Mohrig, D., K. X. Whipple, M. Hondzo, C. Ellis and G. Parker (1998). "Hydroplaning of subaqueous debris flows." GSA Bulletin **110**(3): 387-394.
Montel, J. (2000). "Preservation of old U-Th-Pb ages in shielded monazite; example from the Beni Bousera Hercynian kinzigites (Morocco)." J. metamorphic Geol. **18**: 335-342.
Montenat, C. and P. O. d'Estevou (1999). "The diversity of Late Neogene sedimentary basins generated by wrench faulting in the Eastern Betic Cordillera, SE Spain." Journal of Petroleum Geology **22**(1): 61-80.
Montenat, C., P. O. d'Estevou and P. Masse (1987). "Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain)." Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine **11**: 1-22.
Moulin, M., D. Aslanian and P. Unternehr (2010). "A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean." Earth-Science Reviews **98**(1-2): 1-37.
Mulder, T. and J. Alexander (2001). "Abrupt change in slope causes variation in the deposit thickness of concentrated particle-driven density currents." Marine Geology **175**: 221-235.
Mulder, T. and J. Alexander (2001). "The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits." Sedimentology **48**(2): 269-299.
Mulder, T. and P. Cochonat (1996). "Classification of offshore mass movements." Journal of sedimentary research **66**(1): 43-57.
Mulder, T., B. Savoye, J. Syvitski and O. Parize (1997). "Des courants de turbidité hyperpycnaux dans la tête du canyon du Var? Données hydrologiques et observations de terrain." Oceanolica Acta **20**(4): 607-626.
Murray, J., A. F. Renard and J. Gibson (1891). Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of HMS Challenger in the years 1872 to 1876, Printed for HM Stationery off., by Neill and company.
Mutti, E. (1977). "Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain)." Sedimentology **24**: 107-131.
Mutti, E. (1985). Turbidite systems and their relations to depositional sequences. Provenance of arenites, Springer**:** 65-93.
Mutti, E. (1992). "Turbidite sandstones: AGIP-Istituto di Geologia Universitadi Parma." San Donato Milanese.
Mutti, E., G. Davoli, S. Mora and L. Papani (1994). Internal stacking patterns of ancient turbidite systems from collisional basins. Submarine fans and turbidite systems: Gulf Coast Section SEPM Proceedings, 15th Annual Research Conference.
Mutti, E. and W. R. Normark (1987). Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. Marine clastic sedimentology, Springer**:** 1-38.
Mutti, E. and W. R. Normark (1991). An integrated approach to the study of turbidite systems. Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems. P. Weimer and M. H. Link. New York, Springer-Verlag**:** 75-106.
Mutti, E. and F. Ricci Lucchi (1974). "La signification de certaines unites sequentielles dans les series a turbidites." Bulletin de la Societe geologique de France **7**(6): 577-582.
Mutti, E. and F. Ricci Lucchi (1978). "Turbidites of the Northern Apennines: Introduction to facies analysis." International Geology Review **20**: 125-166.

Nakajima, T. and M. Satoh (2001). "The formation of large mudwaves by turbidity currents on the levees of the Toyama deep-sea channel, Japan Sea." Sedimentology **48**: 435-463.
Nelson, C. H., C. Escutia, C. Goldfinger, E. Karabanov, J. Gutierrez-Pastor, M. De Batist, B. Kneller, O. Martinsen and B. McCaffrey (2009). "External controls on modern clastic turbidite systems: three case studies." External Controls on Deep-Water Depositional Systems: SEPM, Special Publication **92**: 57-76.
Nemčok, M., A. Henk, R. Allen, P. Sikora and C. Stuart (2013). "Continental break-up along strike-slip fault zones; observations from the Equatorial Atlantic." Geological Society, London, Special Publications **369**(1): 537-556.
Nemčok, M., A. Henk and M. Molčan (2016). "The role of pre-break-up heat flow on the thermal history of a transform margin." Geological Society, London, Special Publications **431**(1): 249-271.
Nesteroff, W. (1961). "La "sequence type" dans les turbidites terrigènes modernes." Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique **4**: 263-268.
Nguyen Cong, N. (2006). Restauration des propriétés mécaniques originelles des sédiments repris en glissements synsédimentaires (slumping), Paris, ENMP.
Normark, W. R. (1978). "Fan Valleys, Channels, and Depositional Lobes on Modern Submarine Fans: Characters for Recognition of Sandy Turbidite Environments." The American Association of Petroleum Geologists Bulletin **62**(6): 912-931.
Normark, W. R., H. Posamentier and E. Mutti (1993). "Turbidite systems: state of the art and future directions." Reviews of Geophysics **31**(2): 91-116.
Nürnberg, D. and R. D. Müller (1991). "The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present." Tectonophysics **191**(1-2): 27-53.
Odonne, F., P. Callot, E.-J. Debroas, T. Sempere, G. Hoareau and A. Maillard (2011). "Soft-sediment deformation from submarine sliding: Favourable conditions and triggering mechanisms in examples from the Eocene Sobrarbe delta (Ainsa, Spanish Pyrenees) and the mid-Cretaceous Ayabacas Formation (Andes of Peru)." Sedimentary Geology **235**(3-4): 234-248.
Ott d'Estevou, P. and C. Montenat (1990). "Le bassin de Sorbas-Tabernas." Less Bassins Neogenes du Domaine Betique Orientale (Espagne). Doc. et Trav. IGAL, Paris: 101-128.
Pantin, H. G. (2001). Experimental evidence for autosuspension. Particulate Gravity Currents. R. McCaffrey, B. C. Kneller and J. Peakall, Special Publications of the International Association of Sedimentologists. **31:** 189-205.
Pantin, H. M. and M. C. Franklin (2009). "Predicting autosuspension in steady turbidity flow: ignition points and their relation to Richardson Numbers." Journal of Sedimentary Research **79**(12): 862-871.
Paola, C. and J. M. Martin (2012). "Mass-balance effects in depositional systems." Journal of Sedimentary Research **82**(6): 435-450.
Pascual Molina, A. (1997). "La Cuenca Neogena de Tabernas (Cordilleras Beticas)." Doctoral, Universidad de Granada, Granada **345**.
Peakall, J., B. McCaffrey and B. Kneller (2000). "A process model for the evolution, morphology, and architecture of sinuous submarine channels." Journal of Sedimentary Research **70**: 434-448.
Pickering, K., J. Clark, R. Smith, R. Hiscott, F. R. Lucchi and N. Kenyon (1995). Architectural element analysis of turbidite systems, and selected topical problems for sand-prone deep-water systems. Atlas of deep water environments, Springer**:** 1-10.
Pickering, K., D. Stow, M. Watson and R. Hiscott (1986). "Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments." Earth-Science Reviews **23**(2): 75-174.
Pickering, K. T. and V. C. Hilton (1998). Turbidite systems of southeast France, Vallis Pr.
Pickering, K. T. and R. N. Hiscott (1985). "Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis." Sedimentology **32**: 373-394.
Pickering, K. T., R. N. Hiscott and F. J. Hein (1989). Deep-marine environments: clastic sedimentation and tectonics, Allen & Unwin Australia.
Pickering, K. T., D. M. Hodgson, E. Platzman, J. D. Clark and C. Stephens (2001). "A new type of bedform produced by backfilling processes in a submarine channel, late Miocene, Tabernas-Sorbas basin, SE Spain." Journal of Sedimentary Research **71**(5): 692-704.

Pierson, T. C. and K. M. Scott (1985). "Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow." Water resources research **21**(10): 1511-1524.
Piper, D., C. Pirmez, P. Manley, D. Long, R. Flood, W. Normark and W. Showers (1997). Mass-transport deposits of the Amazon Fan. PROCEEDINGS-OCEAN DRILLING PROGRAM SCIENTIFIC RESULTS, NATIONAL SCIENCE FOUNDATION.
Piper, D. J. W. (1978). Turbidite muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. Sedimentation in submarine canyons, fans, and trenches. D. J. Stanley and G. Kelling**:** 163-176.
Piper, D. J. W., C. Pirmez, P. L. Manley, D. Long, R. D. Flood, W. R. Normark and W. Showers (1997). Mass-transport deposits of the Amazon Fan. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus and L. C. Peterson. **155:** 109-146.
Piper, D. J. W., A. N. Shor, J. A. Farre, S. O'Connell and R. Jacobi (1985). "Sediment slides and turbidity currents on the Laurentian Fan: sidescan sonar investigations near the epicenter of the 1929 Grand Banks earthquake." Geology **13**: 538-541.
Platt, J. (2007). "From orogenic hinterlands to Mediterranean-style back-arc basins: a comparative analysis." Journal of the Geological Society **164**(2): 297-311.
Platt, J., S. Allerton, A. Kirker, C. Mandeville, A. Mayfield, E. Platzman and A. Rimi (2003). "The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc." Tectonics **22**(3).
Platt, J., S. Kelley, A. Carter and M. Orozco (2005). "Timing of tectonic events in the Alpujárride Complex, Betic Cordillera, southern Spain." Journal of the Geological Society **162**(3): 451-462.
Platt, J., J. I. Soto, M. Whitehouse, A. Hurford and S. Kelley (1998). "Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean." Tectonics **17**(5): 671-689.
Platt, J. and R. Vissers (1980). "Extensional structures in anisotropic rocks." Journal of Structural Geology **2**(4): 397-410.
Platt, J. and R. Vissers (1989). "Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc." Geology **17**(6): 540-543.
Platt, J. and M. Whitehouse (1999). "Early Miocene high-temperature metamorphism and rapid exhumation in the Betic Cordillera (Spain): evidence from U–Pb zircon ages." Earth and Planetary Science Letters **171**(4): 591-605.
Poisson, A., J.-L. Morel, J. Andrieux, M. Coulon, R. Wernli and C. Guernet (1999). "The origin and development of Neogene basins in the SE Betic Cordillera (SE Spain): a case study of the Tabernas-Sorbas and Huercal Overa basins." Journal of Petroleum Geology **22**(1): 97-114.
Popescu, S. M. (2015). "Analyse biostratigraphique de 14 échantillons du bassin de Tabernas, espagne."
Postma, G. (1979). Preliminary note on a significant sequence in conglomeratic flows of a mass-transport dominated fan-delta (Lower Pliocene, Almeria Basin, SE Spain), NV Noord-Hollandsche Uitgevers Maatschappij.
Postma, G. (1984). "Mass-flow conglomerates in a submarine canyon: Abrioja fan-delta, Pliocene, southeast Spain."
Postma, G. (1984). "Slump and their deposits in fan delta front and slope." Geology **12**: 27-30.
Postma, G. (1990). "An analysis of the variation in delta architecture." Terra Nova **2**(2): 124-130.
Postma, G., K. Kleverlaan and M. J. Cartigny (2014). "Recognition of cyclic steps in sandy and gravelly turbidite sequences, and consequences for the Bouma facies model." Sedimentology **61**(7): 2268-2290.
Postma, G. and T. B. Roep (1985). "Resedimented conglomerates in the bottomsets of Gilbert-type gravel deltas." Journal of Sedimentary Research **55**(6): 874-885.
Prather, B., F. Keller and M. Chapin (2000). Hierarchy of deep-water architectural elements with reference to seismic resolution: Implications for reservoir prediction and modeling depositional systems. Global deep-water reservoirs: Gulf Coast Section SEPM Foundation 20th Annual Bob F. Perkins Research Conference.
Pratson, L. F., J. Imran, G. Parker, J. P. Syvitski and E. Hutton (2000). "AAPG Memoir 72/SEPM Special Publication No. 68, Chapter 6: Debris Flows vs. Turbidity Currents: a Modeling Comparison of Their Dynamics and Deposits."

Priem, H., N. Boelrijk, E. Hebeda and R. Verschure (1966). "Isotopic age determinations on tourmaline granite-gneisses and a metagranite in the eastern Betic Cordilleras (southeastern Sierra de los Filabres), SE Spain." Geologie en Mijnbouw **45**: 184-187.
Prior, D. B., B. Bornhold and M. Johns (1984). "Depositional characteristics of a submarine debris flow." The Journal of Geology **92**(6): 707-727.
Prior, D. B. and B. D. Bornhold (1989). "Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta." Sedimentology **36**(6): 1053-1076.
Puga, E., A. D. De Federico and J. M. Nieto (2002). "Tectonostratigraphic subdivision and petrological characterisation of the deepest complexes of the Betic zone: a review." Geodinamica Acta **15**(1): 23-43.
Ravenne, C. and P. Beghin (1983). "Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins." Revue de l'Institut Français du Pétrole **38**(3): 279-297.
Ravenne, C., R. Vially, P. Riché and P. Trémolières (1987). "Sédimentation et tectonique dans le bassin marin Eocène supérieur-Oligocène des Alpes du Sud." Revue de l'Institut Français du Pétrole **42**(5): 529-553.
Reading, H. G. and M. Richards (1994). "Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system." AAPG Bulletin **78**(5): 792-822.
Richards, M. and M. Bowman (1998). "Submarine fans and related depositional systems II: variability in reservoir architecture and wireline log character." Marine and Petroleum Geology **15**(8): 821-839.
Richards, M., M. Bowman and H. Reading (1998). "Submarine-fan systems I: characterization and stratigraphic prediction." Marine and Petroleum Geology **15**(7): 689-717.
Richardson, S. E., R. J. Davies, M. B. Allen and S. F. Grant (2011). "Structure and evolution of mass transport deposits in the South Caspian Basin, Azerbaijan." Basin Research **23**(6): 702-719.
Romagny, A., P. Münch, J.-J. Cornée, M. Corsini, A. Azdimousa, M. Melinte-Dobrinescu, H. Drinia, M. Bonno, N. Arnaud and P. Monie (2014). "Late Miocene to present-day exhumation and uplift of the Internal Zone of the Rif chain: Insights from low temperature thermochronometry and basin analysis." Journal of Geodynamics **77**: 39-55.
Rosenbaum, G., G. S. Lister and C. Duboz (2002). "Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene." Journal of the Virtual Explorer **8**: 107-130.
Rubino, J.-L., L. Mercier, L. Daghdevirenian, S. Migeon, R. Bousquet, O. Broucke, F. Raisson, P. Joseph, R. Deschamp and P. Imbert (2017). The Schistes à Blocs Fm: the ultimate member of the Annot Sandstones in the Southern Alps (France); slope gullies or canyon system? EGU General Assembly Conference Abstracts.
Rubino, J.-l., J.-P. Suc, D. Do Couto, C. Gorini, L. Jolivet, F. Estrada and B. Alonso (2018). Almeria Pliocène Gilbert delta, relationships with the Messinian Salinity Crisis and offshore evolution. AAPG regional conference. Granada.
Rupke, N. (1978). Deep clastic seas. Sedimentary environments and facies, Blackwell Oxford**:** 372-415.
Rupke, N. A. and D. J. Stanley (1974). "Distinctive properties of turbiditic and hemipelagic mud layers in the Algero-Balearic Basin, western Mediterranean Sea."
Sage, F., C. Basile, J. Mascle, B. Pontoise and R. Whitmarsh (2000). "Crustal structure of the continent–ocean transition off the Cote d'Ivoire–Ghana transform margin: implications for thermal exchanges across the palaeotransform boundary." Geophysical Journal International **143**(3): 662-678.
Sahabi, M., D. Aslanian and J.-L. Olivet (2004). "Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central." Comptes Rendus Geoscience **336**(12): 1041-1052.
Salles, L. (2010). "Contrôles structuraux en 3 dimensions de la sédimentation turbiditique dans les chaînes plissées: exemple des Grès d'Annot (Sud Est de la France)." Institut National Polytechnique de Lorraine.
Salles, L., M. Ford, P. Joseph, C. Le Carlier De Veslud and A. Le Solleuz (2011). "Migration of a synclinal depocentre from turbidite growth strata: the Annot syncline, SE France." Bulletin de la Société géologique de France **182**(3): 199-220.
Sánchez-Gómez, M., J. Balanyá, V. García-Dueñas and J. Azañón (2002). "Intracrustal tectonic evolution of large lithosphere mantle slabs in the western end of the Mediterranean orogen (Gibraltar arc)." Journal of the Virtual Explorer **8**: 23-34.

Sánchez-Vizcaíno, V. L., D. Rubatto, M. T. Gómez-Pugnaire, V. Trommsdorff and O. Müntener (2001). "Middle Miocene high-pressure metamorphism and fast exhumation of the Nevado-Filábride Complex, SE Spain." Terra Nova **13**(5): 327-332.
Sawyer, D. E., P. B. Flemings, B. Dugan and J. T. Germaine (2009). "Retrogressive failures recorded in mass transport deposits in the Ursa Basin, Northern Gulf of Mexico." Journal of Geophysical Research: Solid Earth **114**(B10).
Scott, K. M. (1988). "Origins, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River system."
Shanmugam, G. (2000). "50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models-a critical perspective." Marine and Petroleum Geology **17**: 285-342.
Shanmugam, G., R. B. Bloch, S. M. Mitchell, G. W. J. Beamish, R. J. Hodgkinson, J. E. Damuth, T. Straume, S. E. Syvertsen and K. E. Shields (1995). "Basin-Floor Fans in the North Sea: Sequence Stratigraphic Models vs. Sedimentary Facies." AAPG Bulletin **79**(4): 477-512.
Shanmugam, G. and R. Moiola (1994). An unconventional model for the deep-water sandstones of the Jackfork Group (Pennsylvanian), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. Submarine fans and turbidite systems: Gulf Coast Section of SEPM 15th Annual Research Conference.
Simons, D. B. and E. V. Richardson (1966). Resistance to flow in alluvial channels, US Government Printing Office.
Sinclair, H. (1997). "Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins: The role of the passive margin versus slab breakoff." Geology **25**(12): 1123-1126.
Sinclair, H. (2000). "Delta-fed turbidites infilling topographically complex basins: a new depositional model for the Annot Sandstones, SE France." Journal of Sedimentary Research **70**(3): 504-519.
Sinclair, H. D. and M. Tomasso (2002). "Depositional evolution of confined turbidite basins." Journal of Sedimentary Research **72**(4): 451-456.
Sissingh, W. (2008). "Punctuated Neogene tectonics and stratigraphy of the African-Iberian plate-boundary zone: Concurrent development of Betic-Rif basins (southern Spain, northern Morocco)." Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw **87**(4): 241-289.
Smith, G. A. and D. R. Lowe (1991). "Lahars: Volcano Hydrologic-Events and Deposition in the Debris Flow—Hyperconcentrated Flow Continuum."
Smith, R. and P. Joseph (2004). "Onlap stratal architectures in the Gres d'Annot: Geometric models and controlling factors." Geological Society, London, Special Publications **221**(1): 389-399.
Smith, R. and N. Møller (2003). "Sedimentology and reservoir modelling of the Ormen Lange field, mid Norway." Marine and Petroleum Geology **20**(6-8): 601-613.
Soares, E. F., P. V. Zalán, J. Figueiredo and I. Trosdtorf Jr (2007). "Bacia do Pará-Maranhão." Boletim de Geociencias da PETROBRAS **15**(2): 321-330.
Sobiesiak, M. S., B. Kneller, G. I. Alsop and J. Milana (2018). "Styles of basal interaction beneath mass transport deposits." Marine and Petroleum Geology.
Sohn, Y. K. (1997). "On traction-carpet sedimentation." Journal of Sedimentary Research **67**: 502-509.
Sohn, Y. K., C. W. Rhee and B. C. Kim (1999). "Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, northwestern part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea." The Journal of Geology **107**(1): 111-132.
Soria, J., J. Fernández and C. Viseras (1999). "Late Miocene stratigraphy and palaeogeographic evolution of the intramontane Guadix Basin (Central Betic Cordillera, Spain): implications for an Atlantic–Mediterranean connection." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **151**(4): 255-266.
Soulet, Q. (2016). Typologie, architecture et évolution des systèmes silicoclastiques des marges abruptes. Analyse comparée de la marge Ligure au Plio-Quaternaire et de la marge San-Pedro au Crétacé supérieur, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
Spinewine, B., O. E. Sequeiros, M. H. Garcia, R. T. Beaubouef, T. Sun, B. Savoye and G. Parker (2009). "Experiments on wedge-shaped deep sea sedimentary deposits in minibasins and/or on channel levees emplaced by turbidity currents. Part II. Morphodynamic evolution of the wedge and of the associated bedforms." Journal of Sedimentary Research **79**(8): 608-628.
Stanley, D. G. (1963). "Vertical petrographic variability in Annot sandstone turbidites; some preliminary observations and generalizations." Journal of Sedimentary Research **33**(3): 783-788.

Stanley, D. J. (1961). Etudes sédimentologiques des grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux, Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble.
Stanley, D. J. (1965). "Heavy minerals and provenance of sands in flysch of central and southern French Alps." AAPG Bulletin **49**(1): 22-40.
Stanley, D. J. (1975). Submarine canyon and slope sedimentation (Grès d'Annot) in the French Maritime Alps. IX International Congress of Sedimentology, Nice, France.
Stanley, D. J. (1982). "Welded slump-graded sand couplets: evidence for slide generated turbidity currents." Geo-Marine Letters **2**: 149-155.
Stetson, H. C. and J. F. Smith (1938). "Behavior of suspension currents and mud slides on the continental slope." American Journal of Science(205): 1-13.
Stevenson, C. J., C. A.-L. Jackson, D. M. Hodgson, S. M. Hubbard and J. T. Eggenhuisen (2015). "Deep-water sediment bypass." Journal of Sedimentary Research **85**(9): 1058-1081.
Stow (1986). "Deep clastics seas." H.G. Reading(EDS), Sedimentary Environments and Facies, Blackwell Scientific Publications, Oxford: 398-444.
Stow, D. A., C. D. Bishop and S. J. Mills (1982). "Sedimentology of the Brae Oilfield, North Sea: fan models and controls." Journal of Petroleum Geology **5**(2): 129-148.
Stow, D. A. and M. Mayall (2000). "Deep-water sedimentary systems: new models for the 21st century." Marine and Petroleum Geology **17**(2): 125-135.
Stow, D. A. V. and J. P. B. Lowell (1979). "Contourites: Their recognition in modern and ancient sediments." Earth-Science Reviews **14**: 251-291.
Sumner, E. J., P. J. Talling, L. A. Amy, R. B. Wynn, C. J. Stevenson and M. Frenz (2012). "Facies architecture of individual basin-plain turbidites: Comparison with existing models and implications for flow processes." Sedimentology **59**(6): 1850-1887.
Surlyk, F. (1978). "Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks:(Jurassic-Cretaceous boundary, East Greenland)." Bulletin Grønlands Geologiske Undersøgelse **128**.
Taki, K. and G. Parker (2005). "Transportational cyclic steps created by flow over an erodible bed. Part 1. Experiments." Journal of Hydraulic Research **43**(5): 488-501.
Torres-Roldán, R., G. Poli and A. Peccerillo (1986). "An Early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Alboran Sea—Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean." Geologische Rundschau **75**(1): 219-234.
Torres-Roldan, R. L. (1979). "The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, southern Spain); its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost Alpine Belt." American Journal of Science **279**(1): 19-51.
Turner, C. C. and P. J. Allen (1991). "The Central Brae Field, Block 16/7a, UK North Sea." Geological Society, London, Memoirs **14**(1): 49-54.
Vassoevich, N. B. (1951). "Les conditions de la formation du Flysch." B.R.G..G.M. -S.I.G.(1954, 237).
Vera, J. (2000). "El Terciario de la Cordillera Bética: estado actual de conocimientos." Rev. Soc. Geol. España **13**(2): 345-373.
Vissers, R., J. Platt and D. Van der Wal (1995). "Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: a lithospheric view." Tectonics **14**(4): 786-803.
Walker, R. G. (1978). "Deep-water sandstones facies and ancien submarine fans: Model for stratigraphic traps." AAPG Bulletin **62**: 932-966.
Watson, M. (1981). "Submarine fan deposits of the Upper Ordovician–Lower Silurian Milliners Arm Formation." New World Island, Newfoundland: Ph. D. thesis, Oxford University, Oxford **290**.
Weijermars, R., T. Roep, B. Van den Eeckhout, G. Postma and K. Kleverlaan (1985). "Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almeria, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain)." Geologie en Mijnbouw **64**: 397-411.
Wynn, R. B., D. J. Piper and M. J. Gee (2002). "Generation and migration of coarse-grained sediment waves in turbidity current channels and channel–lobe transition zones." Marine Geology **192**(1-3): 59-78.
Xu, J., F. L. Wong, R. Kvitek, D. P. Smith and C. K. Paull (2008). "Sandwave migration in Monterey submarine canyon, Central California." Marine Geology **248**(3-4): 193-212.

Yokokawa, M., K. Hasegawa, S. Kanbayashi and N. Endo (2010). "Formative conditions and sedimentary structures of sandy 3D antidunes: an application of the gravel step-pool model to fine-grained sand in an experimental flume." Earth Surface Processes and Landforms **35**(14): 1720-1729.
Zalan, P. V., E. P. Nelson, J. E. Warme and T. L. Davis (1985). "The Piaui basin: rifting and wrenching in an Equatorial Atlantic transform basin."
Zeck, H., F. Albat, B. Hansen, R. Torres-Roldán, A. García-Casco and A. Martín-Algarra (1989). "A 21±2 Ma age for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, south Spain." Tectonophysics **169**(1-3): 215-220.