



**HAL**  
open science

**Typologie, architecture et origine des structures  
d'émission de fluides et leurs interactions avec les  
processus sédimentaires et tectoniques. Exemple de la  
Méditerranée Orientale**

Flore Mary

► **To cite this version:**

Flore Mary. Typologie, architecture et origine des structures d'émission de fluides et leurs interactions avec les processus sédimentaires et tectoniques. Exemple de la Méditerranée Orientale. Sciences de la Terre. Sorbonne Université, 2018. Français. NNT : 2018SORUS031 . tel-02111044

**HAL Id: tel-02111044**

**<https://theses.hal.science/tel-02111044>**

Submitted on 25 Apr 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.

# Sorbonne Université

Ecole doctorale 398 - Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement

*ISTeP - Géoazur*

## **Typologie, architecture et origine des structures d'émission de fluides et leurs interactions avec les processus sédimentaires et tectoniques.**

*Exemple de la Méditerranée Orientale*

Par Flore MARY

Thèse de doctorat de Géologie marine

Dirigée par Sébastien MIGEON et Elia d'ACREMONT

Présentée et soutenue publiquement le 8 juin 2018

Devant un jury composé de :

- |   |                        |
|---|------------------------|
| - Anne DUPERRET, Maître de conférences, UMR LOMC, Le Havre    | Rapporteur             |
| - Marina RABINEAU, Directrice de recherche, UMR LOG, Plouzané | Rapporteur             |
| - Éric DEVILLE, Professeur, IFP School, Rueil-Malmaison       | Examineur              |
| - Stéphanie DUPRÉ, Chercheur, Ifremer, Plouzané               | Examineur              |
| - Christian GORINI, Professeur, UMR iSTeP, Paris              | Examineur              |
| - Patrice IMBERT, Ingénieur, TOTAL S.A., Pau                  | Examineur              |
| - Elia d'ACREMONT, Maître de conférences, UMR iSTeP, Paris    | Co-directrice de thèse |
| - Sébastien MIGEON, Professeur, UMR Géoazur, Sophia-Antipolis | Directeur de thèse     |
| - Christian BLANPIED, Ingénieur, TOTAL S.A., Paris            | Invité                 |
| - Alain RABAUTE, Professeur associé, UMR iSTeP, Paris         | Invité                 |

## Avant-propos

---

Ce travail de thèse s'inscrit dans le Groupe de Recherche Industrie (GRI) Téthys Sud qui rassemble l'entreprise TOTAL, partenaire financier industriel, et différentes universités et laboratoires de recherche européens (Université Pierre et Marie Curie, Université de Barcelone, Université de Bretagne Occidentale, Université de Cergy-Pontoise, OGS Trieste, Géoazur). Différentes thématiques de recherches appliquées au domaine méditerranéen ont été abordées au cours de ce GRI au travers de plusieurs projets de recherches (stages de master, thèses doctorat, projets postdoctoraux). Les différentes thématiques portaient entre autres sur des études géodynamique, paléogéographique et stratigraphique des bassins occidentaux et orientaux et sur l'analyse des échappements de fluides dans le bassin oriental correspondant à ma thèse de doctorat. Ce GRI a permis la mise en commun de bases de données académiques et industrielles et l'échange d'expertises scientifiques durant 3 années.

Au cours de cette thèse, deux stages de master 2 ont été réalisés par Roxanne Rusch (Architectures et processus de formation des volcans de boue : apport de la sismique 3D) et Mélissa Kouassi (Architecture et processus de formation des volcans de boue sur la marge nilotique). Ces deux études ont apporté des éléments qui ont été intégrés aux résultats de cette thèse.

---

## Résumé

---

Depuis le début des années 80, les progrès technologiques de l'imagerie des fonds marins et l'exploration des marges continentales ont permis de découvrir et d'étudier de nombreuses morphologies du fond marin témoignant de la circulation des fluides dans la colonne sédimentaire et de leur expulsion. En Méditerranée orientale, plus de 500 volcans de boue potentiels ont été identifiés dans divers contextes géodynamique, y compris des marges actives (Prisme d'Accrétion Calabrais et Ride Méditerranéenne) et des marges passives (Delta Sous-Marin du Nil).

Ces structures présentent différentes morphologies et architectures : coniques, avec ou sans caldera (vide ou rempli de saumure), à sommet plat, de formes circulaires à allongées. Ils présentent également différentes signatures de rétrodiffusion, de faciès sismiques.

Dans cette étude des volcans de boue, nous proposons une méthode d'analyse innovante combinant une approche statistique automatisée incluant la détection et l'analyse de paramètres morphométriques avec une étude géologique classique. Nous avons utilisé un vaste jeu de données académiques et industrielles homogènes, comprenant de la bathymétrie multifaisceaux, la réflectivité acoustique, la sismique réflexion 2D / 3D et des carottages sédimentaires à l'échelle de la Méditerranée Orientale.

Il ressort de cette analyse que le mécanisme de formation des volcans de boue est directement lié à une contrainte locale ou régionale pouvant avoir une origine tectonique ou gravitaire.

Différents paramètres géologiques conditionnant les dimensions et formes des volcans de boue ont été étudiés permettant de proposer un modèle original de formation des volcans de boue. La conception de ce modèle, qui se veut générique, permet de regrouper les paramètres constitutifs d'un système de volcan de boue en trois étapes spatiales, depuis la couche source jusqu'à l'expression superficielle.

Mots-clés : Méditerranée Orientale, Volcans de boue, Détection automatique, Sismique 3D.

---

## Abstract

---

Since the early 80s, technological advances of seabed imagery and exploration of continental margins allowed to discover and study numerous seabed features recording fluid circulation within the sediment column. In the Eastern Mediterranean, more than 500 potential mud volcanoes were identified in various tectonics settings, including active margins (Calabrian accretionary prism and Mediterranean ridge) and passive margin (Nile deep-sea fan).

These structures exhibit different morphologies and architectures representing end members: conical, with or without a caldera (empty or filled-up with a brine lake), to flat top, circular to elongate. They also present numerous backscatter and seismic signatures.

In this study of mud volcanoes, we propose an innovative method of analysis combining an automated statistical approach including detection and analysis of morphometric parameters together with a classical geological study. We used broad homogenous academic and industrial dataset including multibeam bathymetry, acoustic backscatter, 2D/3D seismic reflection, and sediment cores at the scale of Eastern Mediterranean sea.

The analysis of these parameters shows that the mechanism of formation of the mud volcanoes is directly related to a local or regional constrain that may have a tectonic or gravitational origin.

Various geological parameters conditioning the size and shape of mud volcanoes have been studied and lead to propose an original model for the formation of mud volcanoes. The design of this model, which is intended to be generic, makes it possible to group the constituent parameters of a mud volcano system in three spatial stages, from the source layer to the superficial expression.

Keywords: Eastern Mediterranean, Mud volcanoes, Automated selection, 3D Seismic.

# Table des matières

## Avant-propos 2

## Résumé 3

## Abstract 4

## Introduction générale .....12

## Partie I Généralités .....15

### 1. Les systèmes de fluides « froids » .....16

#### 1.1. Introduction ..... 16

##### 1.1.1. Une source de fluides ..... 20

##### 1.1.2. Processus de migration des fluides ..... 20

###### 1.1.2.1. La suppression de fluides ..... 20

###### 1.1.2.2. La migration de fluides ..... 21

##### 1.1.3. Les marqueurs de la circulation/expulsion de fluides ..... 22

###### 1.1.3.1. Marqueurs dans la colonne d'eau ..... 23

###### 1.1.3.2. Marqueurs sur le fond de mer ..... 24

###### 1.1.3.3. Marqueurs dans la colonne sédimentaire ..... 26

#### 1.2. Les systèmes de mobilisation sédimentaire : les volcans de boue ..... 26

##### 1.2.1. Domaine extrusif : le volcan de boue ..... 28

###### 1.2.1.1. Le matériau expulsé : la brèche argileuse ..... 28

###### 1.2.1.2. Caractéristiques morphologiques ..... 30

###### 1.2.1.3. Activité des volcans de boue ..... 33

###### 1.2.1.3.1. Evolution temporelle des volcans de boue ..... 35

###### 1.2.1.3.2. Facteurs contrôlant l'activité des volcans de boue ..... 36

###### 1.2.1.4. Classification des volcans de boue ..... 36

##### 1.2.2. Domaine intrusif ..... 38

###### 1.2.2.1. Architecture du système de plomberie ..... 38

###### 1.2.2.2. Modèles architecturaux du domaine intrusif ..... 41

###### 1.2.2.2.1. Les diapirs d'argile ..... 42

###### 1.2.2.2.2. Les diatrèmes ..... 43

1.2.2.3.	Les complexes de conduits de boue.....	44
1.2.2.4.	Chambre de boue.....	46
1.2.3.	Source.....	47
1.2.4.	Mécanisme de mobilisation sédimentaire.....	47
1.2.4.1.	La liquéfaction.....	47
1.2.4.2.	La fracturation hydraulique.....	48
1.2.4.3.	La fluidisation.....	48
<b>1.3.</b>	<b>Les systèmes d'expulsion de fluides.....</b>	<b>49</b>
1.3.1.	Constructions carbonatées.....	50
1.3.2.	<i>Pockmarks</i> .....	51
1.3.2.1.	<i>Pockmarks</i> communs.....	51
1.3.2.1.1.	Caractéristiques morphologiques et sismiques.....	52
1.3.2.1.2.	Modèles de formation des <i>pockmarks</i> communs.....	54
1.3.2.1.3.	Origine et structures enfouies associées.....	58
1.3.2.1.4.	Facteurs de contrôle de l'activité des <i>pockmarks</i> .....	62
1.3.2.2.	<i>Pockmarks</i> à hydrate.....	63
1.3.2.2.1.	Caractéristiques morphologiques et sismiques.....	63
1.3.2.2.2.	Modèles de formation des <i>pockmarks</i> à hydrates.....	65
1.3.2.2.3.	Origines et structures associées.....	66
<b>1.4.</b>	<b>Architectures coniques des structures perçantes.....</b>	<b>67</b>
<b>1.5.</b>	<b>Conclusion.....</b>	<b>71</b>
<b>2.</b>	<b>Contexte géologique régional.....</b>	<b>73</b>
<b>2.1.</b>	<b>Cadre régional.....</b>	<b>73</b>
<b>2.2.</b>	<b>Histoire géodynamique du bassin oriental.....</b>	<b>74</b>
<b>2.3.</b>	<b>Cinématique actuelle.....</b>	<b>81</b>
<b>2.4.</b>	<b>Domaines structuraux en Méditerranée Orientale.....</b>	<b>83</b>
2.4.1.	Physiographie de la Méditerranée Orientale.....	83
2.4.2.	Les différents domaines structuraux.....	84
2.4.2.1.	Le prisme Calabrais.....	85
2.4.2.2.	La Ride Méditerranéenne.....	90
2.4.2.3.	La marge passive Libyo-égyptienne.....	99
<b>2.5.</b>	<b>La place des sorties de fluides en Méditerranée Orientale.....</b>	<b>104</b>
2.5.1.	Prisme Calabrais.....	112
2.5.1.1.	Présentation générale des travaux réalisés sur les volcans de boue dans le Prisme Calabrais.....	112
2.5.1.2.	Exemple de volcan de boue : Madonna dello Ionio.....	114
2.5.1.3.	Hypothèses sur l'origine des volcans de boue du Prisme Calabrais.....	117

2.5.2.	Ride Méditerranéenne.....	118
2.5.2.1.	Présentation générale des travaux réalisés sur les volcans de boue sur la Ride Méditerranéenne	118
2.5.2.2.	Exemple de volcan de boue : Napoli.....	124
2.5.2.3.	Hypothèses sur l'origine et l'activité des volcans de boue de la Ride Méditerranéenne	127
2.5.3.	Delta Sous-Marin du Nil.....	131
2.5.3.1.	Les volcans de boue .....	132
2.5.3.1.1.	Les volcans de boue de la pente supérieure .....	132
2.5.3.1.2.	Les cônes de boue de la Province Occidentale .....	135
2.5.3.2.	Les <i>pockmarks</i> et monts carbonatés .....	138
2.5.3.3.	Hypothèse sur l'origine des sorties de fluides du DSMN.....	140

## **Synthèse bibliographique.....142**

## **Partie II Données et méthodes.....147**

### **3. Données disponibles pour l'étude .....148**

<b>3.1.</b>	<b>Origine des données disponibles pour l'étude .....</b>	<b>148</b>
3.1.1.	Campagne océanographique CIRCEE-HR .....	148
3.1.2.	Campagne océanographique M112.....	149
<b>3.2.</b>	<b>Bathymétrie multifaisceaux et réflectivité.....</b>	<b>150</b>
3.2.1.	Principe général d'acquisition des sondeurs multifaisceaux.....	150
3.2.1.1.	Bathymétrie .....	151
3.2.1.2.	Réflectivité .....	151
3.2.2.	Données de sondeur multifaisceaux disponibles pour l'étude .....	152
3.2.3.	Apport et limites des données de sondeur multifaisceaux dans le cadre de l'étude.....	156
<b>3.3.</b>	<b>Sismique réflexion .....</b>	<b>157</b>
3.3.1.	Principe général d'acquisition de la sismique réflexion marine .....	157
3.3.2.	Données de sismique réflexion disponibles pour l'étude.....	158
3.3.2.1.	Sismique réflexion 2D.....	158
3.3.2.2.	Sismique réflexion 3D.....	159
3.3.3.	Apports et limites des données de sismique réflexion dans le cadre de l'étude.....	160
<b>3.4.</b>	<b>Carottes sédimentaires.....</b>	<b>160</b>
3.4.1.	Principe d'acquisition .....	160
3.4.2.	Données de carottage disponibles pour l'étude.....	161
3.4.3.	Analyses réalisées sur les carottes disponibles .....	162

3.4.3.1.	Prélèvement des eaux interstitielles par la méthode Rhizon sur les carotte CIRCEE ..	162
3.4.3.2.	Lavage des clastes .....	162
3.4.4.	Apports et limites des données de carottage dans le cadre de l'étude.....	164
<b>4.</b>	<b>Méthodologie.....</b>	<b>165</b>
<b>4.1.</b>	<b>Conception de la base de données .....</b>	<b>166</b>
4.1.1.	Compilation des données de pétrologie sédimentaire.....	166
<b>4.2.</b>	<b>Approche « naturaliste » des volcans de boue .....</b>	<b>168</b>
4.2.1.	Cartographie manuelle des volcans de boue .....	168
4.2.2.	Cartographie manuelle des zones de réflectivité associées aux volcans de boue .....	169
4.2.3.	Apports et limites de la cartographie manuelle des volcans de boue.....	169
<b>4.3.</b>	<b>Approche quantitative des volcans de boue .....</b>	<b>170</b>
4.3.1.	Définition des critères morphométriques et de réflectivité caractérisant les volcans de boue	170
4.3.2.	Protocole de sélection automatique de forme et de réflectivité .....	173
4.3.2.1.	Sélection automatique de forme .....	174
4.3.2.2.	Sélection automatique de réflectivité .....	179
4.3.2.1.	Apports et limites de la cartographie automatique .....	181
4.3.3.	Regroupement des critères d'identification .....	181
4.3.3.1.	Regroupement des données acoustiques .....	181
4.3.3.2.	Regroupement des données acoustiques et de sédimentologie.....	182
4.3.3.3.	Définition du critère de proximité de brèches argileuses .....	182
4.3.3.4.	Définition du critère de regroupement des structures (champ).....	183
4.3.4.	Variables morpho-métriques discriminantes .....	184
<b>4.4.</b>	<b>Contexte morpho-structural des volcans de boue .....</b>	<b>187</b>
<b>4.5.</b>	<b>Approche subsurface par la sismique réflexion 3D.....</b>	<b>187</b>
4.5.1.	Pointé du fond de mer .....	187
4.5.2.	Cartes d'attributs sismiques .....	187
4.5.2.1.	Les attributs de surface.....	188
4.5.2.2.	Les attributs de volume .....	188

## **Partie III Résultats – Les sorties de fluides en Méditerranée Orientale .....191**

<b>5.</b>	<b>Typologie des volcans de boue.....</b>	<b>192</b>
-----------	---	------------

<b>5.1.</b>	<b>Analyse morpho-bathymétrique, acoustique et lithologique des volcans de boue.....</b>	<b>192</b>
5.1.1.	Définition de classes « naturalistes » .....	194
5.1.2.	Analyse des classes « naturalistes » : correspondance de classes .....	197
5.1.3.	Distribution géographique des classes « naturalistes » .....	199
5.1.4.	Apports et limites de la classification « naturaliste ».....	202
<b>5.2.</b>	<b>Analyse des volcans de boue par méthode de discrimination automatisée</b>	<b>206</b>
5.2.1.	Résultats de la sélection automatique de forme .....	207
5.2.2.	Couplage des formes sélectionnées et des données de réflectivité .....	213
5.2.3.	Définition d'un indice de confiance et distribution des structures identifiées .....	214
<b>5.3.</b>	<b>Caractérisations morphométriques des volcans de boue identifiés.</b>	<b>218</b>
5.3.1.	Caractérisation des dimensions des volcans de boue identifiés .....	218
5.3.2.	Relation entre les dimensions des structures et le contexte géologique.....	220
5.3.3.	Caractérisation de la forme des volcans de boue .....	221
5.3.4.	Relation entre la forme des volcans de boue et le contexte géologique.....	228
5.3.5.	Corrélation des paramètres morphométriques .....	230
5.3.6.	Relation entre les regroupements morphométriques et le contexte géologique.....	235
<b>5.4.</b>	<b>Discussion et conclusions partielles.....</b>	<b>236</b>
5.4.1.	Dimensions des volcans de boue .....	237
5.4.2.	Influence du champ de contraintes sur les morphologies des volcans de boue .....	241
5.4.3.	Origine de la dépression sommitale de certain volcan de boue .....	241
<b>6.</b>	<b>Contexte morpho-structural des sorties de fluides .....</b>	<b>244</b>
<b>6.1.</b>	<b>Marges actives.....</b>	<b>247</b>
6.1.1.	Domaines morpho-bathymétriques .....	247
6.1.1.1.	Front de déformation externe – ( <i>Frontal deformation</i> ) (A).....	250
6.1.1.2.	Sous-domaine de transition externe – ( <i>Transitional external domain</i> ) (B) .....	250
6.1.1.3.	Secteur tabulaire du sous-domaine central – ( <i>Tabular central province</i> ) (C) .....	252
6.1.1.4.	Crête de la ride du sous-domaine central – ( <i>Crest of the wedge</i> ) (D).....	253
6.1.1.5.	Plateau interne – ( <i>Inner plateau</i> ) (E).....	255
6.1.1.6.	Bassins d'avant-arc – ( <i>Fore-arc basin</i> ) (F) .....	259
6.1.1.7.	Butoir continental – ( <i>Backstop</i> ).....	260
6.1.2.	Organisation morpho-structurale des prismes d'accrétion.....	260
6.1.3.	Distribution spatiale des sorties de fluides sur les prismes d'accrétion .....	263
<b>6.2.</b>	<b>Marge passive Libyo-égyptienne.....</b>	<b>270</b>
6.2.1.	Province Occidentale .....	271

6.2.2.	Province Centrale.....	272
6.2.3.	Distribution spatiale des volcans de boue sur la marge Libyo-égyptienne.....	276
<b>6.3.</b>	<b>Discussion et conclusions partielles.....</b>	<b>280</b>
6.3.1.	Distribution spatiale des volcans de boue.....	280
6.3.1.	Distribution spatiale des <i>pockmarks</i> et encroûtements carbonatés.....	283

## **Partie IV Résultats - Les systèmes de volcan de boue de la Province Centrale du DSMN285**

<b>7.</b>	<b>Mud Volcano System on the Central Nile Deep-Sea Fan.....</b>	<b>286</b>
<b>7.1.</b>	<b>Introduction.....</b>	<b>287</b>
<b>7.2.</b>	<b>Regional setting.....</b>	<b>289</b>
<b>7.3.</b>	<b>Data and method.....</b>	<b>292</b>
<b>7.4.</b>	<b>Results.....</b>	<b>293</b>
7.4.1.	Tectono-stratigraphic features.....	293
7.4.1.1.	Regional seismic sequences.....	293
7.4.1.2.	Structural elements.....	294
7.4.1.2.1.	Regional deep fault.....	294
7.4.1.2.2.	Pre-messinian structures.....	295
7.4.1.2.3.	Gravity sliding system.....	295
7.4.2.	Mud Volcano Systems.....	297
7.4.2.1.	Seafloor expression of mud volcanoes.....	297
7.4.2.2.	Subsurface architecture of MVSs.....	301
7.4.2.2.1.	Seismically chaotic column.....	301
7.4.2.2.2.	Secondary chaotic columns.....	301
7.4.2.2.3.	Concentric ring faults.....	302
7.4.2.2.4.	Conical collapse depressions.....	303
7.4.2.2.5.	Lens-shaped bodies.....	303
7.4.2.2.6.	Peripheral deformation features.....	304
7.4.2.2.7.	High amplitude thin elongated bodies.....	305
7.4.2.3.	Stratigraphic and spatial distribution of MVSs.....	307
7.4.2.3.1.	Stratigraphic organization of MVSs.....	307
7.4.2.3.2.	Spatial distribution of MVSs.....	308
7.4.2.4.	Morpho-metric characteristics of MVSs : a synthetic template.....	308
<b>7.5.</b>	<b>Discussion: Timescale MVS evolution.....</b>	<b>315</b>
<b>7.6.</b>	<b>Conclusion.....</b>	<b>320</b>

---

<b>Partie V Discussion générale .....</b>	<b>322</b>
<b>Discussion générale.....</b>	<b>323</b>
❖ Source des sorties de fluides.....	323
❖ Relation entre les volcans de boue et les processus tectoniques régionaux.....	325
❖ Morphométrie des volcans de boue .....	331
<b>Conclusions générales et perspectives .....</b>	<b>337</b>
<b>Références bibliographiques.....</b>	<b>341</b>
<b>Liste des illustrations.....</b>	<b>364</b>
<b>Liste des tableaux.....</b>	<b>381</b>

## Introduction générale

---

### **Problématique**

L'exploration systématique récente des marges continentales a révélé l'importance des circulations et sorties de fluides dans la pile sédimentaire. Celles-ci ont été identifiées dans de nombreux contextes géologiques et climatiques. Les sorties de fluides sont classiquement reconnues sur les données géophysiques par des émissions effusives au sein de volcans de boue ou des émissions plus diffuses dans le sédiment au sein de *pockmarks*. Les fluides ont des origines variées, tant au niveau de leur source que de sa profondeur dans la colonne sédimentaire.

Ces structures suscitent l'intérêt des communautés scientifiques, toutes disciplines confondues, et industrielles. En effet, des études antérieures ont montré qu'elles peuvent (1) être des fenêtres potentielles sur des réservoirs profonds, (2) jouer un rôle les variations climatiques haute fréquence (Milkov, 2003 ; Anka et al., 2012), (3) faire potentiellement parti des facteurs à l'origine de déstabilisations sédimentaires (Migeon et al., 2014) ou encore (4) être de véritables niches écologiques (Olu-Le-Roy, 2004). Leur étude est donc primordiale tant d'un point de vue scientifique qu'économique.

Si les sorties de fluides sont analysées depuis de nombreuses années, de nombreuses questions subsistent concernant :

- leur morphologie et architecture interne, en fond de mer et en subsurface,
- leur dynamique temporelle,
- leur distribution dans le contexte géodynamique régional et/ou local,
- leur origine.

### **Cadre de l'étude**

Les progrès technologiques de l'imagerie des fonds marins ont permis de découvrir et d'étudier de nombreux champs de sorties de fluides en Méditerranée Orientale, à la fois en contexte de marges active et passive. De nombreuses campagnes d'échantillonnages

(carottages, dragages, forages ODP, mesures de fluides in-situ), d'acquisitions géophysiques (sondeur multifaisceaux, sismique réflexion) et de plongées sous-marines ont été réalisées dans le cadre de projets internationaux, conduisant à la production d'une quantité massive de données sur les sorties de fluides dans cette zone. Néanmoins, ces études menées depuis le début des années 80, sont déconnectées les unes des autres et leurs résultats restent concentrés à une échelle locale. Une première compilation publiée par Mascle et al. (2014) rend compte de la grande diversité de structures d'échappement de fluides en Méditerranée Orientale et plus particulièrement d'une des plus vastes populations de volcans de boue au monde. La Méditerranée Orientale est une zone géodynamique complexe avec une grande diversité de structures géologiques et de fortes accumulations sédimentaires. Ces caractéristiques font de cette région une zone clé pour l'étude et la compréhension des sorties de fluides et en particulier des systèmes de mobilisations argileuses (volcans de boue).

## **Objectifs**

Les trois axes de recherche fondamentaux qui ont structuré mes travaux furent de :

- contraindre les différents types de morphologies/architectures associées aux sorties de fluides, particulièrement aux volcans de boue, et d'identifier les processus à l'origine de ces diversités,
- comprendre le rôle des contextes régionaux et locaux sur la distribution des sorties de fluides et d'identifier leurs relations avec les processus tectoniques et sédimentaires,
- comprendre l'origine, les mécanismes de formation et la dynamique temporelle des volcans de boue.

Pour pouvoir répondre aux différentes problématiques de mon doctorat, j'ai réalisé une typologie avancée des volcans de boue, en déterminant des paramètres quantifiables, communs à ces structures. Cette étude novatrice se distingue des travaux antérieurs par l'élaboration d'une nouvelle méthodologie d'analyse, basée sur une approche classique naturaliste couplée à une approche statistique automatisée, portée sur un grand échantillon de volcans présents dans différents contextes géologiques de Méditerranée Orientale. En parallèle de cette étude régionale, et dans le but de coupler les résultats d'analyse de surface à ceux du sous-sol, j'ai réalisé une analyse détaillée de plusieurs exemples de systèmes de volcans de boue en utilisant des données 2D et 3D de sismique réflexion.

## **Organisation du mémoire**

Ce mémoire de thèse se décompose en quatre grandes parties comprenant chacune plusieurs chapitres.

La première partie du manuscrit est une revue bibliographique présentant l'état des connaissances sur les sorties de fluides et plus particulièrement sur les systèmes de mobilisations argileuses (Chapitre 1). Le cadre géologique régional du bassin méditerranéen oriental et la place des sorties de fluides dans ce contexte sont présentés dans le Chapitre 2.

La deuxième partie présente les différentes données utilisées pour réaliser cette étude (Chapitre 3) et les méthodologies développées pour la réalisation de la typologie des sorties de fluides (Chapitre 4).

Les troisième et quatrième parties concernent les résultats de ce travail de thèse. La troisième partie présente l'étude des volcans de boue réalisée à l'échelle régionale de la Méditerranée Orientale. Les résultats de la typologie des volcans de boue constituent le Chapitre 5. Leur cadre morpho-structural est présenté dans le Chapitre 6. La quatrième partie (Chapitre 7) présente les résultats d'une analyse réalisée à une échelle locale menée sur sept volcans de boue actuels de la Province Centrale du Delta Sous-Marin du Nil (DSMN) à partir de données de sismique réflexion 3D. Ces résultats constituent le corps d'un article en préparation.

Ce mémoire de thèse se termine par une synthèse des résultats obtenus aux échelles régionales et locales et une discussion sur les problématiques de l'étude relatives aux volcans de boue. Enfin, des perspectives de recherches et les moyens pour les mettre en œuvre sont proposés.

# **Partie I**

## **Généralités**

# CHAPITRE 1

---

## 1. Les systèmes de fluides « froids »

---

### 1.1. Introduction

Les marges continentales sont le siège de nombreuses interactions entre des processus d'origine sédimentaire et tectonique. L'ensemble de ces processus peut être à l'origine de la mise en place de structures ou de corps qui jouent un rôle de piège pour les fluides migrant dans la colonne sédimentaire. Ainsi, l'exploration systématique récente des marges continentales a révélé l'abondance des **circulations** et des **sorties de fluides froids** (*cold seep*).

Ces phénomènes de circulation/émanation de fluides ont été identifiés dans de nombreux contextes géologiques et climatiques différents, principalement au niveau des marges convergentes, sur les prismes d'accrétion : Prisme de la Barbade (Biju-Duval et al., 1982 ; Westbrook et Smith, 1983), Ride Méditerranéenne (Cita et al., 1989 ; Camerlenghi et al., 1995 ; Woodside et al., 1997), dans les mers intérieures : Mer Caspienne (Yakubov et al., 1971 ; Ginsburg et Soloviev, 1994), Mer Noire (Konyukhov et al., 1990 ; Limonov et al., 1994 ; Ivanov et al., 1996 ; Woodside et al., 1997) ; mais également sur des marges passives, en Mer du Nord (Hovland et al., 1981 ; Vogt et al., 1991) et dans des bassins sédimentaires : Bassin Levantin (Coleman et Ballard, 2001), dans des deltas : delta du Mississippi (Prior et al., 1989 ; Sager et al., 2003), delta du Nil (Loncke et al., 2004 ; Bellaiche et al., 2001 ; Dupré et al., 2007) ou encore dans des lacs : lac Rotoiti (Pickrill, 1993) ; lac Baïkal (Kuzmin et al., 2000). Plusieurs

---

auteurs ont proposé une synthèse de la répartition mondiale de ces structures, dont German et al. (2011) qui compile les sites hydrothermaux et les sorties de fluides froids (Figure 1-1).

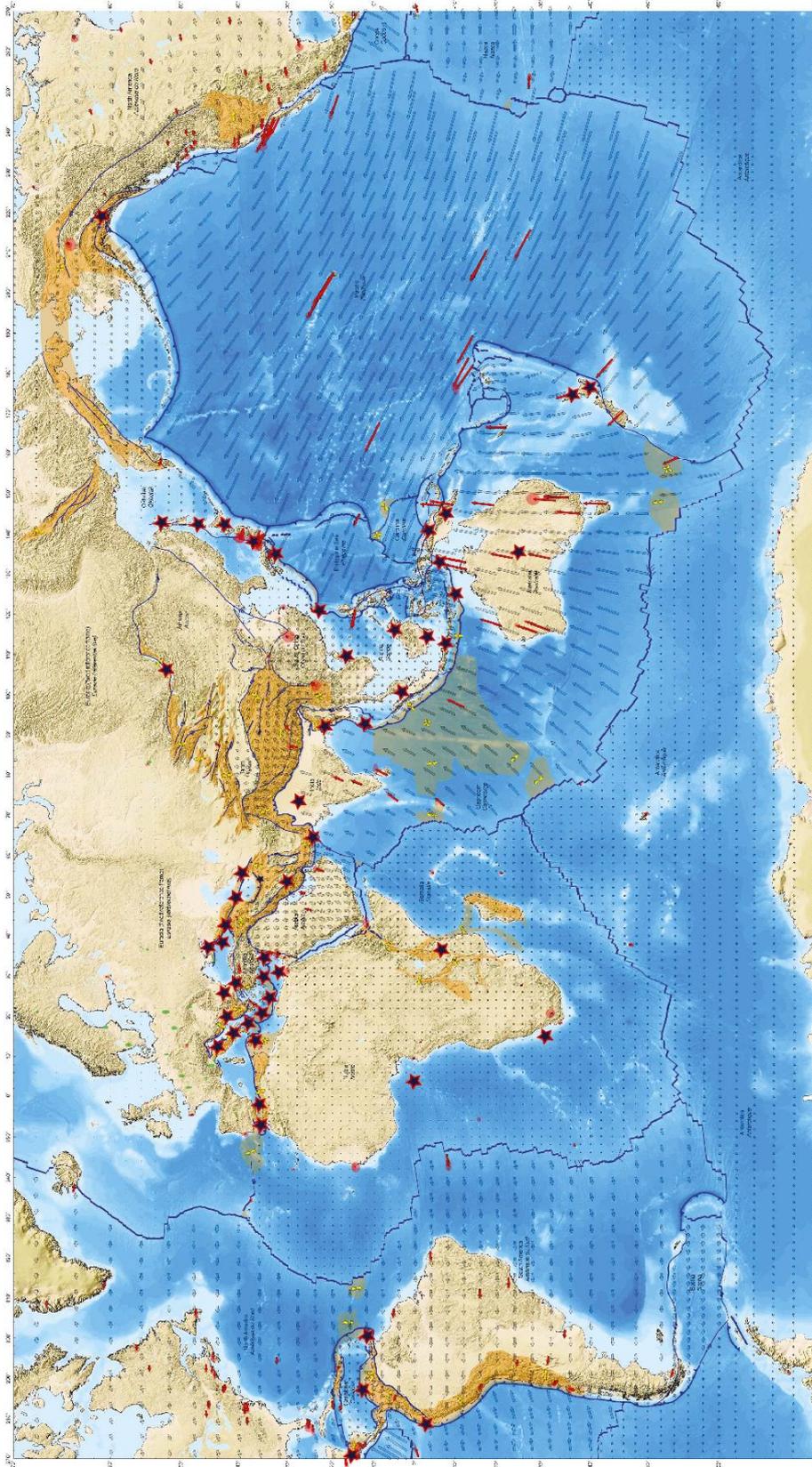


Figure 1-1 : Répartition mondiale des champs de volcans de boue tirée de Milkov (2000), Dimitrov (2002) et Kopf (2002) superposée à la carte « La tectonique des plaques vue de l'espace », modifiée d'après Chamot-Rooke et Rabaute (2006).

Les systèmes de sorties de fluides froids (par opposition aux sites hydrothermaux) comprennent trois composantes principales : une **source de fluide** (gaz, eau, huile), un **moteur** qui génère une surpression et un **système de « plomberie »** permettant aux fluides de circuler et migrer des couches profondes vers la surface (Figure 1-2). Il résulte de ce système des **échappements/sorties de fluides** qui se manifestent de façon diffuse dans la colonne d'eau (panache de gaz) ou sur le fond de mer sous la forme de diverses morphologies tels que des volcans de boue, des *pockmarks*, des encroutements et/ou monts carbonatés ou des lacs de saumures. Ces structures suscitent l'intérêt des communautés scientifiques, toutes disciplines confondues, et industrielles. En effet, des études antérieures ont montré que ces structures pouvaient être des fenêtres potentielles sur des réservoirs profonds (Guliyev et Feizullayev, 1998), jouer un rôle dans les variations climatiques haute fréquence (Milkov, 2000), faire potentiellement partie des facteurs à l'origine de déstabilisations sédimentaires (Migeon et al., 2014) ou encore être de véritables niches écologiques (Olu le Roy et al., 2004) (Figure 1-2). Leur étude est donc primordiale tant d'un point de vue scientifique qu'économique.

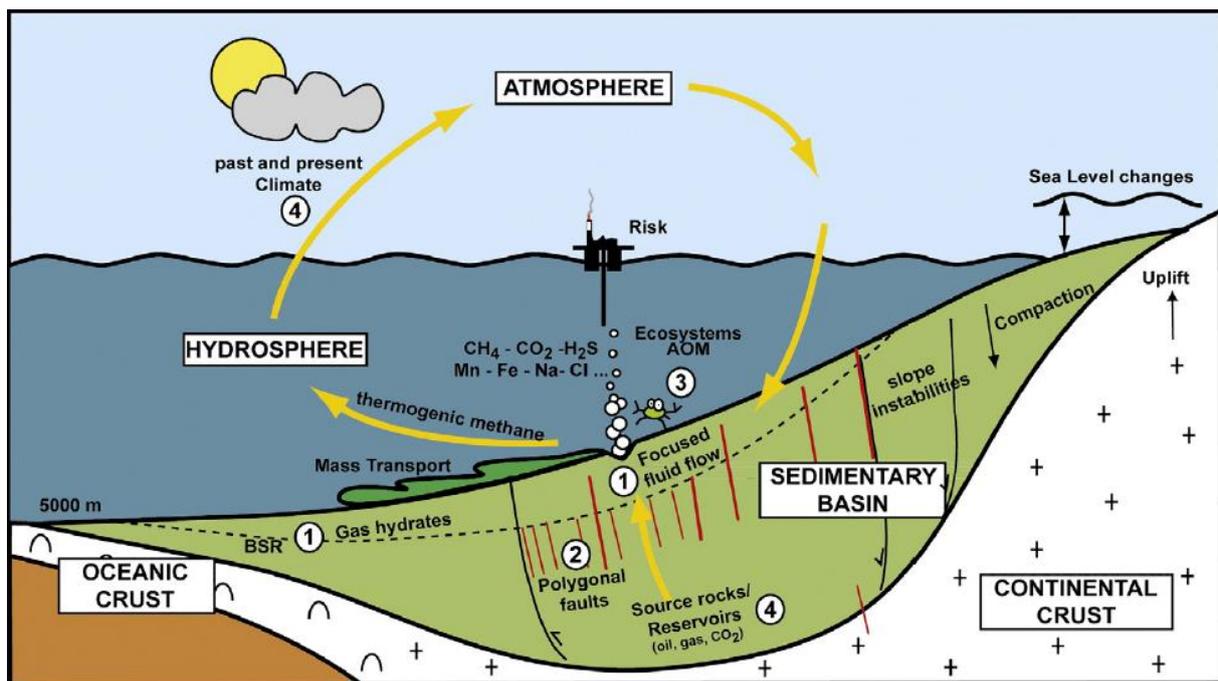


Figure 1-2 : Schéma illustrant les principales composantes des systèmes de circulation et émission de fluides sur une marge continentale ou dans un bassin sédimentaire (Anka et al., 2012).

### 1.1.1. Une source de fluides

Les fluides impliqués dans les systèmes de fluides froids sont d'origines variées, tant au niveau de leur source que de leur profondeur de formation dans la colonne sédimentaire. Ils peuvent correspondre à :

- des **fluides interstitiels** correspondant à des eaux piégées dans la porosité des dépôts. Ces fluides sont en général expulsés pendant l'enfouissement du sédiment (phénomène de compaction) mais peuvent aussi être piégés lorsque l'enfouissement est trop rapide.
- des **gaz biogéniques** issus de la dégradation de la matière organique par des bactéries dans la zone de méthanogénèse (Martens et Klump, 1984). Ces gaz sont produits dans des contextes d'accumulations rapides de sédiments argileux à grains fins, riches en matières organiques (côte, eaux peu profondes). Au cours de l'enfouissement des sédiments, une partie de la matière organique n'est pas dégradée par l'activité bactérienne et elle est alors soumise à l'augmentation de température/pression. Les gaz biogéniques produits sont composés à 98% de méthane.
- les **gaz et/ou huiles thermogéniques** sont produits par craquage thermique suite à la maturation de la matière organique dans les roches mères enfouies (Floodgate et Judd, 1992). Ces gaz se forment par transformation chimique au cours de la phase de méthanogénèse. Ils sont produits à des profondeurs supérieures à 1000 m dans des conditions de haute température/pression. Les gaz thermogéniques sont composés à 90% de méthane.

Il est primordial de connaître la nature et l'origine des fluides pour connaître leurs propriétés et mieux appréhender les morphologies/anomalies résultant de leur migration et expulsion. Ces différents gaz peuvent être impliqués simultanément dans un système de circulation/émanation de fluides.

### 1.1.2. Processus de migration des fluides

#### 1.1.2.1. La surpression de fluides

Pour qu'un système de circulation de fluides se construise, ces derniers doivent être en surpression. Différents mécanismes sont à l'origine des surpressions dans les sédiments (Swarbrick et al., 2002 ; Milkov, 2003 ; Berndt, 2005) :

- Le **déséquilibre de compaction** : dans les bassins sédimentaires, au cours de l'enfouissement, le volume des pores des sédiments se réduit. La fraction aqueuse contenue dans les interstices est expulsée progressivement (phénomène de compaction). Dans les contextes de fort taux de sédimentation, **la charge lithostatique** ou l'**enfouissement rapide** peuvent créer un déséquilibre de compaction des sédiments. Les fluides incompressibles sont piégés dans le sédiment hôte et soumis à une augmentation de la pression. Les **contraintes tectoniques compressives** sont également responsables de ce phénomène. Par exemple, dans un prisme d'accrétion, l'empilement de chevauchements accroît la charge lithostatique (Saffer et Tobin, 2011).
- L'**expansion des fluides** : le volume des fluides dans une roche non déformable peut augmenter. Les processus responsables sont la **formation d'hydrocarbures** en profondeur (principalement du gaz) ou de **méthane biogénique** dans les niveaux plus superficiels, la **déshydratation des argiles**, les **transformations minéralogiques** (transformation smectite-illite). De plus, au cours de l'enfouissement, l'eau se dilate avec l'augmentation de la température. Quant aux gaz qui sont compressibles, leur volume peut s'accroître lors de leur ascension grâce à la diminution de la pression.

D'autres mécanismes externes peuvent induire des surpressions dans les sédiments comme les séismes (Hurst et al., 2011), le dépôt brutal de corps sédimentaires épais (glissements ; Jonk, 2010), l'apport de fluides profonds en surpression (Hedberg, 1974), les contraintes tectoniques (diapir, extension ; Scholz et al., 2009).

#### 1.1.2.2. La migration de fluides

La migration des fluides en surpression se fait au travers de **fractures préexistantes** (failles, fractures, discontinuités lithologiques) ou bien au travers de fractures que les fluides ont eux-mêmes créés dans l'encaissant (**fracturation hydraulique**). Cette migration se fait de deux façons (Judd et Hovland, 2007) :

- par **diffusion** et **advection** lorsque la concentration en fluides dans le sédiment n'atteint pas le seuil de saturation ;
- par **contraste de densité** lorsque les fluides arrivent à saturation dans le sédiment. Des bulles de gaz peuvent se former et migrer sous l'effet de l'attraction

gravitationnelle et du contraste de densité avec l'encaissant qui est plus dense (**force de flottabilité**) (Wheeler et al., 1990).

Dans certains cas, les fluides mobilisent les dépôts qu'ils traversent impliquant des processus de liquéfaction et fluidisation (voir paragraphe 1.2.4). Les systèmes d'échappement de fluides (*pockmarks*, encroûtements carbonatés) se différencient des systèmes de mobilisation sédimentaire (volcans de boue, injectite/extrudites sableuses). Dans ce manuscrit, les systèmes de mobilisations sableuses ne seront pas abordés. Un mémoire de l'AAPG est entièrement consacré aux systèmes de mobilisations sableuses (Hurst et Cartwright, 2007) ainsi qu'une revue proposée par Hurst et al. (2011).

### **1.1.3. Les marqueurs de la circulation/expulsion de fluides**

Il existe différents marqueurs de la circulation et de l'expulsion de fluides. A Terre, ces processus se caractérisent par des émanations de gaz parfois combustibles, l'expulsion d'eau et la construction de volcans de boue. En mer, ces manifestations s'expriment soit de façon diffuse dans la colonne d'eau (panache de bulles), soit par la présence de morphologies sur le fond de mer (*pockmarks*, volcans de boue, lacs de saumure, encroûtements carbonatés). Le couplage de différentes données géologiques et géophysiques est nécessaire pour les identifier (Masclé et al., 2014). Ces marqueurs peuvent être observés dans la colonne d'eau, sur le fond de mer ou dans la colonne sédimentaire (Figure 1-3).

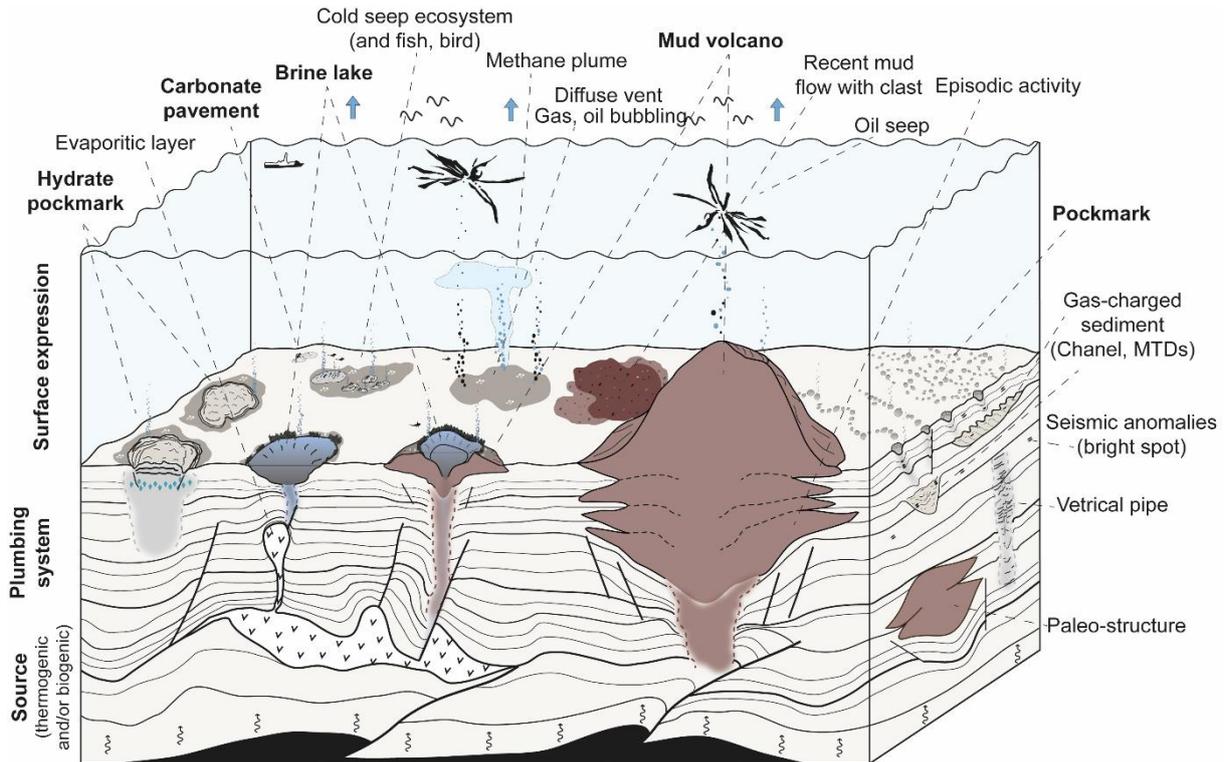


Figure 1-3 : Bloc 3D schématique illustrant les différents marqueurs de la migration et l'expulsion de fluides dans la colonne sédimentaire, à la surface du fond de mer, dans la colonne d'eau et à la surface de l'eau.

### 1.1.3.1. Marqueurs dans la colonne d'eau

Les données d'imagerie satellitaires permettent d'observer sur la surface de l'eau, des récurrences de traces d'hydrocarbures, associées à des suintements naturels d'hydrocarbures (*natural seeps*) (Figure 1-4A).

Dans la colonne d'eau, la présence de gaz diminue la vitesse de propagation des ondes acoustiques. Les données de sonar latéral et d'échosondeur permettent de voir des anomalies hydroacoustiques correspondant à des panaches de bulles de gaz (*gas flares*) (Figure 1-4B). (Hovland et Judd, 1988). Ces émanations de méthane sous forme de bulles sont aussi observées lors de plongées ROV. Ces échappements peuvent être diffus ou associés à des morphologies particulières sur le fond de mer.

Les analyses de la colonne d'eau par bathy-sondes (profil de conductivité, température et densité) permettent également de mettre en évidence des profils verticaux de concentrations de méthane. Au-dessus des sorties de fluides, les concentrations en méthane et la température augmentent (Charlou et al., 2003), tandis que la salinité diminue.

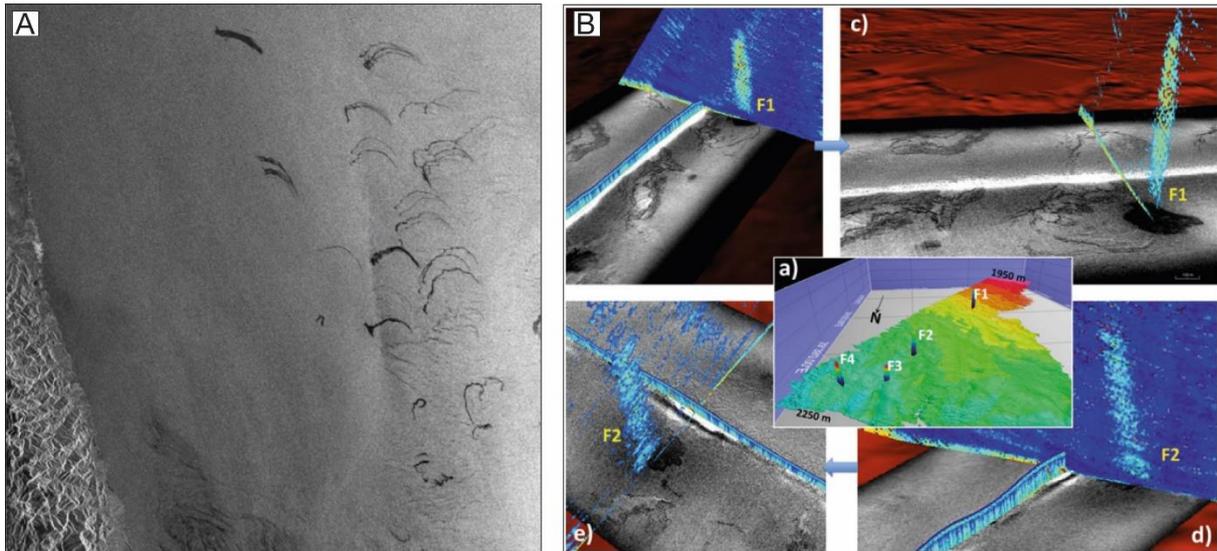


Figure 1-4 : (A) Image Envisat SAR illustrant des suintements naturels d'hydrocarbures à la surface de l'eau en Mer Caspienne (modifié de Zatygalova et al., 2007) ; (B) Visualisation des anomalies acoustiques dans la colonne d'eau associées à des échappements de gaz dans la Province Centrale du Delta Sous-Marin du Nil (Praeg et al., 2014).

### 1.1.3.2. Marqueurs sur le fond de mer

Sur le fond de mer différentes morphologies associées à des échappements de fluides ont été observées telles que des *pockmarks*, des monts ou encroûtements carbonatés, des lacs de saumures ou encore des volcans de boue. Ces structures sont identifiées sur les données de bathymétrie multifaisceaux ou les données d'AUV (très haute résolution) permettant une analyse fine de leur morphologie (Figure 1-5A, B, C). Sur les données de réflectivité, ces structures sont caractérisées par des anomalies positives de réflectivité traduisant des hétérogénéités du fond, la présence de gaz ou un faciès massif (Figure 1-5D). Parfois, certaines structures ne présentent pas de réponse réflective.

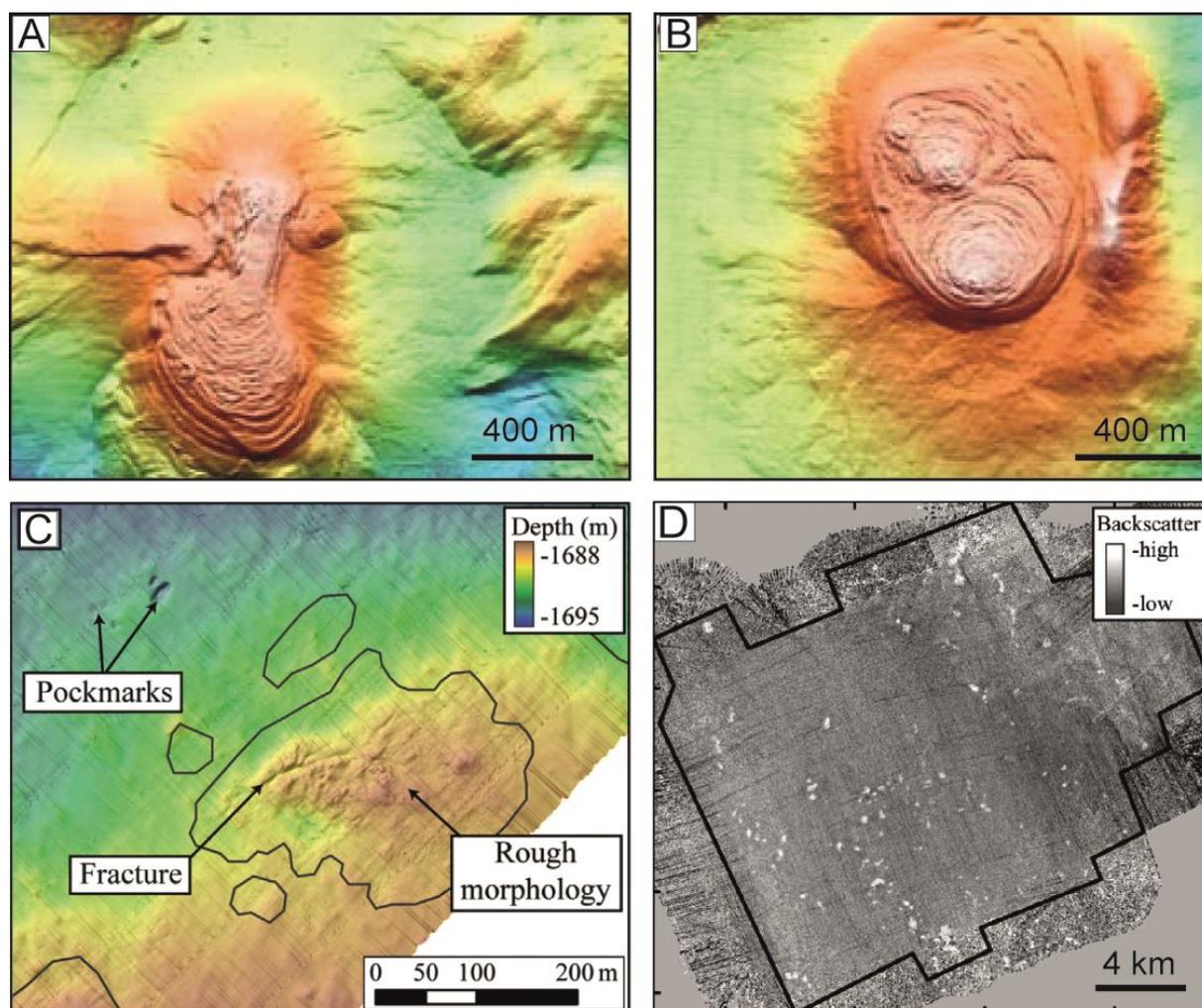


Figure 1-5 : (A), (B) et (C) micro-bathymétrie multifaisceaux obtenue avec le Véhicule Sous-Marin Autonome (AUV) Seal 5000 développé par Marum, des volcans de boue Kazan (A) et Thessaloniki (B) situés sur les Monts Anaximandre en Méditerranée Orientale (source marum.com) et des encroûtements carbonatés de la Province Centrale du DSMN (modifié d'après Römer et al., 2013). (D) Image de réflectivité des encroûtements carbonatés de la Province Centrale du DSMN obtenue avec le sondeur multifaisceaux EMI20 (modifié d'après Römer et al., 2013).

Des marqueurs biologiques existent aussi au niveau des zones de sorties de fluides car des écosystèmes chimiosynthétiques méthanotrophes peuvent s'y installer et se développer (Figure 1-6). Lorsque le site n'est plus actif, les écosystèmes meurent et deviennent des paléo systèmes.

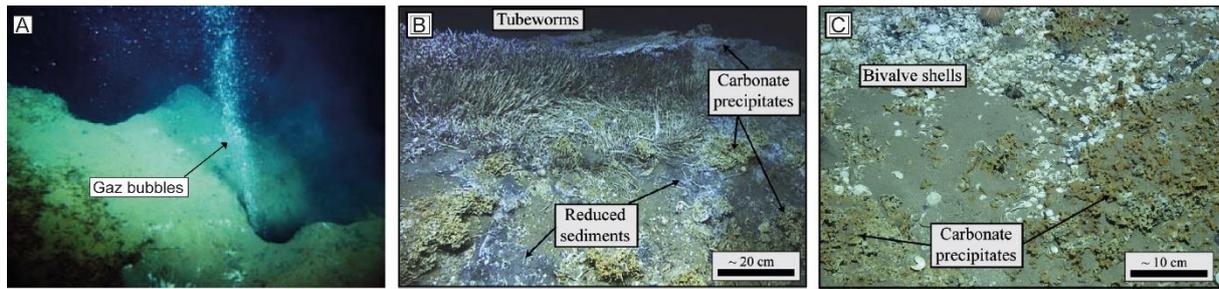


Figure 1-6 : Image tirées de plongée ROV représentant (A) des panaches de bulles sur le volcan Håkon Mosby, marge Norvégienne, lors de la campagne Viking 2006 (source hermes.net), (B) et (C) des communautés chimiosynthétiques installées sur les sites de sorties de fluides de la Province Centrale du DSMN, lors de la campagne MSM13/4 (modifié d'après Römer et al., 2013).

### 1.1.3.3. Marqueurs dans la colonne sédimentaire

La présence de gaz dans les sédiments a été identifiée par la mise en évidence d'anomalies acoustiques du signal sismique (Loseth et al., 1998). Ces anomalies résultent de l'impact du gaz qui réduit la vitesse des ondes. Ceci se traduit par :

- une **interruption des réflecteurs** (*wipeout zone*) au contact de la zone chargée en gaz (Hovland, 1991 ; Rao et al., 2001),
- la présence de **patches de forte amplitude** (*bright spot*), interprétés comme des gaz superficiels ou des accumulations de gaz dans les pores de la roche hôte (Loseth et al., 1998),
- la **dégradation du signal** sismique (zone de turbidité acoustique) révélée par une zone au faciès sismique chaotique de faible amplitude à transparent dû à la perturbation des réflecteurs,
- une **concavité vers le bas exagérée**, virtuelle des réflecteurs (*velocity pull down*) dû à une variation brutale de la vitesse des ondes lorsqu'elles traversent un niveau chargé en gaz (Hovland et al., 1984).

Ces anomalies acoustiques ne sont pas systématiquement associées à des morphologies présentes sur le fond mer.

## 1.2. Les systèmes de mobilisation sédimentaire : les volcans de boue

Le volcanisme de boue est un phénomène géologique fréquent sur Terre, bien qu'il soit relativement moins connu et étudié que le volcanisme magmatique. Contrairement aux autres

structures associées aux échappements de fluides froids, le volcanisme de boue implique un **processus de mobilisation et d'expulsion sédimentaire** associé à des **échappements de fluides** (eau/gaz). Ce processus se traduit par la construction d'un édifice constitué de **brèches sédimentaires** : le **volcan de boue**. Ces structures perçantes montrent des expulsions périodiques de matériaux solides et de fluides provenant des séries sédimentaires enfouies (Guliyev et Feizullayev, 1998).

Les volcans de boue ont été observés dans différents contextes géologiques, principalement sur les **marges convergentes**, dans les **prismes d'accrétion** : Prisme de la Barbade (Biju-Duval et al., 1982 ; Westbrook et Smith, 1983), Prisme de Nankaï (Taira et al., 1991 ; Kobayashi, 1992), Ride Méditerranéenne (Cita et al., 1989 ; Camerlenghi et al., 1995 ; Woodside et al., 1997), Prisme Calabrais (Praeg et al., 2009) et dans les **mers intérieures** : Mer Caspienne (Yakubov et al., 1971 ; Ginsburg et Soloviev, 1994), Mer Noire (Konyukhov et al., 1990 ; Limonov et al., 1994 ; Ivanov et al., 1996 ; Woodside et al., 1997) ; dans les **deltas sous-marins** : le delta du Niger (Graue, 2000 ; Loseth, 2011), le delta de Baram (Van Rensberge, et al., 1999) ; le delta de l'Indus (Calves et al., 2010), le delta du Mississippi (Prior et al., 1989 ; Sager et al., 2003), le delta du Nil (Loncke et al., 2004 ; Bellaïche et al., 2001 ; Dupré et al., 2007) ; mais aussi au niveau des **marges passives** : en Mer du Nord (Vogt et al., 1991, 1997). Les plus grands champs de volcans de boue se trouvent en Azerbaïdjan, avec plus de 300 structures reconnues à terre et en Mer Caspienne (Guliyev et Feizullayev, 1998). En mer, la Méditerranée Orientale compte un grand nombre de structures identifiées ou présumées depuis les années 80 (Cita et al., 1989 ; Rabaute et Chamot-Rooke 2007 ; Loncke et al., 2004). Plusieurs compilations de la répartition mondiale de ces structures ont été proposées dans la littérature (Higgins et Saunders, 1974 ; Guliyev et Feizullayev, 1998 ; Milkov, 2000 ; Dimitrov, 2002 ; Kopf, 2002 ; Tinivella et Giustiniani, 2012).

Le volcan de boue est le témoin en surface d'un large système complexe et profond. Stewart et Davies (2006) ont défini le terme de **système de volcan de boue** pour qualifier ce phénomène géologique dans son ensemble. Ce système se décompose en trois/quatre domaines (Figure 1-7) :

- Un domaine **extrusif** correspondant au volcan de boue en surface ;
- Un domaine **intrusif** correspondant au système de « plomberie » présent en subsurface et reliant le volcan à sa source, et au travers duquel les fluides migrent (*feeder pipe*) ;

- La **source** du système correspondant aux niveaux stratigraphiques contenant les fluides en surpression à l'origine de ces structures ;
- Le **toit du système** lorsque celui-ci est fossile (*roof domain*).

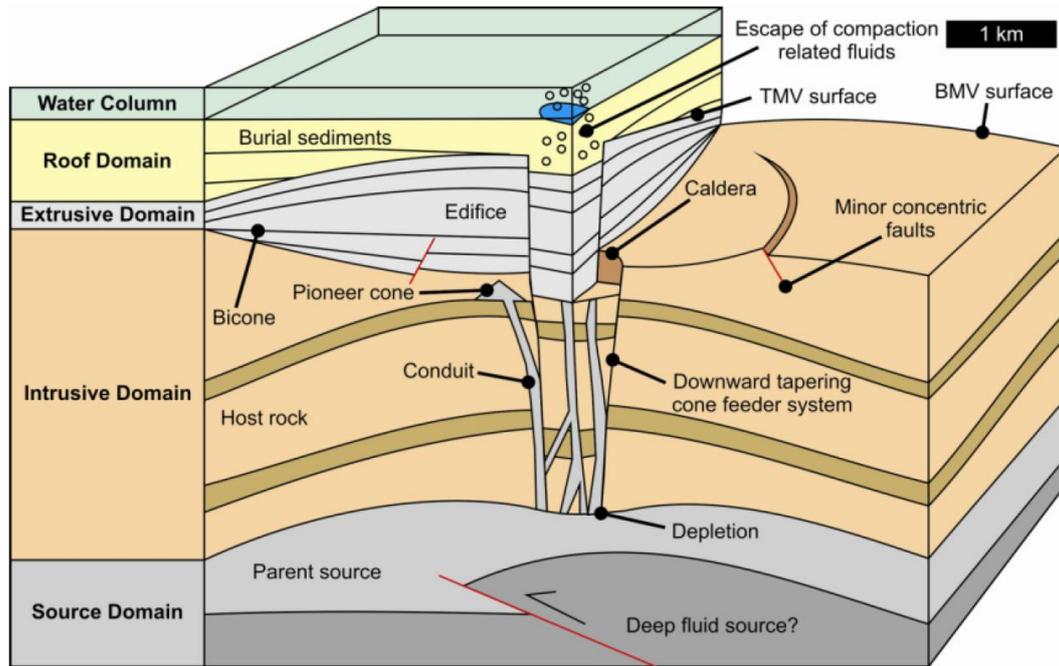


Figure 1-7 : Illustration des différents domaines composant les systèmes de volcan de boue (Roberts, 2011 modifié de Stewart et Davies, 2006).

### 1.2.1. Domaine extrusif : le volcan de boue

#### 1.2.1.1. Le matériau expulsé : la brèche argileuse

Les volcans de boue expulsent un mélange de fluides (eau, gaz et/ou huile) et de brèches de boue (*mud breccia*) dont les proportions peuvent varier au cours de l'activité de ceux-ci, modifiant ainsi la viscosité du matériau extrudé.

La fraction solide est une brèche sédimentaire polygénique composée d'une matrice argileuse, de couleur gris foncé, et de fragments de roches exotiques (clastes). Les clastes sont de natures lithologiques différentes et sont désorganisés dans la matrice (absence de granoclassement). Leur taille et forme sont très variables, allant de la fraction millimétrique à pluri-métrique. Ils sont anguleux à arrondis, indurés comme peu consolidés (galet mou). La brèche prend parfois un aspect mousseux lorsque sa concentration en gaz est élevée et peut dégager une forte odeur de sulfure d'hydrogène. Des concrétions de carbonate authigène, des microfaunes, des hydrates de méthane, différents minéraux (quartz, calcite, pyrite) et parfois des hydrocarbures peuvent aussi être observés dans la brèche.

Les analyses pétro et bio-stratigraphiques ont montré que les clastes proviennent des différents niveaux stratigraphiques traversés par les matériaux mobilisés. Lors de leur migration, les fluides incorporent des fragments rocheux des dépôts encaissants. Certains fragments rocheux anguleux présentent de nombreuses fractures sans directions préférentielles avec des minéralisations de calcite et de quartz. Ceci suggère une fracturation hydraulique de l'encaissant (Deville, 2009). Dans la matrice argileuse, les assemblages de microfaunes d'âges différents suggèrent que la source de celle-ci peut aussi provenir de différents niveaux stratigraphiques (Deville, 2009 ; Lance et al., 1998). Deville (2009) propose que les clastes proviennent essentiellement des parois des conduits par lesquels la brèche migre.

Staffini et al. (1993) proposent une classification de la brèche argileuse en fonction de la structure et texture du mélange. Sont distinguées les **brèches massives (A)** sans structure, stratification ou granoclassement, des **brèches organisées (B)** présentant différentes textures (Cita et al., 1989 ; Camerlenghi et al., 1992 ; Cusin et al., 1992). Les caractéristiques des types de brèches sont illustrées dans la Figure 1-8.

Type	Description	Photographie
Type A - Brèche massive	<b>A1 Brèche à clastes centimétriques à pluri-centimétriques</b> Brèche composée d'une matrice argileuse grise à gris foncée, rigide et de clastes de taille centimétrique à pluri-centimétrique sans granoclassement. Le contact avec les sédiments hémipélagiques sus-jacents peut être net ou transitionnel.	<p>A3 Mousse like type</p> <p>A2 Clastes millimétriques à pluri-centimétriques</p> <p>A1 Clastes millimétriques à pluri-centimétriques</p> <p>Millimétrique Pluri-centimétrique</p> <p>Photographies de la brèche de boue dans les carottes ODP (Leg 160-970,971)</p>
	<b>A2 Brèche à clastes millimétriques</b> Mêmes caractéristiques que la brèche de type A1. Seule la taille des clastes diffère. Les clastes sont de taille millimétrique.	
	<b>A3 Brèche d'aspect mousseux (mousse-like)</b> La matrice est de couleur grise et contient des clastes de très petite taille (de l'ordre de la fraction sableuse). De nombreux trous arrondis de diamètre inférieur à 1 cm sont visibles, dus à la présence de gaz, donnent une texture mousseuse à la brèche.	
Type B - Brèche organisée	<b>B1 Brèche stratifiée (layered)</b> Ce type de brèche montre des stratifications horizontales dont les couches sont épaisses de quelques millimètres et sont composées de clastes millimétriques classés par taille.	<p>B2 Classée</p> <p>B3 Tachetée</p> <p>Cruise BAN-89, Core 01-GC, Sec. 2, cm 38-75</p> <p>Cruise BAN-89, Core 17-GC, Sec. 4, cm 16-58</p> <p>Photographies tirées de Camerlenghi et Pini (2009)</p>
	<b>B2 Brèche classée (graded)</b> Il s'agit d'une brèche présentant un granoclassement normal des clastes. Ce type de brèche est rare.	
	<b>B3 Brèche tachetée (patchy/cloudy)</b> Ce type de brèche est caractérisé par des patches de différentes couleurs. Les variations de couleur vont du gris au gris olive pour les clastes et jaune-brunâtre pour la matrice. La taille des clastes est de l'ordre de la fraction sableuse.	

Figure 1-8 : Tableau descriptif des différents types de brèches de boue décrites par Staffini et al. (1993). Les photographies sont tirées de la banque de données de la NOAA et de Camerlenghi et Pini (2009).

Les gaz émis par les volcans de boue sont composés principalement d'un mélange de méthane, majoritairement d'origine thermogénique et de gaz biogénique (Ferrand, 2007 ; Etiope et Martinelli, 2009). D'autres composés peuvent être retrouvés en quantité plus faibles tels que le dioxyde de Carbone, l'Azote, l'Ethane, le Propane, le Butane ainsi que des gaz rares comme l'Hélium, le Néon ou l'Argon (Deville et al., 2009). La nature des gaz prouve qu'ils peuvent à la fois provenir de réservoirs profonds (réservoir d'hydrocarbures) et/ou plus superficiels (réservoirs de méthane biogénique).

De grandes quantités d'eau sont également incorporées au mélange (parfois jusqu'à 65% du mélange). Les analyses géochimiques ont montré diverses origines des phases aqueuses, comme de la déshydratation des sédiments argileux, les transformations minéralogiques (smectite-illite), des eaux météoritiques ou encore la présence d'aquifère (Dia et al., 1999 ; Barboza et Boettcher, 2000 ; Planke et al., 2003).

#### 1.2.1.2. Caractéristiques morphologiques

Les volcans de boue présentent des formes variées comprenant des cônes réguliers avec un cratère au sommet (semblable aux stratovolcans) et des structures plus aplaties, avec parfois des lacs de boue (Figure 1-9) (Deville, 2009). Toutes ces manifestations ont une forme **circulaire** à ovoïde dont les dimensions sont variables, de 1 m de diamètre pour les plus petites (gryphons) (Figure 1-9B) à 10 km pour les plus grandes, et de quelques dizaines de centimètres à plusieurs centaines de mètres de hauteur (300-400 m). A terre, les plus grandes structures ont été observées en Azerbaïdjan ou dans la province du Makran au Pakistan (Figure 1-9A) (Deville, 2009). Néanmoins, les dimensions des structures à terre sont souvent inférieures à l'échelle kilométrique. Les auteurs supposent que ces structures sont peu développées à terre à cause des facteurs d'érosion. Ceci expliquerait la plus forte abondance et les dimensions plus grandes des structures sous-marines que terrestres (Figure 1-9). Pourtant, certaines structures sous-marines ont un faible relief (< 10 m) comme le volcan Håkon Mosby en Mer du Nord (Figure 1-9F) (Feseker et al., 2014). La faible abondance des petits volcans de boue sous-marins pourrait être expliquée par la résolution des données d'imageries acoustiques utilisées jusqu'à présent. Avec le développement de nouvelles techniques d'investigation, de nombreuses nouvelles structures devraient être identifiées.

Les volcans peuvent se présenter sous la forme soit d'une unique structure avec parfois quelques événements dispersés sur l'édifice, soit de plusieurs petites structures dispersées ou

localisées le long de failles chevauchantes, d'anticlinaux, au sommet d'extrusion, sur des systèmes décrochant (Deville 2009).

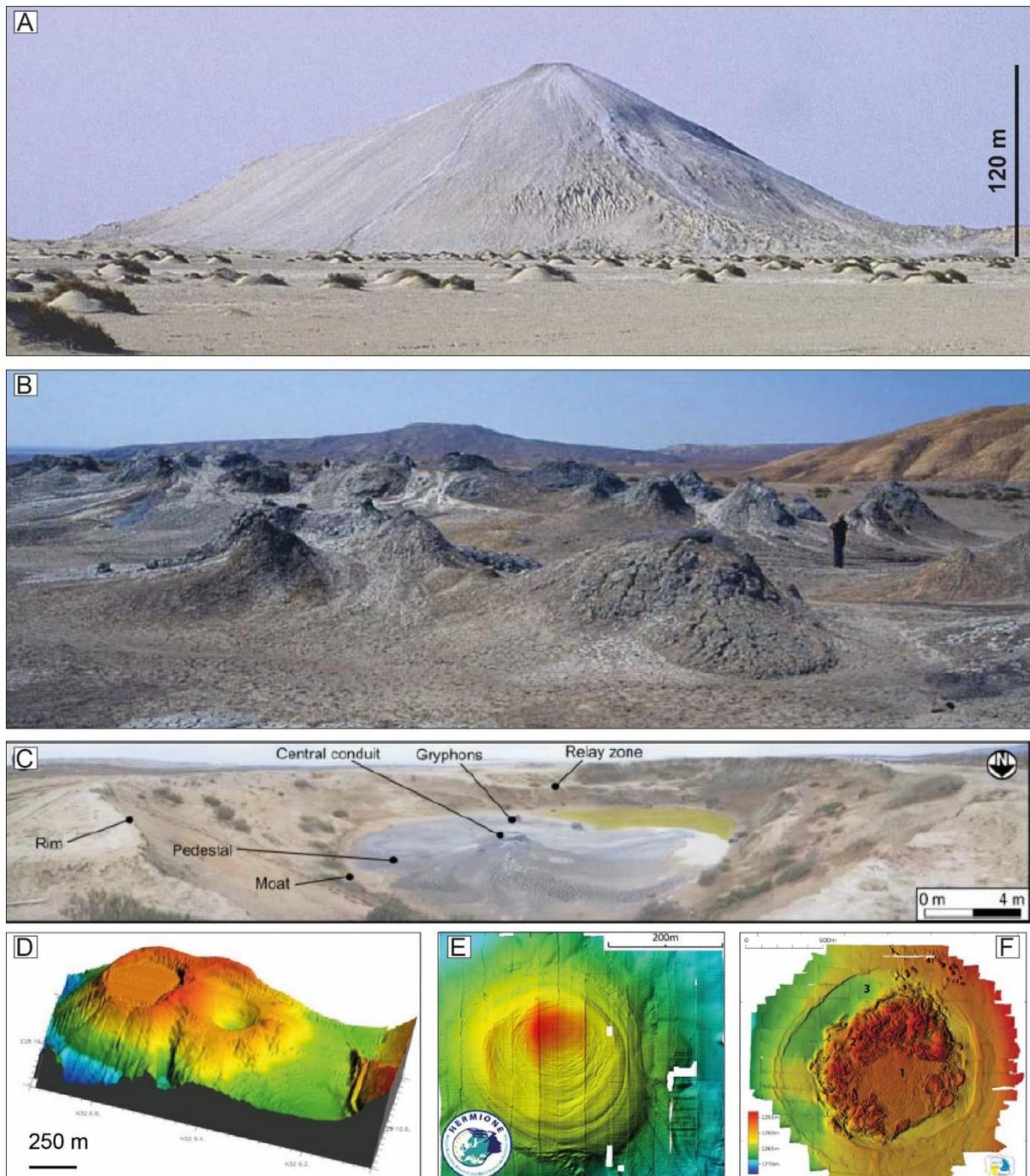


Figure 1-9 : Photographies (A) d'un volcan de boue terrestre à Chandragrup dans la province du Makran au Pakistan (Deville, 2009), (B) d'un champ de gryphons à Dashgill en Azerbaïdjan (Deville, 2009), (C) d'une caldera à l'ouest du volcan de boue Bahar en Azerbaïdjan (Roberts, 2010). Image bathymétrique des volcans de boue sous-marin (D) Chefren dans la province occidentale du DSMN (Masclé et al., 2014) ; (E) Carlos Ribeiro dans le golfe de Cadiz (source hermine.net) et (F) Håkon Mosby en Mer de Barents (Jerosch et al., 2007).

Ces structures se développent parfois au sein de larges dépressions circulaires, interprétées comme des calderas (Figure 1-9C), observées à la fois à terre (Evans et al., 2008) et en mer (Somoza et al., 2003 ; Lei et al., 2011). Des failles circulaires concentriques sont alors associées à ces calderas, organisées concentriquement autour des édifices volcaniques (Figure 1-9C) (Fowler et al., 2000 ; Graue, 2000 ; Kopf 2002 ; Somoza et al., 2003 ; Davies et Stewart, 2005 ; Camerlenghi et al., 1995 ; Stewart et Davies, 2006 ; Evans et al., 2008). L'origine de ces dépressions est discutée par différents auteurs :

- Certains proposent qu'elles se forment par subsidence suite à l'évacuation de fluides et sédiments mobilisés depuis les niveaux profonds lors de l'éruption, provoquant une variation de volume dans les séries sous-jacentes et donc l'effondrement des strates supérieures (Evans et al., 2008),
- Camerlenghi et al. (1995) proposent que cette dépression apparaisse au stade initial de la mise en place du volcan de boue, suite à l'expulsion de gaz et de boue fluide. Cette dépression serait, par la suite, progressivement remplie par les multiples éruptions de brèche pour former un édifice conique. Henry et al. (1996) indiquent que la formation de ces dépressions périphériques nécessite l'expulsion d'un important volume de fluides,
- D'autres associent cette caldera à un phénomène de subsidence dû au poids de l'édifice et à la compaction sédimentaire engendrée par la perte de gaz et d'eau dans la brèche (Prior et al., 1989 ; Robertson et Kopf, 1998),
- Lei et al. (2011) proposent que ces calderas se forment au dernier stade de l'évolution des diapirs de boue.

Les forages réalisés dans la dépression périphérique du volcan de boue Milano sur le prisme d'accrétion lié à la subduction Hellénique en Méditerranée Orientale, montrent une succession de différentes coulées. Ces coulées auraient rempli progressivement la dépression et supposent une formation précoce et progressive de celle-ci (Robertson et al., 1996).

A terre, peu d'édifices fossiles ont été observés à l'affleurement (Aharon, 1994). Cette absence reflète soit l'érosion de ces structures soit des problèmes d'interprétation. Sur les données de sismique réflexion, des exemples de paléo-volcans de boue ont été illustrés dans la littérature (voir paragraphe 1.2.2.1). Ces structures peuvent donc être enregistrées dans les strates sédimentaires. Sokol et al. (2010) et Novikov et al. (2013) ont récemment réinterprété une structure géologique de Jordanie, dans le secteur de la Mer Morte, comme un paléo-volcan de boue.

De nombreux termes ont été définis pour décrire la forme des volcans de boue (*mud cone, mud dome, mud mound, mud pie, mud ridge, mud crest, caldera, salse, mud pool, cinder mounds, mud plug, breccia pipe, gryphon, mud diapir, diatrem*). Certains auteurs utilisent le même terme pour décrire des morphologies différentes, comme « *mud pie* » qui peut désigner des structures avec des flancs raides et une dépression circulaire au sommet, remplie ou non de boue, lui donnant un relief tabulaire (Deville, 2009), ou des structures dont la pente des flancs est inférieure à 5° (Kopf, 2002).

La variabilité de taille et de forme des volcans de boue est généralement attribuée à la fréquence d'éruption et au volume et caractéristiques du matériel extrudé (viscosité, taille des grains, rhéologie et proportion des clastes) (Cifçi et al., 1997). Toutefois, des interprétations divergentes existent. Certains auteurs proposent que lorsque la brèche de boue est épaisse, la forme du volcan est conique avec des flancs raides, et lorsqu'elle est fine et faiblement visqueuse, le volcan est plutôt plat (Cifçi et al., 1997). D'autres auteurs proposent que les volcans coniques se développent pendant leur phase de relative quiescence (voir paragraphe ci-dessous) qui est caractérisée par l'expulsion continue d'un matériau très fluide (Deville, 2009), et ils attribuent une forme plate aux phases violentes d'éruption de brèche épaisse, hétérogène et visqueuses (Deville, 2009). Si la morphologie des volcans de boue peut être influencée par la rhéologie du matériau expulsé alors comment expliquer que sur des périmètres relativement restreints, des morphologies très différentes peuvent coexister (Dimitrov, 2002 ; Yussifov et Rabinovitz, 2004) ?

Le contexte géologique et structural pourrait aussi jouer un rôle sur la morphologie et la distribution des volcans de boue (Ivanov et al., 1996).

### 1.2.1.3. Activité des volcans de boue

Le suivi de l'évolution des édifices terrestres, et récemment sous-marins (Feserker et al., 2014), a permis de montrer des variations d'activité au sein des volcans de boue. A terre, les observations systématiques de volcans de boue ont révélé l'existence de cycles d'activité constitués par une alternance de phases de quiescence et de phases d'éruption (Guliyev et Feizullayev, 1998). Lors des phases de quiescence, les volcans présentent tout de même une activité faible mais continue d'expulsion d'un matériau boueux de faible viscosité et de fortes émanations de gaz. Lors des phases d'éruption, les événements peuvent être plus ou moins catastrophiques, avec l'expulsion de brèches visqueuses, chargées en clastes anguleux parfois volumineux (plusieurs dizaines de centimètres), et un fort flux de gaz combustible. Lors des

expulsions violentes, le grand volume de brèches argileuses peut conduire à la formation d'îles éphémères (exemple de Chatham sur la côte Sud de Trinidad, Deville et al., 2006). En une seule éruption, le système de volcan de boue peut ainsi largement modifier la topographie initiale mais peut aussi modifier sa propre morphologie très rapidement. Pendant 431 jours d'observation, le volcan sous-marin Håkon Mosby a été le siège de 25 éruptions qui ont drastiquement modifié sa forme (Figure 1-10) (Feseker et al., 2014).

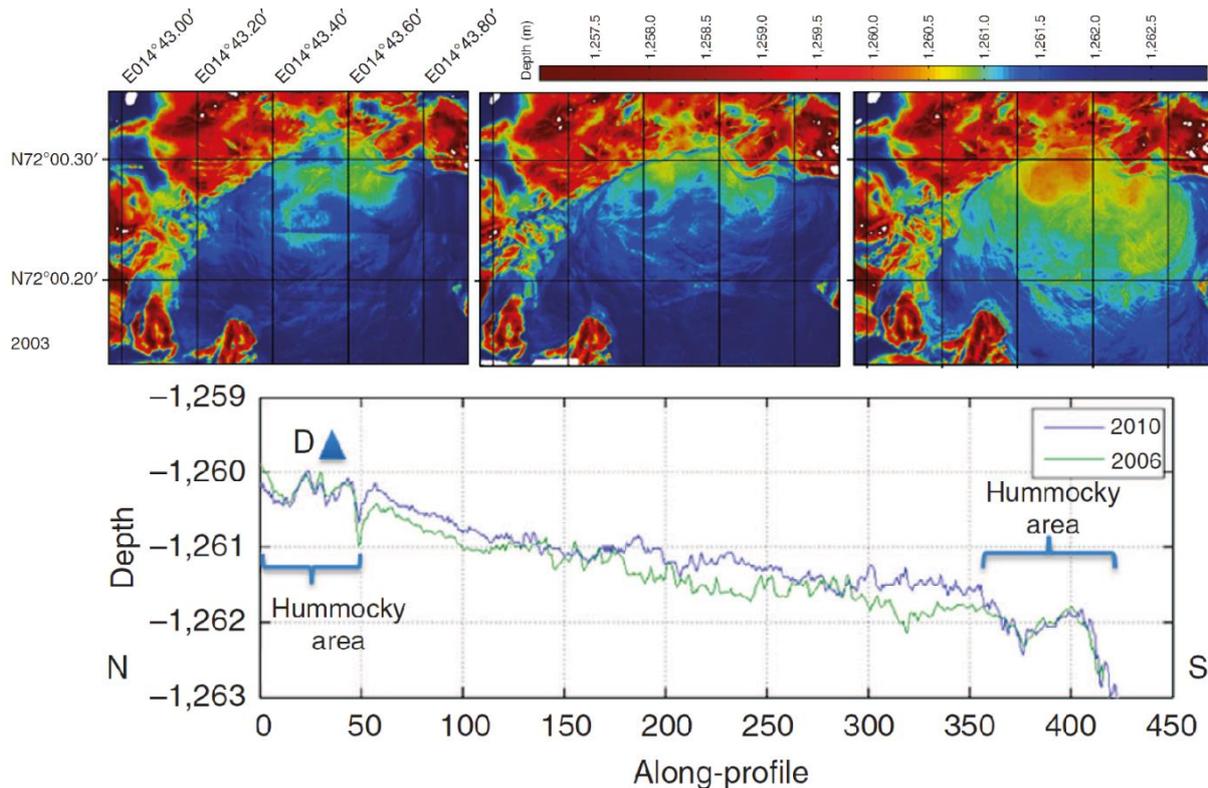


Figure 1-10 : Figures illustrant le suivi de l'évolution morphologique au cours du temps du volcan de boue Håkon Mosby en Mer du Nord (modifié d'après Feseker et al., 2014). Les trois premières figures sont des cartes bathymétriques du volcan acquises, de gauche à droite, en 2003, 2006 et 2010. La figure du dessous représente deux profils topographiques N-S comparant la topographie de l'édifice entre 2006 et 2010.

Au sein d'un même champ, la fréquence d'activité et la durée des éruptions sont variables d'un volcan de boue à un autre (Figure 1-11). La durée d'une éruption peut varier de quelques heures à plusieurs dizaines de jours. La durée de la phase de quiescence peut s'étendre sur quelques années à plusieurs dizaines d'années (Figure 1-11). Chaque volcan de boue a donc sa propre cyclicité. A plus grande échelle de temps, des cycles d'activité de volcan de boue ont été enregistré dans les séries sédimentaires (Deville, 2009) ; ils se traduisent par la mise en place et la construction d'édifices volcaniques, l'arrêt total de l'activité extrusive et l'enfouissement des structures puis la réactivation des systèmes avec la construction de

nouveaux édifices approximativement à la même localisation géographique. Des paléo-édifices ont également été observés, traduisant l'arrêt total d'un système.

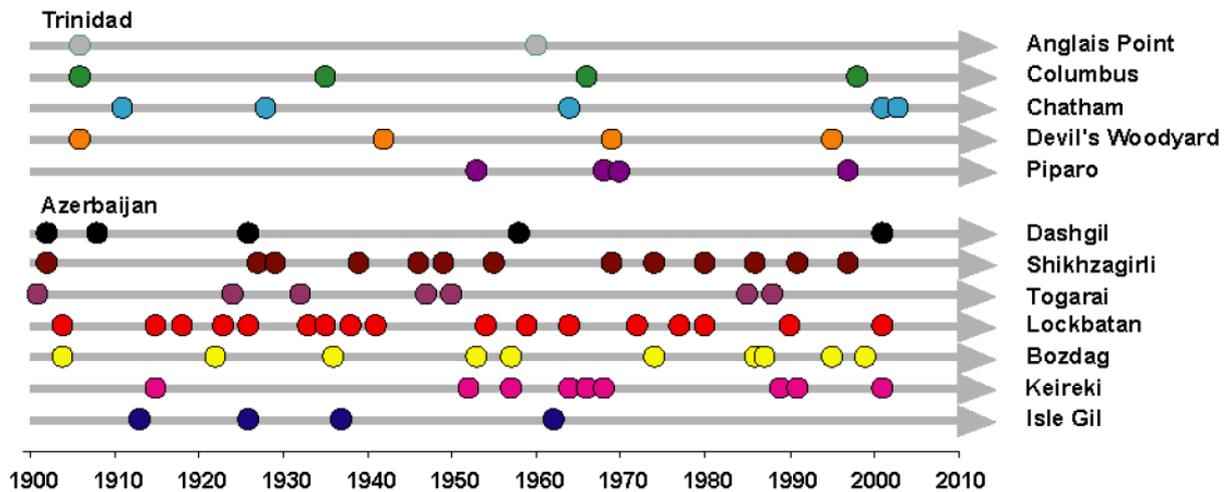


Figure 1-11 : Fréquences des éruptions catastrophiques des volcans de Trinidad et d'Azerbaïdjan (Deville et al., 2004 ; Deville et Guerlais, 2009).

#### 1.2.1.3.1. Evolution temporelle des volcans de boue

Actuellement, l'évolution du système de volcan de boue, de son initiation à son extinction, est encore peu connue. A terre, la **naissance** du volcan de boue Lusi (Ile de Java) a pu être observée et documentée (Mazzini et al., 2007). Ainsi, l'éruption du volcan a été précédée pendant quelques jours de nombreuses expulsions d'eau. La première éruption de la structure consistait en une forte expulsion de gaz et de vapeur d'eau, suivie par l'expulsion d'un matériau argileux de faible viscosité, composé à 60% d'eau. A ce stade, l'édifice était large de 6,3 km et présentait la forme d'un cratère circulaire avec des fractures longues de 100 m. Des expulsions de sable se sont ensuite opérées, rapidement recouvertes par de la boue.

Au cours de l'année suivante, de nouveaux sites d'éruption sont apparus, le volume de boue extrudée a augmenté, une subsidence de forme ellipsoïde est apparue autour du volcan. Au bout d'un an, la concentration en eau dans les éruptions a diminué à 30% mais la concentration en clastes et argiles et la viscosité des extrusions ont augmenté (Mazzini et al., 2007). Des variations de composition du matériau extrudé (proportion matrice argileuse/claste) ont aussi été observées dans les forages réalisés dans les édifices sous-marins Napoli et Milano localisés sur la Ride Méditerranéenne et ont été associées à différents épisodes extrusifs (Emeis et al., 1996 ; Robertson et Kopf., 1998).

Au cours de la construction des volcans, les centres d'émissions peuvent migrer dans l'espace sur un périmètre de quelques dizaines de mètres. Certains centres arrêtent leur activité tandis que de nouveaux apparaissent à proximité (Deville, 2009).

#### 1.2.1.3.2. Facteurs contrôlant l'activité des volcans de boue

Les facteurs contrôlant les phases d'expulsion et le flux de matériaux expulsés sont encore mal connus. Certains auteurs ont tenté de corréler des phases d'expulsions de volcans de boue avec l'activité sismique grande échelle (Hieke, 2004) ou même à des évènements sismiques spécifiques (Deville, 2009). Ce lien existe ponctuellement mais il n'est pas systématique. Un séisme peut déclencher l'éruption d'un volcan qui était prêt à entrer en activité (Deville, 2009). La fréquence d'activité pourrait aussi être contrôlée par le **régime de pression local** dans la pile sédimentaire, qui est propre au système des fluides à l'origine des structures extrusives (Deville, 2009). Enfin, Deville (2009) a mis en évidence une corrélation entre des **évènements turbiditiques** et la construction de volcans de boue près des côtes de Trinidad. Ceux-ci se développent au cours des phases de faibles sédimentations turbiditiques puis sont recouverts pendant les phases de fortes sédimentations. Une telle corrélation entre les variations eustatiques qui semblent contrôler la sédimentation turbiditique et l'activité des volcans de boue n'a pas encore été démontrée dans la littérature. En revanche, cela a été montré pour les *pockmarks* (voir paragraphe 1.3.2.1.4) (Riboulot et al., 2013). Chaque volcan semble donc posséder sa période propre d'évènements catastrophiques (Figure 1-11).

#### 1.2.1.4. Classification des volcans de boue

Différentes classifications des volcans de boue, ont été proposées à terre et en mer dans la littérature. Elles se basent sur plusieurs critères : la **morphologie des édifices** (taille, pente, forme) (Shih, 1967 ; Higgins et Saunders 1974 ; Guliyev, 1992 ; Ivanov et al., 1996 ; Kopf, 2002 ; Huguen et al., 2004), leur **dynamique extrusive** (Kugler, 1953 ; Kalinko 1964 ; SOCAR 1996) et/ou leur **corrélation** avec des **structures géologiques locales** (failles, plis) (Arhangelski, 1932 dans Dimitrov, 2002 ; Yusifov et Rabinowitz, 2004).

Pour Kopf (2002) qui classe les édifices en fonction de la pente des flancs du volcan, les édifices ayant une pente inférieure à 5° sont qualifiés de galette (*mud pie*) tandis que les autres sont des dômes (*mud domes*).

La compagnie State Oil d'Azerbaïdjan (SOCAR) classe les édifices en quatre groupes selon leur style d'activité éruptive (dans Fowler et al., 2000) :

- Explosive I : le volcan est caractérisé par un flux fort et puissant de brèches de boue chargées en clastes et de gaz qui s'enflamme à l'air libre ;
- Effusive II : le volcan éjecte de grandes quantités de brèches de boue et de gaz mais celui-ci ne s'enflamme pas ;
- Effusive III : le volcan présente un écoulement de boue de faible viscosité sans émission intense de gaz ;
- Extrusive IV : le volcan émet une extrusion très lente de brèches visqueuses avec une très faible émission de gaz.

A terre, Kalinko (1964) propose une classification basée sur des critères morphologiques couplés aux types d'éruption des structures :

- Type Lokbatan : Ce type caractérise les volcans coniques aux pentes abruptes (brèche de faible viscosité) et explosifs avec l'émission de gaz qui s'enflamment à l'air libre. Ces phases sont brèves et alternent avec de longues périodes de quiescence. Les conduits alimentant l'édifice sont bloqués par des bouchons de brèche (*mud plug*) entraînant une augmentation de la pression. Il en résulte des éruptions violentes.
- Type Chikishlyar : Ce type caractérise les volcans au relief plat, légèrement bombé ou en forme de lac de boue et dont l'activité extrusive est calme. Le flux de gaz expulsé est faible, uniforme et continu. La brèche est très liquide. Plusieurs centres d'émissions s'organisent sur l'édifice.
- Type Schugin : Il s'agit d'un type de transition entre les types Chikishlyar et Lokbatan. Il regroupe une grande variété de formes, dont une majorité de cratères avec de multiples édifices. Ces structures montrent une alternance de périodes d'activités explosives et calmes.

Cette classification a été reprise par Dimitrov (2002) et par Yussifov et Rabinowitz (2004) qui ont travaillé sur la morphologie de volcans sous-marins en Mer Caspienne (99 structures étudiées) à partir de l'analyse de profils de sismique réflexion 2D. Ils définissent quatre types selon leur forme et leur activité :

- Edifices concaves (type Lokbatan) ;
- Edifices convexes (type Schugin) ;
- Edifices plats (type Chikishlyar) ;

- Edifices enfouis. Ce type ne prend en compte que le critère d'activité du volcan (stade de vie).

Ces classifications sont souvent basées sur l'utilisation de 1-2 critères qualitatifs déduits de l'analyse de 1-2 types de données et sont toujours réalisées sur un nombre restreint d'échantillons et à une échelle locale, ou dans un seul contexte géologique. Ainsi, les morphologies étant plus complexes que celles utilisées dans ces classifications et les volcans montrant des activités cycliques très différentes (journalière, mensuelle, annuelle, ou à l'échelle des temps géologiques), il est donc difficile de se baser sur ces critères pour créer une classification robuste de ces structures. Les différentes classifications de la littérature ne permettent pas d'expliquer les processus géologiques associés aux volcans de boue.

### 1.2.2. Domaine intrusif

Les témoins en surface de l'activité des extrusions présentent des caractéristiques très différentes en termes de morphologie, composition des gaz, matériau expulsé ou encore d'activité. Qu'en est-il de l'architecture et de la géométrie du système en profondeur ?

#### 1.2.2.1. Architecture du système de plomberie

A partir des données de sismique réflexion 2D et 3D, plusieurs caractéristiques générales communes à l'architecture des systèmes de volcans de boue ont été reconnues (Stewart et Davies, 2006 ; Deville, 2009).

Sur les données de sismique réflexion, les volcans présentent une **colonne verticale** à l'aplomb de l'édifice sous-marin, recoupant l'ensemble de la pile sédimentaire (Figure 1-12). Cette colonne, de forme circulaire en plan (Figure 1-12), présente un **faciès sismique chaotique**. Les réflecteurs y sont désorganisés, parfois transparents, incohérents. La colonne varie de quelques mètres de large à la largeur même de l'édifice en surface et peut présenter une valeur de hauteur bien supérieure à celle de la largeur. En profondeur, cette colonne s'amincit. En surface, le volcan est centré à l'aplomb de cette zone amincie (Figure 1-12). Cette zone chaotique est interprétée comme la zone de migration des fluides (*feeder pipe*) (Stewart et Davies, 2006). Le faciès sismique chaotique traduit une complexité structurale de la zone et/ou la présence de gaz. Certains auteurs ont noté la présence de **failles normales circulaires** organisées concentriquement autour de la colonne chaotique (Figure 1-12). Elles sont interprétées comme des failles de cisaillement du cône vers son axe central, résultant de la subsidence de l'édifice (Graue, 2000 ; Murton et Biggs, 2003 ; Stewart et Davies, 2006). Des

organisations de failles radiales ont également été observées autour des structures et interprétées comme des failles résultant de la formation du dôme (Stewart et Davies, 2006). En sismique réflexion, les édifices extrusifs sont caractérisés par des formes de lentilles, appelés **bi-cônes**, avec un sommet convexe et une base concave (Figure 1-12). Les réflecteurs au sommet et à la base de la structure sont de forte amplitude, illustrant un fort contraste avec l'encaissant. Au cœur du bi-cône, le faciès sismique est chaotique, les réflecteurs sont désorganisés et de faible amplitude (Figure 1-12). L'édifice a une forme circulaire et les réflecteurs environnant se terminent en onlap sur son sommet. Lorsque la structure présente plusieurs cycles d'activité et de construction, un empilement vertical de paléo-structures est identifiable sur les profils sismiques (Figure 1-12A). Il s'agit d'une géométrie dite en « **arbre de Noël** » (Deville et al., 2006). Elle résulterait de l'interaction entre l'activité du volcan et la mise en place de dépôts turbiditiques (Deville, 2009). Stewart et Davies (2006) qualifient le premier édifice de la série comme l'édifice pionnier (*pioneer edifice*).

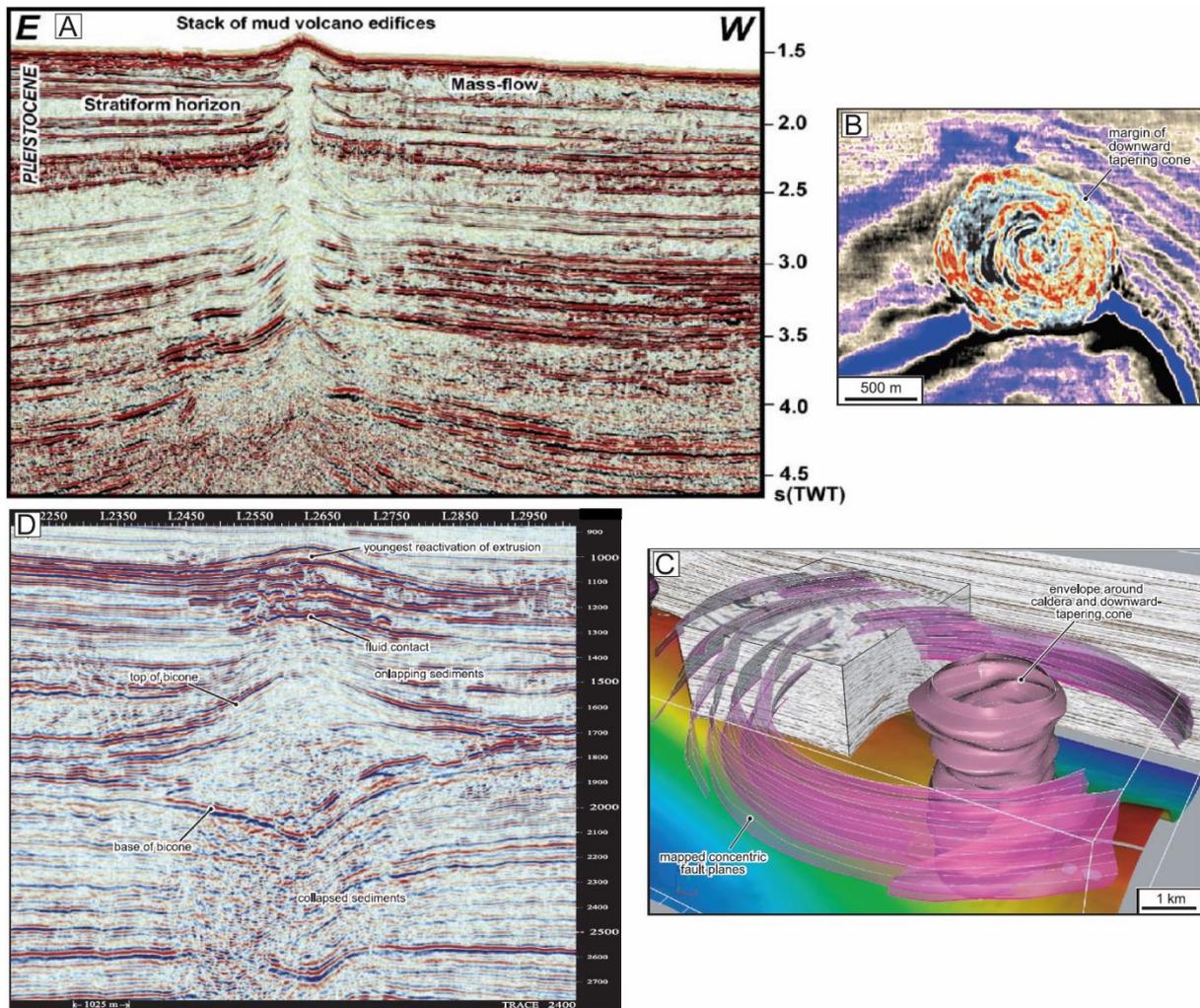


Figure 1-12 : (A) Profils de sismique réflexion recoupant différents volcans de boue offshore occidentale de Trinidad (Deville et al., 2006). (B) Coupe horizontale en profondeur de la colonne au faciès sismique transparent associée à un volcan de boue en Mer Caspienne. (C) Profil de sismique réflexion recoupant un volcan de boue fossile en Mer Caspienne. (D) Visualisation en 3D de la colonne au faciès sismique transparent et des failles circulaires concentriques (Stewart et Davies, 2006).

Si les données de sismique réflexion ont permis de mettre en évidence différents éléments architecturaux caractérisant le domaine intrusif des systèmes de volcans de boue, ceux-ci sont encore mal imagés du fait de problèmes de résolution et d'anomalies acoustiques liées à la présence de circulation de fluides. Selon la localisation du profil sur l'édifice (structure recoupée au niveau du flanc ou du sommet), il ne sera pas possible d'observer la même signature sismique ou les mêmes géométries profondes. Lorsqu'une structure est recoupée à son apex, le signal sismique à sa verticale est très perturbé. Les données de sismique réflexion 2D nous limitent donc dans la compréhension des architectures profondes. L'utilisation de blocs

de données de sismique réflexion 3D peut alors permettre d'obtenir une meilleure visualisation des systèmes profonds.

#### 1.2.2.2. Modèles architecturaux du domaine intrusif

La dynamique du domaine intrusif des systèmes de volcan de boue est encore mal renseignée. Comme mis en évidence ci-dessus, l'interprétation sismique de l'architecture du domaine intrusif est complexe du fait de la présence de gaz, de fractures, de blocs basculés et de mélanges de matériaux. De plus, il n'existe pas ou peu d'analogues terrestres à étudier à l'affleurement. Il est donc difficile de relier les observations géophysiques aux observations de terrain. Løseth et al. (2011) ont observé 41 structures à l'affleurement, retrouvées dans trois niveaux stratigraphiques différents datés du Pliocène supérieur, dans la zone de Cape Vagia sur l'île de Rhodes (Grèce) (Figure 1-13). Il s'agit de structures circulaires composées d'un mélange d'argiles et de clastes anguleux, sans organisation interne et de nature différente de l'encaissant. En périphérie, un réseau de fractures sub-circulaires concentriques à fort pendage ( $80^\circ$ ) s'organise autour du faciès central (Figure 1-13). Løseth et al. (2011) proposent que ces structures soient des analogues terrestres des colonnes sub-verticales (*pipe*) au faciès sismique transparent (1000-1300m de longueur, 50-150 m de largeur) associées à des dépressions sur le fond de mer (100-700 m de diamètre, profond jusqu'à 30m) dans le delta sous-marin du Niger.

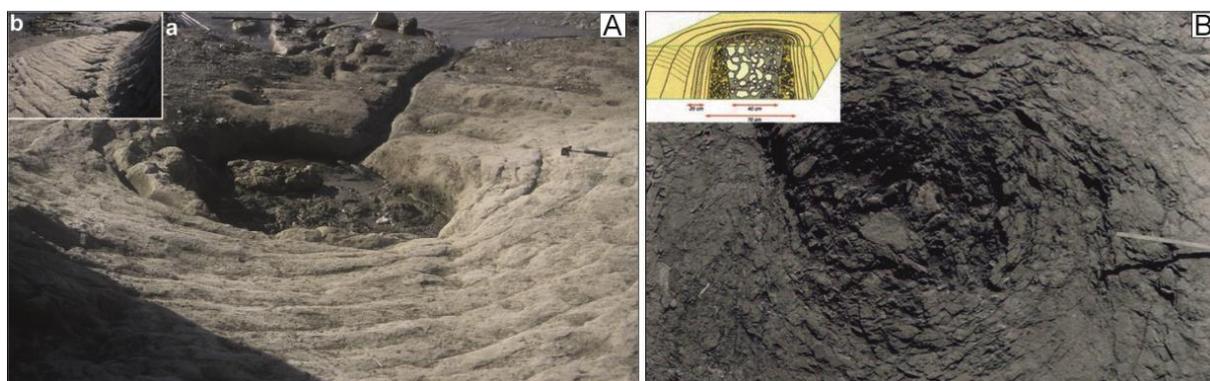


Figure 1-13 : Photographies des structures circulaires visibles à l'affleurement dans les sédiments d'âge Pliocène supérieur sur l'île de Rhodes (A) (Løseth et al., 2011), (B) (Judd et Hovland 2007).

Dans la littérature, différents modèles/classifications ont été proposés pour expliquer l'architecture des systèmes de « plomberie ». Ceux-ci pourraient correspondre à :

- des diapirs argileux en forme de bulbe (*bulbous diapir*) (Brown, 1990 ; Kopf, 2002 ; Van Rensbergen et al., 1999 ; Morley et Guerin, 1996 ; Somoza et al., 2012 ; Palomino et al., 2016),

- des diatrèmes, similaires aux diatrèmes volcaniques (Brown, 1990 ; Robertson et Kopf 1998),
- un complexe de conduits de boue (*intricate mud pipe*) comprenant des dykes et sills (Morley, 2003 ; Stewart et Davies, 2006 ; Roberts et al., 2010),
- des chambres de boue alimentant le volcan en surface (Deville et al., 2003).

#### 1.2.2.2.1. Les diapirs d'argile

Le mécanisme à l'origine de la formation des diapirs d'argile est la force de **flottabilité** d'un mélange sédiment/fluide qui résulte d'un contraste de masse volumique entre celui-ci et les couches sus-jacentes. Les matériaux plus denses s'affaissent dans le niveau argileux provoquant son fluage vers le haut. Les argiles migrent en masse par inversion de densité par rapport aux niveaux stratigraphiques supérieurs (Brown, 1990). Sur les données de sismique réflexion, les diapirs d'argile forment des intrusions en forme de bulbe (Figure 1-14). Lorsqu'un diapir perce le fond de mer, un volcan de boue se forme suite à la migration de fluides le long du diapir (Milkov, 2000 ; Somoza et al., 2012 ; Palomino et al., 2016 ; Lei et al., 2011). La formation du volcan est alors contrôlée par le flux des fluides et la rhéologie du matériau diapirique (taille des grains, consolidation) (Figure 1-14) (Brown, 1990).

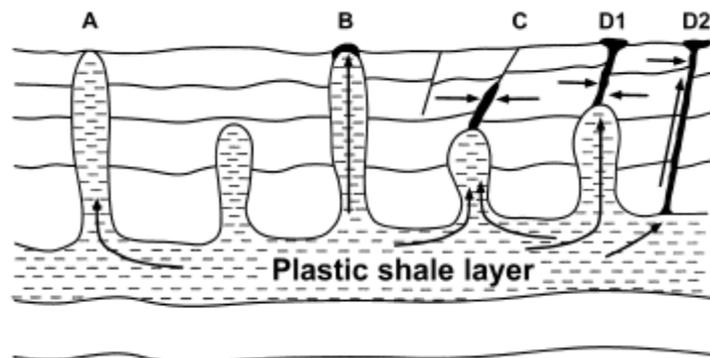


Figure 1-14 : Schéma illustrant la formation de volcans de boue suite à la formation de diapir d'argile en profondeur (Milkov, 2000).

Toutefois, le mécanisme de flottabilité n'explique pas comment les clastes provenant des différents niveaux stratigraphiques de l'encaissant sont incorporés au sein du diapir. Il en est de même pour la fraction argileuse, gazeuse ou aqueuse. Contrairement au phénomène de diapirisme, l'apport de fluides profonds en surpression semble être une condition indispensable à la mise en place de système de volcan de boue (Ferrand, 2007 ; Etiope, 2009). Enfin, les diapirs d'argile n'ont jamais été observés à l'affleurement. Bien que les argiles puissent se déformer de manière ductile, aucun diapir d'argile n'a jamais été mis en évidence perçant les

niveaux en surface comme cela a pu être montré pour le sel (Deville, 2009). Certaines structures interprétées comme des diapirs d'argile sur les profils de sismique réflexion ont été réinterprétées, par la suite, comme des anticlinaux.

#### 1.2.2.2.2. *Les diatrèmes*

Le deuxième mécanisme proposé dans la littérature pour expliquer la formation des volcans de boue implique un processus de fluidisation de niveaux argileux par des gaz ou de l'eau (Brown, 1990). Le matériau fluidisé migre ensuite rapidement le long de fractures ou failles, formant un diatrème. Ces structures peuvent être connectées à un diapir d'argile ou directement avec le niveau source (Milkov, 2000 ; Kopf, 2002).

Woolsey et al., 1975 ont réalisé une série de modélisations analogiques pour comprendre la mise en place, l'architecture et les processus internes des diatrèmes. Ces expériences ont été réalisées avec des matériaux aux propriétés rhéologiques différentes (de la fraction argileuse jusqu'aux graviers). Les différentes configurations de matériaux ont été soumises à une source d'air comprimé au niveau de leur base, modélisant le niveau de fluide en surpression des systèmes de fluides.

Au cours des expériences, suite à l'augmentation de pression d'air en profondeur, il se forme des fractures qui se propagent rapidement de la source vers la surface (**phénomène d'hydro-fracturation**) (Figure 1-15A). Dans les niveaux de matériaux cohésifs, l'organisation des fractures est complexe. Dans certains cas, il se développe en sub-surface des cavités remplies de gaz avec un toit arqué (Figure 1-15A). Il se crée alors un bombement de la surface avec la mise en place de fractures radiales et circulaires (Figure 1-15A) suivi parfois d'une forte explosion et la formation d'un cratère de type maar (Figure 1-15B). Le bombement de la surface avant l'expulsion de matériaux a été observé sur certains volcans de boue en Azerbaïdjan (Antonielli et al., 2014) ou sur le volcan de boue sous-marin Håkon Mosby (Feseker et al., 2014). Les explosions violentes plissent les strates adjacentes. Par la suite, un système de circulation convective de fluides et un processus de fluidisation des matériaux se mettent en place. Cette zone est le conduit du système. La circulation produit une subsidence de la surface et cause l'effondrement de blocs le long des bords du conduit (Figure 1-15B). Parfois, la présence d'une dalle comble ce cratère en surface mais avec l'expulsion continue de fluide (bullage), la dalle s'enfonce dans le conduit et le cratère s'agrandit. Le conduit prend l'aspect d'un cône en forme d'entonnoir vers le bas rempli du mélange de matériaux liquéfiés (similaire aux *downward-tapping cone* décrits entre autres par Stewart et Davies (2006) ou Deville et

al. (2006)) (Figure 1-15C). L'évasement initial du conduit en profondeur est peut-être enclenché par l'expansion du gaz (dilatation) suite aux changements de phases des liquides (surtout l'eau), quand ils migrent vers le haut. L'évasion du conduit en surface dépend de la rhéologie du niveau de surface. Lorsque celui-ci est de faible résistance, la forme du conduit est accentuée par l'affaissement des strates. En profondeur, elle dépend également du type de matériaux traversés. Une migration latérale est possible dans les sédiments de faible cohésion. Parfois, des conduits subsidiaires se développent et s'arrêtent lorsque le conduit principal atteint la surface (Figure 1-15A). En résumé, la structure du diatrème dépend principalement de la rhéologie des matériaux traversés.

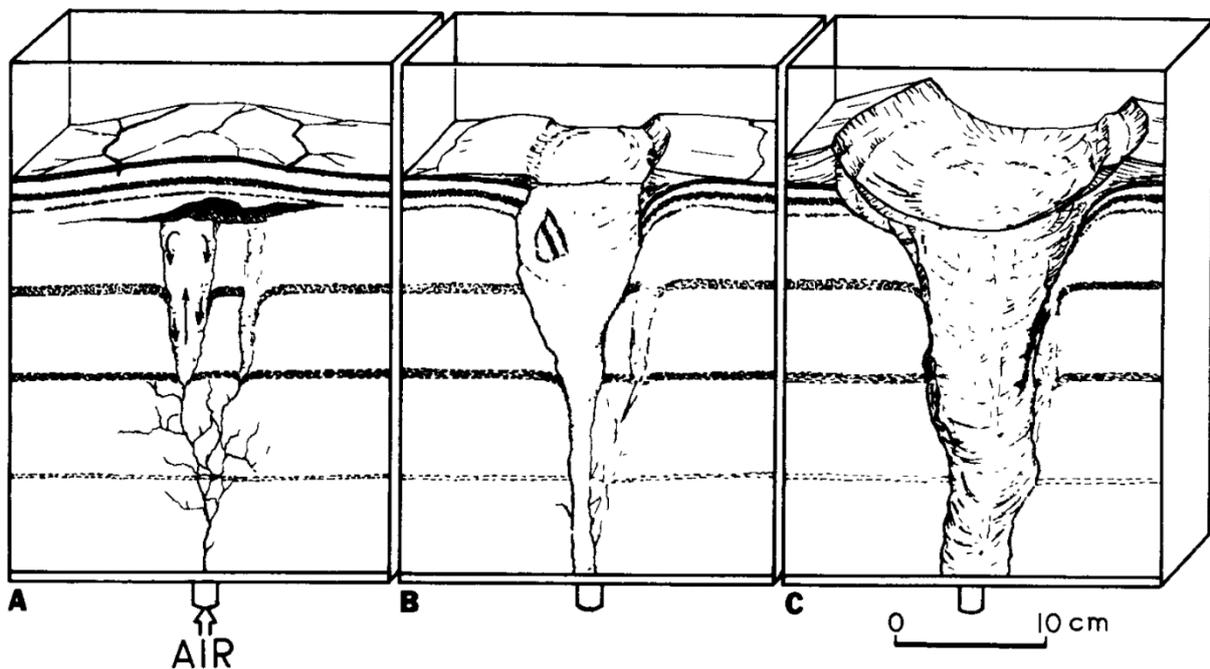


Figure 1-15 : Schéma illustrant les différentes étapes de formation des diatrèmes (Woosley et al., 1975).

Certaines structures initiales du système de diatrèmes ne sont pas ou rarement observées sur le terrain (le bombement de la surface ou le plissement des strates). Ces structures peuvent être soit masquées soit détruites par l'activité des diatrèmes. Woosley et al. (1975) associent différentes structures perçantes aux diatrèmes comme les *pockmarks*, les volcans de boue, les structures hydrothermales ou kimberlite (Nermoen et al., 2010).

#### 1.2.2.2.3. Les complexes de conduits de boue

Sur la base de certaines observations géophysiques et de terrain, des auteurs ont proposé un autre modèle expliquant la structure interne des systèmes de volcans de boue. Le transport

des matériaux des niveaux sources vers la surface se ferait via des systèmes de conduits (*pipe*), de *dykes* et de *sills*, similaires à ceux observés dans les volcans magmatiques. Les conduits seraient des structures semblables aux diatrèmes décrits précédemment (Roberts, 2010). Les argiles mobilisées, sans structure interne, envahiraient les systèmes de fractures (Morley, 2003), formant un complexe de conduits au sein d'une zone cylindrique (Evans et al., 2007 ; Kurszlaukis et Barnett, 2003 ; Stewart et Davies, 2006). Des exemples de tels conduits ont été décrits à l'affleurement par Morley (2003) ou Roberts et al. (2010). La largeur de ces conduits varie de 1 cm à 100 m à terre pour les volcans de l'Azerbaïdjan et entre 1,5 et 3,5 km pour les volcans sous-marins de la Mer noire et de la Mer Caspienne (Stewart et Davies, 2006). Les événements dispersés en surface confortent l'existence d'un réseau de différents conduits en profondeur (Hovland et al., 1997 ; Planke et al., 2003).

Roberts et al. (2010) décomposent ce complexe cylindrique en trois zones distinctes : la zone active de sorties de fluides (*active vent zone*) où ceux-ci migrent au travers de différentes fractures et sont expulsés, la zone centrale de blocs basculés (*centrale zone of block rotation*) et la zone périphérique de fractures (*peripheral fracture zone*) (Figure 1-16).

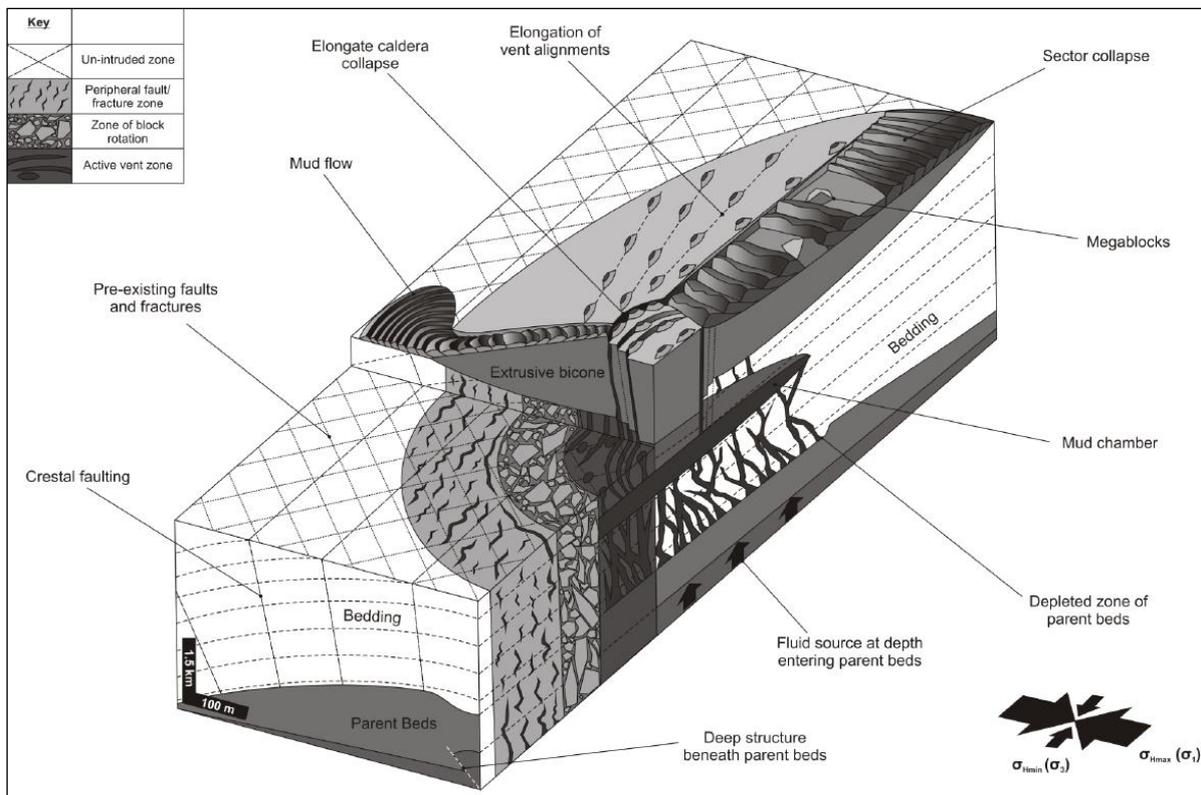


Figure 1-16 : Modèle schématique illustrant le domaine intrusif et extrusif d'un système de volcan de boue. Les trois zones du complexe cylindrique définies par Roberts et al. (2010) y sont présentées.

#### 1.2.2.2.4. Chambre de boue

De la brèche argileuse a été retrouvée dans certains forages pétroliers du secteur de Trinidad (Figure 1-17A) (Deville et al., 2003). Ce faciès a été interprété soit comme du matériau intrusif (*mud plug*) soit comme du matériau extrusif (paléo-volcans de boue). Ces observations posent l'hypothèse de l'existence de zones de stockage ou chambres de boue dans les systèmes de volcans de boue (Deville et al., 2006). Des conduits verticaux (fractures, failles) alimenteraient ces chambres en fluides profonds. Elles seraient situées dans les niveaux stratigraphiques superficiels et contiendraient du matériau liquéfié (Figure 1-17B). Des réseaux de fractures draineraient le mélange de la chambre de boue vers la surface. En se vidant puis en se remplissant, ces chambres joueraient un rôle de réservoir pour les volcans de boue (Deville, 2009).

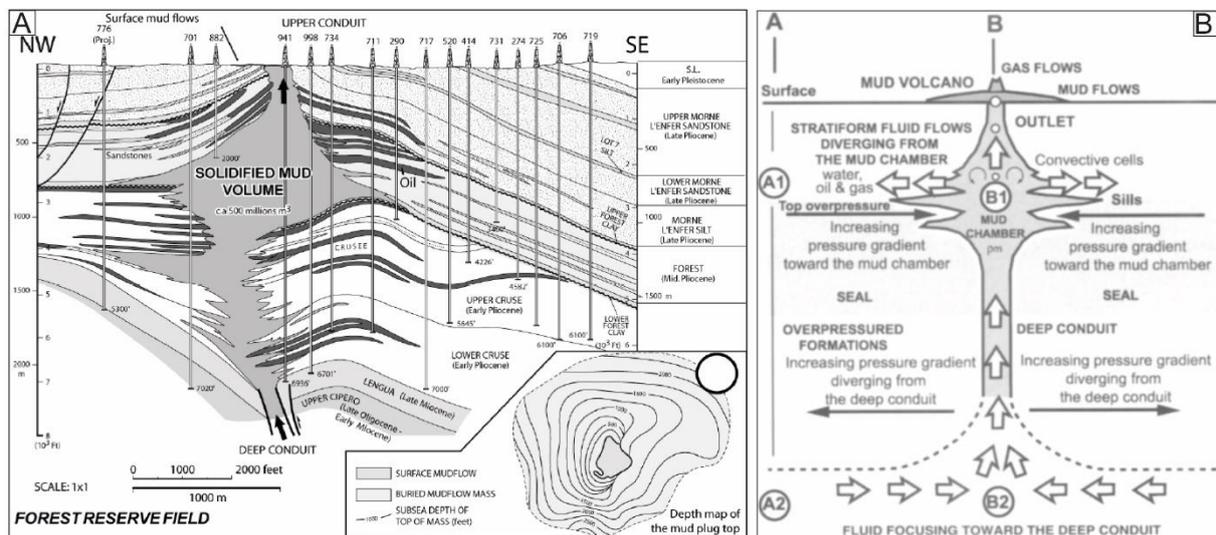


Figure 1-17 : (A) Coupe schématique à travers la structure Forest Reserve où une masse argileuse a été forée (Higgins, 1996 dans Deville et al., 2003) (B) Représentation schématique d'un système de volcan de boue comprenant des chambres de boue (Deville et al., 2003).

Il n'existe pas d'exemples dans la littérature décrivant précisément ces chambres de boue. Stewart et Davies (2006) proposent que des paléo-volcans de boue enfouis qui ne se sont pas complètement déshydratés pourraient jouer le rôle de chambre de boue (*secondary mud source reactivation*), et qui serait non intrusive dans ce cas.

S'il existe bien des chambres de boue en profondeur qui contrôlent les volcans en surface, comment sont-elles reconnaissables sur les profils de sismique réflexion ? Quelles sont leurs signatures sismiques et quels éléments les distinguent des paléo-volcans de boue ?

### 1.2.3. Source

La source des systèmes de volcan de boue correspond à un niveau de **fluides profonds en surpression** (fluides thermogéniques issus de systèmes pétroliers) (Etiopie, 2009). En plus de ces fluides profonds, différents niveaux sont mobilisés (niveaux argileux, fragments de l'encaissant, eaux, d'autres gaz (biogéniques)).

Sur les profils de sismique réflexion, le niveau source des systèmes de volcan de boue est rarement visible en raison du manque de résolution en profondeur, la source étant située à de trop grandes profondeurs. La plupart des auteurs ayant étudié les volcans de boue situent leur source à des profondeurs supérieures à 2-5 km et jusqu'à 10 km pour les volcans de boue en Azerbaïdjan (Hovland et al., 2006) au sein de niveaux argileux sous-compactés (Kopf, 2002). Pour identifier les niveaux mobilisés et la profondeur de la source il faut faire des analyses sur le matériel expulsé :

- analyses pétro et bio-stratigraphiques des fragments rocheux mobilisés pour reconstruire la colonne litho-stratigraphique traversée,
- analyse bio-stratigraphique de la matrice argileuse pour identifier son âge,
- analyse de la matière organique dans la matrice pour identifier la température maximum à laquelle elle a été soumise et donc avoir une idée de la profondeur maximum d'enfouissement (méthode RAMAN, vitrinite réflectance),
- analyse géochimique des gaz pour identifier leur nature et donc leur origine (biogénique, thermogénique, hydrocarbures).

Pour mieux comprendre les systèmes de volcan de boue il faut également comprendre les mécanismes et processus à l'origine de ces surpressions et mobilisations sédimentaires.

### 1.2.4. Mécanisme de mobilisation sédimentaire

La mobilisation d'argiles en profondeur implique une succession de différents mécanismes de déformation et de mobilisation comprenant : la liquéfaction, l'hydrofracturation et la fluidisation des matériaux. Tous ces mécanismes se produisent dans des systèmes où les fluides sont en surpression.

#### 1.2.4.1. La liquéfaction

Le phénomène de liquéfaction est un processus qui modifie le comportement mécanique d'un matériau. Il se produit lorsqu'il n'y a pas de friction interne ou de cohésion entre les

particules d'un sédiment (Maltman, 1994). Le sédiment est saturé en fluide, augmentant la pression interstitielle et réduisant sa résistance au cisaillement. Lorsqu'il est soumis à une contrainte externe (séisme, mise en place de dépôts gravitaires, vagues de tempêtes), le matériau se liquéfie et passe d'un comportement plastique à un comportement de type fluide (Seed, 1979 ; Milkov, 2000 ; Yassir, 2003). Ce processus est rapide mais réversible. D'un point de vue géotechnique, les sédiments argileux sont thixotropes : ils peuvent se liquéfier lorsqu'ils sont gorgés d'eau et soumis à une force de cisaillement (Lance et al., 1998).

#### 1.2.4.2. La fracturation hydraulique

Lorsque les fluides sont en surpression dans les niveaux argileux, ils fracturent les roches sus-jacentes : c'est le phénomène d'hydro-fracturation. Les différents mécanismes à l'origine des surpressions de fluide dans les couches sédimentaires ont été présentés dans l'introduction de ce chapitre.

Le phénomène d'hydro-fracturation s'opère lorsque la pression du fluide dans un niveau sédimentaire atteint le seuil de fracturation de l'encaissant, c'est-à-dire lorsque la pression de fluide est supérieure à la somme de la contrainte principale minimum (pression horizontale) et de la résistance à la traction de l'encaissant. Les systèmes de fractures hydrauliques se propagent très largement au-dessus des zones de surpression et créent des chemins de migration. Les fluides convergent dans la zone de surpression et divergent dans la zone supérieure où la pression est normale (Deville et al., 2003).

Deville (2009) rapporte que les clastes de la brèche argileuse présentent une fracturation isotrope cimentée par de la calcite, suggérant une fracturation par de l'eau et non par un sédiment liquéfié. L'eau aurait créé et aurait circulé dans ces fractures avant que les argiles liquéfiées n'y soient injectées. Ceci est confirmé par Mazzini et al. (2007) qui ont observé l'expulsion de grandes quantités d'eau avant l'expulsion d'argile. Ces argiles auraient intrudé ces fractures par la suite en incorporant les fragments hydro-fracturés de l'encaissant.

#### 1.2.4.3. La fluidisation

La fluidisation est un processus physique permettant la mise en mouvement et le transport d'un sédiment liquéfié dans des fractures hydrauliques par des forces d'entraînement des grains (Jolly et Lonergan, 2002). La différence de pression entre la zone source et la zone fracturée initie le mouvement du sédiment liquéfié (Vigorito et Hurst, 2010). Plus la différence de pression est forte, plus la vitesse d'écoulement est grande et plus les particules grossières

seront transportées. Lorsque la fracturation hydraulique atteint la surface, la différence de pression est à son maximum. La vitesse de fluidisation dépend des paramètres rhéologiques des sédiments liquéfiés (diamètre et densité des grains), des caractéristiques du fluide (viscosité et densité) et de la gravité (accélération). L'intrusion de sédiments argileux fluidisés dans ces fractures conduit à la formation de structures de type cheminée (*fluidization pipe*), *dyke* ou *sill* (Morley, 2003).

Dans les processus d'injections sableuses, Hurst et al. (2003a, 2011) ont montré que le volume de fluide nécessaire pour mobiliser du sable doit être au minimum équivalent à celui du sable mobilisé. Le fluide nécessaire pour mobiliser ce niveau doit dans ce cas provenir d'une source externe (gaz et huile thermogéniques). Dans le cas des mobilisations argileuses, il a été montré que les fluides en surpression ne provenaient pas forcément des niveaux d'argiles mobilisés (Kopf, 2002). Les fluides à l'origine des niveaux liquéfiés peuvent également provenir de sources profondes.

Les différents processus de déformation et de mobilisation présentés précédemment sont fortement influencés par la rhéologie des matériaux traversés (granularité des sédiments, organisation stratigraphique, minéralogie des argiles, héritage structural) et par la pression et la nature des fluides impliqués.

### 1.3. Les systèmes d'expulsion de fluides

Roberts (2001) propose que la réponse morphologique aux échappements de fluides dépende de la nature et du flux des fluides expulsés. En fonction de la vitesse d'expulsion des fluides, trois types de structures peuvent se former :

- les flux rapides (dominante argileuse) entraînent la formation de volcans de boue ou de *pockmarks*. La vitesse du flux empêche la mise en place d'écosystèmes chimiosynthétiques et la précipitation de carbonates (Figure 1-18A) (Cartwright et al., 2007 ; Gay et al., 2007),
- les flux intermédiaires modérés engendrent la formation de *pockmarks*, de cratères circulaires, de volcans de boue ou d'encroûtements de carbonates authigènes. De vastes écosystèmes chimiosynthétiques s'installent sur les sites d'échappements de fluides (Figure 1-18B),
- les flux lents (dominante minérale) entraînent la précipitation de monts carbonatés (Cartwright et al., 2007). Les écosystèmes se développent peu et sont caractérisés

par des couvertures bactériennes, le flux de méthane étant trop faible pour que des macrofaunes s'installent (Figure 1-18C).

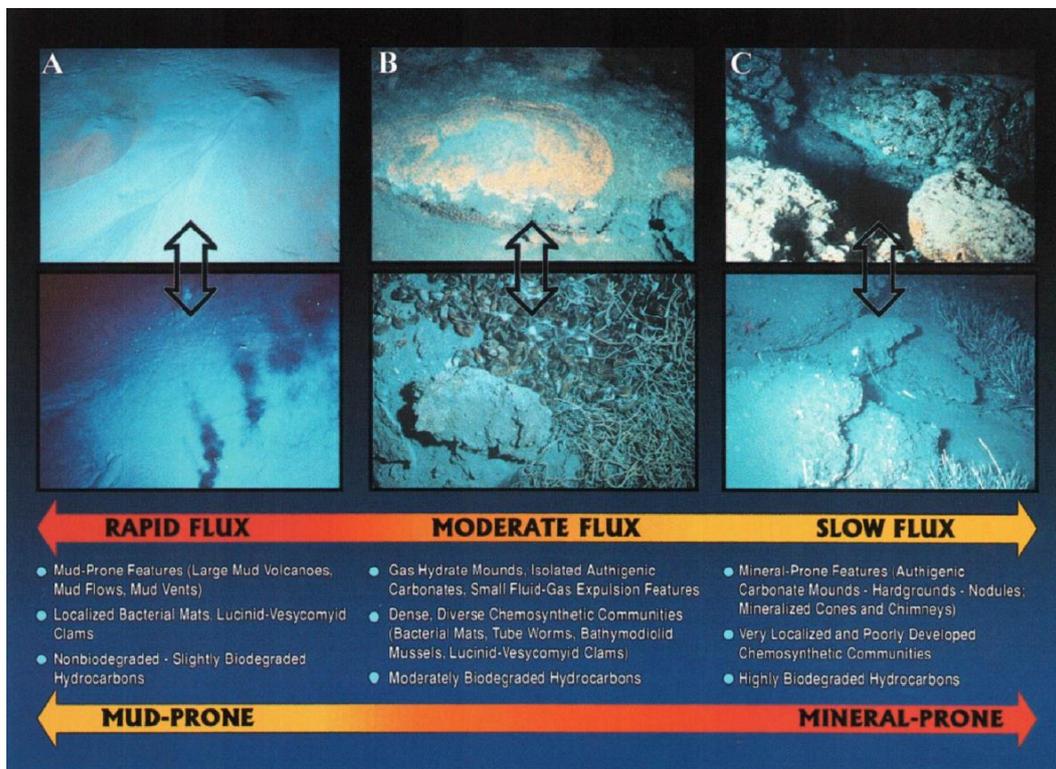


Figure 1-18 : Figure illustrant les différentes morphologies sur le fond associées aux sorties de fluides selon la vitesse du flux émis d'après Roberts (2001).

### 1.3.1. Constructions carbonatées

Des plongées en submersible ont montré l'existence d'écosystèmes chimiosynthétiques associés à des encroûtements de carbonates authigènes sur les sites de sorties de fluides froids (Figure 1-19). Les espèces de ces écosystèmes se nourrissent des différents gaz émis et principalement du méthane. Cette activité microbienne méthanotrophe engendre la précipitation de carbonates authigènes sur le plancher océanique, à n'importe quelle profondeur d'eau et dans n'importe quel contexte (Boetius et al., 2000). Les carbonates authigènes sont massifs et se présentent sous la forme de larges dalles parfois fragmentées (*carbonate pavement*) (Figure 1-19A), de constructions verticales (*chemoherm build-up*) pouvant s'élever jusqu'à 5-10 m au-dessus du fond de mer (Figure 1-19B, C), de cheminées circulaires ou de concrétions irrégulières. L'épaisseur des constructions varie de quelques centimètres à plusieurs mètres. Ces encroûtements carbonatés sont colonisés par des organismes fixes comme des tubes de vers, des mollusques (bivalves, gastéropodes, moules, palourdes), des polychètes et par une faune vagile (crustacés et poissons). L'interaction entre l'intensité du flux et la capacité des

bactéries à oxyder le méthane et réduire les sulfates contrôle l'extension verticale et horizontale des constructions (Foucher et al., 2009). La composition des encroûtements carbonatés dépend de la composition des fluides émis mais sont principalement formés de calcite magnésienne, d'aragonite et de dolomite (Hovland et al., 1987). Ce sont des marqueurs pétrologiques et minéralogiques des sorties de fluides. Ils donnent des informations sur leur origine et leur activité. Ces encroûtements ont été observés associés à des échappements diffus de méthane sur le fond de mer, et à différentes structures (*pockmarks*, volcans de boue, lacs de saumures).

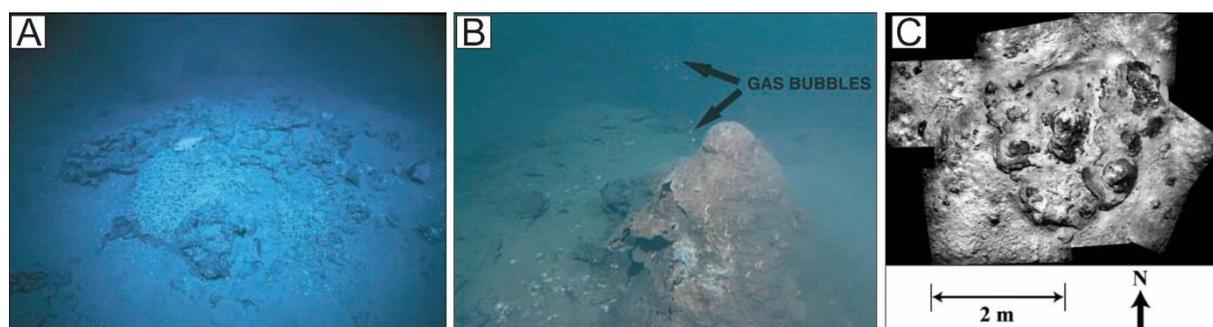


Figure 1-19 : Photographies d'encroûtement carbonaté sous forme de dalle (A) ou de construction de type chemoherm (B), prises lors d'une plongée avec le ROV Jason dans le bassin Levantin en Méditerranée Orientale. (C) Photomosaïque du site de sorties de fluides (Coleman et Ballard, 2001).

### 1.3.2. *Pockmarks*

Deux types de *pockmarks* ont été identifiés dans la littérature, différenciés selon leur morphologie : les *pockmarks* communs résultent de la migration et de l'expulsion de différents fluides en surpression et les *pockmarks* associés aux hydrates de méthane.

#### 1.3.2.1. *Pockmarks* communs

King et McLean (1970) introduisent le terme de *pockmark* pour qualifier des dépressions circulaires observées sur le fond marin au large des côtes de la Nouvelle Ecosse (Canada). Ces dépressions, visibles sur les données de sonar à balayage latéral, sont alors associées à des anomalies acoustiques dans la colonne d'eau et dans les sédiments, dues à la présence de gaz. Ainsi, les *pockmarks* sont interprétés comme des témoins de l'expulsion de fluides. Depuis, ces structures ont été découvertes dans divers contextes géodynamiques, à des profondeurs d'eau comprises entre une dizaine de mètres et plus de 5000 m : sur les marges passives (Hovland et al., 1984 ; Fader, 1991 ; Baraza et al., 1999 ; Sieck, 1975 ; Platt, 1977), dans des lacs (Flood, 1984 ; Pickrill, 1993), dans des contextes tectoniques actifs (Soter, 1999 ; Ruppel et Kinoshita, 2000 ; Orange et al., 1999) ou encore sur des pentes continentales

soumises à une forte sédimentation (Loncke et al., 2004 ; Gay et al., 2007). Une compilation des différents exemples de *pockmarks* observés dans les océans du monde est donnée par Judd et Hovland (2007). Des structures analogues fossiles sont visibles à l’affleurement dans le bassin du Sud-Est de la France (Gay, 2002) ou en Nouvelle-Zélande (Nyman, 2009).

### 1.3.2.1.1. Caractéristiques morphologiques et sismiques

Les *pockmarks* se développent en général dans des sédiments à grains fins, dans un environnement de type pélagique à hémipélagique (Gay, 2002). Ce sont des dépressions circulaires à sub-circulaires, de forme concave, parfois asymétriques, et dont le diamètre varie de quelques dizaines de mètres jusqu’à plusieurs centaines de mètres (Figure 1-20). Ces structures sont profondes de l’ordre de 1 m à 50 m (Gay, 2002). Le fond de ces dépressions présente un aspect rugueux selon la présence et l’abondance d’encroûtements carbonatés. Ils se répartissent sur le fond de mer de façon isolée ou regroupée, formant des champs de *pockmarks* de plusieurs kilomètres carrés (Figure 1-20) (Hovland et Judd, 1988).

Parfois, les échappements de fluides forment des dépressions linéaires, allongées sur quelques mètres jusqu’à plusieurs kilomètres. Ces dépressions sont appelées sillons et sont profondes de quelques mètres (Figure 1-20B) (Gay, 2002).

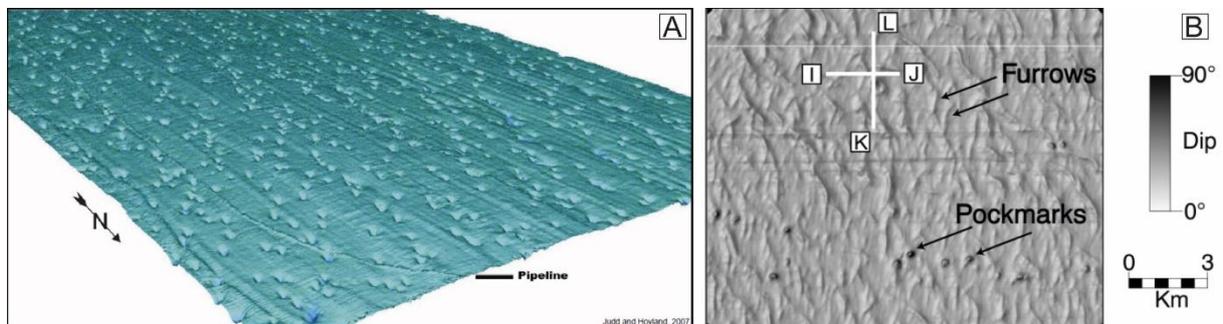


Figure 1-20 : (A) Image bathymétrique des *pockmarks* en Mer du Nord. Le pipeline sert d’échelle et fait 61 cm de diamètre (Hovland et Judd, 2007). (B) Image bathymétrique illustrant des *pockmarks* et des sillons dans le bassin du Congo (Gay, 2002).

Hovland et al. (2002) ont proposé une classification des *pockmarks* en fonction de la morphologie de la dépression. Cette classification est illustrée par Riboulot (2011) et est présentée dans la Figure 1-21.

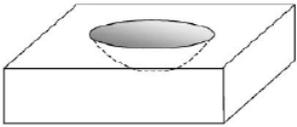
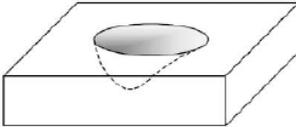
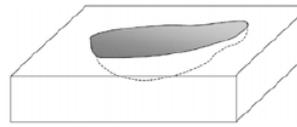
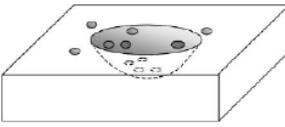
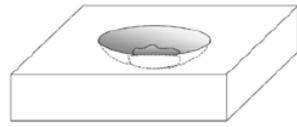
<b><i>Pockmark normal symétrique</i></b>	<b><i>Pockmark normal asymétrique</i></b>	<b><i>Pockmark allongés</i></b>
		
Dépression régulière circulaire (diamètre 10-700 m, relief 1-45 m) en forme de bassin dont le centre à une forme d'entonnoir.	Dépression circulaire (diamètre 10-700 m, relief 1-45 m) avec des parois abruptes et de pendage différent.	Dépression dont un des axes est plus long que les autres. Observé sur des pentes ou dans des zones soumises à de forts courants.
<b><i>Pockmarks unitaires type 1</i></b>	<b><i>Pockmarks unitaires type 2</i></b>	<b><i>Pockmark en forme d'oeil</i></b>
		
Petite dépression (diamètre 1-10 m, relief 0,5 m) représentant probablement un seul événement d'expulsion de fluides.	Dépressions identiques aux <i>pockmarks</i> unitaires type 1 mais elles sont reliées à un <i>pockmark</i> normal "parent".	Dépression qui contient au centre un relief (forte réflectivité acoustique), peut être du matériel grossier, des carbonates, ...

Figure 1-21 : Classification des différents pockmarks communs selon leur morphologie (Riboulot, 2011 d'après Hovland et al., 2002).

Sur les données de sismique réflexion, les *pockmarks* sont caractérisés par une anomalie acoustique à la verticale de la dépression localisée sur le fond de mer (Figure 1-22A). Cette perturbation a la forme d'une cheminée verticale cylindrique, de largeur inférieure à celle du *pockmark*, pouvant atteindre plusieurs centaines de mètre de long (Hovland, 1984 ; Heggland, 1998). Elle est interprétée comme le « conduit » du *pockmark*. Les réflecteurs sont interrompus au contact de la cheminée. Au sein de celle-ci, ils sont de forte amplitude sous le *pockmark*, avec une concavité orientée vers le bas sur quelques dizaines de mètres (Figure 1-22). Au-dessous des fortes amplitudes, le signal acoustique est atténué ou absent. Cette anomalie acoustique est associée à la présence de gaz ou à la déstructuration du sédiment (Hovland, 1991 ; Rao et al., 2001). Riboulot et al. (2014) ont observé des *pockmarks* associés à des cheminées de migration obliques sur les données de sismique réflexion dans le golfe du Lion (Figure 1-22B) et dans le delta sous-marin du Niger (Riboulot et al., 2011). Ces cheminées forment un angle compris entre 22° et 45° par rapport à l'horizontale. Des exemples de paléo-*pockmarks* ont aussi été identifiés sur les données de sismique réflexion le long d'horizons spécifiques (Andresen et al., 2008 ; Hartwig et al., 2012 ; Ho et al., 2012).

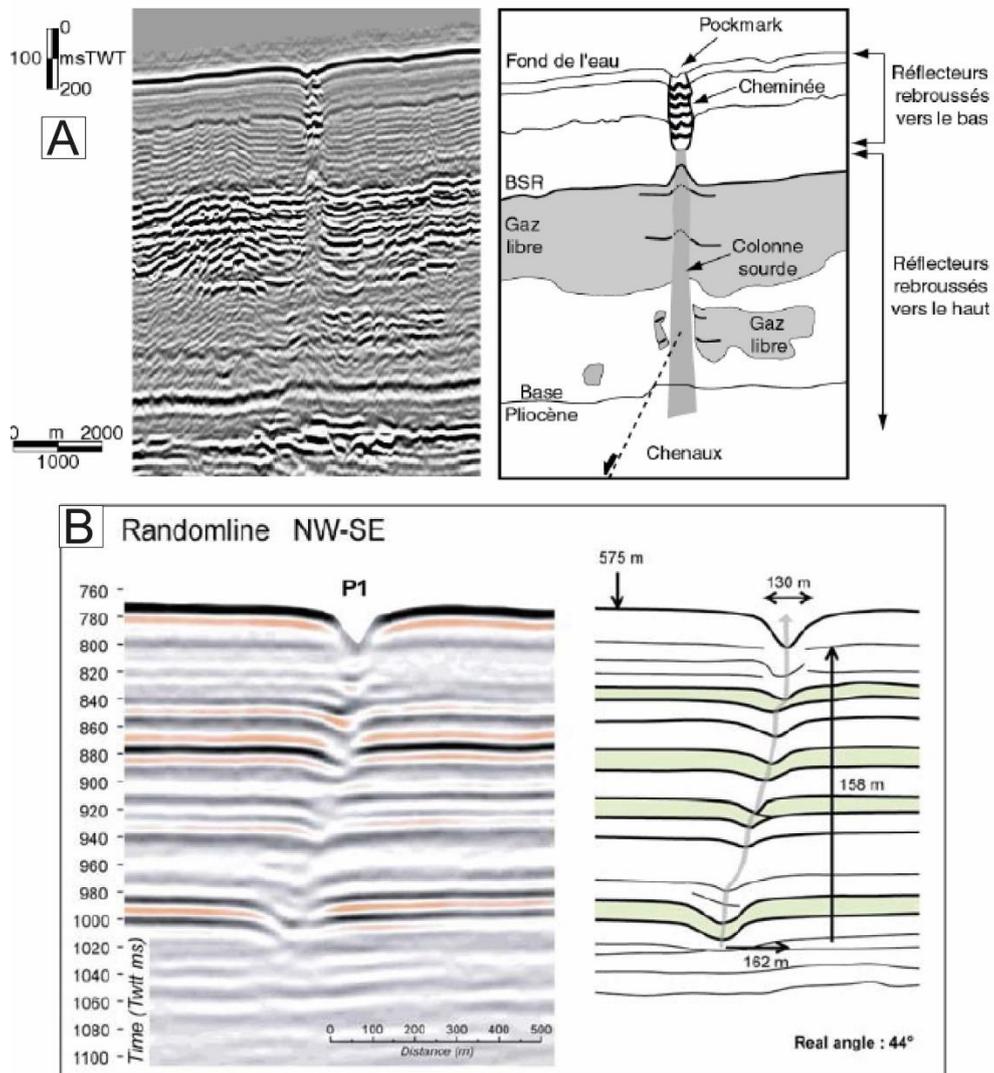


Figure 1-22 : (A) Profil de sismique réflexion recoupant un pockmark et son interprétation (Gay, 2002). (B) Profil de sismique réflexion recoupant un pockmark à cheminée oblique et son interprétation (Riboulot, 2011).

### 1.3.2.1.2. Modèles de formation des pockmarks communs

Plusieurs modèles conceptuels de formation des *pockmarks* communs ont été proposés dans la littérature.

Josenhans et al. (1978) proposent que la dépression sur le fond de mer soit la conséquence de l'interaction entre les échappements de fluides et les courants de fond. Les sédiments seraient remis en suspension par fluidisation et dispersés dans la colonne d'eau créant une dépression circulaire (Figure 1-23A). Les formes asymétriques seraient induites par les courants qui dévieraient les panaches de bulles et éroderaient les flancs du *pockmark*. Il s'agit dans ce cas d'une formation post-sédimentaire par érosion du sédiment.

Hovland et Judd, (1988) décomposent la formation des dépressions en trois étapes avec 1) une phase initiale de piégeage des fluides sous la couverture sédimentaire, puis 2) une augmentation de la pression interstitielle avec la création d'un bombement de la surface et 3) lorsque le seuil de rupture est atteint, une explosion avec l'expulsion des fluides puis l'effondrement des sédiments sus-jacents, créant alors le *pockmark* (Figure 1-23B). Le diamètre et la profondeur de celui-ci seraient proportionnels à la quantité de fluides expulsés. Il s'agit d'une formation post-sédimentaire par explosion.

Gay (2002) propose pour la première fois un processus syn-sédimentaire pour expliquer la formation des *pockmarks*. La dépression serait créée par un différentiel de sédimentation suivant trois étapes. Initialement, les échappements de méthane se feraient de façon diffuse à travers la pile sédimentaire. Ensuite, un panache de bulles de gaz se formerait dans la colonne d'eau par percolation avec le fond marin. Le panache empêcherait localement le dépôt de particules, créant le *pockmark* (Figure 1-23C). Ce modèle qui débute avec une expulsion diffuse n'explique pas comment les fluides finissent par se concentrer sur une même zone. De plus, il implique un flux d'émission de gaz continu pour que le *pockmark* puisse se former.

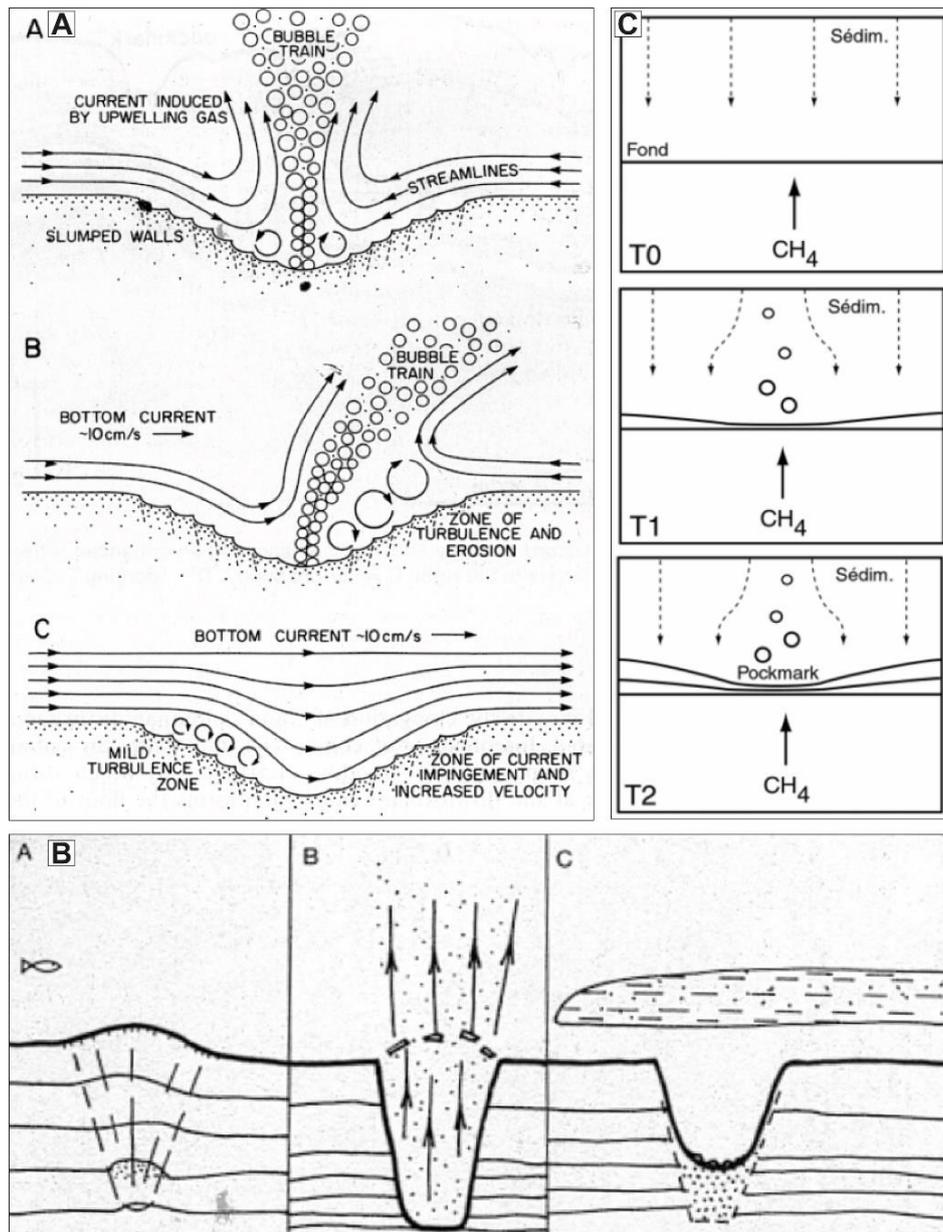


Figure 1-23 : Illustration des modèles proposés pour la formation et l'évolution des pockmarks communs. (A) Josenhans et al. (1978) ; (B) Hovland et Judd, (1988) ; (C) Gay (2002).

Andresen et al. (2008) tentent d'expliquer les différentes morphologies des *pockmarks* par l'interaction entre des courants de fond et les expulsions de fluides à l'origine de la précipitation de carbonates authigènes (Figure 1-24). La forme des carbonates serait influencée par les courants qui conduiraient à la modification de la morphologie initiale circulaire symétrique de ces *pockmarks* en *pockmarks* allongés asymétriques en forme de lune (érosion du flanc aval) (Figure 1-24d, e) ou symétriques en forme d'anneau (érosion des flancs en amont et aval) (Figure 1-24f, g).

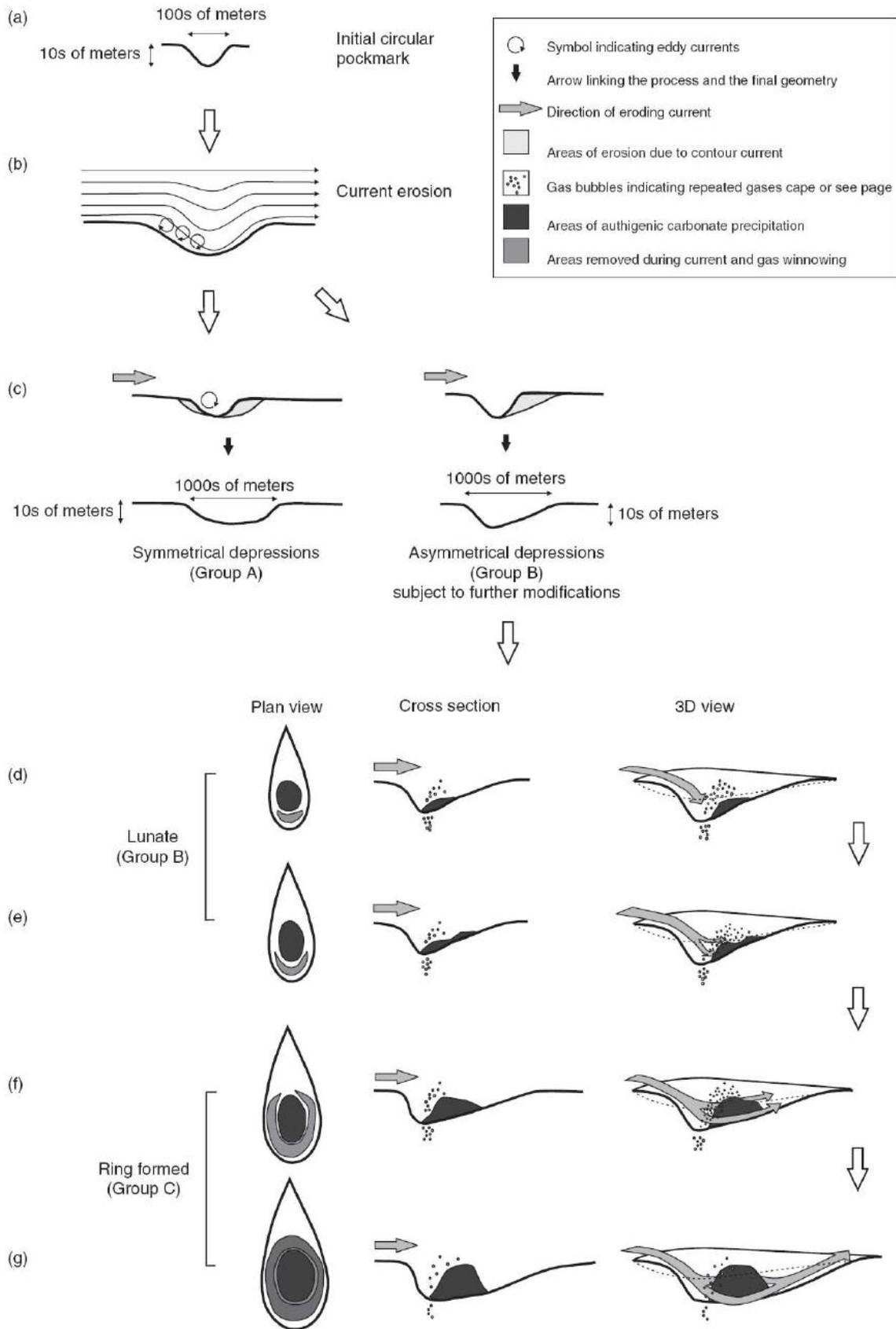


Figure 1-24 : Illustration du modèle de formation et d'évolution des pockmarks communs proposé par Andresen et al. (2008).

En se basant sur l'analyse de profils de sismique réflexion, Ho et al. (2012) ont montré que pour un même système, la dynamique d'expulsion de fluide et la vitesse de flux peuvent varier au cours du temps. Des successions verticales de différents marqueurs d'échappement de fluides ont été observés (Figure 1-25A). Les anomalies d'amplitudes positives linéaires sont interprétées comme des minéralisations (carbonates) résultant d'un flux d'émission lent (Figure 1-25A, B). Un flux modéré serait à l'origine des carbonates au sein de la dépression, et se traduit par des anomalies d'amplitude positive sub-circulaires (Figure 1-25A, B). Enfin, un flux rapide serait à l'origine des *pockmarks* (Figure 1-25A, C).

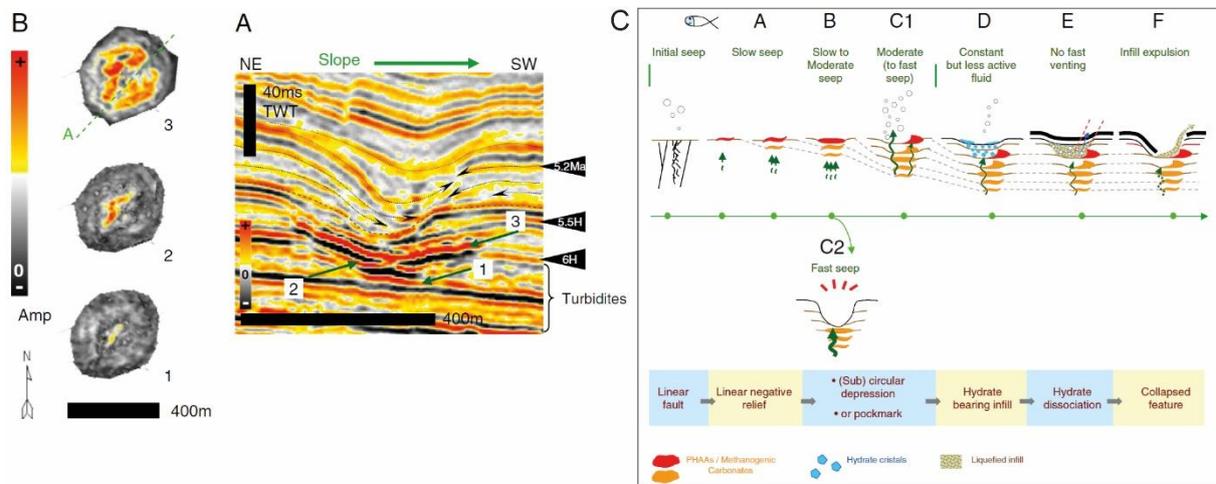


Figure 1-25 : Illustration géophysique des témoins de la variation de flux au sein d'un système de sortie de fluide. (A) profil de sismique réflexion ; (B) Coupe horizon ; (C) Modèle modifié d'après Ho et al., 2012.

Les modèles présentés ci-dessus impliquent des processus syn et post-sédimentaires. Différents facteurs ont été proposés pour expliquer l'expulsion de fluides, la création d'une dépression et l'évolution morphologique des *pockmarks* (la surpression de fluides, le flux expulsé, l'érosion induite par les courants, les précipitations de carbonates). Ces différents modèles n'expliquent pas comment la forme circulaire, conique, souvent associée à la forme initiale du *pockmark*, se crée. Ils se focalisent sur les facteurs agissant sur le fond marin et ne prennent pas en compte les processus qui se produisent en subsurface.

#### 1.3.2.1.3. Origine et structures enfouies associées

Quel que soit le modèle, les *pockmarks* se forment suite à l'expulsion de fluides interstitiels, de méthane biogénique ou thermogénique. Sur le fond de mer, différentes organisations de ces structures (alignement rectilignes, sinueux) ont permis de mettre en évidence un contrôle géologique sous-jacent (Eichhubl et al., 2000 ; Pilcher et Argent, 2007 ;

Gay et al., 2007 ; Riboulot et al., 2011). Ce contrôle peut être 1) **d'origine structurale** : systèmes de failles (Papatheodorou et al., 1993 ; Boe et al., 1998 ; Soter et al., 1999), des failles polygonales (Gay et al., 2004, 2006b), linéaments tectoniques (Rise et al., 1999), anticlinaux faillés (Papatheodorou et al., 1993 ; Vogt et al., 1994 ; Eichhubl et al., 2000 ), surfaces structurales, discontinuité lithologique (Figure 1-26), ou 2) **d'origine sédimentaire** : paléo-chenaux (Haskell et al., 1999 ; Gay et al., 2003, 2006b ; Pilcher et Argent, 2007), des dépôts de transport en masse (Bayon et al., 2009 ; Plaza-Faverola et al., 2010 ; Reiche et al., 2011 ; Riboulot et al., 2011), des diapirs de sel fracturé à l'extrados (Taylor et al., 2000 ; Gay et al., 2006), des injectites sableuses (Figure 1-26) (Davies et al., 2006), des paléo-volcans de boue (Figure 1-27) (Fowler et al., 2000; Riboulot et al., 2011).

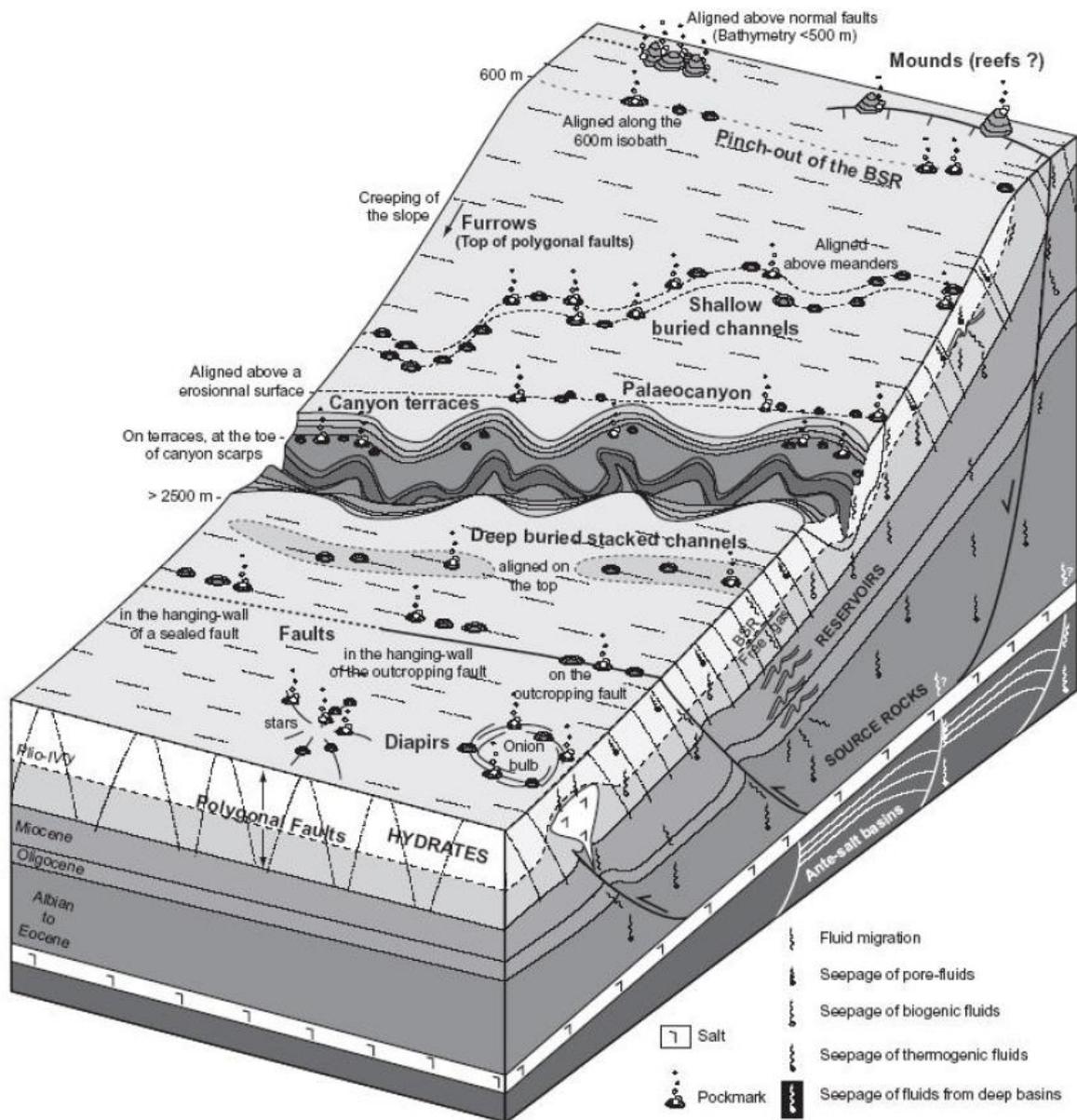


Figure 1-26 : Bloc 3D illustrant les différents contrôles structuraux et sédimentaires sur la répartition des pockmarks en surface (Gay et al., 2007).

Des *pockmarks* sous-marins actuels ont été observés superposés à des volcans de boue fossiles sur les profils de sismique réflexion (Fowler et al., 2000; Riboulot et al., 2011). Leur conduit s'enracine au sommet des paléo-structures (Figure 1-27A, B). Sur les données bathymétriques, les *pockmarks* s'organisent de façon circulaire sur le fond de mer (Figure 1-27A).

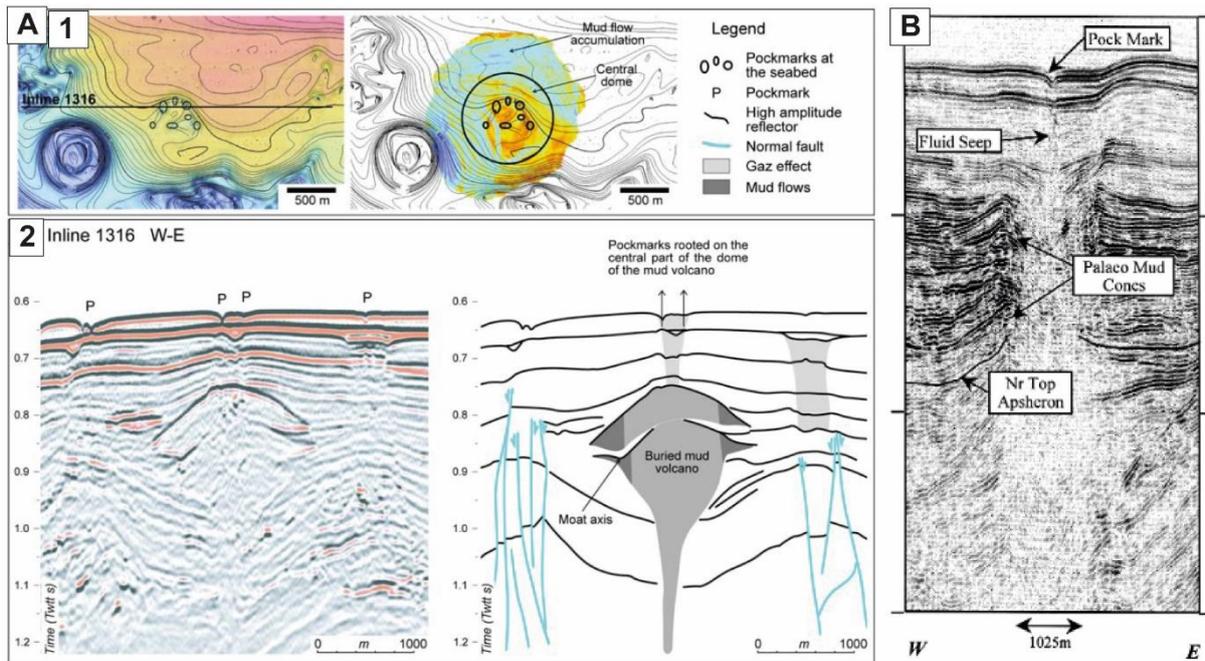


Figure 1-27 : A. Illustration de pockmarks associés à un volcan de boue enfoui, modifiée d'après Riboulot et al. (2011) avec 1. Carte des pentes du fond de mer illustrant 7 pockmarks localisés en surface au niveau d'un volcan de boue enfoui et 2. Profil de sismique réflexion HR tiré d'un bloc 3D de sismique réflexion avec son interprétation illustrant le volcan de boue enfoui et les pockmarks de surface ; B. Profil de sismique réflexion tiré d'un bloc de sismique 3D illustrant un pockmark en surface et des volcans de boue enfouis en profondeur, modifié d'après Fowler et al. (2000).

Pour le cas particulier des sillons, Gay et al. (2004) ont montré que leur organisation sur le fond de mer était similaire à celle d'un réseau de failles normales à faible rejet vertical affectant les strates en sub-surface (Figure 1-28). Ce système est appelé système « haché-faillé ». Il témoigne de la compaction précoce des sédiments et correspond à un faciès de fracturation qui accommode l'expulsion des fluides interstitiels (Figure 1-28).

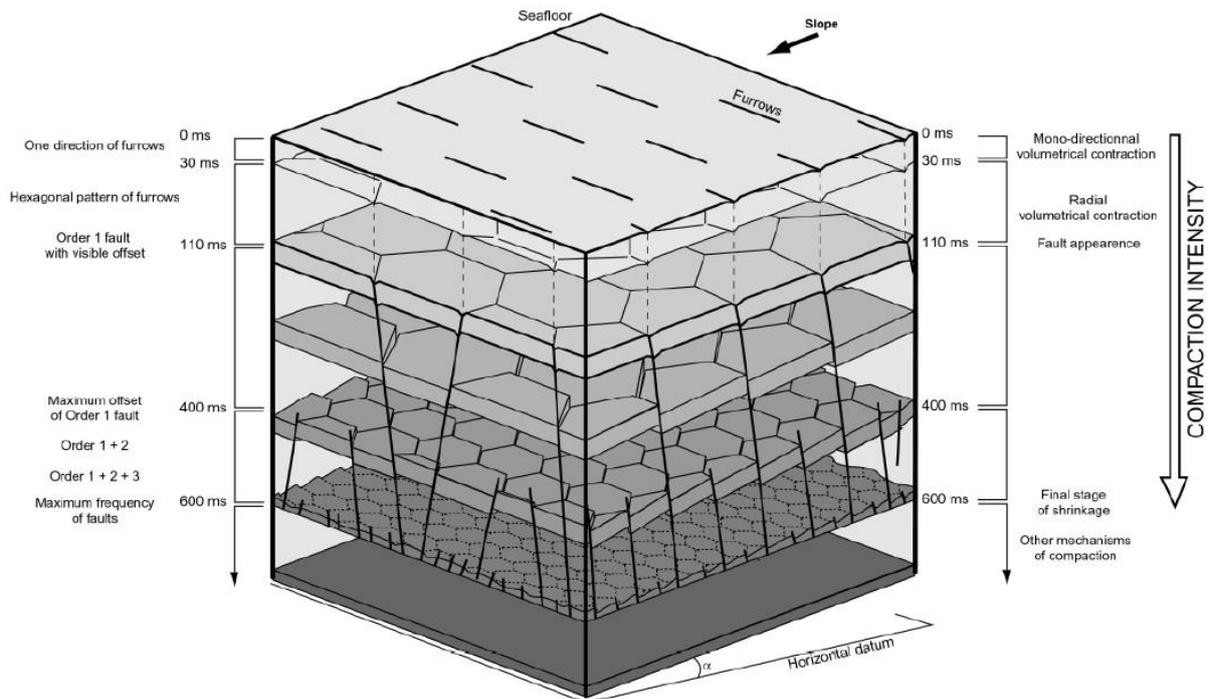


Figure 1-28 : Schéma de l'organisation des systèmes « haché-faillé » conduisant à la formation de sillons sur le plancher océanique (Gay et al., 2004).

#### 1.3.2.1.4. Facteurs de contrôle de l'activité des *pockmarks*

A ce jour, peu d'études ont été réalisées sur les facteurs qui contrôlent l'activité et le flux des sorties de fluides au sein des *pockmarks*. Certains auteurs proposent que les variations climatiques influencent indirectement la formation des *pockmarks* et leur évolution (Andresen et al., 2008, 2011 ; Lafuerza et al., 2009 ; Hammer et al., 2010). Lafuerza et al. (2009) proposent que leur formation soit synchrone des bas niveaux marins, lorsque la pression hydrostatique chute, réduisant ainsi la solubilité des gaz dans les sédiments. Hammer et al. (2010), au contraire, proposent que la formation des *pockmarks* se fasse au moment de la remontée du niveau marin, avec l'augmentation de l'apport d'eau de fonte et de sédiments. Riboulot et al. (2013) ont montré une cyclicité dans les expulsions de méthane au niveau des *pockmarks* du Golfe du Lion. Celles-ci seraient régies par les variations du niveau marin et s'opéreraient durant les périodes de bas niveau marin et pendant les remontées. Ces *pockmarks* ont la particularité d'avoir des cheminées obliques. Cette géométrie est attribuée à l'interaction de trois processus régis par les variations eustatiques et les courants de fond : l'expulsion de fluides, l'apport et la surcharge sédimentaire, la sédimentation sur le flanc amont et l'érosion du flanc aval par les courants de fond modifiant la forme des *pockmarks* (Riboulot et al., 2013).

### 1.3.2.2. *Pockmarks* à hydrate

La circulation de fluides dans les sédiments superficiels peut provoquer la formation d'hydrates de gaz. Ce sont des solides cristallins composés à 85% d'une matrice rigide aqueuse qui piège des molécules de gaz, principalement du méthane biogénique et/ou thermogénique. Ces hydrates se forment lorsqu'un fort flux de gaz plus profond migre dans la zone de stabilité des hydrates caractérisée par des conditions spécifiques de pression et de température (Sahling et al., 2008). D'autres facteurs entrent en jeu dans la formation d'hydrates, rendant la zone de stabilité très complexe à définir : la nature et la concentration des gaz piégés, la salinité des eaux interstitielles, la température de l'eau, le gradient géothermique, la profondeur d'eau. Ainsi, ils peuvent apparaître sous certaines conditions dans le permafrost en milieu continental polaire et dans les sédiments marins. Les hydrates de méthane représentent potentiellement de grandes réserves énergétiques, mais ils sont aussi générateurs d'aléas naturels en influençant la stabilité des pentes continentales.

Des hydrates de méthane ont été retrouvés au sein de *pockmarks*, notamment dans le *pockmark* Regab dans le bassin du Congo (Gay et al., 2006) ou en Mer de Norvège (Hovland et Svensen, 2006).

#### 1.3.2.2.1. *Caractéristiques morphologiques et sismiques*

La morphologie des *pockmarks* associée à des hydrates de gaz est différente de celle des *pockmarks* communs (Sultan et al., 2007 ; Riboulot, 2011). Ces structures présentent une forme irrégulière (Figure 1-29). Leur pourtour est une dépression, profonde d'une dizaine de mètres, organisée en anneaux autour d'un relief central bombé et rugueux correspondant à des sédiments du fond de mer non déstructurés (Figure 1-29). Leur diamètre varie entre 50 m et 600 m (Gay, 2002 ; Sultan et al., 2007 ; Riboulot, 2011).

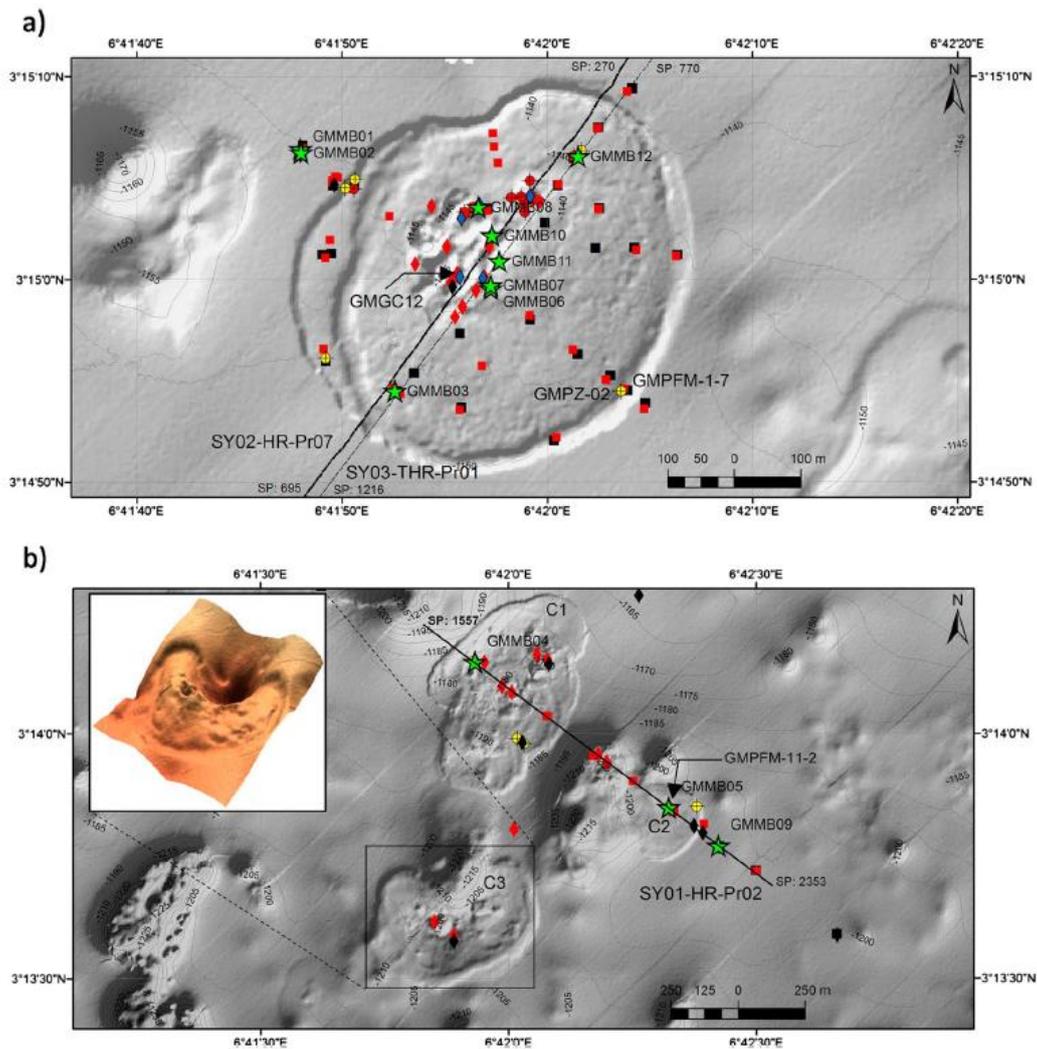


Figure 1-29 : Image AUV illustrant les pockmarks à hydrates dans le delta du Niger (Sultan et al., 2014).

Sur les profils de sismique réflexion, ces structures présentent une zone peu profonde caractérisée par des réflecteurs de forte amplitude de la même largeur que la structure en surface (Figure 1-30). De part et d'autre de cette zone, à l'aplomb de la dépression sur le fond de mer, les réflecteurs sont perturbés et le signal acoustique est atténué (Figure 1-30). Cette zone est interprétée comme la zone de migration de fluides (Riboulot, 2011). Contrairement aux *pockmarks* communs, ces structures ne présentent pas de cheminée de migration. Parfois, un BSR (*Bottom Simulating Reflector*) est présent sous le *pockmark*, et indique la base de la zone de stabilité des hydrates (Figure 1-30A). Imbert et Ho (2012) ont interprété des exemples de structures fossiles sur la pente continentale NO de l'Australie comme des paléo-*pockmarks* à hydrate.

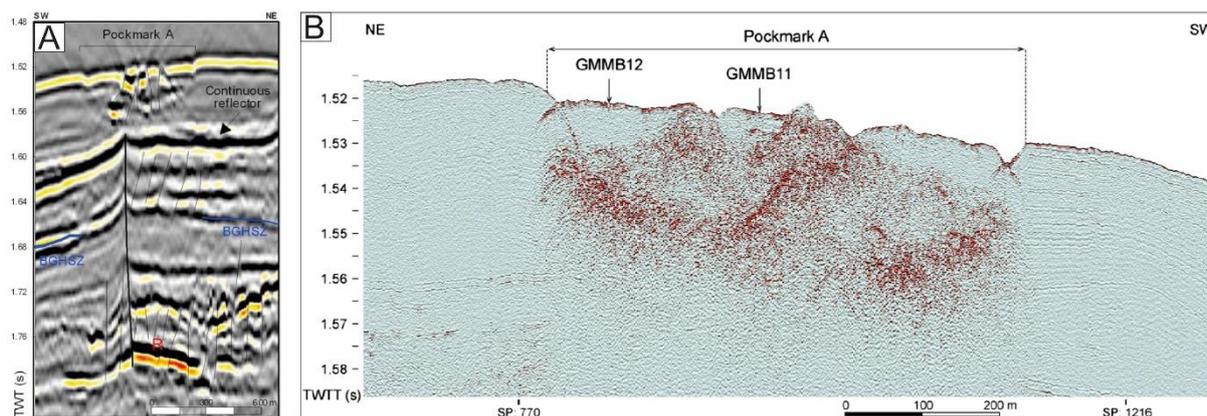


Figure 1-30 : (A) Profil de sismique réflexion 3D recoupant le pockmark présenté dans la Figure 1-29a (Sultan et al., 2010). (B) Profil de sismique réflexion très haute résolution recoupant le même pockmark (Sultan et al., 2014).

#### 1.3.2.2.2. Modèles de formation des pockmarks à hydrates

Sultan et al. (2010) ont proposé un modèle pour expliquer la formation de ce type de *pockmarks* contrôlée par l'évolution des hydrates sous-jacents. Des fluides (gaz/eau) migreraient vers une zone où les conditions seraient propices à la formation d'hydrates de gaz (Figure 1-31a, b). Des hydrates se créeraient, induisant la compaction du sédiment environnant et un bombement des sédiments de surface (Figure 1-31c). Lorsque l'apport de fluides profonds ne serait plus suffisant, les hydrates seraient dissous et expulsés (Figure 1-31d). Il se formerait alors une dépression en anneau puis un cratère irrégulier sur le fond de mer (Figure 1-31e, f). La phase de formation des hydrates se ferait rapidement tandis que la phase de dissolution serait lente (Sultan et al., 2014).

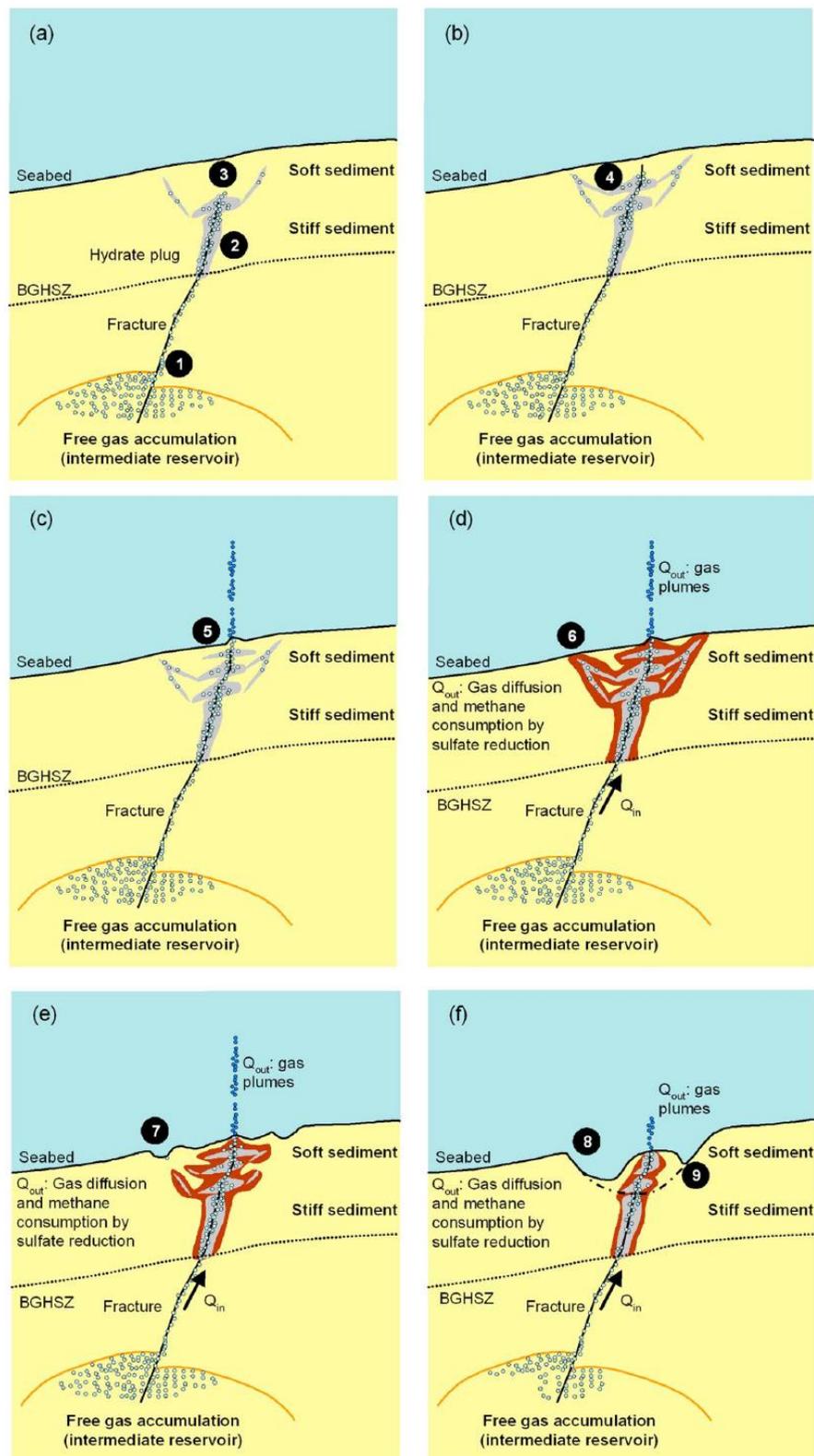


Figure 1-31 : Modèle de formation et d'évolution des pockmarks à hydrate (Sultan et al., 2014).

### 1.3.2.2.3. Origines et structures associées

Ce type de *pockmarks* est associé à des hydrates de méthane enfouis sous quelques mètres de sédiments et alimentés par une source de fluides plus profonds (méthane biogénique

et/ou thermogénique). Comme pour les *pockmarks* communs, les variations climatiques pourraient influencer la stabilité des hydrates de gaz (Mienert et al., 2010 ; Berndt et al., 2005).

## 1.4. Architectures coniques des structures perçantes

Les différentes structures présentées dans les paragraphes précédents montrent le plus souvent des architectures en profondeur en forme de cône inversé. En effet, il existe une récurrence de cette géométrie sur les structures perçantes (*sills* magmatiques, intrusions sableuses, kimberlites, *pockmarks*, volcans de boue) (Nermoen et al., 2010 ; Imbert et Ho, 2012). Dans la littérature, ces observations ont été faites indirectement sur les profils de sismique réflexion, notamment avec les données en 3D (Cartwright et al., 2008 ; Imbert et Ho 2012) à l’affleurement (Løseth et al., 2011) ou via des modélisations analogiques : kimberlite (Walters et al., 2006), structures hydrothermales (Nermoen et al., 2010 ; Gay et al., 2012), injectites sableuses (Mourgues et al., 2012), volcans de boue (Mazzini et al., 2009), échappement de gaz (Varas et al., 2009, 2011). Les similarités géométriques entre ces différentes structures impliquent des processus physiques semblables en un certain point, qui contrôlent l’emplacement mécanique des structures (Gay et al., 2012).

Gay et al. (2012) ont tenté de comprendre la structure interne (de l’initiation à la propagation) d’une figure d’échappement de fluides hydrothermaux située en Mer de Norvège près du plateau Vøring, le *Giant Gjallar Vent*, connecté aux *sills* magmatiques d’âge Paléocène. Leur étude se base sur l’analyse de profils de sismique réflexion 3D et de la modélisation analogique. L’expérimentation consiste en une boîte (cellule Hell-Shaw de 1 m de longueur et 70 cm de hauteur) remplie de poudre de diatomite caractérisée par une forte porosité et une faible densité, sous laquelle est injecté au centre de l’air comprimé (modélisation de la structure perçante). Le flux d’air est augmenté progressivement jusqu’à ce qu’une fracture s’opère. Ces expérimentations ont été faites dans le but de modéliser le phénomène de fracturation hydraulique et de comprendre et déterminer les effets de surpression de fluide et de déformation plastique dans la formation des structures verticales et coniques dans les bassins sédimentaires (Mourgues et al., 2012). Les détails de l’expérimentation sont présentés dans Mourgues et al. (2012).

La structure *Giant Gjallar Vent* est une structure ovale présente sur le fond de mer, au relief positif d’environ 15 m de hauteur et caractérisée par des fortes amplitudes sur les profils de sismique réflexion (Figure 1-32). Trois rides de direction NW-SE s’organisent au sein de la structure. En profondeur, deux cheminées de migration (*pipe*) sont visibles à la verticale de la

structure en surface (Figure 1-32). Elles s'enracinent dans les niveaux intra-oligocène où d'anciens monts hydrothermaux sont visibles (Figure 1-32).

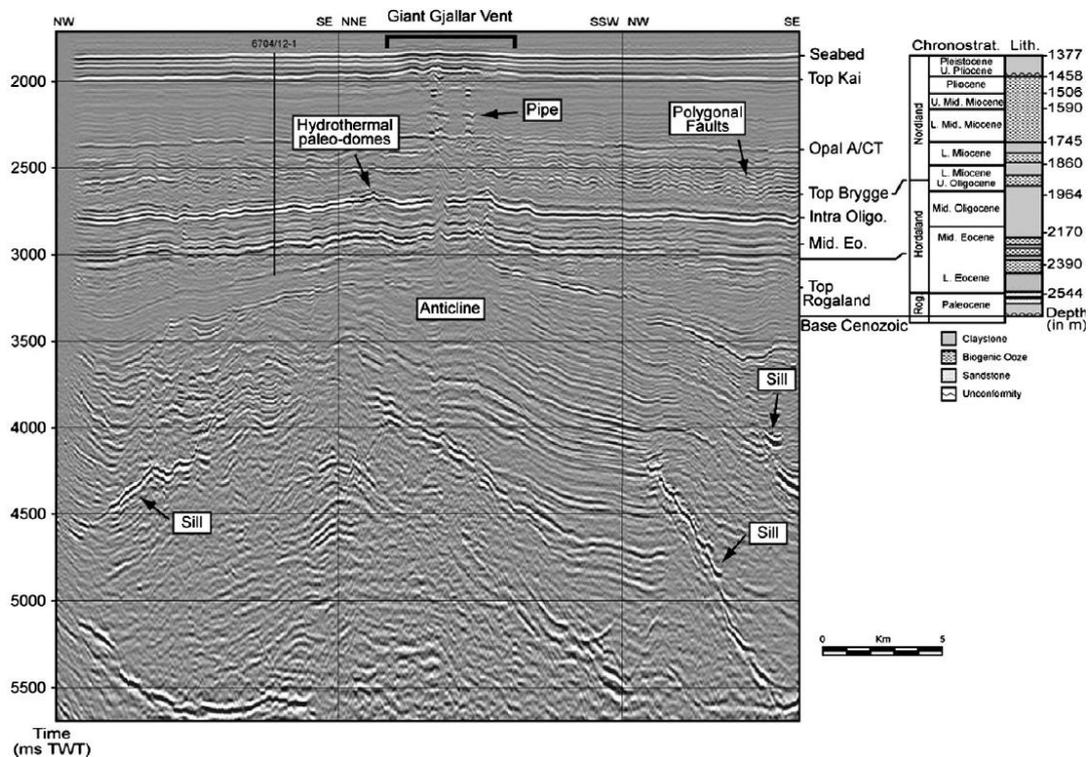


Figure 1-32 : Profil de sismique réflexion recoupant la structure Giant Gjallar Vent. Deux conduits alimentent l'édifice en surface et s'enracinent dans les niveaux intra-oligocène où d'anciens monts hydrothermaux se sont développés (Gay et al., 2012).

Les résultats de l'expérimentation publiée par Gay et al. (2012) montrent que lorsque le fluide (air) atteint une valeur critique, une fracture hydraulique se forme au niveau du point d'injection (Figure 1-33a) et commence à se propager verticalement (Figure 1-33a, b). Pendant cette propagation, le matériel aux alentours est légèrement affecté par deux larges zones cisailantes développées à l'extrémité de la fracture (Figure 1-33b). Un début de bombement de la surface est observé au même moment (Figure 1-33b). A une certaine profondeur, la fracture arrête son ascension verticale et se sépare en deux branches inclinées (Figure 1-33c). Dans les différentes expérimentations, cette séparation s'est toujours opérée à la même profondeur (10-12 cm sous la surface). Ensuite, les deux branches stoppent leur propagation. Il se forme des cavités individuelles avec une évolution rapide de leur forme (Figure 1-33d). Ces cavités migrent vers la surface suivant une zone de cisaillement (Figure 1-33d, e) jusqu'à être expulsés (Figure 1-33f). Une seconde zone de cisaillement se forme au niveau de la fracture hydraulique verticale en profondeur avec la formation de nouvelles cavités (Figure 1-33f). Une nouvelle zone de migration s'initie. La surface du modèle est affectée par une intense expulsion de

fluides et de matériel mobilisé (Figure 1-34A). La morphologie finale en 3D de la structure perçante est celle d'une tulipe (Figure 1-34A). Les zones de cisaillement formées lors de l'ascension initiale du fluide sont des chemins préexistants pour la migration des fluides. L'hydro-fracture verticale initiale est située au centre du cône final formé en sub-surface (Figure 1-34A). Les expérimentations montrent que les fluides continuent d'emprunter la fracture verticale en profondeur. Dans les sédiments plus superficiels, il s'est formé au centre de la structure en forme de V, bordée par les zones de cisaillement, une zone plus large de forte perméabilité avec des sédiments non cohésifs mobilisés (Figure 1-34Ad).

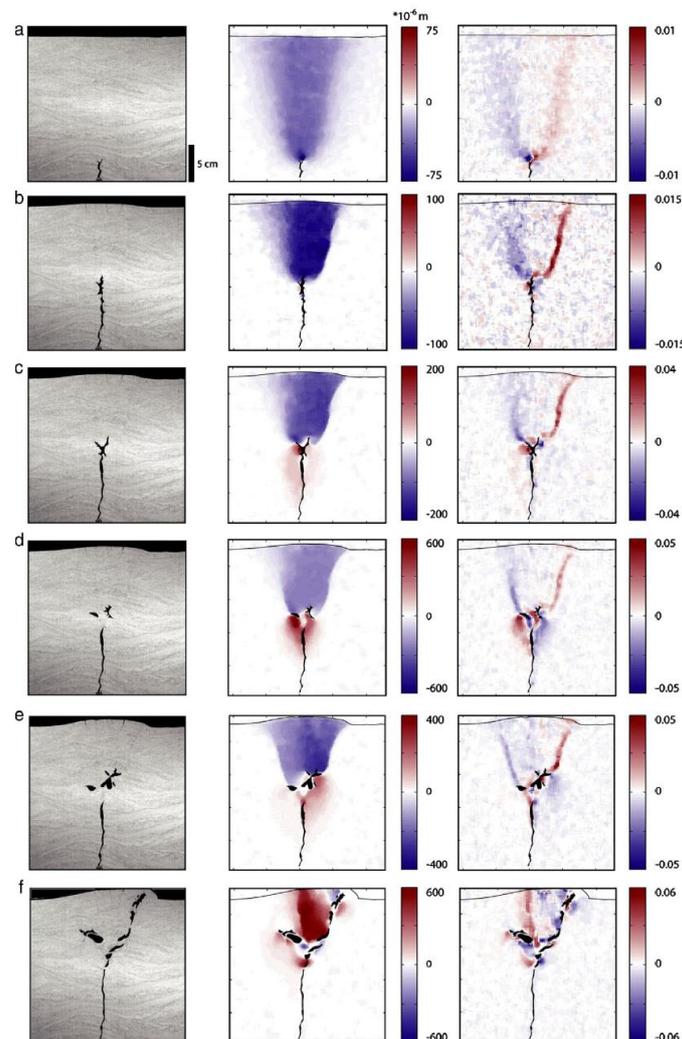


Figure 1-33 : Modélisation analogique d'une structure perçante. La première colonne représente les photos en noir et blanc des différentes étapes de l'expérience. Les deuxièmes (déplacement vertical) et troisièmes (déformation cisailante) colonnes correspondent aux résultats obtenus via une technique de mesure de la vélocimétrie par imagerie des particules (Gay et al., 2012).

A partir de ces résultats, Gay et al. (2012) ont proposé un modèle de formation et de propagation des conduits des figures d'échappement de fluides (Figure 1-34B). La condition

sine qua none pour la formation des structures perçantes est la présence en profondeur de fluides en surpression. Ainsi, ces fluides peuvent fracturer les couches sus-jacentes et créer leur propre chemin de migration (Figure 1-34Aa, B) (Mourgues et Cobbold, 2006). L'initiation et la propagation des fluides montrent plusieurs phases avec une migration focalisée au travers d'un conduit étroit sub-vertical, suivie d'une migration plus distribuée au travers des sédiments non consolidés à partir d'une profondeur seuil (Figure 1-34B). Les paramètres à l'origine de cette transition entre une déformation focalisée puis distribuée ne sont pas encore compris. Gay et al. (2012) proposent que ce changement de mode de propagation soit dû à une perte de cohésion dans les sédiments, initiée par la formation de zones de cisaillement. Les fluides ne peuvent pas fracturer l'encaissant non-cohésif, en revanche, le sédiment peut être mobilisé permettant l'initiation d'un processus de fluidisation. Ce processus serait à l'origine des cavités observées dans la suite de l'expérience (Figure 1-33d). Il s'agirait de bulles (*bubbles*) formées au cours de la fluidisation des matériaux (Yang, 2005). Ces bulles migreraient ensuite le long des zones de cisaillement. Deville et al. (2003) proposent une influence de la pression dans le sédiment sur le style de migration des fluides avec une logique de convergence des fluides dans les zones de surpression et de divergence des fluides dans les zones de pression normale. Mazzini et al. (2009) ont réalisé une étude basée sur des observations de terrain, géophysiques et des modélisations analogiques et numériques pour comprendre le rôle des failles décrochantes sur les processus de fluidisation. Leurs résultats ont montré que le processus de fluidisation se produit le long de la zone de cisaillement là où la pression du fluide est réduite. Ainsi, Mazzini et al. (2009) proposent que la contrainte tectonique puisse être un mécanisme déclencheur du phénomène de fluidisation. Pendant la migration des fluides et la formation de la zone de migration en subsurface, les sédiments en surface se déforment en créant une morphologie bombée, de 5 à 10 m de hauteur, avant de s'effondrer pour former une dépression (Figure 1-34B). Woosley et al. (1975) et Nermon et al. (2010) observent également ce phénomène dans leurs expérimentations sur la formation des diatrèmes. Ce plissement de la surface en forme de dôme (*domal folds*) associé à des intrusions coniques en profondeur (injectite sableuse ou intrusion magmatique) est également observé sur les données de sismique réflexion par Cartwright et al. (2008). Feseker et al. (2014) notent également ces mouvements verticaux sur le volcan de boue sous-marin Håkon Mosby avec une alternance de phases de soulèvement et de phases de déflation de la surface de la structure. A terre, l'analyse d'images satellites a également révélé ce type de déformations avant l'éruption d'un volcan de boue en Azerbaïdjan (Antonielli et al., 2014). Ainsi, Gay et al. (2012) supposent que la structure *Giant Gjallar Vent*

soit à un stade initial de développement, précédant le futur collapse de la structure pour former une dépression (*pockmark*).

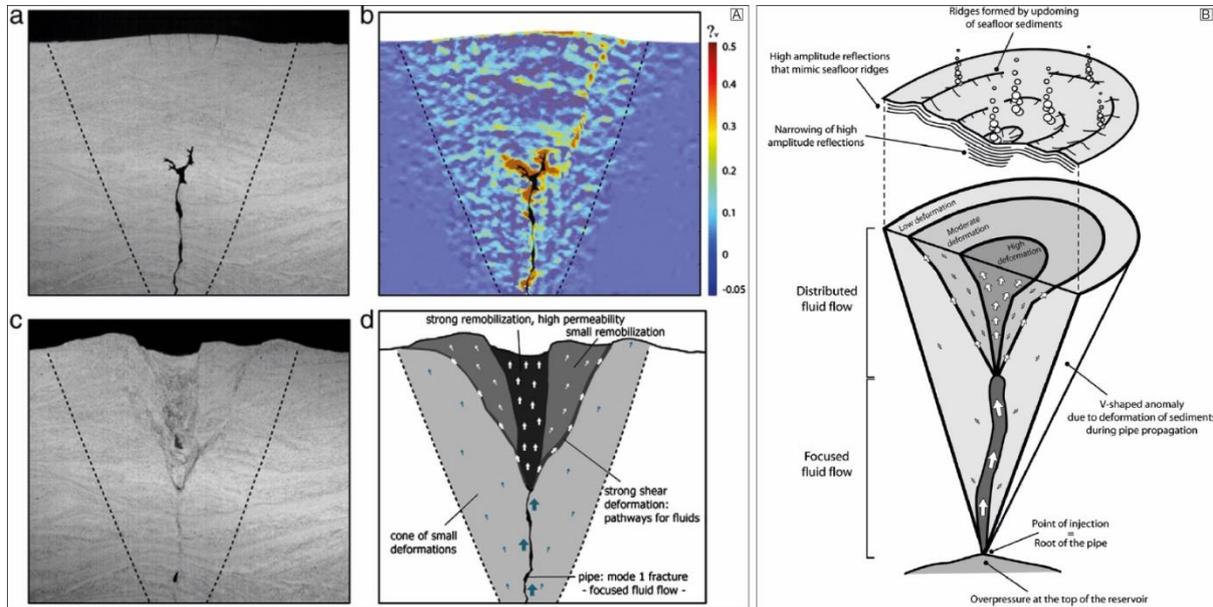


Figure 1-34 : (A) photographie de l'expérience au moment de la fracturation hydraulique initiale et (b) représentation des contraintes volumétriques calculées entre le commencement de l'expérience et l'étape présentée en (a). La dilatation est maximum au niveau de la fracture et des zones de cisaillement. (c) photographie de la morphologie finale de la structure et (d) son interprétation (Gay et al., 2012). (B) Modèle d'initiation et de propagation de la structure interne des structures perçantes (Gay et al., 2012).

## 1.5. Conclusion

Les systèmes de volcans de boue révèlent une interaction entre des fluides profonds (gaz thermogéniques) et des niveaux argileux faciles à mobiliser qui font appel à une chaîne de réaction de processus. Le système comprend une première étape de migration de fluides profonds en surpression. Ensuite, ces fluides stagnent dans des niveaux argileux qui jouent le rôle de réservoirs intermédiaires. Lorsque ces niveaux sont saturés et sous la contrainte d'un ébranlement mécanique, il se produit une liquéfaction, puis une fluidisation des argiles conduisant à l'ascension du matériel au travers de fractures hydrauliques. Le résultat de cette mobilisation et de cette migration est la construction d'édifices volcaniques en surface. Chaque volcan posséderait son propre fonctionnement, pourtant ils partagent tous des éléments architecturaux, morphologiques et des processus géologiques similaires.

Bien que ces structures soient étudiées depuis de nombreuses années, de nombreuses questions restent quant à leur distribution, les mécanismes à l'origine de celles-ci, leur nature,

les caractéristiques du matériel expulsé (fluides et roches) et leur fonctionnement. La géométrie du domaine intrusif reliant le volcan en surface à sa source (feeder pipe), qui est la structure la moins comprise, semble pourtant être avec le flux, ce qui contrôle au premier ordre l'expression de surface.

---

## CHAPITRE 2

---

### 2. Contexte géologique régional

---

#### 2.1. Cadre régional

La Méditerranée est une mer **intracontinentale** située dans l'hémisphère Nord à la limite des continents Africain et Eurasien. Elle est reliée à l'Ouest à l'Océan Atlantique par le détroit de Gibraltar, à l'Est à la Mer de Marmara par le détroit des Dardanelles, elle-même reliée à la Mer Noire par le détroit du Bosphore et au Sud-Est, à la Mer Rouge par le canal de Suez (Figure 2-1). Géographiquement, la Méditerranée se divise en trois secteurs : la Méditerranée Occidentale, Centrale (Mer Ionienne, arc calabrais) et Orientale. D'un point de vue géodynamique, la Méditerranée s'organise en deux bassins séparés par le détroit de Sicile (Figure 2-1) :

- le **bassin occidental**, à l'Ouest, caractérisé par un plancher océanique « récent » d'âge Cénozoïque et regroupant les bassins Liguro-Provençal, Tyrrhénien et le bassin d'Alboran constitué d'un plancher continental aminci (Figure 2-1) ;
- le **bassin oriental**, à l'Est, caractérisé par un plancher océanique « ancien » d'âge Mésozoïque, considéré comme le vestige du plancher océanique téthysien actuellement en subduction sous l'Eurasie et regroupant les bassins Ionien et Levantin (Figure 2-1).

La Mer Méditerranée est bordée par de nombreuses **chaînes de montagnes**, majoritairement localisées sur le pourtour nord (Bétiques, Pyrénées, Alpes, Apennins, Dinarides-Hellénides, Taurides) (Figure 2-1). Différentes îles sont présentes dans les deux bassins (Baléares, Corse, Sardaigne, Sicile, Crète, Chypre) et des chaînes volcaniques se sont mises en place notamment en Mer Tyrrhénienne, en Mer Égée et le long des Apennins (Figure 2-1).



Figure 2-1 : Carte topographique de la Méditerranée (source ETOPO1, Amante et Eakins, 2009).

La configuration actuelle et la complexité géologique de la Mer Méditerranée résultent d'une histoire géodynamique comprenant différents épisodes d'ouverture et de fermeture océaniques. Actuellement, la Mer Méditerranée est en contexte de convergence entre les plaques Africaine (Nubie) et Eurasienne.

## 2.2. Histoire géodynamique du bassin oriental

### Paléozoïque

A la fin du Paléozoïque, l'océan Paléo-Téthys sépare la Pangée en deux secteurs : la Laurasia au Nord (Eurasie, Amérique du Nord) et le Gondwana au Sud (Antarctique, Amérique du Sud, Afrique, Arabie, Madagascar, Australie, Inde) (Figure 2-2) (Stampfli et Borel, 2002). Au Carbonifère supérieur – fin Permien inférieur, le continent Gondwana se fracture suite à l'ouverture Est-Ouest de l'océan Néo-Téthys (Figure 2-2). Cette océanisation conduit à la séparation des blocs continentaux Cimmériens du Gondwana et entraîne leur dérive en direction du continent Laurasia (Sengör, 1979 ; Stampfli et Borel, 2002). L'océan Paléo-Téthys entame

une subduction progressive sous la marge Sud de la Laurasia jusqu'à sa fermeture au Trias moyen suivie par la collision Cimmérien-Laurasia (Figure 2-2) (Stampfli et Borel, 2002). Toutefois, l'existence de cette collision continentale est discutée par certains auteurs (Topuz et al., 2012).

### **Mésozoïque**

Entre le Permien supérieur et le Jurassique, l'océan Néo-Téthys poursuit son ouverture (Smith, 1971 ; Sengör, 1979 ; Sengör et al., 1984 ; Dercourt et al., 1986 ; Stampfli et Borel, 2002). Selon certains auteurs, cette marge se serait développée de façon oblique par rapport au *rifting* de direction NW-SE (Garfunkel, 1998, 2004 ; Frizon de la Motte et al., 2011 ; Tari et al., 2012 ; Tassy et al., 2015). L'extension de la Néo-Téthys vers le Nord-Ouest sépare le promontoire Apulien de la plaque africaine créant le bassin Ionien (Mésogée, actuelle Méditerranée Orientale).

L'initiation de la subduction de la Néo-Téthys sous la plaque Laurasia au Jurassique inférieur (180 Ma) a contribué à l'ouverture de l'océan Atlantique central entre l'Amérique du Nord et l'Afrique, marquant la dislocation de la Pangée (Figure 2-2) (Stampfli et Borel, 2002). La plaque africaine entame un mouvement décrochant senestre par rapport à l'Eurasie. Il s'en suit la formation de l'océan Téthys Alpin connecté au Sud à l'océan Atlantique, jusqu'au Crétacé inférieur (Figure 2-2) (Stampfli et al., 2002). A la fin du Jurassique, l'océanisation entre la plaque apulienne et l'Afrique s'arrête (Rosenbaum et al., 2004). Depuis, ces deux plaques se déplacent ensemble (Channell, 1996 ; Rosenbaum et al., 2004).

Au Crétacé supérieur, l'expansion de l'Atlantique provoque la convergence des plaques Afrique-Arabie vers l'Eurasie. L'ouverture de l'Atlantique Nord est moins rapide que celle de l'Atlantique Sud (Argus et al., 1989). La plaque africaine entame un mouvement de rotation antihoraire (Savostin et al., 1986). La convergence se manifeste par une compression et par la subduction des domaines Néo-Téthysiens (formation des Dinarides-Hellénides) et entraîne la fermeture de l'océan Téthys Alpin et la collision de la plateforme Apulienne-Adriatique avec l'Eurasie (Dewey et al., 1989). L'océan Téthys Alpin subducte sous la plaque Apulienne-Adriatique : les Alpes et les Carpates se forment.

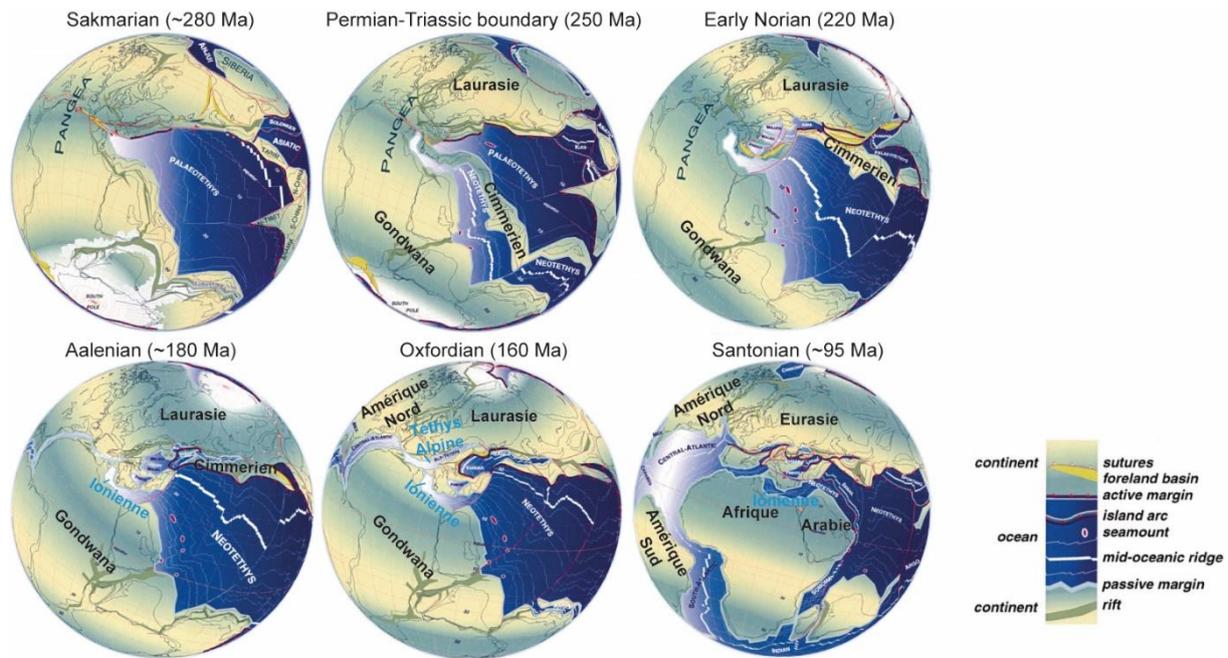


Figure 2-2 : Reconstitutions paléo-géographiques de l'histoire Néo-Téthys, modifiées d'après Stampfli et Borel, 2002.

## Cénozoïque

L'évolution géodynamique de la Méditerranée Centrale et Orientale à l'ère Tertiaire est contrôlée par la collision des plaques apulienne-adriatique et eurasienne au centre de la Méditerranée et par la subduction du plancher ionien de la néo-Téthys sous la plaque eurasienne (Faccenna et al., 2014). La géométrie des zones de subduction en Méditerranée Orientale est induite par la forme de la plaque apulienne accolée à la plaque adriatique (Figure 2-3) (Faccenna et al., 2014). Ainsi, deux zones de subduction se distinguent en Méditerranée Centrale et Orientale : la subduction Calabraise sous les Apennins et la subduction Hellénique (Figure 2-3). Les retraits de ces panneaux plongeants ont tous deux débuté à l'Oligo-Miocène (~30-35 Ma). Au même moment, un épisode de *rifting* se met en place entre la plaque Arabique et la plaque Africaine avec la création du Golfe de Suez (Oligocène) et l'ouverture de la Mer Rouge (Miocène moyen) (Dolson et al., 2000). Cette ouverture entraîne une convergence N-S de la plaque Arabique vers la plaque Eurasiennne, puis leur collision marquée par la suture Bitlis-Zagros et la chaîne du Caucase (Figure 2-4) (Jackson et McKenzie, 1984). La vitesse de déplacement des plaques diffère, de 1cm/an pour la plaque Africaine, à 4cm/an pour la plaque Arabique (LePichon et al., 1995 ; McCulsky et al., 2000). L'interaction de ces différentes plaques provoque l'extrusion de la plaque Anatolie-Egée (Figure 2-4) (McKenzie, 1972).

A partir de 30-35 Ma, la vitesse de convergence de la plaque Africaine décroît (Jolivet et al., 2008).

Au Miocène inférieur –Miocène supérieur, suite à la subduction Ionienne, la Méditerranée débute une phase d'extension avec l'ouverture de bassins d'arrière-arc en Mer Egée (subduction Hellénique) (Faccenna et al., 2001, 2004) et en Méditerranée Occidentale (subduction Calabraise) (Figure 2-3) (Jolivet et al., 2008 ; Jolivet et Brun, 2010). L'ouverture de la Méditerranée Occidentale a été progressive. Le bassin Liguro-Provençal (~30-35 à 15 Ma) s'est formé dans un premier temps avec la rotation antihoraire vers le SE des blocs Corso-Sarde-Calabro-Péloritain (Jolivet et Faccenna, 2000 ; Faccenna et al., 2001a), suivi dans un second temps (~15Ma à actuel), de l'ouverture du bassin Tyrrhénien après la séparation des blocs Calabro-Péloritain des blocs Corso-Sarde au Burdigalien (20-15 Ma) (Figure 2-3). Au Miocène inférieur, la direction générale du mouvement de convergence entre l'Afrique et l'Eurasie est Nord-Ouest.

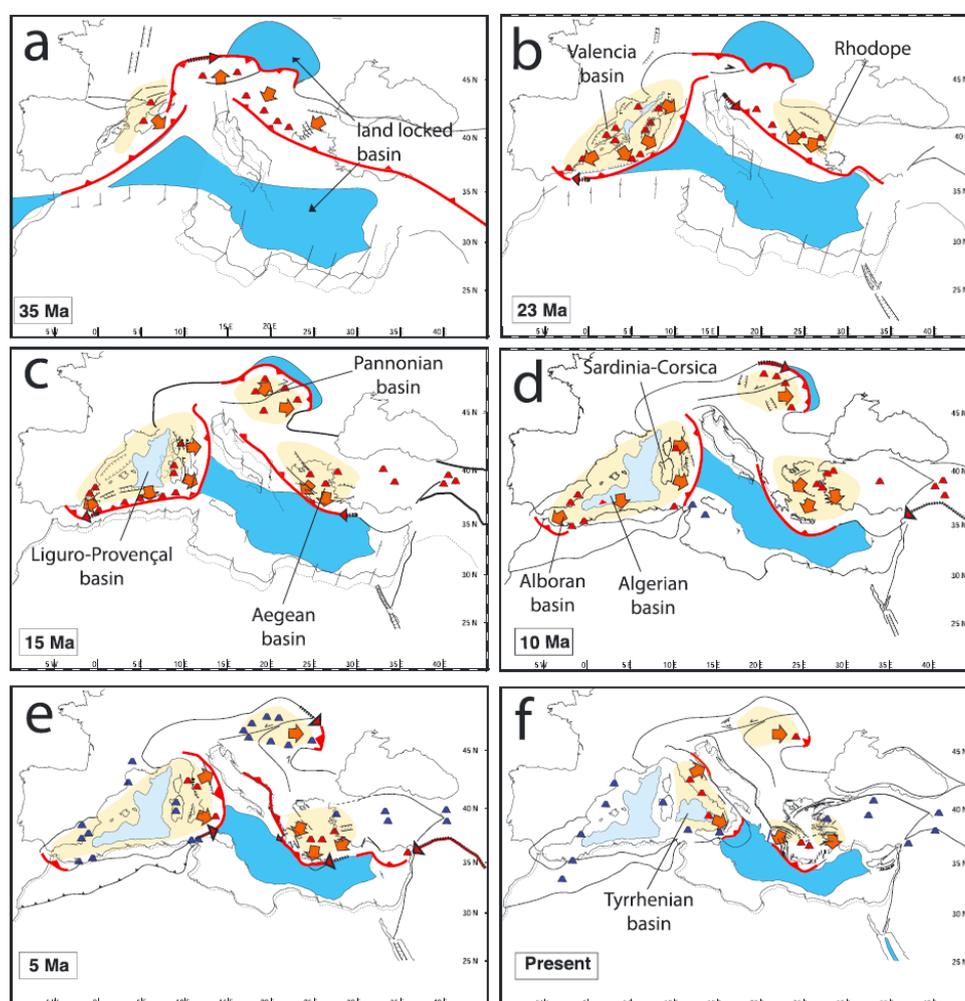


Figure 2-3 : Evolution géodynamique de la Mer Méditerranée de l'Oligocène à l'actuel (Faccenna et al., 2014). Les lignes rouges indiquent les zones actives de subduction, les volcans calco-alcalins sont en rouge et les volcans anorogéniques en bleu, les zones en jaune correspondent aux zones en extension, les flèches indiquent les zones de contraintes.

Au Miocène supérieur – Pliocène inférieur, des zones de failles se forment pour accommoder la déformation et le mouvement des différentes plaques (Afrique-Eurasie) et microplaques (Apulie-Adriatique, Arabie, Anatolie-Egée) en Méditerranée Orientale :

- Un système de failles décrochantes senestres, orientées NE-SW, relie le Nord de la Mer Rouge à la suture Bitlis-Zagros (Figure 2-4). La partie septentrionale de la Mer Rouge est connectée à une seconde zone de déformation orientée NW-SE correspondant au Rift de Suez (Garfunkel et Bartov, 1977 ; Colletta et al., 1988 ; Mascle et al., 2000).
- un décrochement majeur au Nord (jeu dextre) de la plaque Anatolie-Egée (Faille Nord Anatolienne) (Figure 2-4) (McKenzie, 1972 ; LePichon et al., 1995). Le bloc Anatolien s'extrude vers l'ouest (McKenzie, 1972 ; DeMets et al., 1990),
- la faille dextre de Céphalonie qui accommode la transition entre la collision continentale des plaques Apulie et Eurasie au niveau des Chaînes Hellénides et la subduction Hellénique sous le Péloponnèse (Figure 2-4) (van Hinsbergen et al., 2006 ; Brun et Sokoutis, 2010 ; Royden et Papanikolaou, 2011).

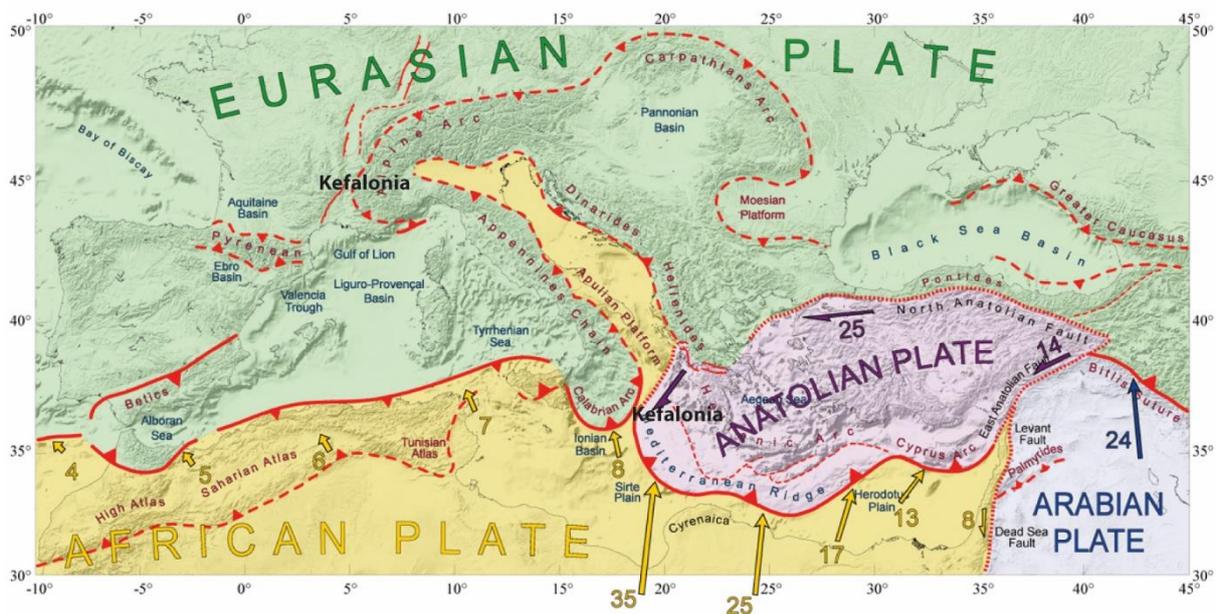


Figure 2-4 : Carte cinématique de la Méditerranée. Les flèches jaunes indiquent les mouvements relatifs de la plaque Afrique par rapport à l'Eurasie fixe en mm/an (modifiée d'après Chamot-Rooke et al., 2005).

Dans le domaine Levantin, une possible microplaque de forme triangulaire (microplaque Sinaï) serait localisée entre les plaques Afrique, Arabie et Anatolie-Egée (Figure 2-5) (Mascle et al., 2000). Cette microplaque serait bordée au Nord par l'arc de Chypre, à l'Est

par la faille de la Mer Morte qui se prolonge au nord par la faille Est Anatolienne (Ben Avraham et al., 1995 ; Kempler et Garfunkel, 1994) et à l'Ouest par le Rift de Suez et son potentiel prolongement vers le Nord, en mer, dans le Golfe d'Aqaba (Figure 2-5) (Masclé et al., 2000). Cette limite entre plaque Afrique et microplaque sinaï serait recouverte par les sédiments du Delta Sous-Marin du Nil (DSMN) (Courtilot et al., 1987 ; Guiraud et Bosworth, 1999). Cette zone de faille décrochante au jeu dextre se serait formée pour accommoder la déformation induite par la collision entre le mont Eratosthène, de nature continentale, et Chypre (Robertson et al., 1995 ; Guiraud et Bosworth, 1999) résultant de la subduction Hellénique (Masclé et al., 2000). Pour avancer cette hypothèse, les auteurs s'appuient sur différents critères tectoniques et géodynamiques (McKenzie, 1970 ; Le Pichon et Francheteau, 1978), gravimétriques (Woodside, 1977) et sur la distribution des séismes et des zones de micro-sismicités dans la région Levantine et au Nord de l'Égypte (Salamon et al., 1996 ; Badawy et Horváth, 1999a). Des études portant sur l'analyse de la déformation affectant le domaine oriental du DSMN et suggérant une activité tectonique décrochante récente le long de la supposée bordure Ouest de cette microplaque, ont apporté de nouveaux arguments appuyant cette hypothèse (Masclé et al., 2000 ; Loncke et al., 2010).

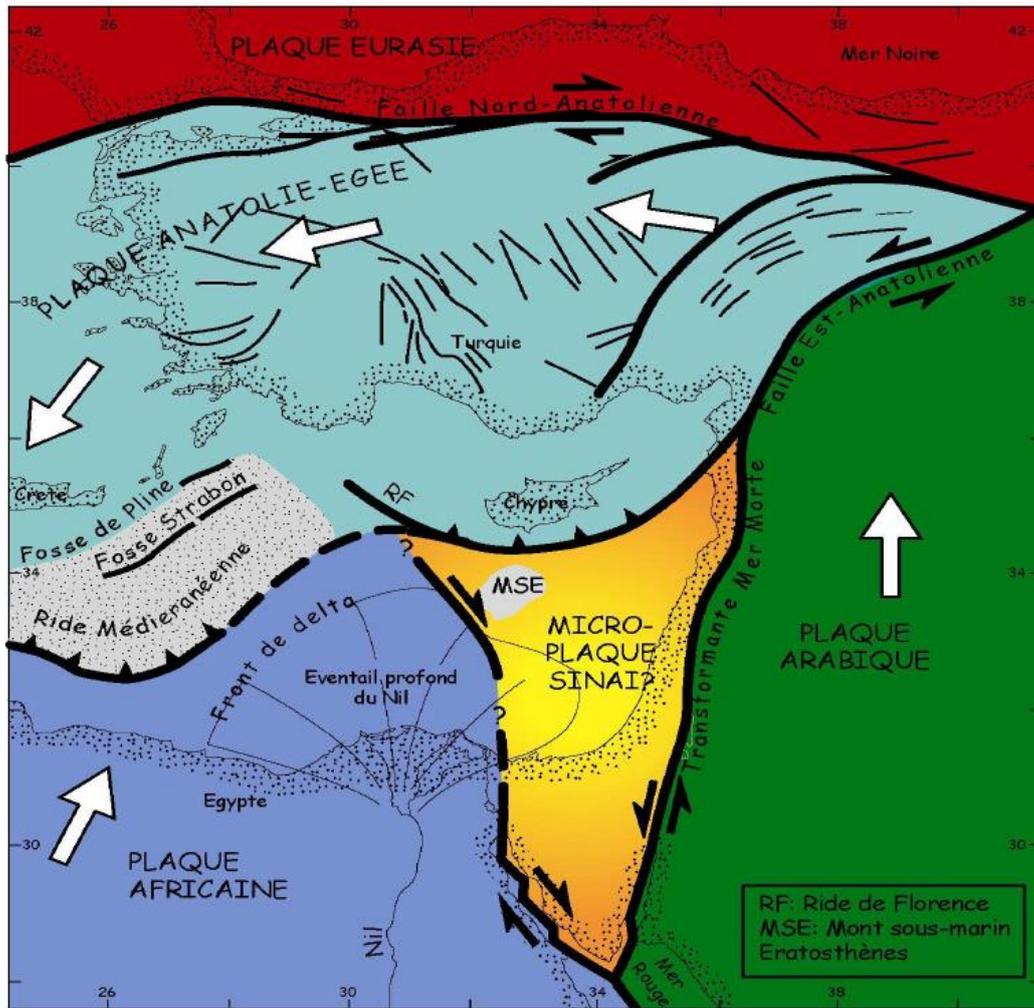


Figure 2-5 : Carte cinématique illustrant la localisation de la potentielle microplaque Sinaï (Loncke, 2002).

Au cours du Messinien (Miocène terminal, 6,5-5,3 Ma), la convergence de la plaque africaine vers l'Eurasie a provoqué la fermeture progressive des connexions entre la Mer Méditerranée et l'Océan Atlantique au niveau des corridors Bético-Rifains (Krijgsman et al., 1999). La Mer Méditerranée alors partiellement isolée voit son niveau marin chuter de 1500 m engendrant l'érosion des marges, la formation de canyons subaériens et le dépôt d'évaporites dans les bassins profonds (Figure 2-6) (Ryan et Hsü, 1973). Il s'agit de la Crise de salinité Messinienne. L'ouverture ultérieure du détroit de Gibraltar a permis de reconnecter la Méditerranée à l'Océan Atlantique et de remplir à nouveau le bassin méditerranéen.

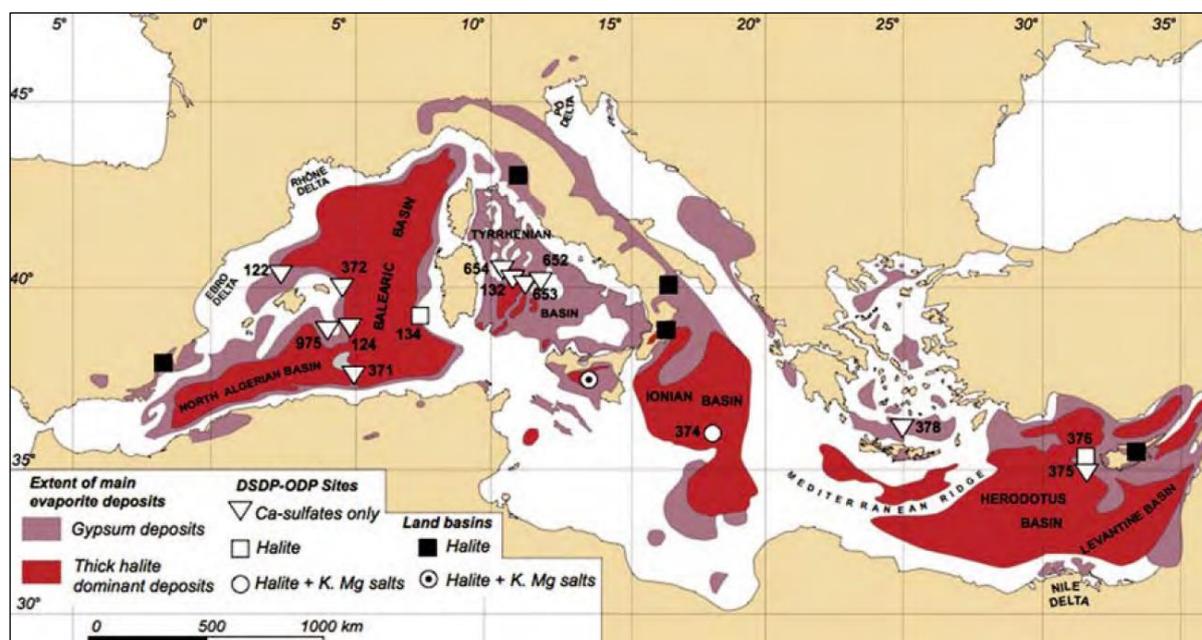


Figure 2-6 : Répartition des dépôts méssiniens (Rouchy et Caruso, 2006).

### 2.3. Cinématique actuelle

La distribution de la sismicité en Méditerranée montre une frontière diffuse entre les plaques Africaine et Eurasienne (Figure 2-7). Actuellement, l'activité sismique est en majorité localisée aux frontières de la plaque Anatolienne. Il coexiste en Méditerranée Orientale des marges actives (pourtour Nord) et passive (marge Libyo-égyptienne) en contexte de convergence Afrique-Eurasie (Figure 2-4). La vitesse de convergence diffère entre les deux bassins. En Méditerranée Occidentale, la convergence a une direction Nord-Ouest à Ouest/Nord-Ouest avec une vitesse croissante de 4 mm/an au niveau du détroit de Gibraltar à 7-8 mm/an au niveau de la Sicile (Figure 2-4). En méditerranée Orientale, la convergence a une direction NNE-SSW avec une vitesse décroissante de 35 à 13 mm/an d'ouest en est (Figure 2-4). La Méditerranée est un secteur géodynamique complexe où coïncident différents régimes de déformations (collision, subduction, accréction, extension, déformation diffuse) (Figure 2-8).

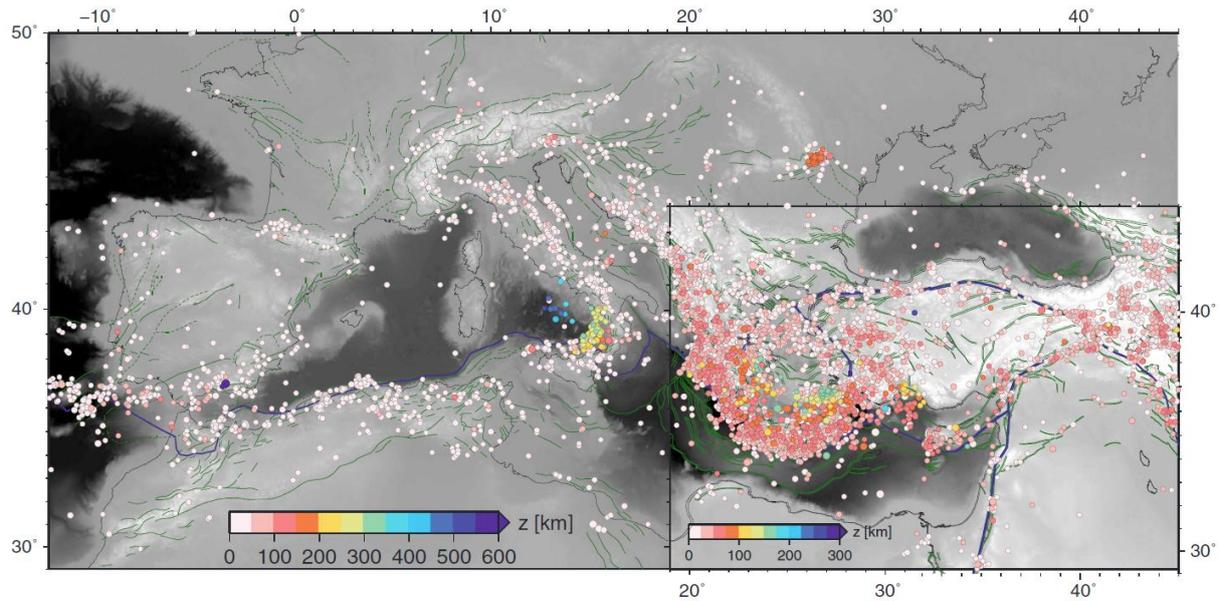


Figure 2-7 : Distribution de la sismicité en Méditerranée (Faccenna et al., 2014).

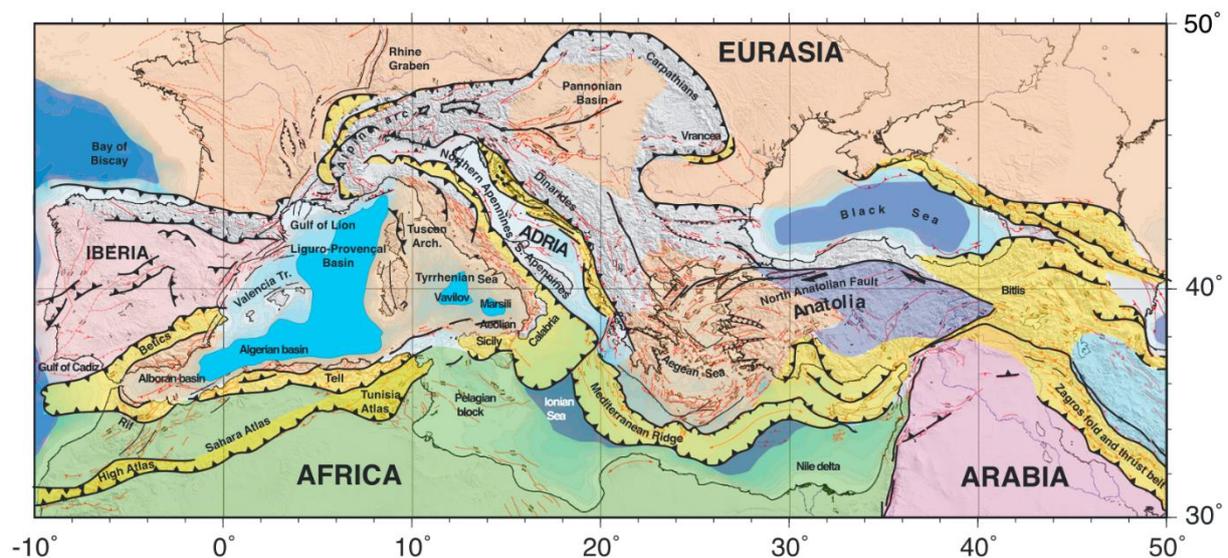


Figure 2-8 : Carte tectonique de la Méditerranée (Faccenna et al., 2014).

Actuellement, la cinématique de la Méditerranée Centrale et Orientale est caractérisée par une différence de régime de déformation (Figure 2-9). La subduction calabraise est lente, voire inactive à l'échelle de détection des données GPS, tandis que la subduction Hellénique est active. L'extension arrière-arc en Mer Tyrrhénienne semble de nos jours stoppée ou réduite (d'Agostino et al., 2008). En Méditerranée Centrale, la cinématique actuelle est contrôlée par l'effondrement de la plaque supérieure (arc calabrais), par la fragmentation de la plaque plongeante (Ionienne) et par la réactivation des grabens au niveau des blocs Pélagien (Pérouse et al., 2012).

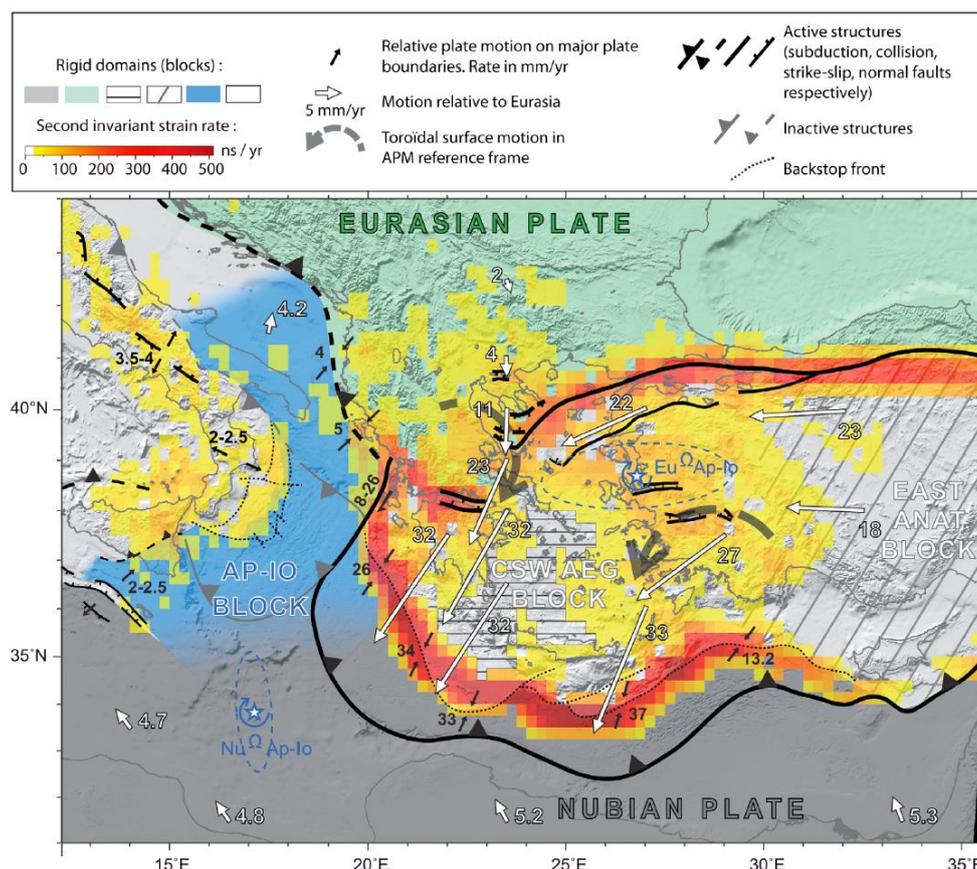


Figure 2-9 : Cinématique actuelle de la Méditerranée Centrale et Orientale (Pérouse et al., 2012).

## 2.4. Domaines structuraux en Méditerranée Orientale

### 2.4.1. Physiographie de la Méditerranée Orientale

La Méditerranée Orientale est située entre les latitudes N30° et N40° et s'étend d'Ouest en Est, des longitudes W15° à E35°. Elle est limitée à l'Ouest par la plateforme Hybléenne et les escarpements de Malte et de Médine (Figure 2-10), au Nord-Ouest par l'Arc de la Calabre et l'escarpement d'Apulie, au Nord par l'Arc Hellénique, la Mer Egée et l'Arc de Chypre, les côtes du Levant à l'Est et enfin au Sud par la marge passive Libyo-égyptienne (Figure 2-10). Sa superficie est d'environ 0,8 Millions de km<sup>2</sup>. La largeur du bassin diminue fortement au centre, à la longitude E25°, entre la Crète et la Cyrénaïque (Figure 2-10). Ce bassin peut être divisé en deux zones : Occidentale et Orientale. Les reliefs sous-marins y sont hétérogènes comprenant de vastes bassins (bassin Levantin, bassin de Syrte, Bassin Ionien, Bassin d'Hérodote) ou des plus restreints à l'Est entre Chypre et la Turquie (bassins de Rhodes, d'Antalya, de Cilicia-Adana) avec un fond relativement homogène, des zones plus rugueuses et superficielles montrant diverses organisations structurales et sédimentaires localisées au

niveau du prisme Calabrais en Mer Ionienne, de la Ride Méditerranéenne et du Delta Sous-Marin du Nil (DSMN) (Figure 2-10). Les zones les plus profondes sont situées le long de la plaque Anatolienne, au niveau des fosses de Matapan (-5120 m), Pline, Strabon et du bassin de Rhodes (Figure 2-10). Différents monts sous-marins sont présents près du bassin de Syrte (Monts de Médine, Monts Archimède) et dans le bassin Levantin (Eratosthènes) (Figure 2-10).

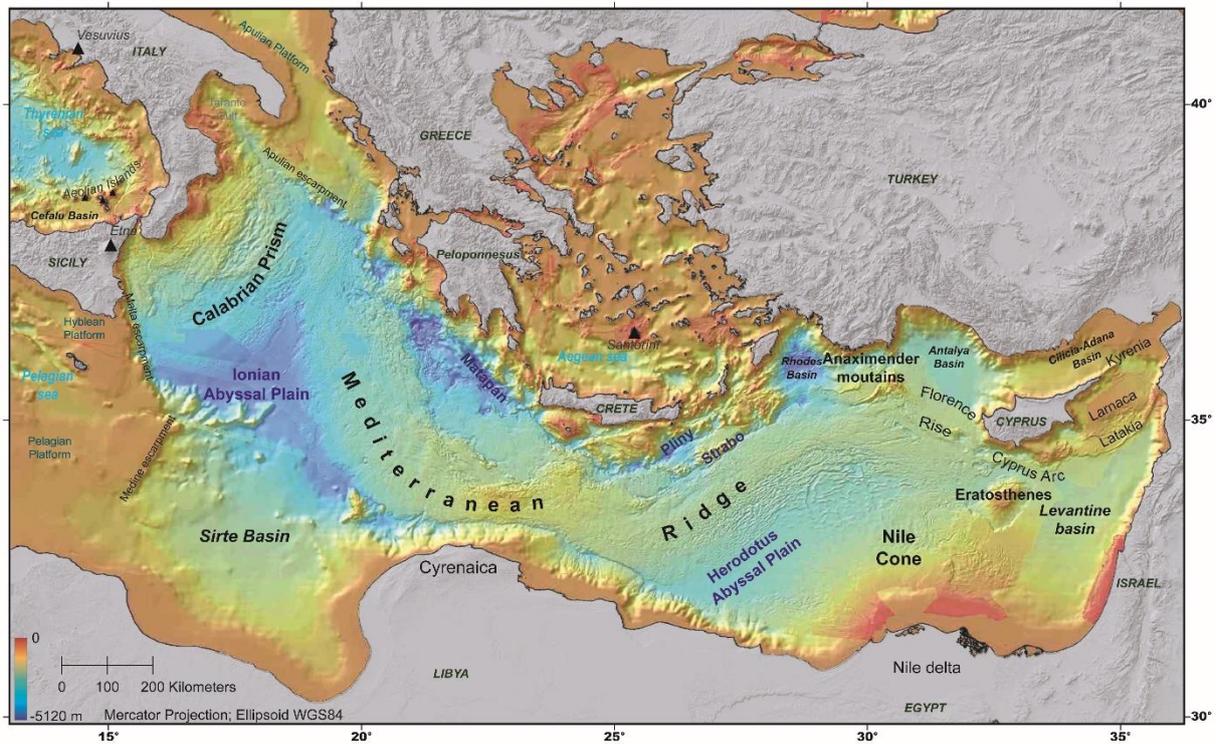


Figure 2-10 : Carte Bathymétrique de la Méditerranée Orientale modifiée d'après Brosolo et al. (2012).

#### 2.4.2. Les différents domaines structuraux

La Méditerranée Orientale est divisée en différents domaines structuraux hérités de son histoire géodynamique. Comme précédemment discuté, cet espace restreint présente (1) des marges actives avec deux prismes d'accrétion liés à la subduction de la Néo-Téthys : le Prisme Calabrais (subduction Calabraise) et la Ride Méditerranéenne (subduction Hellénique) ; (2) une marge passive Libyo-égyptienne (Afrique) sur laquelle s'est développé le Delta Sous-Marin du Nil (DSMN). Deux larges bassins sont présents : le bassin Ionien, considéré comme le dernier vestige de l'océan Néo-Téthysien, localisé entre le prisme d'accrétion Calabrais et la Ride Ouest Méditerranéenne et la plaine abyssale Hérodote située entre la partie orientale de la Ride Méditerranéenne et le DSMN (Figure 2-11).

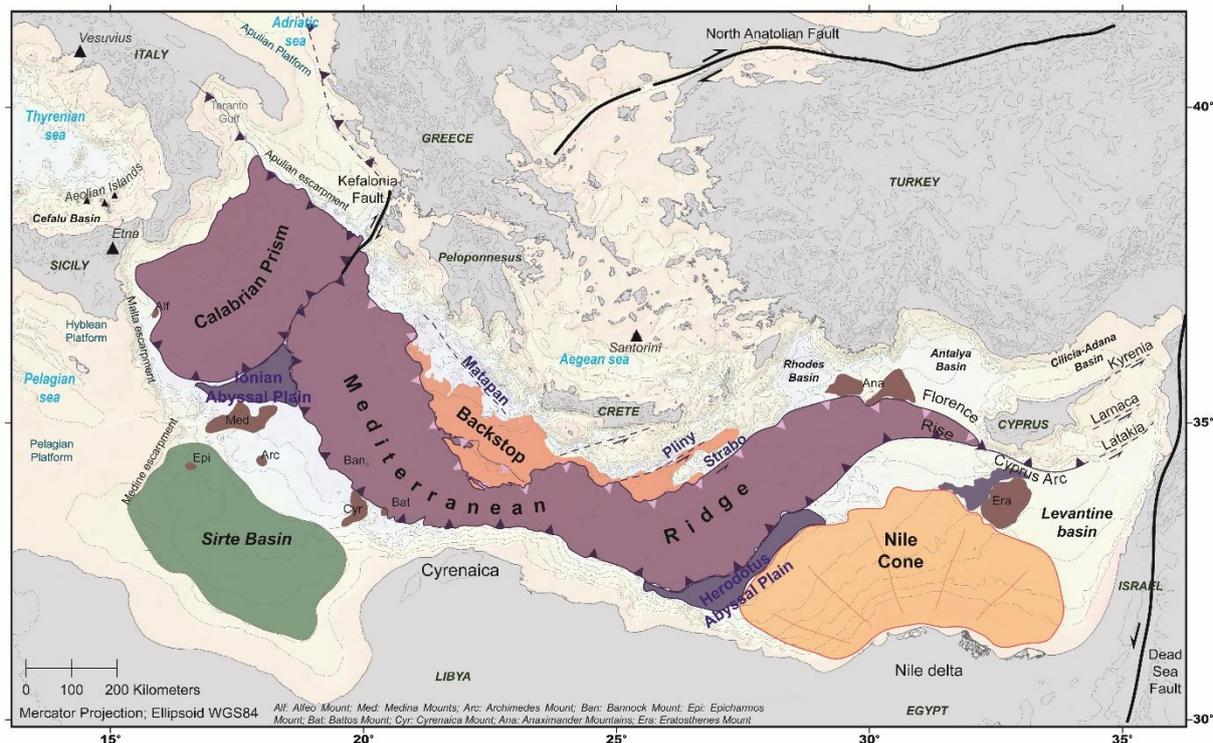


Figure 2-11 : Carte des domaines structuraux de la Méditerranée Orientale. Les prismes d'accrétion des marges actives sont en violet, le DSMN localisé sur la marge passive Libyo-égyptienne est en orange, le Golfe de Syrte en vert et les bassins Ionien et Herodote sont en bleu. Le fond de carte bathymétrique est tiré de Brosolo et al. (2012).

#### 2.4.2.1. Le prisme Calabrais

Le prisme d'accrétion Calabrais (Rossi et Sartori, 1981) s'est formé pendant la subduction de la plaque africaine (ou *Nubian Plate*) sous la plaque Eurasienne. Les sédiments accrétés proviennent de la plaque Africaine et le prisme a une épaisseur d'environ 10 km (Gallais et al., 2012). Le prisme orienté NW-SE, présente une forme arquée et s'étend sur 400 km de long et 300 km de large. Il est bordé au Nord par l'arc de la Calabre, les escarpements d'Apulie (Est) et de Malte (Ouest) et au Sud par le bassin Ionien et la Ride Méditerranéenne (Figure 2-11). Une partie du prisme affleure en Calabre et est composé de nappes sédimentaires et métamorphiques, accrétées pendant le Paléogène-Miocène inférieur (Amodio Morelli et al., 1976). En Mer Ionienne, le prisme est divisé en quatre domaines morpho-structuraux marqués par des successions stratigraphiques de styles et d'âges de déformation différents (Figure 2-12) (Minelli et Faccenna, 2010). Du Nord-Ouest au Sud-Est ces domaines sont :

- les **bassins d'avant-arc Crotone-Spartivento**, orienté NE-SW, de 200km de long et 40 km de large (Figure 2-12 ; Figure 2-13). Ils sont composés de sédiments peu déformés d'âge Tortonien à Quaternaire reposant en discordance sur des

empilements de nappes sédimentaires et métamorphiques Calabro-Péloritaines accrétées durant le Paléogène inférieur - Miocène (Figure 2-12) (Amodio Morelli et al., 1976 ; Cavazza et De Celles, 1998 ; Minelli et Faccenna, 2010 ; Gallais et al., 2012).

- le **prisme d'accrétion interne pré-messinien** (*pre-messinian wedge*) correspondant à une succession de chevauchements de sédiments pré-méssiniens, d'orientation NE-SW et à vergence vers le Sud (Figure 2-12). Sur le fond de mer, quelques chevauchements à vergence vers le SE affectent les sédiments superficiels. Un important escarpement appelé l'escarpement de Calabre (*calabrian escarpment*) se dessine (Figure 2-12). Il s'agit d'un escarpement d'orientation NE-SW pouvant atteindre 750 m de hauteur et 200 km de long. Cet escarpement sépare le plateau interne (*inner plateau*) (incluant la partie interne du prisme pré-messinien et les bassins d'avant-arc) et la partie externe du prisme pré-messinien caractérisé par de hauts reliefs structuraux (Polonia et al., 2011). La partie externe du prisme pré-messinien est appelée **crête du prisme** (*crest of the wedge*) (Figure 2-13) (Gallais et al., 2012).
- le **prisme d'accrétion externe post-messinien** (*post-messinian wedge*) composé de sédiments messiniens et plio-quatérnaires déformés par une intense activité tectonique gravitaire et salifère (Figure 2-12 ; Figure 2-13) (Chamot-Rooke et al., 2005 ; Minelli et Faccenna, 2010 ; Polonia et al., 2011). Morpho-structuralement, il se décompose en deux domaines : le **domaine frontal** (*frontal slope*) caractérisé par des ondulations du fond de mer et le domaine de **penne sommitale** (*upper slope*) caractérisé par la présence de dépressions profondes (Figure 2-13) (Gallais et al., 2012). La zone de transition (*central transition zone*) entre les deux prismes se situe en profondeur sous la partie centrale de cette zone (Figure 2-13) (Gallais et al., 2012).
- le **bassin d'avant-pays Ionien** où les sédiments du Plio-Quaternaire ne sont pas déformés (Figure 2-12 ; Figure 2-13) et recouvrent des failles inverses d'échelle crustale à vergence vers le Nord-Ouest. Elles affectent la croûte océanique jusqu'aux sédiments évaporitiques et sont associées à la mise en place de bassins syntectoniques datés Tortonien (Gallais et al., 2011).

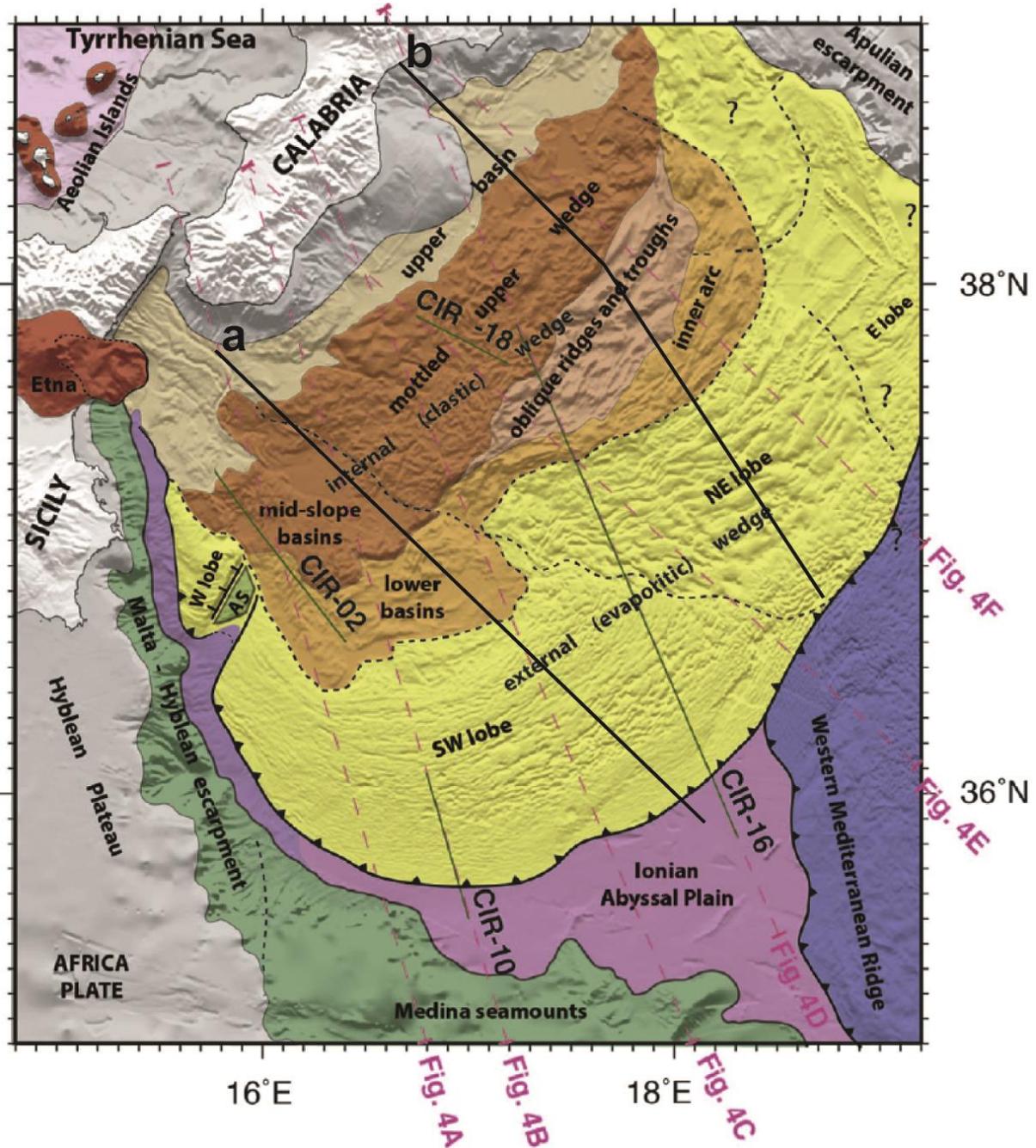


Figure 2-12 : Carte morpho-structurale du prisme Calabrais Gutscher et al., 2017. Les deux profils sismiques a et b sont présentés en Figure 2-15.

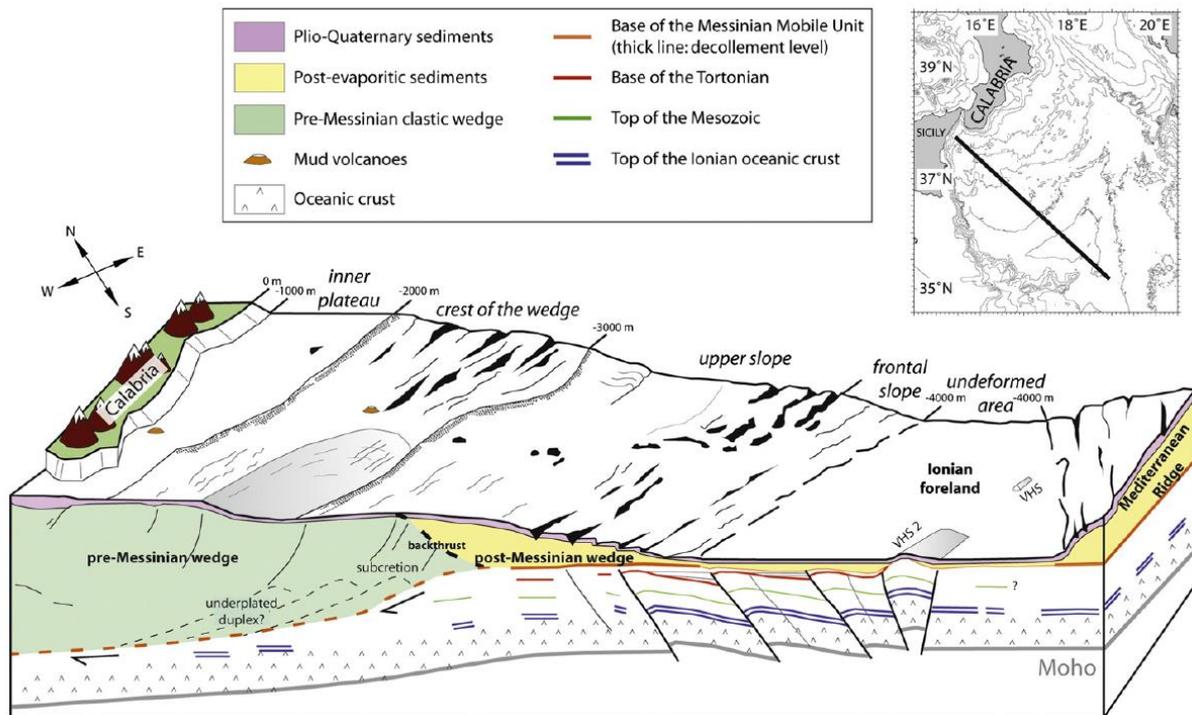


Figure 2-13 : Vue 3D schématique du Prisme d'accrétion Calabrais (Gallais et al., 2012).

Le prisme d'accrétion Calabrais serait segmenté latéralement en deux lobes par une zone de déformation (Figure 2-12) : un lobe NE et un lobe SW caractérisés par des styles et vitesses de déformations différents (Figure 2-12) (Polonia et al., 2011). Dans sa partie occidentale, les données géophysiques de la campagne récente CIRCEE ont révélé la présence d'un système de failles actives près du mont Alfeo (Gutscher et al., 2016). Les mécanismes aux foyers disponibles indiquent un mouvement en décrochement dextre le long de ce système de faille NW-SE. Cette zone est interprétée comme l'expression de surface d'une *STEP fault* (Figure 2-14). Le panneau plongeant océanique ionien se détache progressivement de la lithosphère continentale adjacente Malte-Sicile (Hyblean) conduisant à la formation de la *STEP fault* (Figure 2-14).

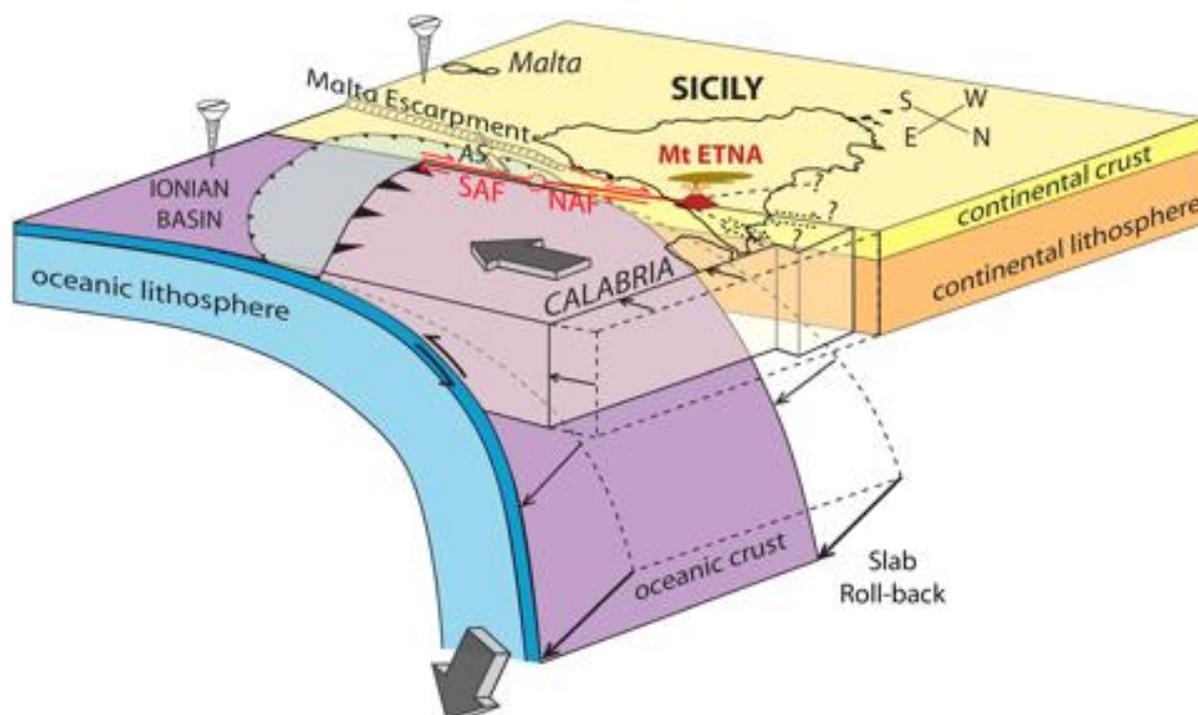


Figure 2-14 : Diagramme schématisé de la région de Sicile-Calabre montrant la cinématique régionale et l'activité de la faille liée au STEP. Le ralentissement du panneau plongeant induit une avancée vers le SE du bloc Calabro-Péloritain conduisant à un raccourcissement dans le prisme d'accrétion externe calabrais (ombrage vert clair). AS : Alfeo Seamount ; SAF : Sud Alfeo Fault system. NAF : North Alfeo Fault. La prolongation de la faille STEP au nord du Mont Etna est incertaine, trois prolongements possibles sont représentés schématiquement (Guscher et al., 2016).

La formation et l'évolution du prisme Calabrais sont liées à des variations de vitesses de subduction. Le prisme d'accrétion Calabrais s'est formé depuis le Néogène en deux étapes :

- une phase pré-Messinien avec l'accrétion de sédiments clastiques sur un niveau de décollement profond (Figure 2-15). A cette période (entre 15 et 10 Ma), la vitesse de subduction est assez lente, voire inactive. Le prisme atteint une nouvelle phase de croissance entre 10 et 6 Ma avec la formation des différents chevauchements dans sa partie interne (Minelli et Faccenna, 2010 ; Gallais et al., 2012).
- une phase post-Messinien avec l'accrétion frontale des sédiments post-évaporitiques le long d'un décollement de faible pendage vers le Nord-Ouest à la base des évaporites messiniennes (Figure 2-15). La vitesse de subduction augmente et le taux de croissance du prisme est plus rapide depuis le Messinien (Minelli et Faccenna, 2010).

Actuellement, la subduction calabraise est inactive ou très lente, avec une vitesse de quelques millimètres par an (Hollenstein et al., 2003 ; D'Agostino et Selvaggi, 2004). Elle

présente un plan de Wadati-Benioff à pendage vers le Nord-Ouest (70°) (Selvaggi et Chiarabba, 1995).

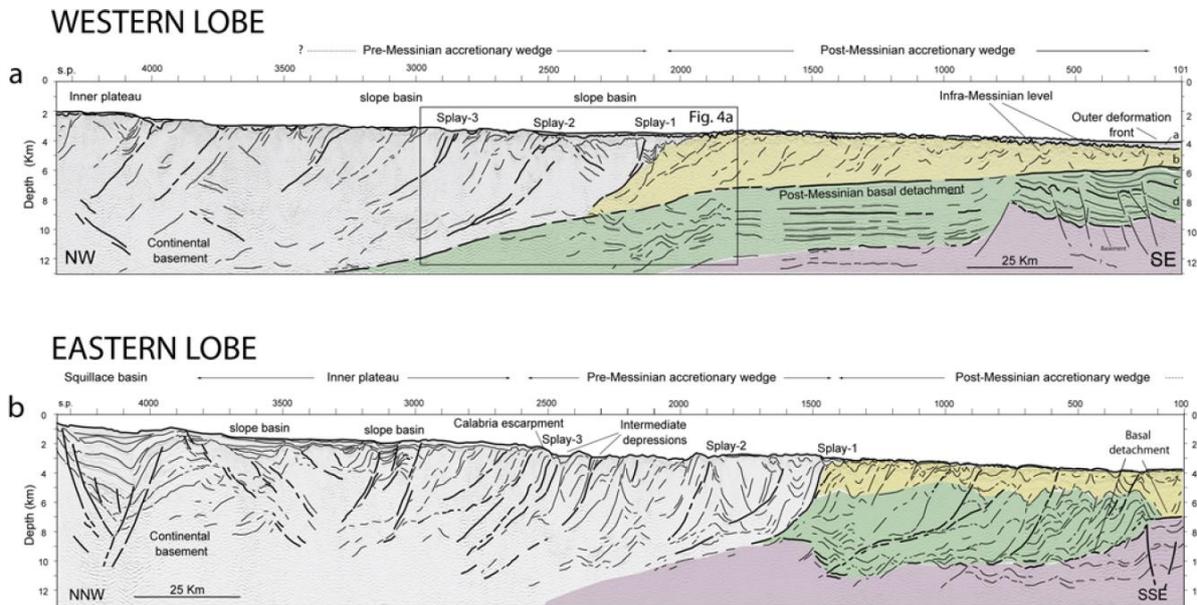


Figure 2-15 : Interprétation des profils sismiques (a) MSC CROP M-2B recoupant le lobe Ouest et (b) MCS CROP M-4 recoupant le lobe Est (Polonia et al., 2012). Le domaine jaune correspond aux niveaux stratigraphiques Messinien et Plio-Quaternaire, le vert aux sédiments d'âges Tertiaire et Mésozoïque et le violet à la plaque africaine.

#### 2.4.2.2. La Ride Méditerranéenne

La Ride Méditerranéenne est un prisme d'accrétion formé au cours de la rapide subduction Hellénique vers le Nord (>3cm/an) (Biju-Duval et al., 1978 ; Le Pichon et al., 1982 ; Ryan et al., 1982 ; LePichon et al., 1995 ; Kreemer et Chamot-Rooke, 2004). La subduction Hellénique présente un plan de Wadati-Benioff à faible pendage vers le Nord sous l'arc Egéen et un pendage plus important (30-45°) plus au Nord (Hatzfeld, 1993, 1994). La partie à faible pendage résulterait de la subduction initiée au début de l'extrusion Anatolienne et la partie plus pentée serait liée à la convergence Afrique-Eurasie avant la phase d'extrusion du bloc Anatolien. La Ride Méditerranéenne qui en résulte, consiste en une succession de sédiments superficiels d'âge Néogène accrétés sous forme d'empilement de chevauchements le long d'un ou plusieurs niveaux de décollement (Le Pichon et al., 1982 ; Ryan et al., 1982). L'initiation de l'accrétion est supposée commencer au Miocène moyen.

Ce relief arqué s'étend d'Ouest en Est, sur une distance de 1500 km, le long de l'arc Hellénique et recouvre la majeure partie du bassin oriental de la Méditerranée (60%) (Figure 2-16). La Ride Méditerranéenne se divise en trois secteurs : une partie occidentale, arquée vers

le SW et de direction générale NW-SE, une partie centrale étroite et enfin, une partie orientale convexe vers la marge égyptienne avec une direction NE-SW (Figure 2-16). Elle est large jusqu'à 300 km au niveau des branches occidentale et orientale et jusqu'à 150 km dans la région centrale, au Sud de la Crête. La profondeur d'eau avoisine les 1400 m dans la partie centrale (hauts structuraux Antéus), 3000 m dans la partie occidentale et 2000 m dans la partie orientale (Chaumillon, 1995 ; Le Meur, 1997 ; Huguen, 2001). L'épaisseur moyenne du prisme est estimée à 10 km (De Vogdd et al., 1992).

Le prisme est séparé des plaines abyssales Ionienne et d'Hérodote par un chevauchement frontal (Figure 2-16). Au Sud de la partie centrale, la Ride Méditerranéenne est quasiment en contact direct avec la marge Libyenne. Sa partie Nord occidentale est accolée au prisme Calabrais, à proximité de la faille de Céphalonie, et sa partie la plus orientale se trouve proche des Monts Anaximandre (Figure 2-16). Au Nord, le prisme est séparé du domaine Egéen par des bassins profonds déconnectés, aux pentes abruptes, appelés Fosses Helléniques : la fosse de Matapan le long du Péloponnèse dans la partie occidentale et les fosses de Plinie et Strabon le long de la Crête et de l'île de Rhodes dans la partie orientale (Figure 2-10; Figure 2-16). Différentes zones structurales ont été définies : le domaine externe dans les secteurs occidental et oriental de la Ride Méditerranéenne, la zone centrale et le plateau interne (Figure 2-16). Les domaines externe et central regroupent le complexe d'accrétion tectono-sédimentaire (prisme) et s'arrêtent contre le domaine interne (butoir) interprété comme un élément de la croûte continentale égéenne constituée de nappes Helléniques (Figure 2-16 ; Figure 2-17) (Lallemant et al., 1994). Un important saut bathymétrique, interprété comme un rétrochevauchement, marque le contact entre le prisme et le butoir (Chamot-Rooke et al., 2005b ; Huguen et al., 2006).

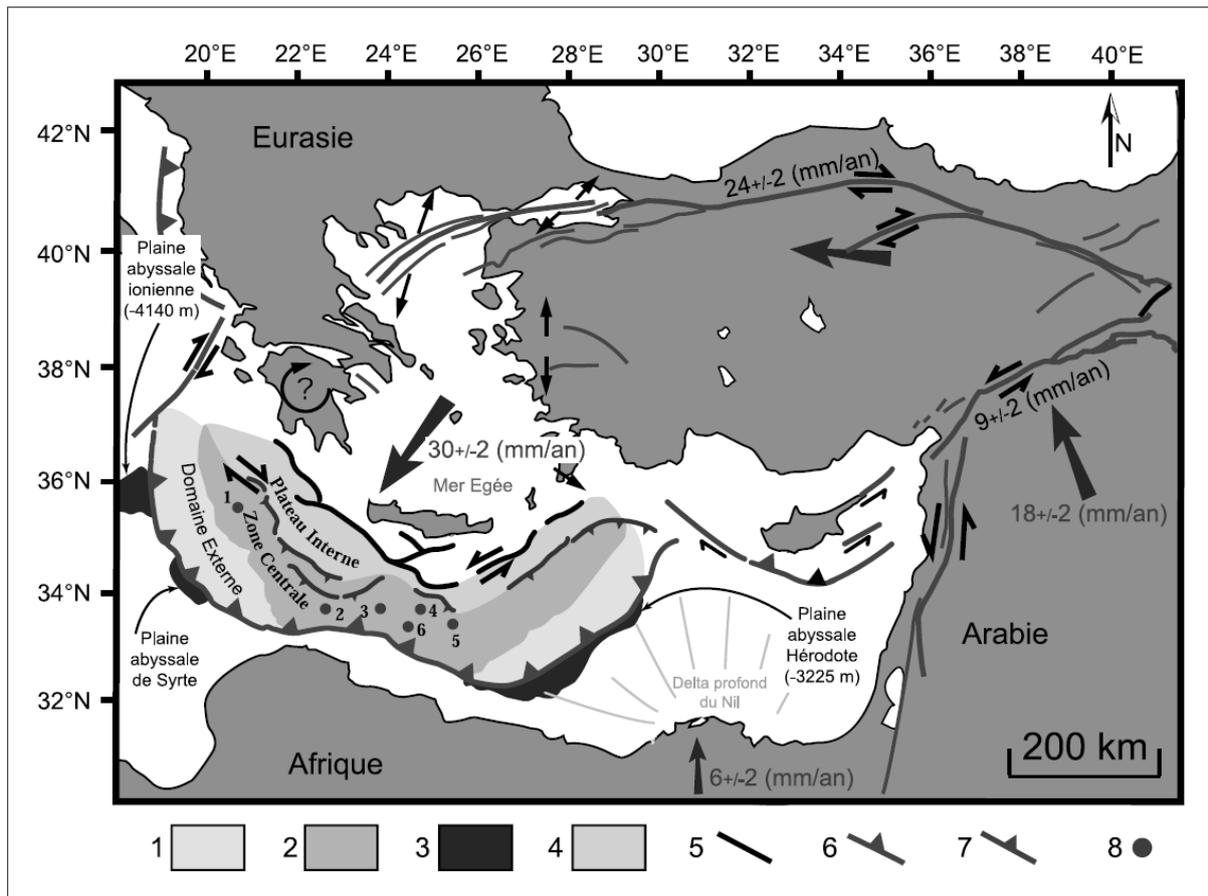


Figure 2-16 : Carte structurale de la Ride Méditerranéenne (Huguen et al., 2004).

La structure interne de la Ride Méditerranéenne se décompose en deux prismes d'accrétion distincts :

- un **prisme d'accrétion post-messinien** correspondant à la partie frontale du prisme au Sud (de 0 à 50 km du front de déformation) (Figure 2-17). Les sédiments plissés sont essentiellement composés d'évaporites datés du Messinien et recouverts d'une couverture plio-quadernaire également déformée. Le niveau de décollement serait à la base (Figure 2-17) (Ryan et al., 1982 ; Chaumillon et Mascle, 1997) ou au sommet des évaporites (Kastens et al., 1992) et est caractérisé par un faible pendage ( $<1^\circ$ ). La valeur du pendage du niveau de décollement augmente vers le Nord.
- un **prisme d'accrétion pré-messinien** correspondant à la partie interne du prisme au Nord, constitué de sédiments pré-messinien accrétés contre le butoir continental (Figure 2-17). Le niveau de décollement incliné vers le NE est interprété d'après l'analyse d'échantillons des volcans de boue de cette zone comme étant localisé dans les argiles d'âge Aptien (Cita et al., 1989 ; Camerlenghi et al., 1992 ; Truffert,

1992). Chaumillon et Mascle, (1997) proposent que le prisme pré-messinien puisse jouer le rôle de butoir pour le prisme post-messinien.

Reston et al., 2002 ont proposé une structure en duplex pour expliquer le passage latéral d'un décollement localisé à la base des évaporites messiniennes à un décollement plus profond localisé au niveau des argiles aptiennes (Figure 2-17). Cette zone située à 50-80 km du front de déformation correspondrait à des sédiments accrétés après le Messinien et dont la base servirait de zone d'accommodation entre les niveaux de décollement. Pendant la majeure partie du Tertiaire, l'accrétion frontale a induit un détachement localisé à l'intérieur des unités Mésozoïque (argiles aptiennes). Suite à l'événement messinien, un nouveau détachement s'est développé à la base des évaporites dans la partie frontale du coin du prisme. Plus au nord-est, le détachement basal évaporitique recoupe des niveaux plus profonds conduisant au développement de structures duplex où les unités pré-messinien sont sous-charriées sous les évaporites messiniennes. Les évaporites peuvent être absentes au niveau des crêtes.

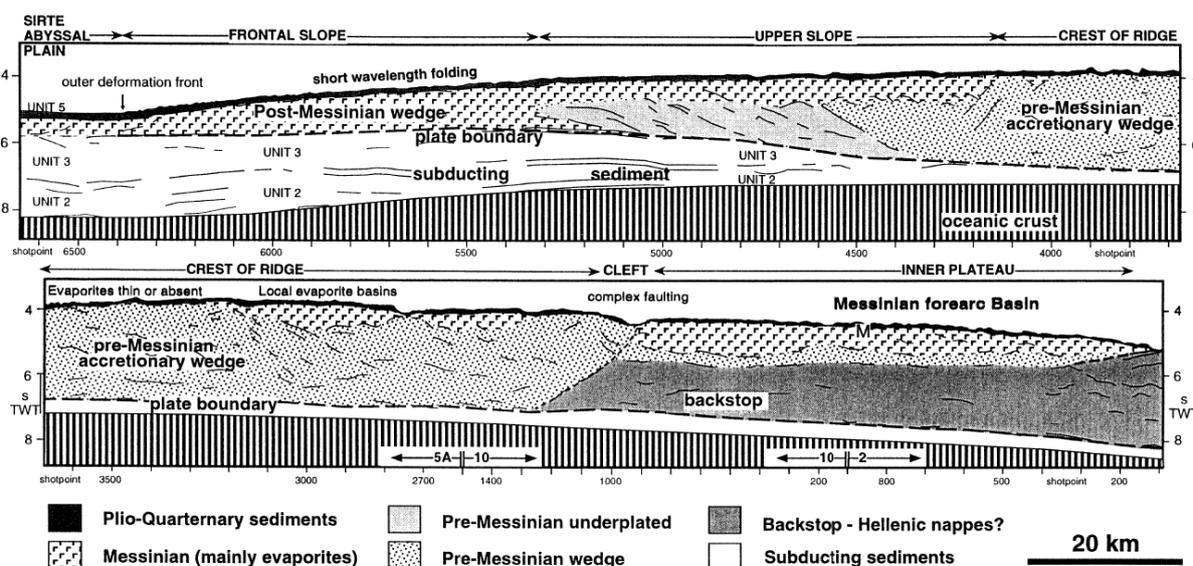


Figure 2-17 : Coupe interprétative recoupant la partie occidentale de la Ride Méditerranéenne basée sur les résultats du projet IMMERSE tirée de Reston et al., 2002.

La Ride Méditerranéenne montre des variations d'organisations morpho-structurales du Nord au Sud. Ces variations morpho-structurales de surface sont liées à la structure interne du prisme d'accrétion (niveaux de décollement, localisation des niveaux évaporitiques, affrontement inter-plaque). Des variations dans la morphologie sont également observées d'Ouest en Est. Les différents secteurs de la Ride Méditerranéenne sont présentés indépendamment ci-dessous.

### Morpho-structure de la Ride Méditerranéenne Occidentale

Trois domaines morpho-structuraux ont été définis selon les styles de déformations visibles dans la morphologie du fond de mer (Truffert et al., 1993 ; Le Meur, 1997 ; Reston et al., 2002 ; Chamot-Rooke et al., 2005) :

- un **domaine externe** ou domaine frontal (*frontal slope* ou *outer domain*) caractérisé par de nombreux plis et chevauchements de pentes topographiques faibles (Figure 2-18). Cette zone correspond au prisme post-messinien (Figure 2-17). Le front de chevauchement de la Ride Méditerranéenne est localisé entre les plaines abyssales Ionienne et de Syrte non déformées et le domaine externe du prisme (Figure 2-18).
- une **zone de transition** (*upper slope* ou *transition belt*) légèrement déformée avec quelques bassins d'évaporites messiniennes (Figure 2-18) (Truffert et al., 1993). Il s'agit d'une zone sous laquelle le niveau de décollement devient plus profond. Cette zone correspondrait à l'*Upper slope* proposé par Reston et al. (2002) (Figure 2-17).
- un **domaine interne** (*crest of the ridge* ou *inner domain*) situé au toit de la Ride et correspondant au prisme pré-messinien marqué par une tectonique active. Au Nord, le domaine est affecté par des décrochements dextres organisés en échelons créant des bassins en « *pull-apart* » près de la limite prisme-butoir. Cette distribution de la déformation résulterait de la subduction oblique de la plaque africaine (Kreemer et Chamot-Rooke, 2004). Des bassins et des volcans de boue sont présents dans cette zone (Figure 2-18) (Le Meur, 1997 ; Chamot-Rooke et al., 2005). Plus au Sud, la Ride est caractérisée par d'important chevauchements et rétro-chevauchements marqués par des reliefs aux pentes topographiques fortes (**crête du prisme**). Des volcans de boue ont également été observés dans ce secteur.

La zone du butoir est considérée comme le plateau interne du prisme d'accrétion (Figure 2-17) (Reston et al., 2002). Il s'agit d'une zone relativement plate où des sédiments Plio-Quaternaires, affectés par des processus gravitaires et tectono-salifère, recouvrent des séries évaporitiques messiniennes et une série de nappes d'origine Hellénique (Figure 2-17) (Reston et al., 2002 ; Huguen et al., 2004). Le secteur Sud du butoir est déformé et affecté par des plis. Cette déformation serait induite par le contact entre la plaque Africaine et le butoir continental Egéen. L'extrémité sud du butoir serait actuellement en train de chevaucher le butoir non déformé en réponse à cette collision continentale (Chamot-Rooke et al., 2005).

La branche occidentale de la Ride est marquée par diverses cicatrices morphologiques. Des monts sous-marins appartenant à la plaque Africaine, actuellement en subduction sont à l'origine de ces aspérités (Huguen et al., 2004). Par exemple, les reliefs Bannock sont interprétés via l'analyse de profils sismiques comme un ancien mont sous-marin actuellement en subduction sous le prisme (von Huene et al., 1997).

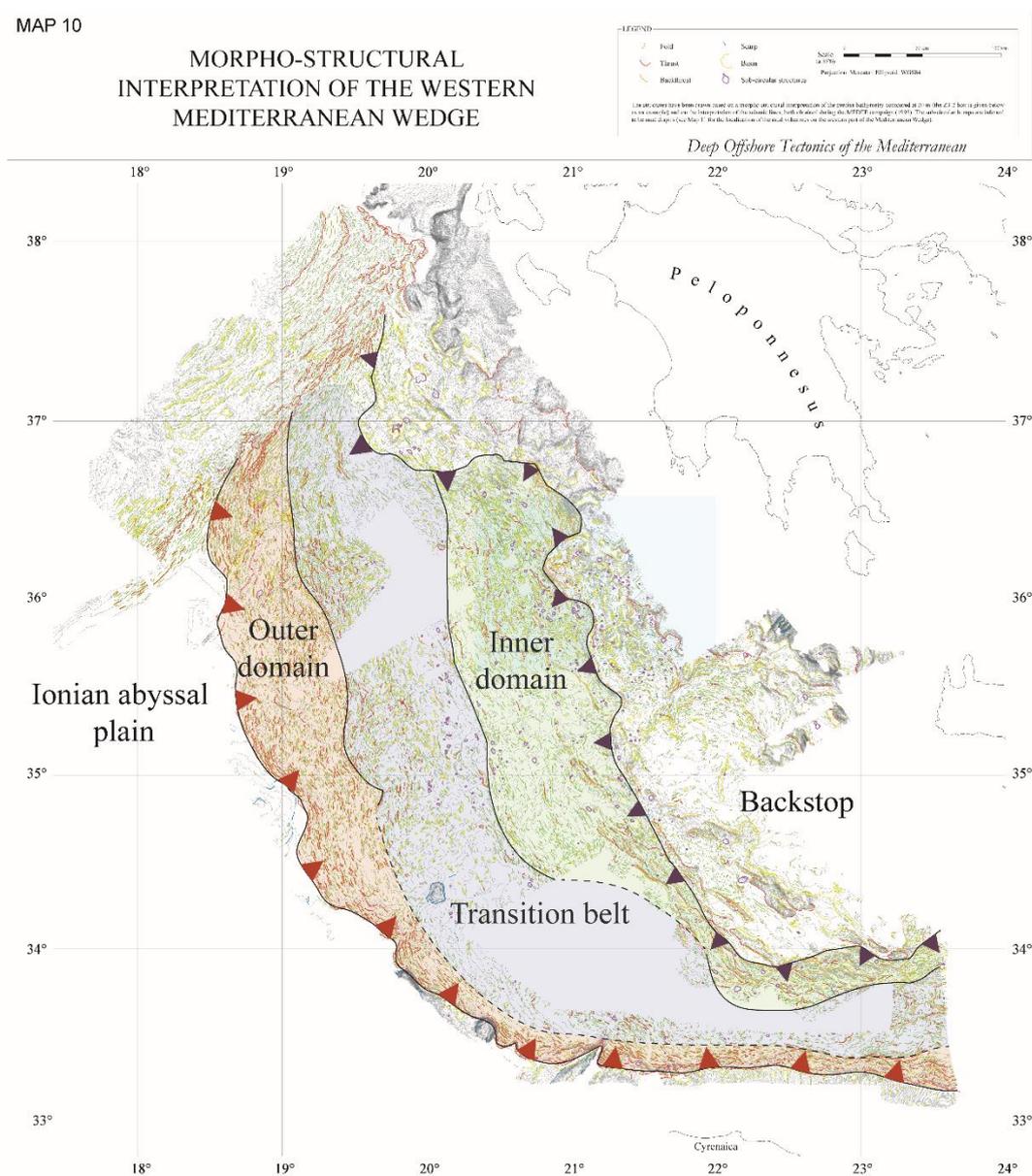


Figure 2-18 : Carte morpho-structurale de la partie occidentale de la Ride Méditerranéenne modifiée d'après Chamot-Rooke et al., 2005. Les différents domaines morpho-structuraux ont été ajoutés à la carte et sont tirés de Chamot-Rooke et al., 2005 d'après Truffert et al., 1993.

### Morpho-structure de la Ride Méditerranéenne Centrale

Dans la partie centrale de la Ride, Huguen et al., 2004 ont divisé le prisme en deux domaines morpho-structuraux :

- un **domaine externe** au Sud, relativement étroit et caractérisé par la présence de nombreux plis et chevauchements (*outer domain*) (Figure 2-19). Il s'agit du prisme d'accrétion post-messinien avec un niveau de décollement au sein des évaporites messiniennes (Figure 2-19). Vers l'est, le domaine externe s'élargit et montre de nombreux plis de faible longueur d'onde orientés ENE. Leur taille et largeur augmentent progressivement vers l'Est (Figure 2-19) (Chaumillon et Mascle, 1997). Les plis sont recoupés par un réseau de fractures orientées N140 et N40 interprétées comme des failles décrochantes (Figure 2-19) (Huguen, 2001).
- un **domaine interne** correspondant au plateau central, plus plat affecté par quelques plis, de nombreux volcans de boue et quelques accidents tectoniques régionaux (chevauchements) (Figure 2-19). Les niveaux d'évaporites messiniennes semblent absents dans cette zone (Kopf et al., 2003). Ce domaine correspondrait au prisme pré-messinien. Le contact entre le domaine interne et le domaine externe est marqué par une ceinture de chevauchements majeurs (Huguen, 2001) marquant la limite structurale entre les deux prismes (Huguen et al., 2004). Le front de déformation interne du prisme est marqué par des rétrochevauchements le long du contact prisme-butoir (Figure 2-19).

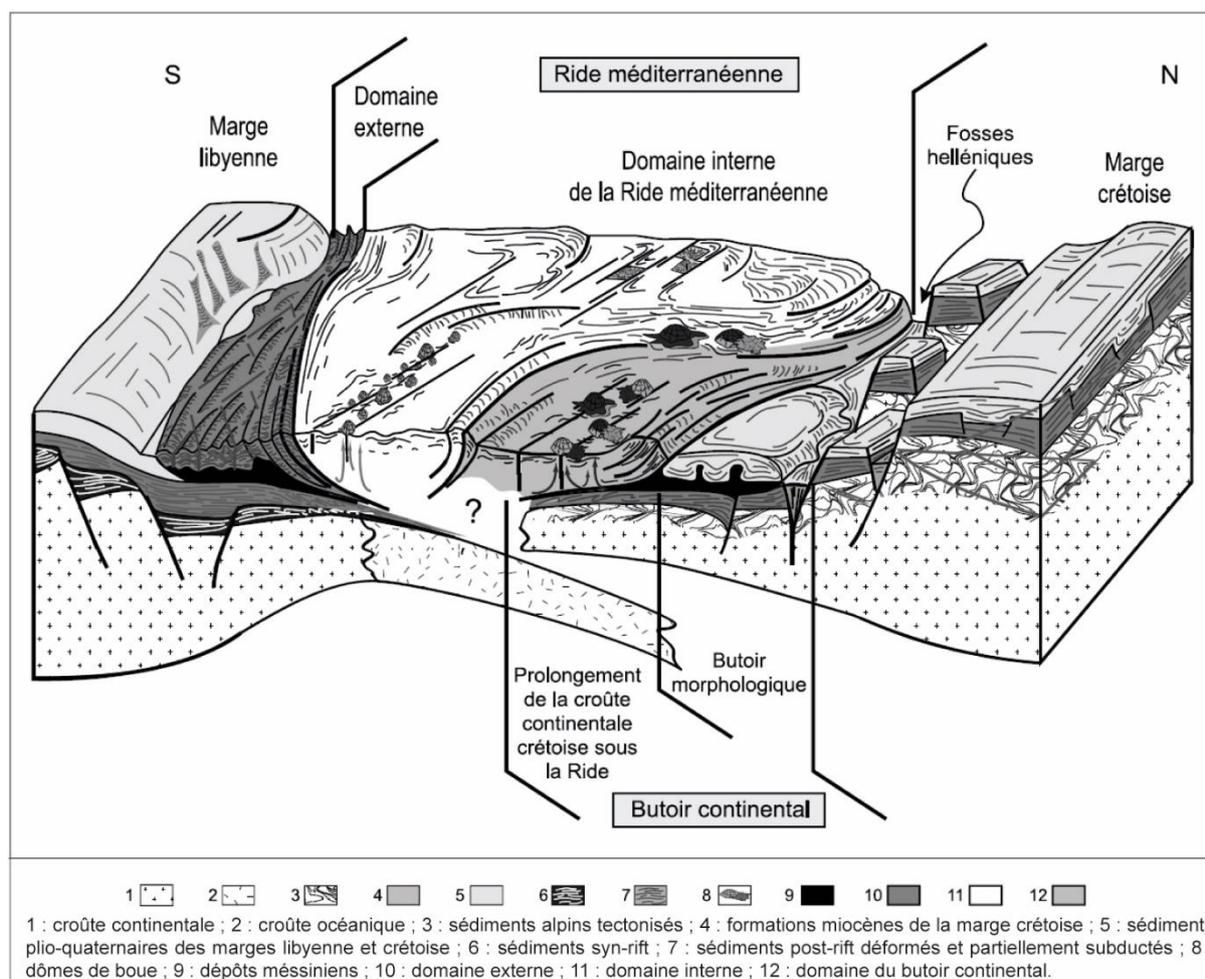


Figure 2-19 : Bloc diagramme interprétatif de la structure du domaine central de la Ride Méditerranéenne modifié d'après Huguen et Mascle, 2005.

### Morpho-structure de la Ride Méditerranéenne Orientale

La branche orientale de la Ride Méditerranéenne peut également être divisée en deux domaines selon les différentes organisations morpho-structurales observées (Huguen, 2001 ; Chaumillon et Mascle, 1997) :

- un **domaine externe** caractérisé par une succession de larges plis droits, ou déjetés vers le sud (Figure 2-20). Leur largeur augmente vers la plaine abyssale d'Hérodote. En fonction de leur caractéristiques géométriques, trois ceintures différentes de plis ont été distinguées (Figure 2-20) (Huguen, 2001). Cette zone correspondrait au prisme post-messinien (Huguen et al., 2004).
- un **domaine interne** caractérisé par quelques plis recoupés par des linéaments structuraux interprétés comme des décrochements sénestres (Figure 2-20) (Huguen, 2001). Des petites structures en formes de dôme et de larges coulées de boue ont été observées (Figure 2-20) (Huguen et al., 2004). Ce domaine correspond au

prisme pré-messinien (Huguen et al., 2004). Le contact avec le domaine externe est moins bien marqué que dans la partie centrale et occidentale de la Ride ainsi que la limite butoir-domaine interne. Les fosses de Pline, Strabon et le bassin de Rhodes jusqu'au Taurus (Turquie) sont disposés en échelon le long d'un décrochement senestre orienté N50°. Ces structures sont associées à la subduction oblique contre l'arc Crétois (Figure 2-20) (Huchon et al., 1982). Les monts Strabon sont situés à la limite Sud de la marge continentale Egéenne.

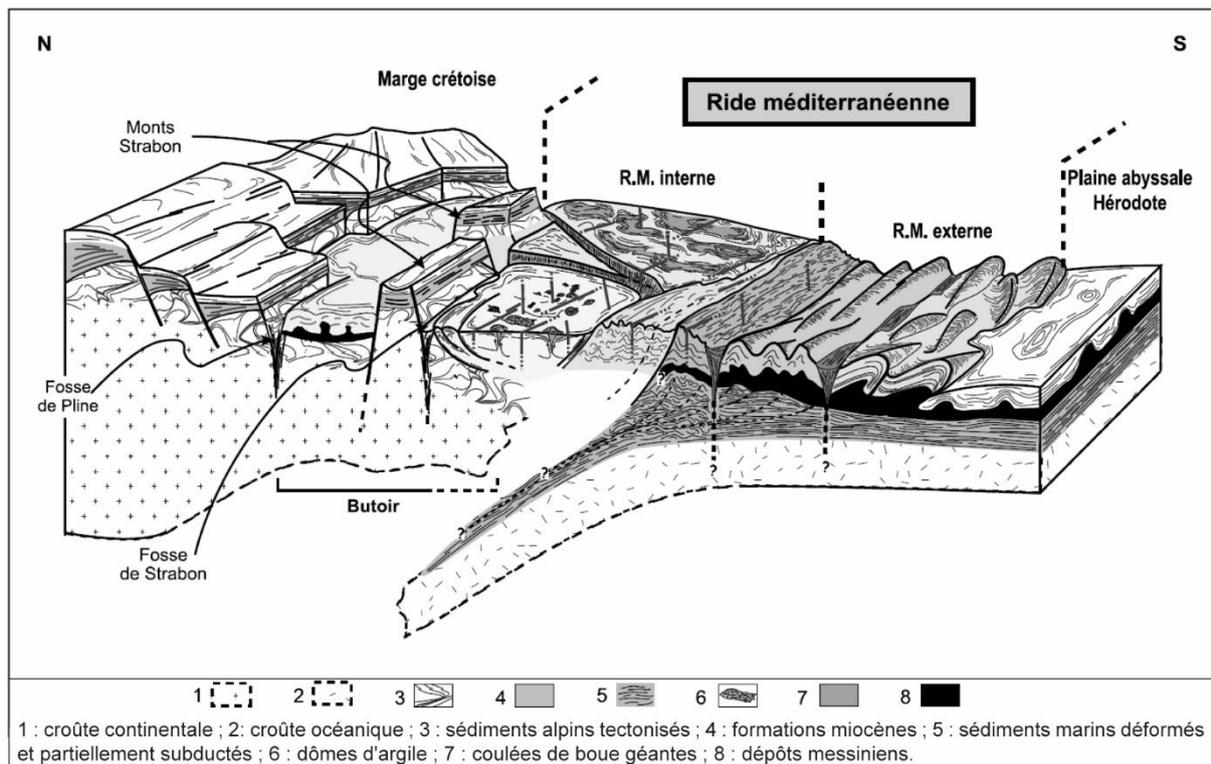


Figure 2-20 : Bloc diagramme interprétatif de la structure du domaine oriental de la Ride Méditerranéenne modifié d'après Huguen et Masclé, 2005.

Il existe une différence notable de morphologie entre les différentes branches de la Ride Méditerranéenne. La déformation est intense dans la partie centrale du prisme caractérisée par de nombreux chevauchements. Entre la branche occidentale et la branche orientale, les morphologies compressives sont plus diversifiées au niveau du prisme post-messinien, marquée par une différence d'amplitude et d'organisation des plis (Figure 2-18 ; Figure 2-19 ; Figure 2-20). Cette différence pourrait s'expliquer par l'épaisseur des niveaux d'évaporites messiniennes et de la couverture plio-quadernaire, moins importante à l'ouest qu'à l'Est (Chaumillon, 1996). La branche orientale de la Ride serait au stade de pré-collision avec une

déformation plicative, tandis que l'ouest de la Ride serait au stade de collision avec une déformation chevauchante (Huguen et al., 2004).

La Ride Méditerranéenne s'est donc formée en deux étapes avec une phase d'accrétion pré-Messinienne et une phase d'accrétion pendant et après le Messinien.

#### 2.4.2.3. La marge passive Libyo-égyptienne

La partie septentrionale de la marge passive Libyo-égyptienne est bordée d'Ouest en Est par la plaine abyssale d'Hérodote, les différents domaines morpho-structuraux hérités de la subduction Hellénique comprenant : la partie orientale de la Ride Méditerranéenne, les Monts Anaximandre et la Ride de Florence, le mont sous-marin Eratosthènes et le bassin Levantin (Figure 2-21). Au sud, la physiographie de la bordure continentale diffère d'Ouest en Est avec (1) un segment libyo-égyptien à l'Ouest, au niveau de la *Western Desert Province*, orienté NW-SE, caractérisé par une marge abrupte avec un plateau et une pente continentale étroites, (2) une partie centrale arquée, marquée par le delta aérien du Nil, une plateforme continentale dont la largeur augmente d'Ouest en Est, incisée à l'Ouest par le canyon de Rosetta, (3) à l'Est, dans la partie Nord Sinaï un plateau continental plus réduit, bordé à l'Est par la marge levantine orientée NNE-SSW (Figure 2-21). Certains auteurs définissent la marge ouest égyptienne (au niveau de la *Western Desert Province*) comme une marge transformante orientée NW-SE (Figure 2-21). Ces marges seraient affectées par différentes failles de transferts orientées NW-SE formées au cours du *rifting* Néo-Téthysien (Garfunkel et al., 1998 ; Tari et al., 2012 ; Tassy et al., 2015).

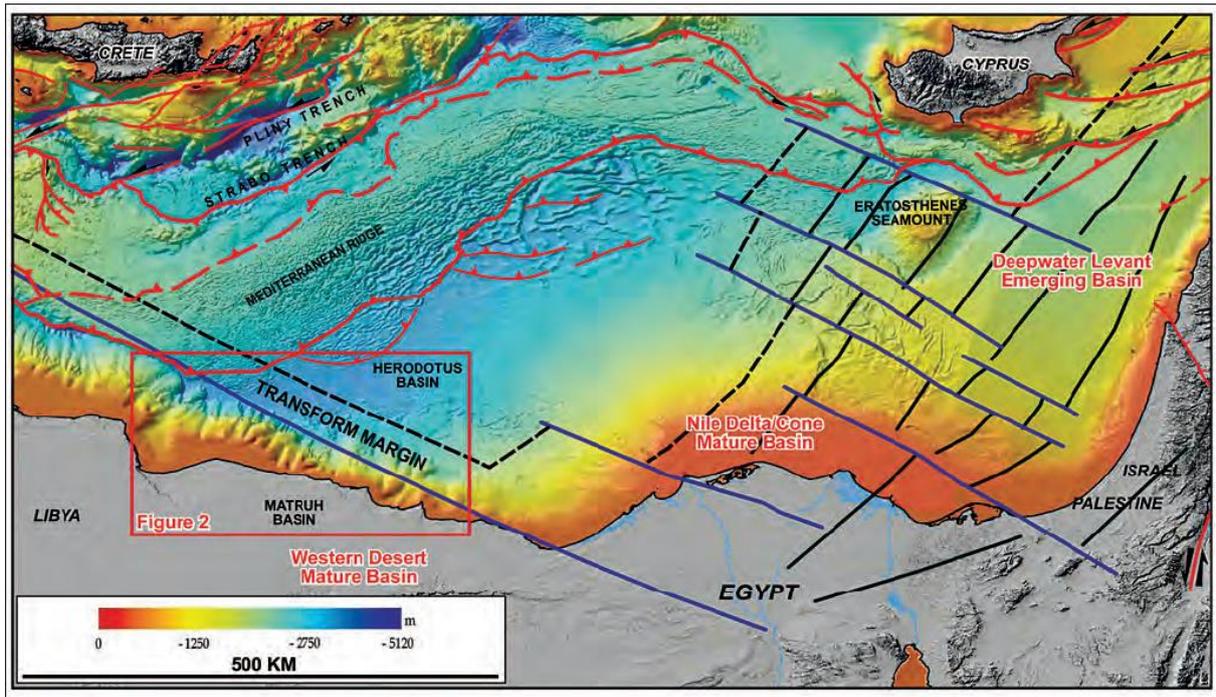


Figure 2-21 : Carte structurale régionale de la marge Libyo-égyptienne (Tari et al., 2012).

D'un point de vue structural, la marge Libyo-égyptienne est dominée par plusieurs grands éléments structuraux (Figure 2-22) :

- la **Ligne Pélusienne** (*Pelusium line*), de direction NE-SW, située au niveau de la bordure Est du Delta du Nil. Il s'agit d'une ceinture de compression associée aux mouvements senestres des plaques africaine et arabe, et qui s'étend de la Turquie au Delta du Niger et à l'Océan Atlantique (Guiraud et Bosworth, 1999) ;
- La **Hinge-Line** ou **Hinge-zone**, de direction W-E à NW-SE, correspondant au paléo-rebord de la plateforme continentale Jurassique (Dolson et al., 2000) et caractérisée par un ensemble de failles normales à fort rejet, héritées de la phase de *rifting* au début du Mésozoïque et qui divise le delta du Nil en deux provinces : le *South delta Block* et le *North delta Basin*. Cette zone joue un rôle majeur dans le contrôle structural de la sédimentation tertiaire de la partie ouest de la marge (Tari et al., 2012 ; Tassy et al., 2015) ;
- Le **système de Rosetta**, orienté NE-SW à ENE-WSW, correspondant à un réseau de failles normales décrochantes héritées d'anciennes structures présentes dans les unités du Précambrien (Zaghloul et al., 2001a) et réactivées périodiquement, notamment après le Messinien (Aal et al., 2000 ; Samuel et al., 2003) ;
- Le **système El Temsah**, de direction NW-SE, hérité des structures affectant le Précambrien et réactivé au cours du Pliocène (Aal et al., 2000 ; Samuel et al., 2003).

La marge Libyo-égyptienne est affectée par une sismicité diffuse de faible magnitude. Elle est considérée comme une zone instable (instabilité gravitaire) où interagissent différents régimes tectoniques selon des directions NW-SE et NE-SW (Badawy, 2001).

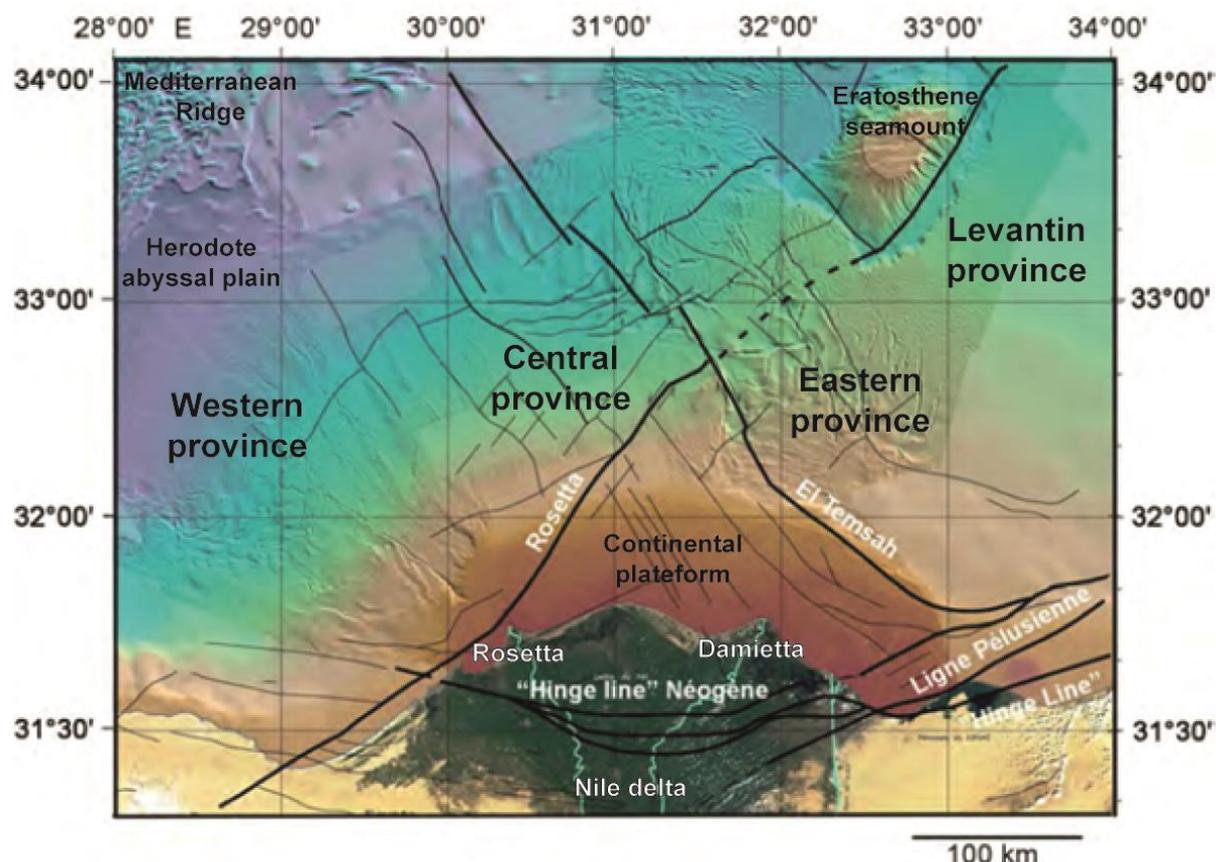


Figure 2-22 : Carte du DSMN illustrant les principaux éléments structuraux régionaux et domaines morpho-structuraux modifiée d'après Rouillard (2010). Le fond de carte bathymétrique est tiré de Mascle et al., 2006. La localisation des systèmes de failles est tirée de Sestini (1989) et (Aal et al., 2000).

Le Delta Sous-Marin du Nil s'est mis en place à la fin de l'Eocène (Salem, 1976). Les dépôts sédimentaires reposent sur un socle d'âge Mésozoïque et s'accumulent depuis le Jurassique le long de la *Hinge zone* (Figure 2-23) (Tassy et al., 2015). Les dépôts cénozoïques sont affectés par des failles listriques qui s'enracinent dans des niveaux de décollement à la base des séquences Crétacé-Eocène et pouvant recouper l'ensemble de la pile sédimentaire (Figure 2-23) (Tassy et al., 2015). Ces failles sont à l'origine des instabilités gravitaires dans les niveaux Oligo-Miocène (Figure 2-23) (Tassy et al., 2015). Au cours du Messinien, la chute du niveau marin entraîne le dépôt d'évaporites et la mise en place de nombreux canyons incisant la plate-forme continentale (Aal et al., 2000). Les dépôts méessiniens sont caractérisés par des sédiments clastiques en amont, au niveau de la plateforme méssinienne (évaporites des

formations Qawasim et Abu-Madi) et des évaporites déposées sur la pente continentale et pouvant atteindre jusqu'à 3 km d'épaisseur (Figure 2-23) (Aal et al., 2000 ; Caméra et al., 2010). Par la suite, ces dépôts ont été recouverts par un épais cône sédimentaire sous-marin. Au Pliocène, la marge égyptienne est caractérisée par de fortes accumulations de sédiments entraînant une rapide subsidence (Dolson et al., 2005 ; Tibor et Ben-Avraham, 2005). L'épaisseur totale des sédiments déposés au cours du Tertiaire est d'environ 9-10 km (Aal et al., 2000 ; Mascle et al., 2003). La surcharge sédimentaire et la présence de couche ductile d'évaporites en profondeur ont conduit à la mise en place d'une tectonique salifère de grande ampleur affectant les niveaux du Plio-Quaternaire (Gauillier et al., 2000), d'une déstabilisation de la couverture sédimentaire entraînant de nombreux processus gravitaires (Figure 2-23) (Rouillard et al., 2010) et à la mise en place de nombreux échappements de fluides (Loncke et al., 2004). Actuellement, le DSMN s'étend de la plate-forme continentale, jusque dans les plaines abyssales d'Hérodote et couvre une surface de plus de 90000 km<sup>2</sup>.

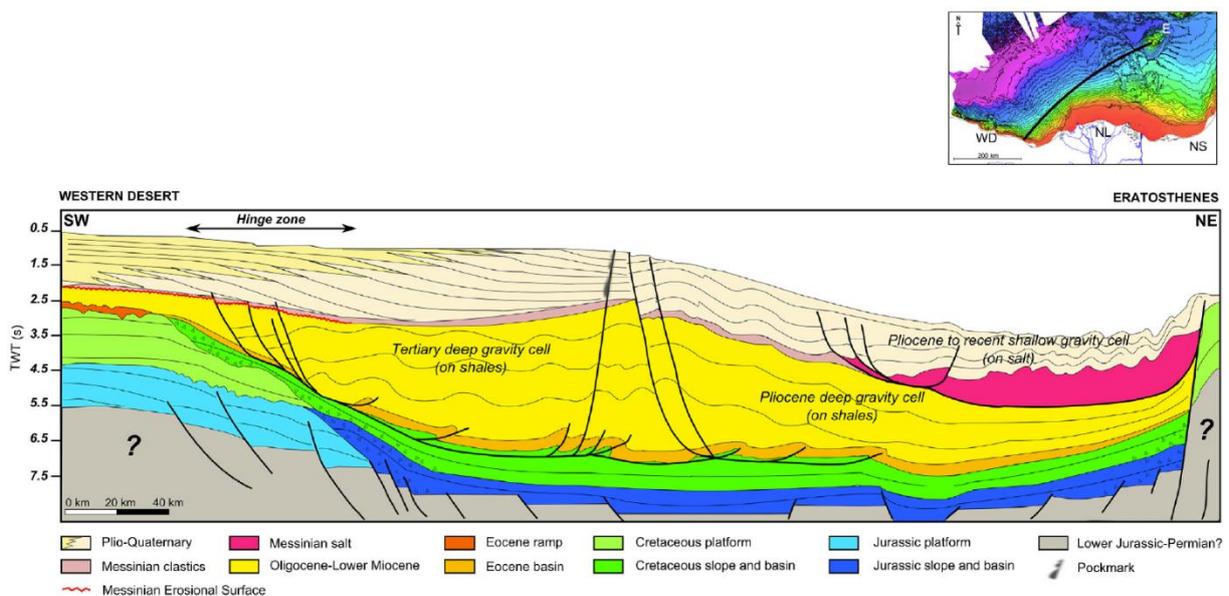


Figure 2-23 : Coupe géologique schématique illustrant l'architecture tectono-stratigraphique de la marge égyptienne (Tassy et al., 2015).

Le DSMN a été divisé en quatre provinces morpho-structurales présentant chacune des morphologies distinctes (Mascle et al., 2001) :

- la **province occidentale** est située à l'Ouest du DSMN et s'étend du promontoire de Rosetta jusqu'à la plaine abyssale d'Hérodote (Figure 2-22 ; Figure 2-24). Cette zone est affectée par des processus à la fois tectoniques et sédimentaires. Elle est caractérisée par la présence de systèmes de chenaux méandriques actifs et/ou

abandonnés présentant une orientation SE-NW, de failles liées à la tectonique salifère déformant la couverture plio-quadernaire, et de structures liées à la remontée de fluides. Un important canyon sous-marin débute au niveau du promontoire de Rosetta et s'étend sur plus de 300 km le long de la pente continentale (Masclé et al., 2006).

- la **province centrale** se situe entre les embouchures de Rosetta et de Damietta et s'étend sur l'ensemble de la pente continentale (Figure 2-22). Cette zone est caractérisée par une épaisse pile sédimentaire de Plio-Quadernaire, l'absence de canyons sous-marins, la présence de quelques chenaux interrompus, quasi-linéaires et inactifs, et par une surface du fond marin relativement chaotique (Figure 2-24). La Province Centrale est une zone soumise à de nombreuses instabilités gravitaires telles que des glissements à l'origine de coulées de débris vers l'aval et de la dislocation des chenaux (Loncke et al., 2009). Des structures témoins de la présence de gaz ont été identifiées sur la zone tels que des *pockmarks* ou des volcans de boue (Loncke, 2002 ; Dupré et al., 2007). De nombreux chenaux turbiditiques, qui constituent actuellement l'un des principaux réservoirs de gaz de la province, ont traversé la Province Centrale jusqu'au Pliocène supérieur (zone de *bypass*) (Aal et al., 2000 ; Samuel et al., 2003 ; cités par Masclé et al., 2006).
- La **province orientale** située à l'Est du DSMN. Elle s'étend de la plateforme continentale jusqu'au SW du mont Eratosthène. La limite avec la province centrale est brusque et marquée par un couloir tectonique de direction NNO-SSE long de 250 km et large d'environ 100 km. Ce couloir est limité de chaque côté par des failles étroites et linéaires correspondant à l'Ouest au système de failles de El Temsah (Masclé, 2001). La morphologie de cette zone est très différente des autres provinces du DSMN. La Province Orientale est fortement affectée par une tectonique salifère liée aux dépôts messiniens. Des bassins polygonaux effondrés, ancrés dans les séquences pré-messiniennes, sont présents en haut de pente au niveau du couloir tectonique (Masclé, 2001). Ces bassins se sont formés suite au retrait du sel, et au glissement vers le bas de pente, des couches sédimentaires du Plio-Quadernaire et des évaporites. Le milieu de pente est entaillé par des grabens. Le bas de pente est caractérisé par des rides de compression courbes dues à l'épaississement des évaporites, qui se sont progressivement empilées et par une zone d'importants plis et chevauchements déformant les sédiments du Plio-Quadernaire (Loncke, 2002). Quelques chenaux méandriiformes sont présents. Ces

chenaux sont inactifs car ils ont été déconnectés du haut de pente en raison de l'intense activité tectonique de cette région. Des structures liées aux remontées de fluides, telles que des volcans de boue ou des *pockmarks*, ont été observées en haut de pente (Loncke, 2002).

- **Province levantine** : La Province Levantine, se situe à l'Est et au Sud-Est du mont Eratosthène (Figure 2-22). Elle correspond à un domaine plissé, induit par le phénomène de glissement progressif des sédiments sur les couches évaporitiques messiniennes ductiles. L'épaisseur de la couverture de sédiments du Plio-Quaternaire avoisine la centaine de mètres (Masclé, 2001). Quelques chenaux provenant de la côte levantine y ont été décrits (Bellaïche, 2001).

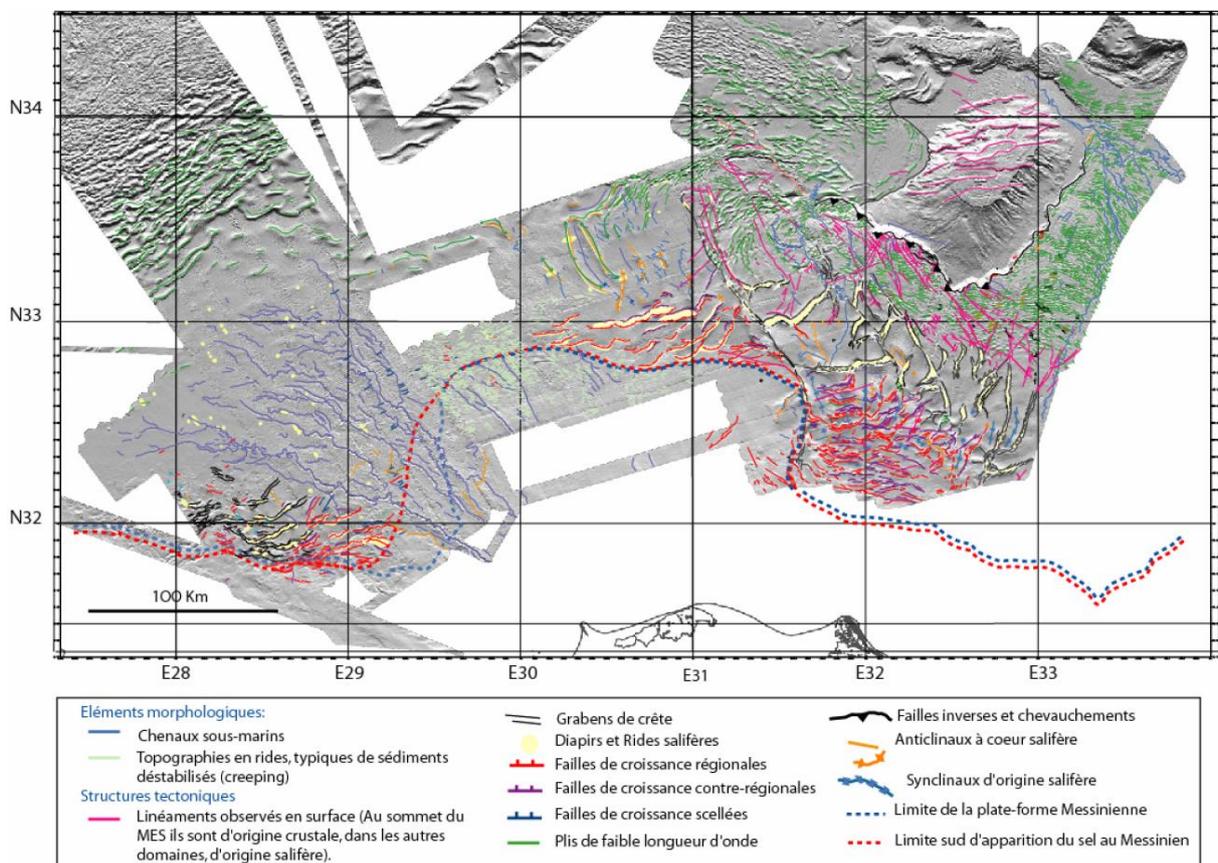


Figure 2-24 : Carte morpho-structurale du delta sous-marin du Nil (Loncke, 2002).

## 2.5. La place des sorties de fluides en Méditerranée Orientale

Depuis le début des années 80, les progrès technologiques de l'imagerie des fonds marins ont permis de découvrir et d'étudier de nombreux champs de sorties de fluides en

Méditerranée Orientale (Cita et al., 1981 ; Camerlenghi et al., 1992, 1995 ; Cronin et al., 1997 ; Huguen et al., 2004 ; Loncke et al., 2004 ; Rabaute et Chamot-Rooke, 2007 ; Praeg et al., 2009). Les premiers volcans de boue ont été découverts suite au projet *Cobblestone*, mené à la fin des années 70 dans la partie occidentale de la Ride Méditerranéenne, au sud du Péloponnèse, dans le but d'identifier la nature et l'origine de la topographie irrégulière des fonds marins, nommée *cobblestone topography* (Hersey, 1965 ; Ryan et al., 1982 ; Limonov et al., 1996). Le dôme Prométhée a été découvert au cours de l'expédition du N/O *Melville* en 1978 (Cita et al., 1981 ; Ryan et al., 1982). Cette structure fut d'abord interprétée comme un dôme salifère lié aux évaporites messiniennes sous-jacentes (Belderson et al., 1978). Au cours de l'expédition du N/O *Eastward* en 1978, les échantillons prélevés sur la structure et dans le bassin à proximité (*Ares crater*), dont le fond est caractérisé par une anomalie positive de réflectivité, ont révélé la présence d'un faciès de brèches argileuses (*mud breccia*) contrastant avec les sédiments voisins et dont la matrice et les clastes sont datés du Crétacé supérieur au Miocène inférieur (Cita et al., 1981 ; Bleschschmidt et al., 1982). Ainsi, le dôme *Prometheus* fut interprété comme un diapir d'argile provenant d'un niveau de décollement profond d'âge Mésozoïque du prisme d'accrétion (Cita et al., 1981). D'importantes acquisitions géophysiques ont été réalisées en Méditerranée Orientale à bord du N/O *Discovery* en 1977 et 1979, notamment avec le système de sonar à balayage latéral GLORIA (Kenyon et al., 1982). Kenyon et al. (1982) ont compilé une mosaïque de ces données de réflectivité, reprise par la suite par Fusi et Kenyon (1996), et ont montré la présence de plus de 150 patchs de fortes réflectivités de formes subcirculaires à ovales, avec une largeur comprise entre 1 et 6 km, répartis le long de la Ride Méditerranéenne (Figure 2-25) (Fusi et Kenyon, 1996).

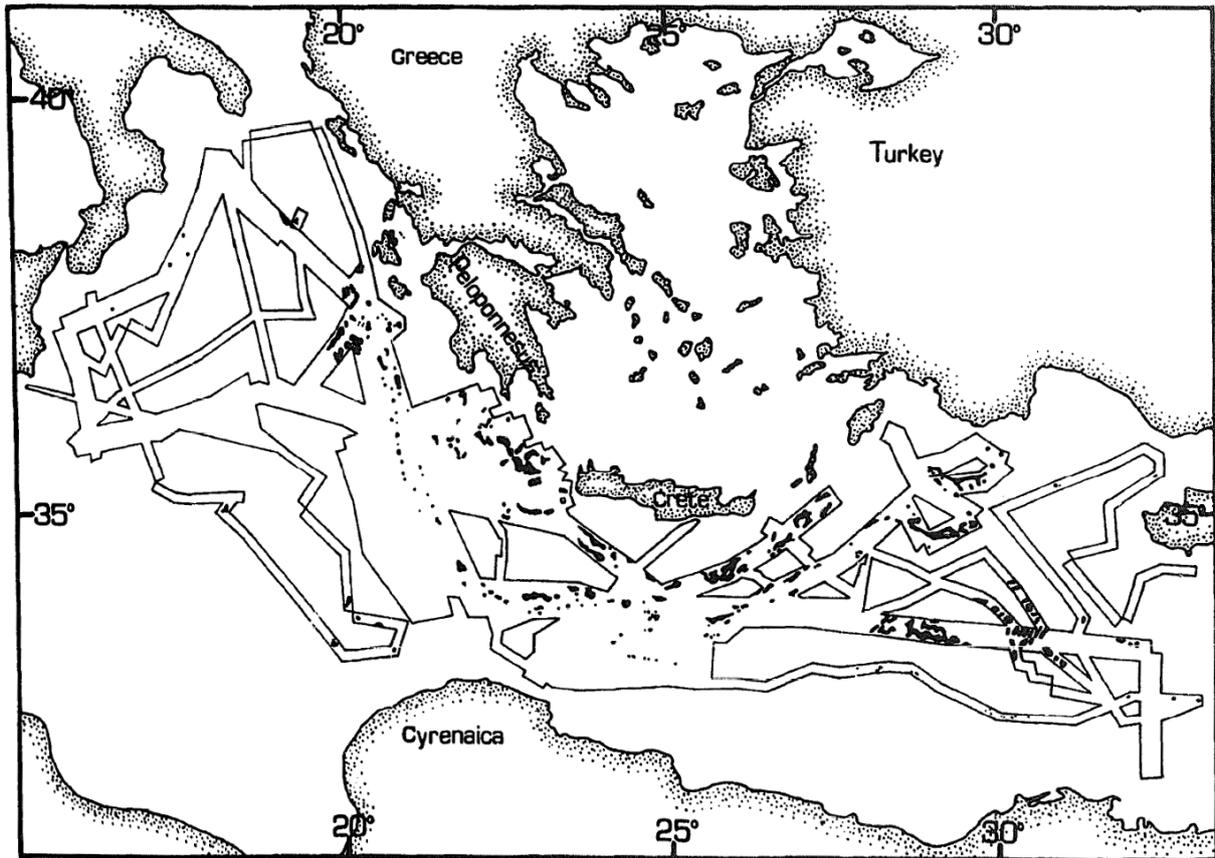


Figure 2-25 : Couverture de réflectivité du sonar GLORIA modifié de Fusi et Kenyon, 1996

De nombreuses campagnes d'échantillonnages (carottages, dragages, forages ODP, mesures de fluides in-situ), d'acquisitions géophysiques (sondeur multifaisceaux, sismique réflexion) et de plongées sous-marines ont été réalisées dans le cadre de projets internationaux, conduisant à la découverte de nouveaux champs de volcans de boue associés à ces zones de fortes réflectivités (Figure 2-25). Les campagnes océanographiques à bord du N/O *Bannock* en 1981, 1988 et 1989 ont découvert de nombreuses structures formées de brèches argileuses dans les champs Pan di Zucchero, Prométhée 2 et Olympie dans le secteur central de la Ride Méditerranéenne (Figure 2-26, respectivement champs n°6, 8 et 9) (Cita et al., 1981, 1982, 1989 ; Cita et Camerlenghi, 1990 ; Staffini et al., 1993 ; Hieke et al., 1996 ; Ivanov et al., 1996). Les campagnes *Training-Through-Research* (TTR), financées par l'UNESCO et des fond européens (Fondation des Sciences Européennes), à bord des N/O russes *Gelendzhik* et *Professor Logachev* réalisées en 1993, 1994 et 1996, ont permis d'acquérir de nombreux échantillons sur ces sites et de découvrir le champ *United Nation Rise* (UNR) à l'Est de la Ride Méditerranéenne (Figure 2-26, champ n°11) (Cita et al., 1996 ; Limonov et al., 1994, 1995 ; Cronin et al., 1997) et le champ au niveau des Monts Anaximandre (Figure 2-26, champ n°13) (Lykousis et al., 2009, 2004 ; Zitter, 2004 ; Zitter et al., 2003). Des forages (jusqu'à 200 m de

profondeur) ont été réalisés au cours du Leg 160 des programmes ODP (*Ocean Drilling Programmes*) dans deux structures, Napoli (site 971) et Milano (site 970), dans le champ Olympie permettant d'analyser de la brèche enfouie (Dählmann et de Lange 2003 ; Emeis et al., 1996). L'analyse des brèches argileuses dans les forages a permis de mettre en évidence des processus extrusifs caractérisés par : (1) l'intercalation de brèches entre des niveaux hémipélagiques traduisant une alternance de périodes d'activités extrusives et de quiescences, (2) un séquençage du faciès de brèches argileuses caractérisant différents pulses d'émission, et (3) l'absence de structure de type *dykes* recoupant les niveaux hémipélagiques, écartant l'hypothèse de processus intrusifs (Robertson et Kopf, 1998). Les édifices initialement interprétés comme des diapirs d'argiles (Cita et al., 1989) ont été réinterprétés comme des volcans de boue (Camerlenghi et al., 1992, 1995 ; Cita et al., 1994 ; Robertson et Kopf, 1998 ; Kopf et al., 1998, 2000). Les reliefs argilo-cinétiques sont retrouvés dans la partie centrale de la Ride Méditerranéenne, au niveau de la crête du prisme, le long d'une zone plus ou moins continue appelée « *Mediterranean Ridge mud diapiric belt* » (Cita et al., 1994). Des bassins remplis de saumures, appelés lacs de saumures (*brine pool* ou *deep-sea hypersaline anoxic lakes*), caractérisés par de fortes réflectivités, ont également été découverts dans certaines zones de la Ride Méditerranéenne, parfois associés à des volcans de boue (Camerlenghi et Mc Coy, 1990). Ces structures ont été retrouvées au niveau du mont Bannock (Figure 2-26, champ n°1), au contact du prisme-butoir dans les lacs Urania, Discovery et Atalante (Figure 2-26, champ n°2) et dans le champ Olympie avec le lac Nadir et les plus petits lacs localisés sur le sommet du volcan de boue Napoli (Figure 2-26, champ n°9) (MEDRIF Consortium, 1995 ; Olu-Le Roy et al., 2004 ; Woodside et Volgin, 1996 ; Aloisi et al., 2006 ; Woodside et al., 2002). Les différents résultats de ces travaux sur les volcans de boue de la Ride Méditerranéenne ont fait l'objet de publications spéciales dans les journaux *Marine Geology* (volume 132, issues 1-4, 1996 et volume 186, issues 1-2, 2002) et *Geomarine letters* (volume 18, issue 2, 1998 ; volume 34, issues 2-3, 2014), de rapports UNESCO (campagnes TTR) et d'un rapport ODP (volume 160, 1996).

Suite à ces découvertes, les campagnes océanographiques se sont multipliées en Méditerranée Orientale. Les campagnes MEDEE et PRISMED à bord du N/O *l'Atalante* organisées par des équipes françaises (Ifremer, ENS-Paris, Géosciences Azur) entre les années 1995 et 1998, ont permis d'obtenir une couverture bathymétrique recouvrant la quasi-totalité de la Ride Méditerranéenne (Masclé et al., 1999, 2006 ; Chamot-Rooke et al., 2005). Cette couverture bathymétrique a été complétée par la suite par la campagne MEDOR-SIMED en

2004 (Huguen et al., 2006 ; Brosolo et Mascle et al., 2012). De nouvelles structures associées au phénomène de volcanisme de boue ont été découvertes dans certains domaines structuraux du prisme d'accrétion (Huguen et al., 2004 ; Rabaute et Chamot-Rooke, 2007). Les champs Kephalaria, Medee et Beautemps-Beaupré sont identifiés dans la partie occidentale de la Ride Méditerranéenne (Figure 2-26, respectivement champs n°3, 5 et 7) (Rabaute et Chamot-Rooke, 2007), une ceinture méridionale dans la partie centrale et le vaste champ hypothétique Strabo, dans la partie orientale (Figure 2-26, respectivement champs n°10 et 12) (Huguen et al., 2004). D'autres programmes scientifiques ont permis de compléter les travaux de recherches sur les volcans de boue en Méditerranée Orientale comme le projet allemand ANAXIPROBE mené en 1995 sur les Monts Anaximandre et la Ride de Florence (Figure 2-26, champ n°14) (Woodside et al., 1997, 1998 ; Zitter, 2003 ; Lykousis et al., 2009 ), le programme MEDINAUT avec les campagnes MEDINAUT (1998) menées sur la partie centrale de la Ride Méditerranéenne et MEDINETH (1999) sur les Monts Anaximandre, la campagne BLAC en 2003 menée sur l'arc de Chypre (Benkhelil et al., 2005 ; Hübscher et al., 2009 ; Maillard et al., 2011) (Figure 2-26, champ n°15), la campagne PENELOPE menée en 2007 à bord du navire japonais N/O *Hakuho Maru* durant laquelle fut identifié l'imposant volcan de boue Medee-Hakuho dans le champ Médée (Figure 2-26, champ n°11) près du lac de saumure Médée (Figure 2-26, champ n°3) (Kioka et al., 2015). De nombreux potentiels volcans de boue ont également été découverts sur le prisme Calabrais suite à l'expédition menée en 2005 par l'équipe italienne de l'OGS Trieste à bord du N/O italien *OGS Explora* dans le cadre du projet HERMES-HYDRAMED (Figure 2-26, champs n°1 et 2) (Rossi et Sartori, 1981 ; Ceramicola et al., 2006, 2014 ; Praeg et al., 2009). Des sorties de fluides ont également été identifiées au sud de la Sicile sur le plateau Hybléen, dont certaines sont interprétées comme des volcans de boue (Figure 2-26, champ n°22) (Holland et al., 2003 ; Savini et al., 2007). Dans le DSMN, les campagnes océanographiques françaises et allemandes menées à la fin des années 90 et au cours des années 2000-2012 (PRISMED, FANIL, APINIL, BIONIL, MIMES, M70/3, MEDECO, MSM13, P362/2) ont permis de découvrir de nombreuses structures liées aux échappements de fluides. De vastes champs de *pockmarks* et d'encroûtements carbonatés sont retrouvés principalement dans la partie centrale et orientale du DSMN (Figure 2-26 ; champ n°10) (Mascle et al., 2002 ; Loncke, 2002 ; Loncke et al., 2004 ; Gontharet et al., 2007 ; Bayon et al., 2009 ; Moss et al., 2012 ; Romer et al., 2013 ; Migeon et al., 2014 ; Praeg et al., 2014 ; Mascle et al., 2014) avec quelques volcans de boue ou cheminées gazeuses jusqu'au niveau du canyon de Rosetta (Figure 2-26, respectivement champs n°17 et 18) (Gontharet et al., 2007 ; Mastalerz et al., 2007 ; Barsoum et al., 2000 ; Loncke et al., 2002, 2004 ; Dupré et al., 2007, 2008b, 2010 ; Giresse et

al., 2010 ; Feseker et al., 2010 ; Nuzzo et al., 2012 ; Prinzhofer et Deville, 2013). Mais également un vaste champ de petit cônes de boue parfois associés à des lacs de saumures dans la partie occidentale du DSMN (Figure 2-26 ; champ n°19) (Loncke et al., 2004 ; Gontharet et al., 2007 ; Huguen et al., 2009 ; Dupré et al., 2014 ; Pierre et al., 2014 ; Mascle et al., 2014) et quelques structures dans la *Western Desert Province* (Figure 2-26, champ n°20) (Tari et al., 2012). Dans le bassin Levantin, au large de la marge levantine, près de 141 structures ont été observées sur le fond de mer interprétées comme des *pockmarks* ou des encroutements carbonatés (Figure 2-26, champ n° 9) (Coleman et Ballard, 2001; Coleman et al., 2012). Un potentiel volcan de boue (Saint Pauli) fut également interprété sur un profil de sismique réflexion recoupant le bassin Levantin (Figure 2-26, champ n° 16) (Netzeband et al., 2006a). Dimitrov et Woodside 2003 supposent la présence de *pockmarks* affectant le plateau du mont Ératosthène associés à des escarpements de failles (Figure 2-26, champ n°8). Dans le bassin de Syrte, Bowman (2012) publia quelques profils de sismique réflexion traversant le bassin et sur lesquels apparaissent des perturbations du signal sismique, qu'il interprète comme des volcans de boue (Figure 2-26, champ n° 21). En Mer de Marmara, de nombreuses émissions de fluides ont été observées sur différents types de données, comprenant des volcans de boue, des *pockmarks* et encroutements carbonatés ou des émissions plus diffuses (Figure 2-26, respectivement champs n° 23 et 11) (Dupré et al., 2015). Enfin, plus ponctuellement sur des zones localisées, des *pockmarks* ont été observés le long des côtes grecques (Figure 2-26, champs 3-7) (Newton et al., 1980 ; Papatheodorou et al., 1993, 2001 ; Hasiotis et al., 1996 ; Christodoulou et al., 2003) ou le long de la marge calabraise dans le golfe de Tarante (Figure 2-26, champs 1 et 2) (Coste, 2014). Un potentiel volcan de boue a été également identifié sur des données géophysiques (sondeur multifaisceaux, sondeur de sédiments et échosondeur) sur la marge calabraise (Ceramicola et al., 2014). Dimitrov et Woodside (2003), ont proposé une synthèse des travaux réalisés sur les *pockmarks* en Méditerranée Orientale. Des *pockmarks* ont été observés à proximités ou sur les flancs des volcans de boue de la Ride Méditerranéenne (Cobblestone, Olympie, UNR) et sur les Monts Anaximandre (Figure 2-26, respectivement champs n°4, 9, 11 et 13). Les *pockmarks* présents sur le sommet du volcan de boue Napoli peuvent être remplis de saumures (Figure 2-26, champ n°9) (Woodside et al., 2002 ; Dimitrov et Woodside, 2003). Des hydrates de gaz ont été retrouvés dans quatre volcans de boue de la province des Monts Anaximandre (Woodside et al., 1998 ; Lykousis et al., 2009 ; Pape et al., 2010) et en Mer de Marmara (Figure 2-26) (Dupré et al., 2015). La présence d'hydrates de méthane est supposée au sommet du volcan de boue Milano dans la partie centrale de la Ride

Méditerranéenne (Emeis et al., 1996) et dans le volcan de boue Stroke-on-Trent dans le champ UNR (Cronin et al., 1997).

A terre, des volcans de boue sont présents en Italie le long des Apennins et en Sicile (Figure 2-26) (Martinalli et Judd (2004). Loseth et al., 2011 ont décrit des paléo-structures sur l'île de Rhodes en Grèce, interprétées comme des structures associées à des sorties de fluides (Figure 2-26). Novikov et al. (2013) se basent sur différents critères géologiques pour interpréter des structures formées de brèches argileuse et de clastes (d'âge Oligocène à Miocène supérieur) comme des volcans de boue dans la région de la Mer Morte, en Jordanie. Ces volcans seraient associés aux plis et zones de déformations néotectoniques formés en réponse à l'ouverture de la Mer Rouge et à la propagation de la Faille Transformante Levantine.

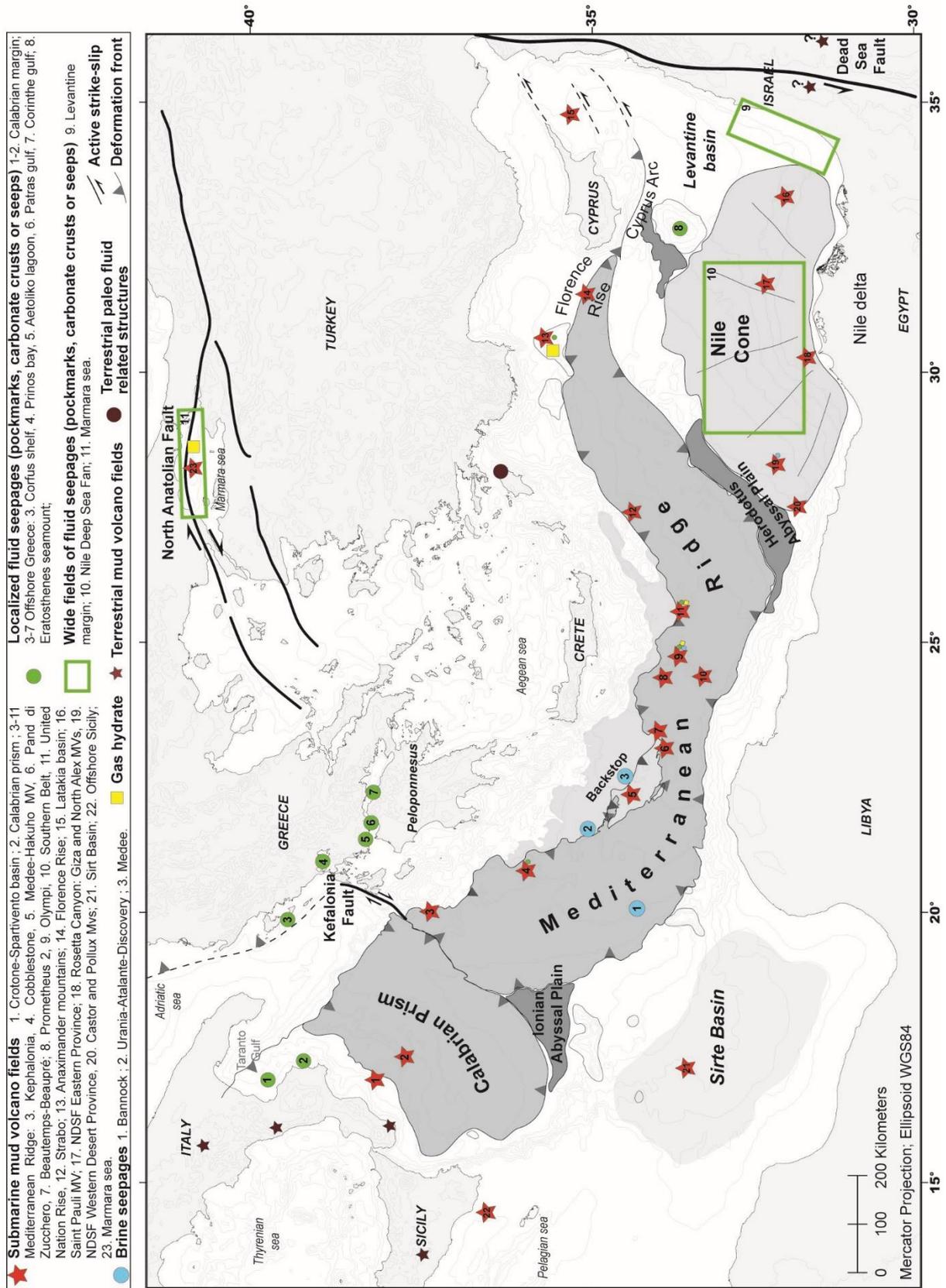


Figure 2-26 : Localisation des différents champs de sorties de fluide en Méditerranée Orientale.

De nombreuses structures associées aux émissions de fluides ont été observées en Méditerranée Orientale. Elles se présentent sous différentes formes (volcans de boue, lacs de saumure, *pockmarks*, encroûtements carbonatés) et sont retrouvées dans différents contextes géodynamiques (marge active et passive). Mascle et al. (2014) proposèrent une première synthèse des volcans de boue prouvés et supposés en Méditerranée (Figure 2-27). Cette synthèse se base sur l'analyse couplée de différentes données géophysiques et géologiques (bathymétrie, réflectivité, sismique, carottage). En Méditerranée Occidentale des volcans de boue ont été retrouvés en Mer d'Alboran (Perez-Belzuz et al., 1997 ; Talukder et al., 2003) et dans le Golfe de Cadix (Figure 2-27) (Somoza et al., 2000, 2001 ; Leon et al., 2012).

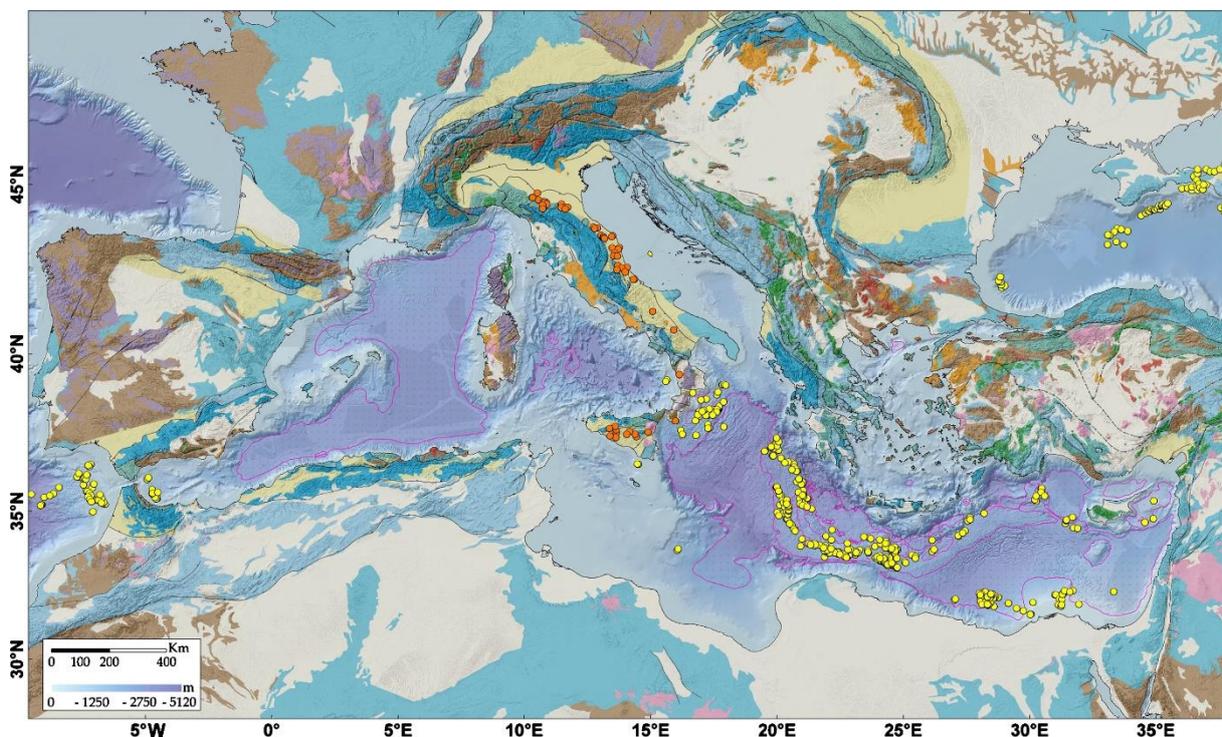


Figure 2-27 : Distribution des volcans de boue prouvés et supposés en Méditerranée (Mascle et al., 2014).

### 2.5.1. Prisme Calabrais

#### 2.5.1.1. Présentation générale des travaux réalisés sur les volcans de boue dans le Prisme Calabrais

Sur le Prisme d'Accrétion Calabrais, 54 structures ont été identifiées comme de potentiels volcans de boue à partir de critères géophysiques, dans des profondeurs d'eau comprises entre 150 et 2750 m (Ceramicola et al., 2014). Ces structures sont localisées sur le plateau interne du prisme, réparties sur une zone large de 120 km couvrant la partie interne du

prisme d'accrétion pré-messinien et les bassins d'avant-arc Crotona–Spartivento (Figure 2-28) (Ceramicola et al., 2014). Une potentielle structure a été identifiée dans la partie externe du prisme pré-messinien (Figure 2-28) (Ceramicola et al., 2014).

Les structures apparaissent sous différentes formes : cône, galette (*mud pie*), caldera, le plus souvent de forme subcirculaire. Leur diamètre est de l'ordre du kilomètre, mais la plus grosse structure, le volcan de boue Pythagoras, possède un diamètre de 9 km. Leur élévation est comprise entre quelques dizaines de mètres et 350 m pour la plus imposante (Pythagoras). Sur les données de réflectivité, certaines structures sont caractérisées par des zones de fortes réflectivités, parfois allongées sur quelques dizaines de mètres caractérisant des coulées de boue récentes (Ceramicola et al., 2014).

La reconnaissance des structures se base sur la combinaison de quatre critères géophysiques comprenant la morphologie de surface à partir des données bathymétriques, la réponse réflective du fond, la signature sismique (faciès sismique désorganisé) ou la présence de perturbation hydroacoustique (*gas flare*) (Ceramicola et al., 2014). Un critère géologique est utilisé pour prouver la nature de la structure et l'identifier comme un volcan de boue : la présence de brèches argileuses dans les prélèvements sédimentaires. Ainsi, quatorze potentiels volcans de boue possèdent entre trois et quatre critères de reconnaissance géophysique dont cinq sont prouvés par carottage. Les quarante autres structures ont été identifiées à partir de leur morphologie et leur forte réflectivité (37 structures) (Figure 2-28) (Ceramicola et al., 2014).

Les volcans de boue prouvés par carottage sont les trois volcans regroupés sous le nom Madonna dello Ionio situés dans le bassin d'avant-arc Crotona et les volcans Pythagoras et Sartori localisés près de l'escarpement de Calabre dans la partie interne du prisme pré-messinien (Figure 2-28) (Praeg et al., 2009).

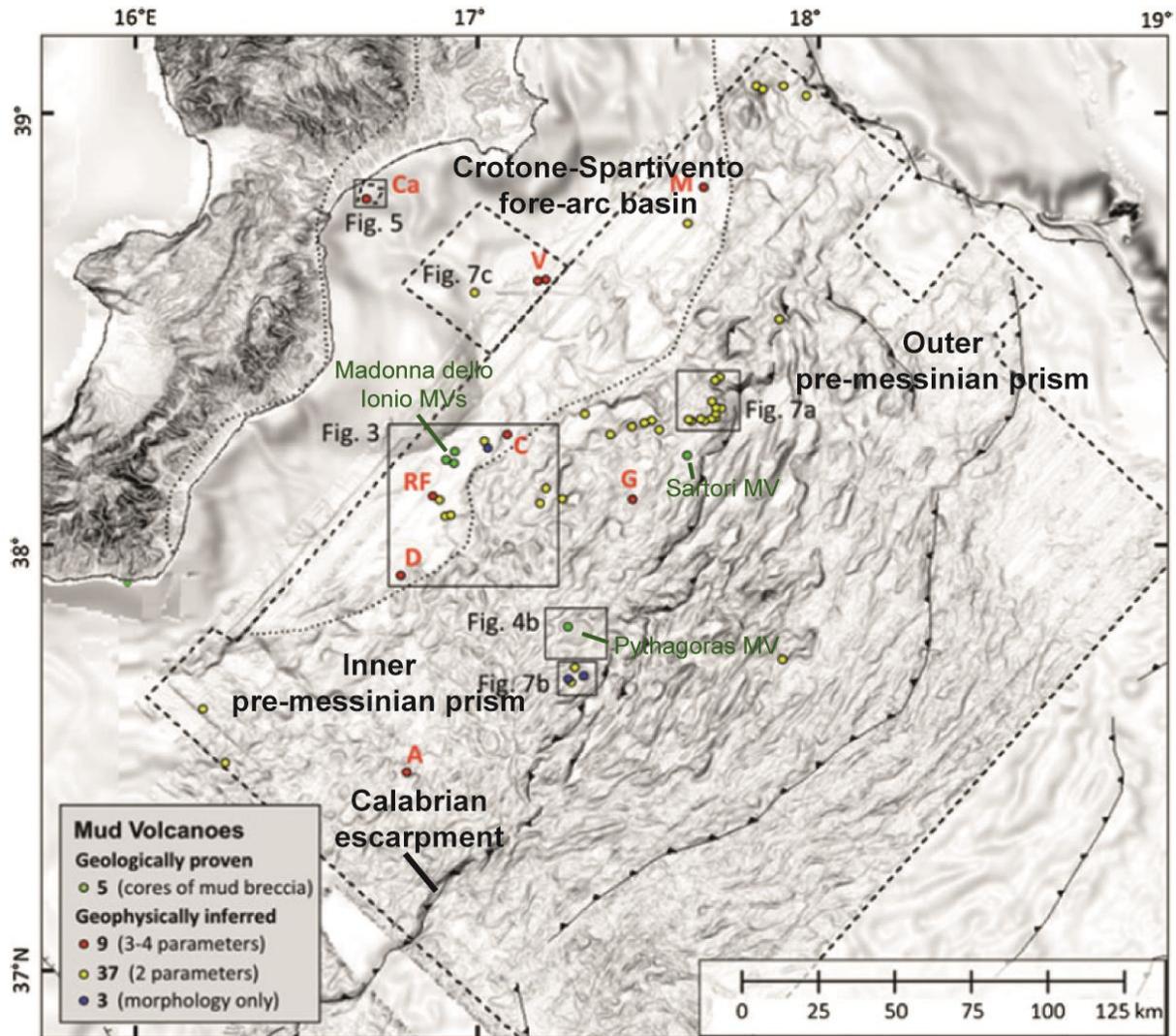


Figure 2-28 : Localisation des potentiels volcans de boue du Prisme Calabrais (Ceramicola et al., 2014).

#### 2.5.1.2. Exemple de volcan de boue : Madonna dello Ionio

La structure Madonna dello Ionio est composée de deux cônes (Madonna Gemellis) et une caldera situés à des profondeurs d'eau comprises entre 1650 et 1800 m (Figure 2-29). Les deux cônes ont une base de forme subcirculaire, d'environ 1,5 km de diamètre et leur élévation atteint 140 m de hauteur (Figure 2-29A). La caldera est située à 3 km au Nord des deux cônes. Il s'agit d'une dépression subcirculaire large de 3 km avec quelques reliefs topographiques irréguliers, bordée par une ride semi-circulaire d'environ 50 m de hauteur (Figure 2-29A) (Praeg et al., 2009). Le cône situé le plus à l'Ouest est bordé au Nord par une faille normale à pendage vers l'Est, orientée NE-SW sur 5 km de long (Figure 2-29A). Sur les données de réflectivité, les cônes sont caractérisés par de fortes réflectivités (en noir sur la Figure 2-29B) limitées à l'extension en surface des édifices. La caldera montre des patches de réflectivités

moins intenses et plus éparses que les cônes indiquant une coulée de boue vers le Sud (Figure 2-29B) (Ceramicola et al., 2014). Cette différence de réflectivité entre les structures peut être liée à une différence d'activité extrusive, de composition de brèches argileuses ou de nature et relief (pente) du fond.

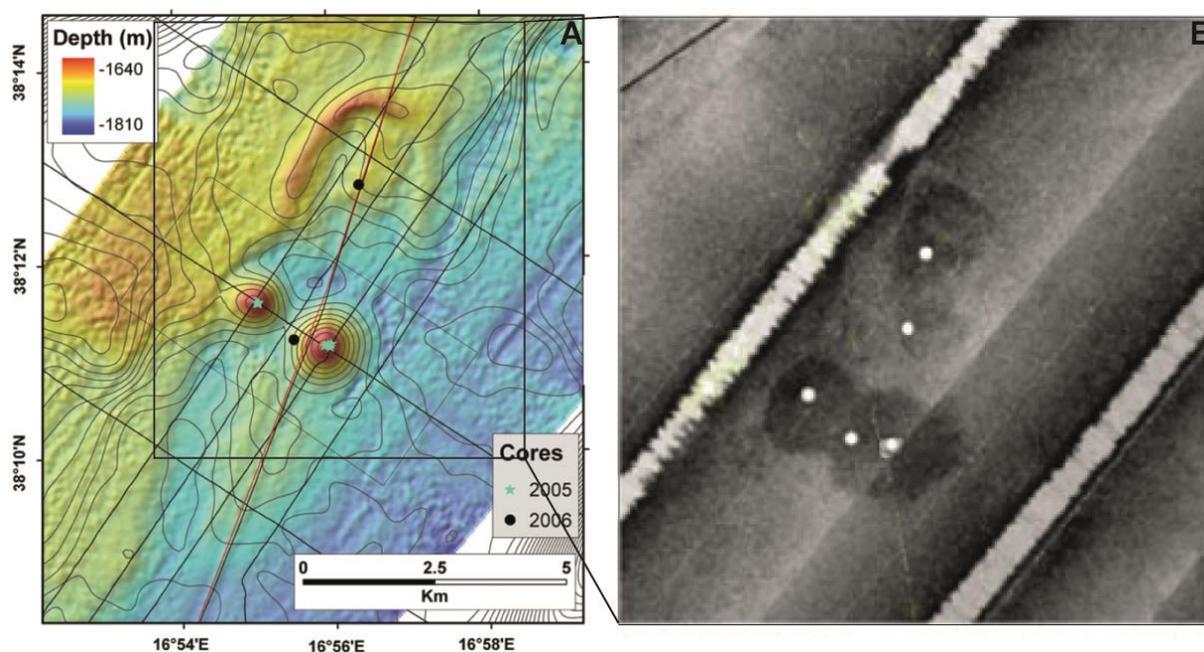


Figure 2-29 : Planche descriptive du volcan de boue Madonna dello Ionio. A : Image de bathymétrie multifaisceaux HERMES (Praeg et al., 2009). B : Image de réflectivité (Ceramicola et al., 2014).

D'après les données de sismique réflexion, ces trois volcans semblent être organisés au sommet d'un large complexe en subsurface qui perturbe les unités stratigraphiques. Dans le bassin d'avant-arc Spartivento, les séquences stratigraphiques correspondent à des chevauchements pré-messiniens à pendage vers l'Ouest sur lesquels reposent en discordance des sédiments d'âge Miocène supérieur et Plio-Quaternaire (Rosse et Sartori, 1981 ; Finetti et al., 2005). Les niveaux d'âge Plio-Quaternaire sont divisés en deux unités, PQ1 et PQ2, séparées par un réflecteur discordant daté du Pliocène moyen (3,5-3,0 Ma) (Figure 2-30). Les unités PQ2 sont également séparées en deux sous-unités, PQ2a et PQ2b par un second réflecteur discordant daté du Pléistocène supérieur (Figure 2-30) (Praeg et al., 2009). En profondeur, la structures montrent différents paléo-édifices qui se superposent verticalement et forment une géométrie typique en « arbre de Noël », localisés dans les niveaux stratigraphiques PQ2. L'épaisseur totale des édifices est de 1,3 km sous la caldera et 1,6 km sous les cônes (Figure 2-30) (Praeg et al., 2009). Cette géométrie indique une activité extrusive polyphasée au moins depuis le Pliocène moyen. Ces édifices sont localisés dans une dépression allongée selon une direction NE-SW, subdivisée en deux dépressions en forme de cônes inversés, large de 3 km,

au-dessus des niveaux stratigraphique PQ1 (Figure 2-30) (Praeg et al., 2009). La géométrie de la structure est difficile à interpréter en profondeur sur les profils de sismique réflexion du fait de l'absence de cohérence des réflecteurs (Figure 2-30). Praeg et al. (2009) supposent que la base des deux dépressions profondes soit connectée à des conduits profonds, empruntés par les fluides à l'origine des volcans et localisés le long de plans de failles chevauchantes ou d'extensions sous le bassin d'avant-arc. La formation de ces dépressions profondes est associée à un phénomène de subsidence induit par la mise en place et l'évolution des volcans en surface. Cette subsidence est également marquée par les failles normales qui affectent le fond de mer à proximité des volcans (Praeg et al., 2009).

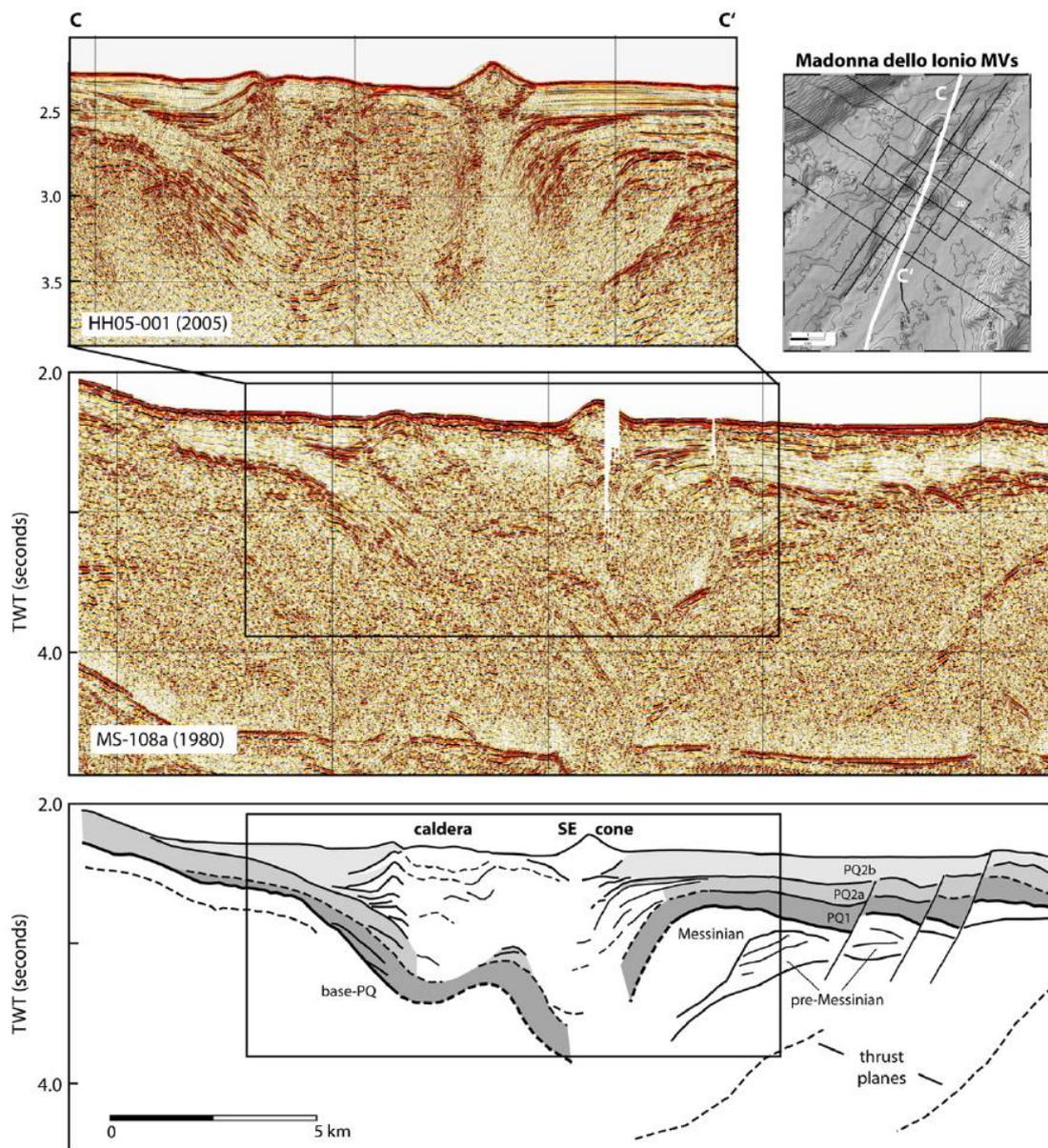


Figure 2-30 : Profil de sismique réflexion et son interprétation recoupant le volcan de boue Madonna dello Ionio (Praeg et al., 2009)

Les carottes prélevées dans les volcans de boue ont montré la présence de brèches argileuses sur le fond de mer ou proche de la surface, parfois recouvertes de sédiments hémipélagiques. La brèche est caractérisée par une matrice argileuse de couleur grise contenant des clastes anguleux à arrondis, de tailles millimétriques à pluri-centimétriques et de nature lithologique différentes (Praeg et al., 2009). Du gaz s'échappe de la brèche (Foucher et al., 2009). Le sommet de la brèche argileuse est oxydé au contact avec les sédiments hémipélagiques et parfois affecté par des bioturbations (Praeg et al., 2009). Les analyses biostratigraphiques de la brèche argileuse des cônes de la Madonna dello Ionio et du volcan Pythagoras montrent un assemblage de foraminifères planctoniques recouvrant un large spectre stratigraphique jusqu'au Crétacé supérieur (Praeg et al., 2009). Les clastes ne contiennent quasiment pas de microfossiles tandis que la fraction argileuse contient beaucoup de microfaunes. Dans les cônes de la Madonna dello Ionio, il existe une dominance de microfaunes d'âge Miocène et Pliocène (Praeg et al., 2009).

Des plongées ROV ont été réalisées sur les volcans de la Madonna dello Ionio et Pythagoras dans le cadre du projet HERMES au cours de deux missions océanographiques à bord des N/O *Meteor* en 2006 et *Pourquoi Pas ?* en 2007 (Foucher et al., 2009). Les images ROV et les prélèvements ont montré la présence de communautés chimiosynthétiques, des émissions de gaz et des coulées de boue très fluides provenant des volcans. Les trois volcans de la Madonna dello Ionio sont caractérisés par de plus forts gradients géothermiques que les sédiments voisins (Foucher et al., 2009).

### 2.5.1.3. Hypothèses sur l'origine des volcans de boue du Prisme Calabrais

Les volcans de boue du Prisme Calabrais se seraient formés suite à la réorganisation tectonique du prisme d'accrétion survenue au Pliocène moyen (~3 Ma) (Praeg et al., 2009). Cette dynamique tectonique aurait permis, via l'ouverture de conduits sub-verticaux, à des fluides profonds en surpression (au moins d'âge Crétacé supérieur d'après les analyses biostratigraphiques) de migrer vers la surface (Praeg et al., 2009). La distribution des structures sur le fond de mer et donc l'ascension des fluides profonds provenant du prisme d'accrétion seraient contrôlés par des structures tectoniques et par la présence de niveaux d'évaporites jouant le rôle de couverture (Ceramicola et al., 2014). Ces fluides auraient interagi en profondeur avec des niveaux sédimentaires d'âges Miocène et Plio-Quaternaire jouant le rôle de chambres de boue contrôlant l'ascension et la formation de volcans de boue en surface (Praeg et al., 2009). Depuis, les structures fonctionneraient épisodiquement, alternant entre des phases d'activité extrusive avec la construction d'édifice et des phases de quiescence comme le

montrent les architectures observées sur les profils de sismique réflexion (Praeg et al., 2009). Une corrélation entre le taux de sédimentation dans le prisme d'accrétion au Plio-Quaternaire et les résultats d'analyse des données de réflectivité montre que 50 des potentiels volcans de boue du Prisme Calabrais ont été actifs depuis la dernière période de glaciation (Ceramicola et al., 2014). Les fortes réflectivités associées aux volcans de boue sont interprétés comme des coulées de boue récentes (Ceramicola et al., 2014). Les volcans présents dans la partie interne du prisme pré-messinien seraient actifs depuis les derniers 56 ka, ceux du bassin d'avant-arc depuis les derniers 12,5 ka (Ceramicola et al., 2014). Des profils de sismique réflexion dans le bassin d'avant-arc Crotone-Spartivento ont montré des architectures sismiques initialement interprétées comme des diapirs de sel (Rossi et Sartori, 1981) puis réinterprétées par Capozzi et al. (2012) comme des diapirs d'argiles. Le poids de la pile sédimentaire dans ces bassins serait à l'origine de la formation de ces diapirs (Capozzi et al., 2012). Ceramicola et al., 2014 proposent que ces diapirs puissent être des volcans de boue fossiles. Les volcans de boue du Prisme Calabrais se présentent sous différentes formes comprenant des cônes, des galettes (*mud pie*) ou des calderas (Praeg et al., 2009 ; Ceramicola et al., 2014). Le phénomène de subsidence locale observé sur les profils de sismique réflexion se manifeste sous les édifices extrusifs en profondeur ou au sein même des structures (Praeg et al., 2009). Les morphologies de type caldera pourraient être la conséquence de ces phénomènes de subsidence (Praeg et al., 2009).

## **2.5.2. Ride Méditerranéenne**

### **2.5.2.1. Présentation générale des travaux réalisés sur les volcans de boue sur la Ride Méditerranéenne**

De nombreuses structures associées au volcanisme de boue ont été découvertes sur la Ride Méditerranéenne. Ces structures s'alignent sur une ceinture plus ou moins continue le long du prisme d'accrétion appelée « *Mediterranean Ridge mud diapiric belt* » et qui s'étend du Sud du Péloponnèse au Sud de la Turquie (Figure 2-31) (Limonov et al., 1996). Elles sont retrouvées dans la partie interne du prisme d'accrétion, le long du contact prisme-butoir dans les trois branches de la Ride (Figure 2-31) (Camerlenghi et al., 1995 ; Huguen et al., 2004 ; Rabaute et Chamot-Rooke, 2007).

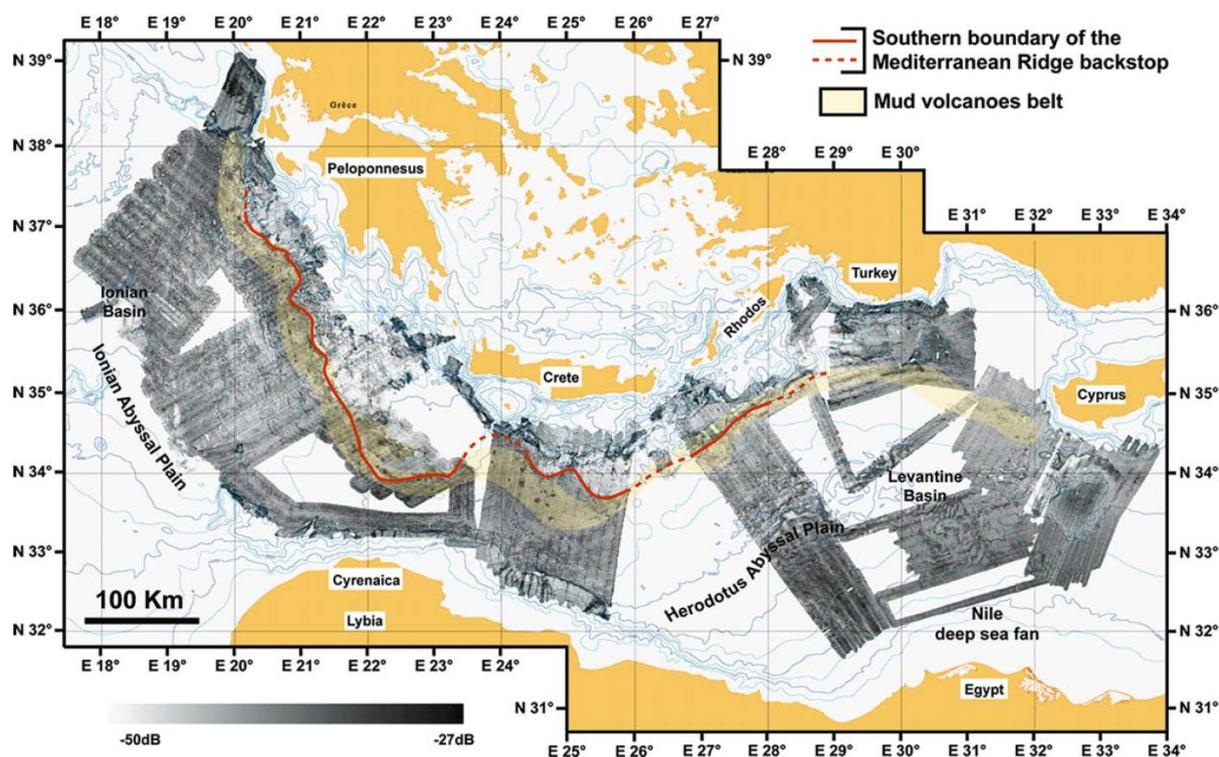


Figure 2-31 : Données de réflectivité issues des campagnes Médée (branche occidentale de la Ride Méditerranéenne), Prismed (branche Centrale et orientale de la Ride) et Anaxiprobe (Monts Anaximandre) (Huguen et al., 2006).

Ces structures sont caractérisées par différentes morphologies sub-circulaires, majoritairement des dômes avec des pentes faibles comprises entre  $5^\circ$  et  $10^\circ$  (Kopf, 2002 ; Huguen et al., 2004 ; Rabaute et Chamot-Rooke, 2007). Leur diamètre varie entre 1 km et 10 km et leur hauteur est comprise entre 50 m et 200 m (Galindo-Zaldivar et al., 1996). Quelques structures sont localisées au sein de zones en dépression (Ivanov et al., 1996b). Certains auteurs définissent ces dépressions comme le résultat de processus de dissolution des évaporites messiniennes sous-jacentes (Hieke et al., 1996) tandis que d'autres les associent à de la subsidence induite sous l'effet du poids de l'édifice sur des sédiments peu consolidés (Galindo-Zaldivar et al., 1996). Sur les données de réflectivité, ces structures sont caractérisées par des zones de fortes réflectivités dont la surface varie d'une structure à l'autre, pouvant atteindre 15-16 km de diamètre (Galindo-Zaldivar et al., 1996). Ces fortes réflectivités sont attribuées à la présence de coulées de boue récentes plus ou moins riches en clastes, parfois perçues malgré une couverture hémipélagique de quelques dizaines de centimètres (Mitchell, 1993 ; Kenyon et al., 1982 ; Fusi et Kenyon, 1996 ; Volgin et Woodside 1996 ; Rabaute et Chamot-Rooke, 2007). Sur les données de sismique réflexion, elles sont caractérisées par une incohérence des réflecteurs, en profondeur, à la verticale de l'édifice présent sur le fond de mer. Les réflecteurs sont interrompus au contact de la zone au faciès sismique chaotique et présentent un pendage

vers le bas (Kopf et al., 2000). Enfin, les volcans de boue de la Ride Méditerranéenne sont caractérisés par différents types de brèches argileuses contenant des clastes polygéniques (Cita et al., 1981, 1989). Les différents types de brèches ont été classées selon la structure et la texture du mélange (Cita et al., 1989 ; Staffini et al., 1993) et sont présentés dans le paragraphe 1.2.1.1 du Chapitre 1. Le type de brèche majoritairement retrouvé dans les volcans de boue de la Ride Méditerranéenne est une brèche massive désorganisée de type A1 ou A2 selon la taille des clastes. Les clastes observés sont parfois volumineux, avec un exemple retrouvé sur les flancs et dans le cratère du volcan de boue Stroke-on-Trent du champ UNR mesurant près d'un mètre de large (Cronin et al., 1997). Le type A3, correspondant à une brèche d'aspect mousseuse riche en gaz, est retrouvée uniquement sur les volcans de boue Napoli et Milano dans le champ Olympie (Staffini et al., 1993 ; Cita et al., 1996 ; Dählmann et de Lange 2003). La brèche contenue dans les volcans est composée de nannofossiles et foraminifères planctoniques d'âge différents, majoritairement Miocène moyen (Robertson, 1996 ; Akhmanov, 1996), jusqu'au Crétacé supérieur (Aptien-Albien) pour certaines structures (Toronto, Napoli et Milano pour le champ Olympie, Unnamed MV, Novorossiysk (claste) et Aros pour le champ Cobblestone) (Premoli-Silva et al., 1996 ; Kioka et al., 2015). Des clastes datés du Jurassique au Crétacé supérieur ont été retrouvés dans la brèche argileuse du volcan de boue Medee-Hakuho (Kioka et al., 2015).

Les structures ont été identifiées à partir de différents types de données géophysiques (bathymétrie, réflectivité, profils de sismique réflexion) ou géologiques (carottage, plongée sous-marine). Sur la partie occidentale de la Ride Méditerranéenne, Rabaute et Chamot-Rooke (2007) ont identifié 215 coulées de boue à partir de l'analyse de donnée de réflectivité (Figure 2-32).

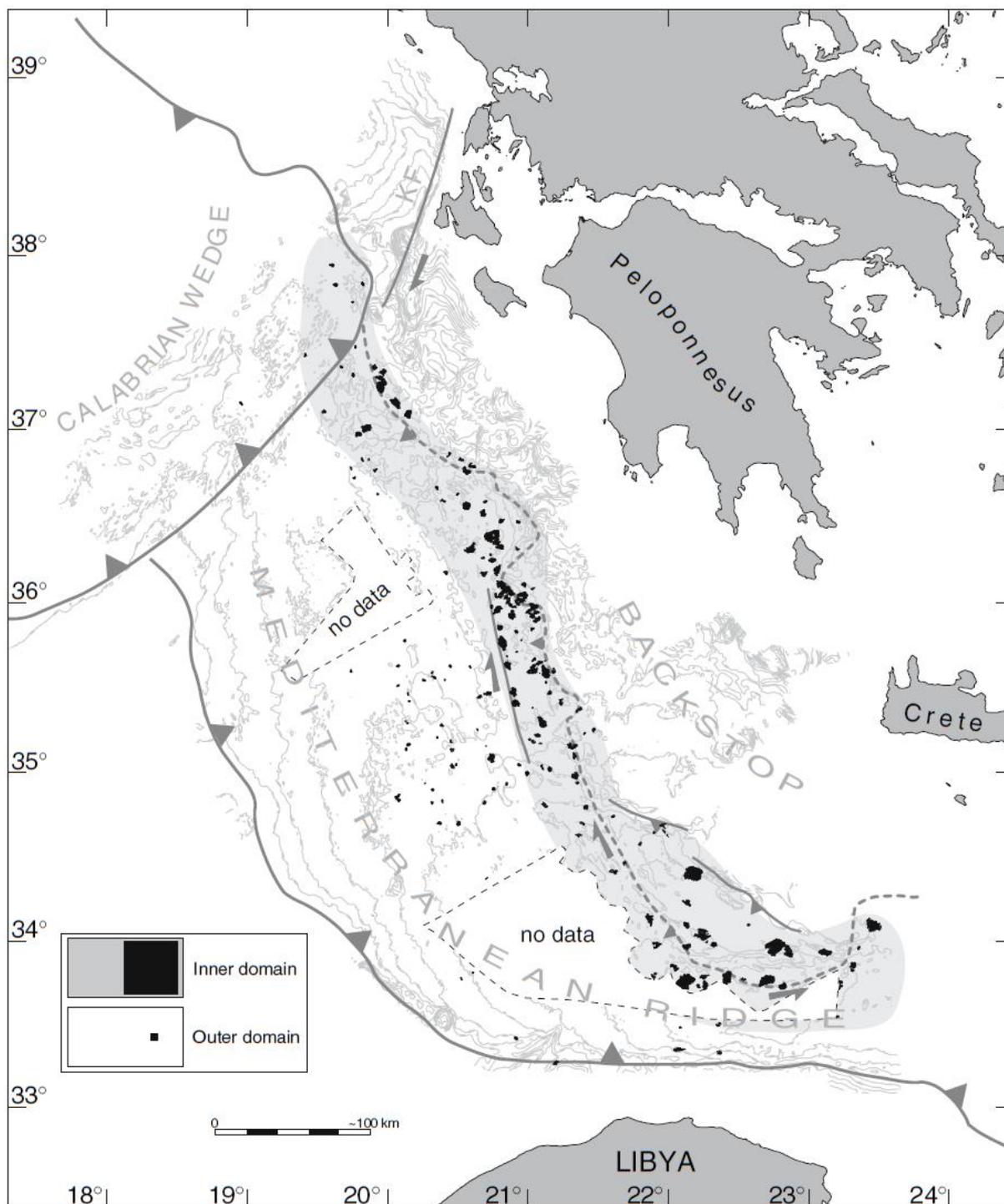


Figure 2-32 : Carte localisant les différentes coulées de boue (en noir) identifiées sur les données de réflectivité recouvrant la branche occidentale de la Ride Méditerranéenne (Rabautte et Chamot-Rooke, 2007).

Dans la partie centrale et orientale de la Ride, le couplage des données bathymétriques, de réflectivité et de sismique réflexion a été utilisé par Huguen et al. (2004, 2005) pour compléter les travaux réalisés sur les volcans de boue de cette zone (Figure 2-33).

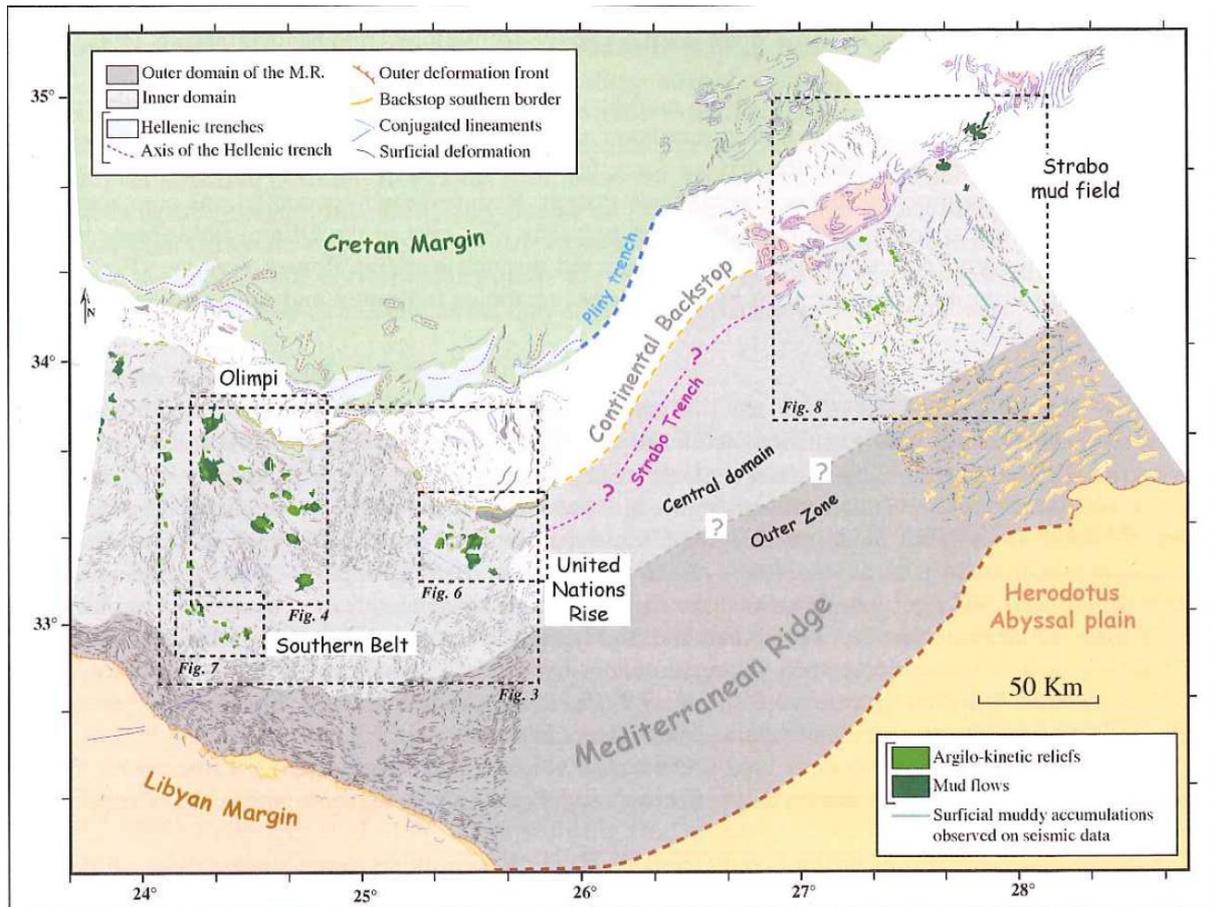


Figure 2-33 : Cartographie des morphologies fond de mer et des coulées de boue associées aux volcans de boue de la partie centrale et orientale de la Ride Méditerranéenne (Huguen, 2001).

Différents types de structures argilo-cinétiques sont distingués selon les caractéristiques morphologiques, réflectives et sismiques des édifices (Figure 2-34) : (1) les volcans de boue (champ Olympie, Prometheus 2 et UNR), (2) les dômes de boue (*mud domes*) de la ceinture méridionale, (3) les plateaux de boue (*mud plateaux*) localisés le long d'une zone de fracture majeure orientée N-S à l'Ouest du champ Olympie ou au niveau des fosses Strabon, caractérisés par de fortes réflectivités mais sans morphologie notable et (4) les « galettes géantes » (*giant mud pie*) ou « pièges de boue » (*mud traps*) dans le champ Strabo situé dans la partie occidentale, correspondant à de vastes coulées de boue superficielles non réflectives sur plusieurs dizaines de kilomètres (Kopf et al., 2001, 2002 ; Huguen, 2001 ; Huguen et al., 2004, 2005). Les dômes de la ceinture méridionale sont de formes sub-circulaires à allongées selon une direction NE-SW, avec un diamètre compris entre 1 et 2 km et une élévation pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres. Sur les données d'imagerie acoustiques, ces structures sont caractérisées par de faibles teintes de réflectivités. Sur les plongées ROV, ces dômes ne montrent pas de coulées de boue sur le fond de mer ni de marqueurs d'échappements de fluides

actuels ou fossiles (encroûtements carbonatés, écosystèmes benthiques, coquilles) (Huguen et al., 2005).

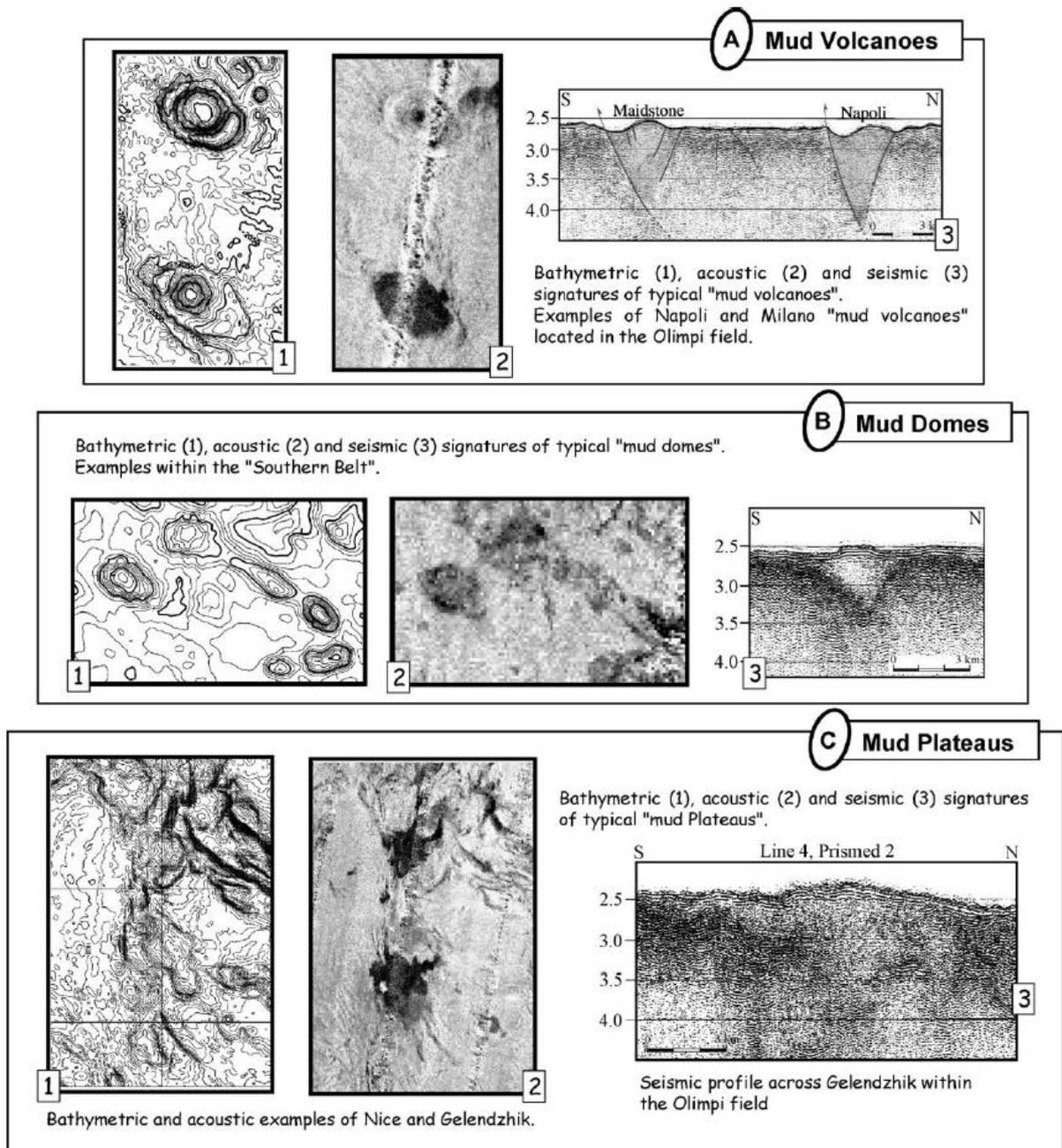


Figure 2-34 : Principaux types de structures argilo-cinétiques identifiés selon leur caractéristiques morphologiques, réflectives et sismiques sur la partie centrale et orientale de la Ride Méditerranéenne (Huguen et al., 2004).

Au total, 23 volcans de boue ont été prouvés par carottage dans la partie occidentale et centrale de la Ride Méditerranéenne : 4 dans le champ Cobblestone (Prometheus, Aros, Unnamed MV et Novorossiysk) (Cita et al., 1989), 2 dans le couloir *Medriff* (Fusi et al, 1996), 1 dans le champ Medee (Medee-Hakuho) (Kioka et al., 2015), 1 dans le champ Pan di Zucchero

(Staffini et al., 1993 ; Hieke et al., 1996), 13 dans le champ Olympie (Gelendzhik, Prométhée 2, Moscou, Maidotne, Toronto, Napoli, Milano, Bergamo, Monza, Leipzig, Milford Haven, Jean et un sans nom) (Staffini et al., 1993) et 2 dans le champ UNR (Dublin, Stroke-on-Trent) (Cronin et al., 1997). Aucune carotte n'a été prélevée dans les dômes de la ceinture méridionale ou dans les structures du champ Strabo.

#### 2.5.2.2. Exemple de volcan de boue : Napoli

Le volcan de boue Napoli est localisé dans la partie centrale de la Ride Méditerranéenne, entre le Sud de la Crête et la marge Libyenne, à des profondeurs d'eau comprises entre 1930 m et 2100 m. Il fait partie du champ Olympie, présent dans le domaine interne du prisme d'accrétion. Il s'agit d'une structure subcirculaire de 4 km de diamètre et de 200 m de hauteur (Figure 2-35A). D'autres volcans aux dimensions inférieures, prouvés par carottage et nommés respectivement d'Ouest en Est Monza, Bergamo et Milano, sont retrouvés à proximité (Figure 2-35 A) (Staffini et al., 1993). Comparé aux autres volcans de la zone, les flancs du volcan Napoli présentent une pente relativement forte, avoisinant les  $16^\circ$  et son sommet est relativement plat (Figure 2-35A). Il est entouré par une étroite dépression subcirculaire, aux pentes abruptes et profonde de 100m (Figure 2-35A). Sur les données de réflectivité, cette structure se caractérise par une faible surface réfléchive au sommet (Figure 2-35B). Des dépressions sub-circulaires vides ou remplies de saumures affectent le sommet du volcan (Figure 2-35C) (Dimitrov et Woodside, 2003 ; Huguen et al., 2005 ; Mascle et al., 2014). La présence d'encroûtements carbonatés, d'émanation de gaz, d'écosystèmes benthiques et de récentes coulées de boue ont également été observés au cours de plongées en submersible (Figure 2-35D) (Aloisi et al., 2000 ; Dählmann et de Lange, 2003 ; Charlou et al., 2003 ; Huguen et al., 2005).

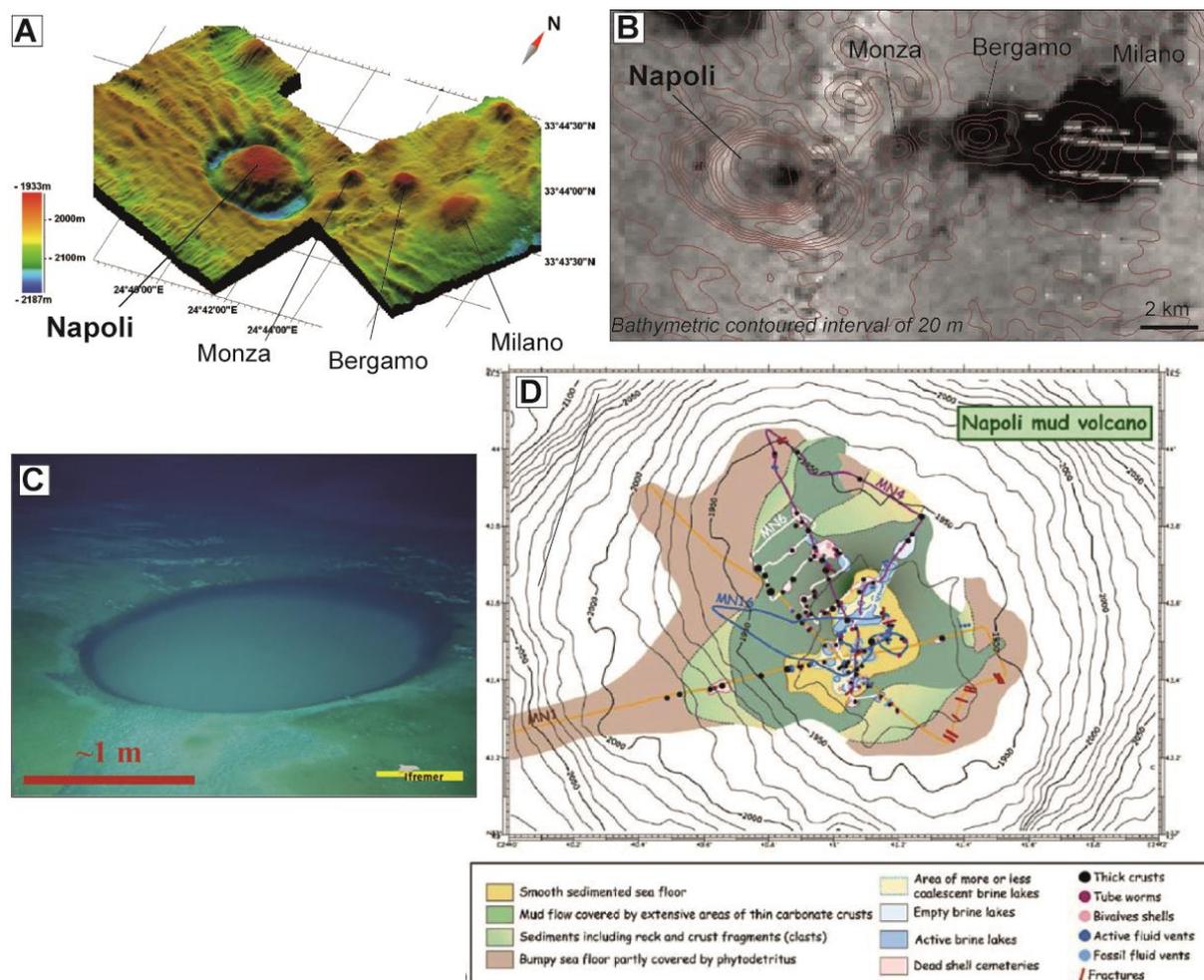


Figure 2-35 : A. Image bathymétrique 3D du volcan de boue Napoli (Masclé et al., 2014). B. Image de réflectivité acoustique (données PRISMED). C. Photographie d'un lac de saumure présent au sommet du volcan Napoli (source Ifremer.fr). D. Cartographie détaillée du sommet du volcan Napoli à partir de données vidéo (Huguen, 2001).

Sur les données de sismique réflexion, les réflecteurs présents sous l'édifice en surface sont discontinus (Figure 2-36A, B). Ils sont interrompus au contact de la zone au faciès sismique chaotique localisé sous l'édifice. Un réflecteur de plus forte amplitude est marqué par une forme concave vers le bas sous l'édifice mimant une dépression (Figure 2-36A, B).

De nombreuses carottes ont été prélevées dans le volcan de boue Napoli ainsi que cinq forages durant le leg 160 des programmes ODP (Figure 2-36A-C). Ces forages (jusqu'à 200 m sous le fond de mer) ont mis en évidence des intercalations de brèches argileuses entre des niveaux hémipélagiques, traduisant différentes phases d'activités extrusives de l'édifice (Galindo-Zaldivar et al., 1996 ; Kopf et al., 1998 ; Kopf et Behrmann, 2000). La brèche retrouvée sur les bords de la structure (site 971A et B) est de type A1 et A2. Il s'agit d'une brèche désorganisée, constituée d'une matrice grise contenant des clastes polygéniques de

différentes tailles et natures lithologiques (Figure 2-36C site 971A). Au sommet du volcan, la brèche est de type A3. Elle se présente sous un aspect mousseux traduisant une présence importante de gaz et possède une forte odeur de sulfure d'hydrogène (Figure 2-36C site 971E). La proportion en clastes dans la brèche diminue drastiquement au sommet de l'édifice. Des cristaux de halite supposés d'âge Messinien sont retrouvés dans la brèche prélevée dans le forage 971D (Figure 2-36A) (Robertson et al., 1996). La matrice contient un mélange de nannofossiles d'âge Pléistocène, Miocène moyen, Oligocène, Eocène et Crétacé (Emeis et al., 1996). Les analyses pétrographiques et minéralogiques ont montré que la profondeur maximale d'enfouissement de la matrice est estimée entre 4,9 et 7,5 km (Schulz et al., 1997 ; Robertson et Kopf, 1998). Les principaux gaz émis sont du méthane (d'origine biogénique et thermogénique), des sulfures d'hydrogène et des gaz d'hydrocarbures plus lourds (Emeis et al., 1996).

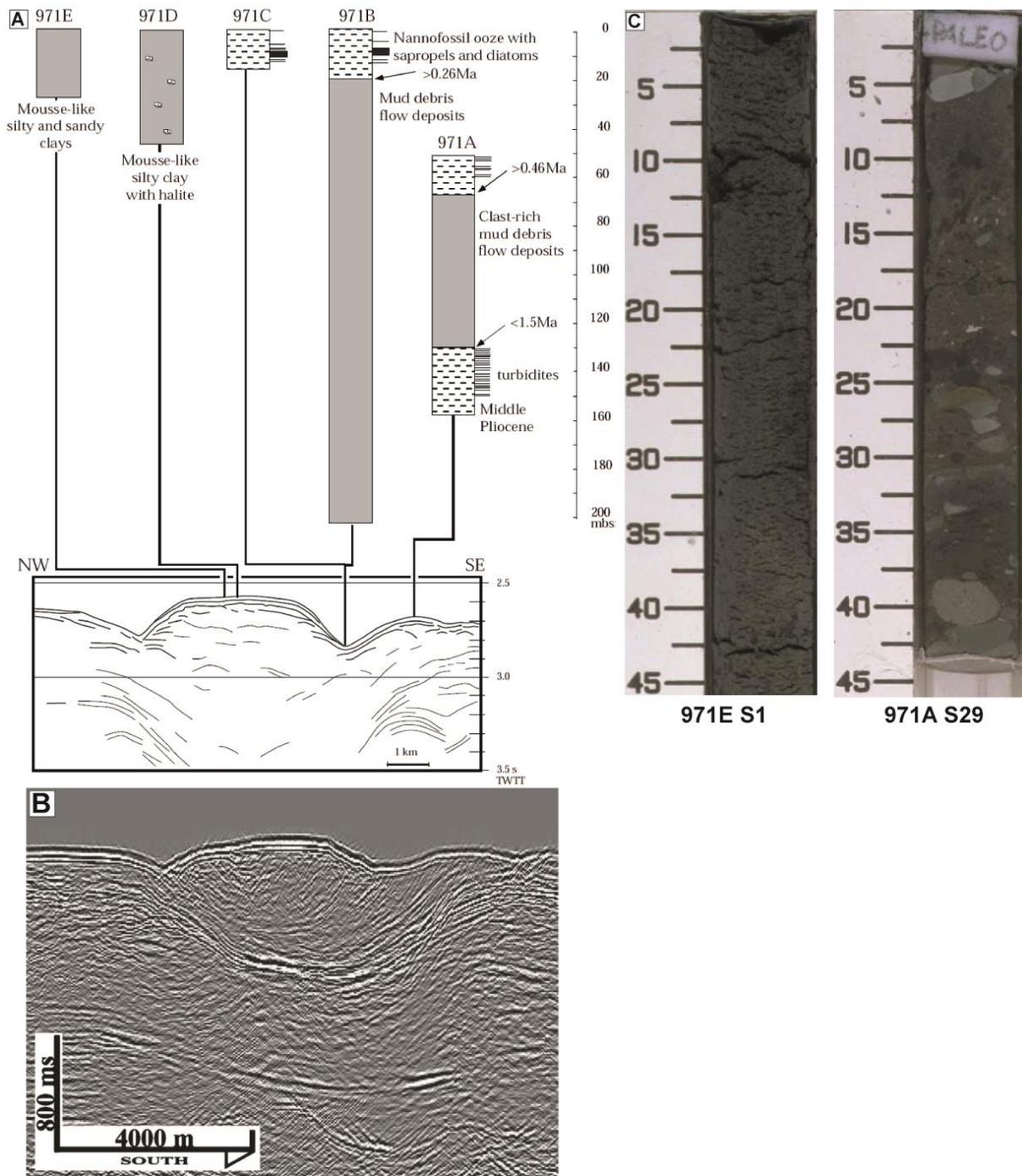


Figure 2-36 : (A) Interprétation d'un profil de sismique réflexion recoupant le volcan de boue Napoli et lithostratigraphie à partir des forages ODP leg 160 site 971 (Robertson et al., 1996 dans Kopf et al, 1998) ; (B) Profil de sismique réflexion recoupant le volcan Napoli (Masclé et al., 2014) (C) Photographie de section des forages ODP (source noaa.net).

### 2.5.2.3. Hypothèses sur l'origine et l'activité des volcans de boue de la Ride Méditerranéenne

L'origine du volcanisme sur la Ride Méditerranéenne est attribuée à des phénomènes de surpression de fluides dans les sédiments en profondeur. Cette surpression est produite soit

par des contraintes tectoniques compressives (Cita et al., 1981 ; Camerlenghi et al., 1992), soit par l'enfouissement et la charge lithostatique entraînant une inversion de densité en profondeur entre des matériaux argileux sous-compactés enrichis en fluides (moins denses) et les niveaux sus-jacents (plus denses) (Kopf et al., 2000) soit par une combinaison des deux phénomènes (Limonov et al., 1996). Dans le cas d'un mécanisme d'origine tectonique, ces structures seraient liées à l'activité des chevauchements ou rétrochevauchements (Camerlenghi et al., 1995 ; Mascle et al., 1999). Les fluides en surpression seraient drainés le long des accidents tectoniques qui agiraient comme des conduits (Chaumillon, 1995 ; Fusi et Kenyon, 1996 ; Hieke et al., 1996 ; Robertson et al., 1996). Rabaute et Chamot-Rooke (2007) ont montré un lien étroit entre la localisation des volcans de boue en surface et les zones actives de décrochements dextres le long de la branche occidentale de la Ride Méditerranéenne, observé également dans la partie occidentale au niveau de décrochements sénestres (Huguen et al., 2004). Ils proposent ainsi que ces failles soient des chemins préférentiels empruntés par les fluides. Dans la partie centrale de la Ride, les structures sont associées aux chevauchements et rétrochevauchements (Huguen et al., 2004).

Certains auteurs proposent que les évaporites messiniennes soient à l'origine des surpressions dans les niveaux sus-jacents (Cita et Camerlenghi, 1990). Les couches évaporitiques seraient fracturées par des chevauchements ou rétrochevauchements permettant aux fluides de migrer vers la surface (Robertson, 1996). D'autres auteurs notent que les volcans de boue sont localisés dans des zones où les évaporites messiniennes sont absentes ou très fines (domaine interne du prisme) (Kenyon et al., 1982 ; Cita et al., 1989 ; Mascle et al., 2014). Les niveaux évaporitiques pourraient jouer un rôle de couverture empêchant l'expulsion des fluides (Fusi et Kenyon, 1996). Sur la crête du prisme, des bassins enfouis, formés avant le Messinien en contexte de bassin d'avant-arc (Reston et al., 2002a) et remplis d'évaporites messiniennes au cours de la crise de salinité Messinienne ont été observés sur les profils de sismique réflexion (Fruehn et al., 2002). L'épaisseur des niveaux d'évaporites peuvent parfois atteindre y 2 km d'épaisseur. Certains volcans sont localisés en surface, sur les bords de ces bassins (Rabaute et Chamot-Rooke, 2007) où les niveaux d'évaporites sont fins ou affectés par une tectonique extensive ou cisailante (Chamot-Rooke et al., 2005). La relation entre niveaux évaporitiques et volcanisme de boue est encore discutée.

La source des volcans de boue correspondrait à un niveau de sédiments plastiques riche en gaz, moins dense que les roches sus-jacentes. Le faciès retrouvé dans les différents volcans de boue montre un mélange de matrice argileuse et de fragments de roches polygéniques

contenant des faunes d'âges différents. Soit la matrice et les clastes proviennent d'un même niveau source, soit différents niveaux stratigraphiques sont mobilisés au cours de l'ascension des fluides (Robertson et Kopf, 1998). Les forages ODP n'ont pas permis d'identifier avec certitude le ou les niveaux sources. Certains auteurs proposent que la source de la fraction argileuse soit au moins datée du Crétacé supérieur compte tenu de la présence de nannofossiles de cet âge (Cita et al., 1981 ; Premoli-Silva et al., 1996). Il pourrait s'agir d'un niveau stratigraphique d'argiles ductiles sous-compactées, d'âge Aptien-Albien (Premoli-Silva et al., 1996) qui aurait joué le rôle de décollement en base du prisme d'accrétion pré-messinien (Camerlenghi et al., 1992). Kioka et al. (2015) supposent que la source de la matrice du volcan de boue Medee-Hakuho corresponde à des sédiments d'âge Aptien provenant du niveau de décollement du prisme pré-messinien, accrétés contre le butoir par un processus de sous-plaquage, créant une formation en duplex. Ces auteurs se basent sur la nature, l'âge et les températures maximales d'enfouissement de la matrice et des clastes (méthode de la vitrinite réflectance) et sur la modélisation structurale thermique de la partie occidentale de la Ride Méditerranéenne. D'après les résultats, la source de la matrice serait située à environ 5 km de profondeur, à 150 - 180 km du front de déformation et les clastes proviendraient de sources plus profondes.

D'autres auteurs se fient à la dominance de nannofossiles d'âge Messinien pour proposer une source potentielle de la matrice dans les niveaux stratigraphiques riches en argiles, déposés au début de la crise de salinité Messinienne (Robertson et Kopf, 1998 ; Rabaute et Chamot-Rooke, 2007). Les clastes proviendraient des niveaux stratigraphiques datés du Miocène (pré-messinien) appartenant à la plaque africaine mais également à la plaque eurasiennne (unités métamorphiques) (Robertson et Kopf, 1998 ; Kopf et al., 2000). Selon Rabaute et Chamot-Rooke (2007), les clastes seraient des matériaux détritiques issus de l'érosion du butoir continental au cours de la crise de salinité messinienne (chute du niveau marin). En considérant que les sédiments appartenant au niveau de décollement du prisme d'accrétion pré-messinien ont peu de chance d'être incorporés au prisme et que le temps de transport des fluides serait trop long d'un niveau de décollement localisé au sein du prisme (le niveau d'âge Messinien) jusqu'au champ de volcan de boue localisé au contact prisme-butoir, Rabaute et Chamot-Rooke (2007) proposent une alternative à l'hypothèse « source décollement » qu'ils appellent « modèle réservoir ». Leur hypothèse se base sur différents arguments comprenant : la nature et l'âge de la matrice (majoritairement Messinien) et des clastes (remaniement détritique continental), la profondeur d'enfouissement de la matrice (2

km (Kopf et al., 2000)) et la localisation des structures le long du contact prisme-butoir. La source des volcans de boue serait localisée proche du contact prisme-butoir, au sein du prisme d'accrétion, dans des niveaux stratigraphiques d'âge Messinien situés à environ 2 km de profondeur, recouverts par des niveaux d'évaporites messiniennes qui joueraient le rôle de couverture dans des bassins créés avant le Messinien.

Les volcans de boue de la Ride Méditerranéenne ont été analysés ponctuellement via différentes méthodes d'investigations (carottages, forages, imagerie acoustique, sismique réflexion, plongées en submersible). Ainsi, différents marqueurs d'activités des volcans de boue ont pu être identifiés selon le type d'outils utilisés : identification d'épisodes multiples de coulées de boue à partir de l'intensité de réflectivité du fond sur les données d'imagerie acoustique, intercalation de coulée de boue avec des niveaux hémipélagiques dans les forages et dans quelques carottes sédimentaires, architecture interne des édifices sur les profils de sismique réflexion et phénomène de subsidence plus ou moins marqué, mise en évidence de coulées récentes sur le fond de mer, d'expulsion de gaz et de champ d'écosystèmes benthiques (mort ou vivant), aspect de la brèche argileuse (la brèche d'aspect mousseux est associée à une activité récente). A partir de ces observations, certains édifices sont considérés comme actifs (Napoli) et d'autres comme dormants (Milano). Néanmoins, l'ensemble de ces marqueurs d'activités font référence à différentes échelles de temps et différents processus physiques. Il faut distinguer le type d'activité et d'émission dont il est question (activité effusive ponctuelle ou continue, activités extrusives calme et continue, épisodes d'éruption, coulées de boue).

Dans la partie centrale de la Ride, les carottes (volcan de boue Moscou) et forages (volcans de boue Napoli et Milano) ont montré des intercalations de brèches argileuses entre différents niveaux hémipélagiques, témoignant de périodes d'activités extrusives (longues  $\sim 10^3$  ans) et des périodes de quiescences (longues de  $\sim 10^5$  ans) (Robertson et al., 1996). Les volcans de boue Milano et Napoli seraient actifs au moins depuis 1,5-1,75 Ma (Emeis et al., 1996 ; Kopf et al., 1998). Dans le champ UNR, le volcan Stroke-on-Trent serait en éruption depuis 4000 ans et aurait eu un épisode éruptif il y a 9000 ans. En revanche, le volcan Dublin, situés quelques kilomètres à l'Ouest est considéré comme inactif depuis 9000 ans (Cronin et al., 1997). Dans la partie occidentale du prisme, en se basant sur l'analyse de données couplées d'imagerie acoustique, de carottages et de sismique réflexion, Rabaute et Chamot-Rooke (2007) proposent une mise en place des structures post-Pliocène ( $< 2$  Ma). 90 % de la population de potentiels volcans de boue détectés auraient été actifs au moins depuis les derniers 60 ka et montrent des périodes de quiescences comprises entre  $10^3$  et  $10^4$  ans. Ces auteurs proposent une mise en place

des volcans de boue sur le prisme d'accrétion contemporaine à la dernière réorganisation cinématique de la région produite il y a 1,7-0,7 Ma plutôt qu'à la subduction Hellénique.

Les premiers auteurs ayant travaillé sur les volcans de boue de la Ride Méditerranéenne ont proposé un modèle diapirique pour expliquer les processus de formation de ces structures supposant une mise en place intrusive le long de fractures préexistantes (Cita et Camerlenghi, 1992 ; Limonov et al., 1996). Kopf et al. (1998) proposent un modèle impliquant des processus extrusifs et décrivent la mise en place et l'évolution des volcans de boue suivant trois étapes : (1) Au stade initiale, un cône clastique se forme suite à l'éruption de brèches argileuses le long d'un accident tectonique. (2) L'activité extrusive du volcan perdure, le volume de l'édifice augmente et les différentes éruptions provoquent des déstabilisations gravitaires sur les flancs entraînant des coulées de débris (coulées de boue). (3) Enfin, l'édifice subside sous l'effet de son poids. Cette subsidence est marquée sur le fond de mer par une dépression en périphérie du volcan et en profondeur par la forme concave des réflecteurs sur les profils de sismique réflexion.

### **2.5.3. Delta Sous-Marin du Nil**

De nombreuses structures associées aux émanations de fluides ont été découvertes dans le DSMN (Figure 2-37) (Bellaiche et al., 1999, 2001 ; Mascle et al., 2000 ; Coleman et Ballard, 2001) comprenant des *pockmarks* et encroûtements/monts carbonatés (Coleman et Ballard, 2001 ; Loncke et al., 2004 ; Moss et Cartwright, 2012 ; Römer et al., 2013 ; Migeon et al., 2014 ; Praeg et al., 2014) et des volcans de boue présents sous différentes morphologies (Loncke et al., 2004 ; Dupré et al., 2007, 2010, 2014).

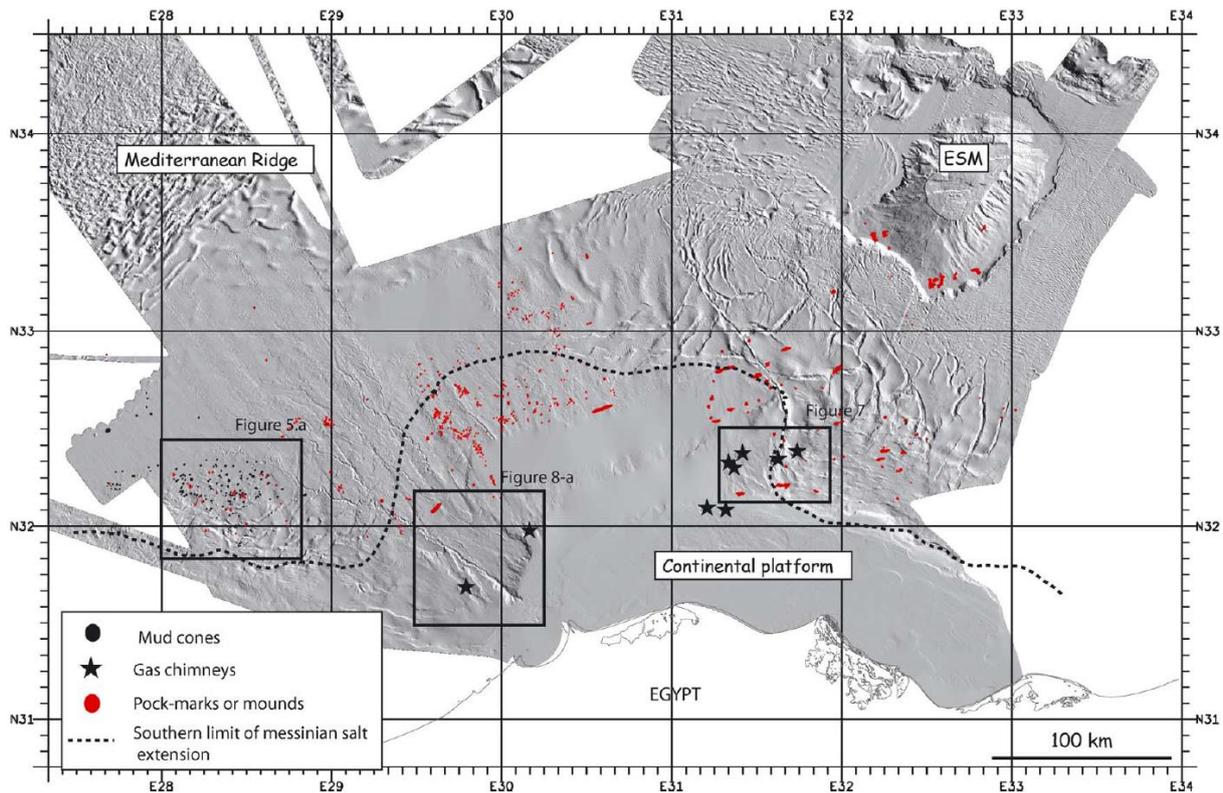


Figure 2-37 : Distribution des pockmarks, encroûtements carbonatés et volcans de boue sur le delta du Nil et le bassin Levantin (Loncke et al., 2004).

### 2.5.3.1. Les volcans de boue

Les volcans de boue du DSMN sont caractérisés par deux morphologies distinctes : les structures plates sub-circulaires, en forme de **galettes** (*mud pie*) associées à des cheminées gazeuses en profondeur (*gaz chimney*), localisées sur le haut de la pente continentale en bordure du plateau continental et les **cônes de boue** uniquement retrouvés dans la Province Occidentale du DSMN sur la pente continentale (Figure 2-37) (Barsoum et al., 2000 ; Loncke et al., 2004 ; Dupré et al., 2007, 2008, 2010, 2014 ; Huguen et al., 2009 ; Feseker et al., 2010).

#### 2.5.3.1.1. Les volcans de boue de la pente supérieure

Ces structures sont localisées dans la partie supérieure de la pente continentale à des profondeurs d'eau comprises entre 500 et 1200 m, à la limite des Provinces Centrale et Orientale, à proximité du système de failles El Tamsah et dans la Province Occidentale, au niveau de l'embouchure du canyon de Rosetta (Figure 2-37) (Loncke et al., 2004 ; Dupré et al., 2007, 2008, 2010 ; Feseker et al., 2010). Elles sont localisées dans une zone où les niveaux d'évaporites méssiniennes ne se sont pas déposés (plateforme méssinienne) ou ont flué et se retrouvent de façon isolée (Loncke et al., 2004).

Dans la littérature, ces structures sont décrites comme des « galettes », de forme sub-circulaire avec des flancs abrupts, parfois sub-verticaux et un sommet plat. Leur diamètre varie de 3 à 5 km et la hauteur des flancs est inférieure à 90 m (Figure 2-38) (Loncke et al., 2004 ; Dupré et al., 2007, 2008, 2010). Sur les données de réflectivité acoustique, ces structures sont caractérisées par des patchs de plus fortes amplitudes au niveau des centres d'émission, des rugosités du sommet et des coulées de débris (Klaucke et al., 2006 ; Dupré et al., 2007, 2008). Sur les données de sismique réflexion, la signature de ces volcans se traduit par la présence d'une large colonne verticale transparente, nommée dans la littérature « cheminée gazeuse » et associée à des réseaux de failles. Cette absence de signal sismique est attribuée à la présence abondante de gaz dans les sédiments (Barsoum et al., 2000 ; Loncke et al., 2004). Barsoum et al. (2000) recensent 15 cheminées gazeuses dans ce secteur. La brèche expulsée est constituée d'une matrice argileuse contenant des clastes polygéniques de taille millimétrique à décimétrique et dégage une forte odeur de sulfure d'hydrogène. Les clastes sont datés du Pliocène au Pléistocène bien qu'un claste soit daté du Crétacé inférieur (Giresse et al., 2010). L'activité de ces volcans de boue est dominée par d'importantes émissions de gaz empêchant la mise en place d'écosystèmes chimiosynthétiques (Dupré et al., 2010). Il s'agit d'un mélange de méthane principalement thermogénique, biogénique et d'hydrocarbures plus lourds (éthane, propane) (Mastalerz et al., 2007).

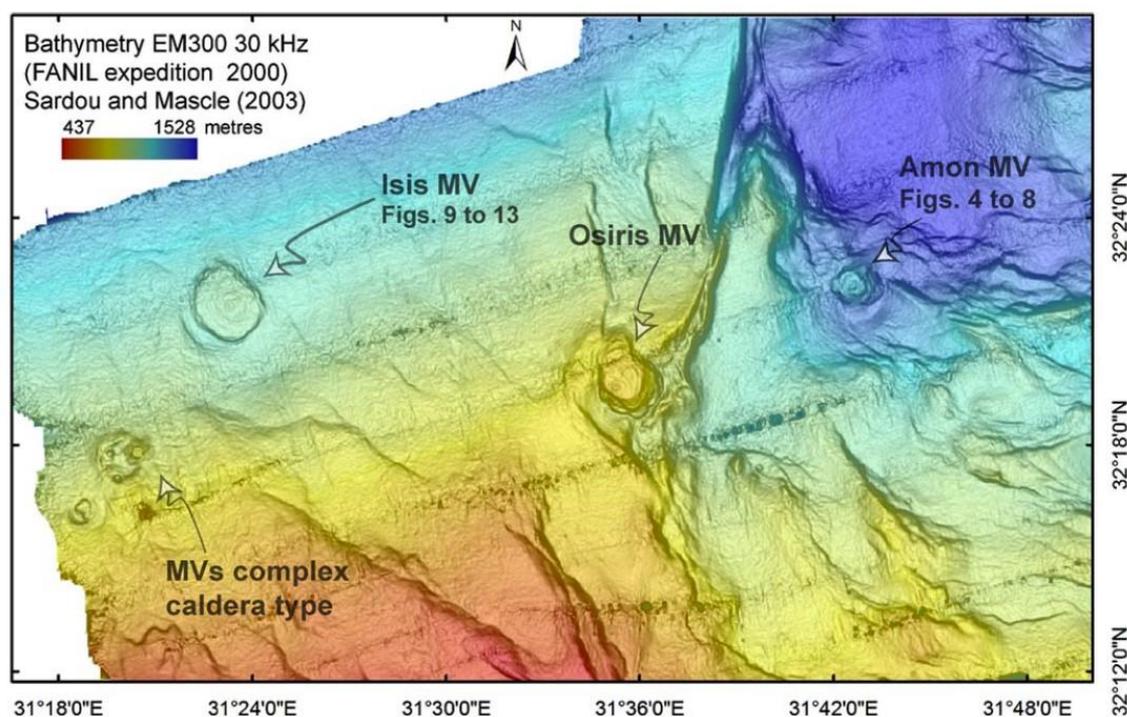


Figure 2-38 : Carte bathymétrique ombrée de la partie est de la Province Centrale du DSMN (Sardou et Masclé, 2003) illustrant les différents volcans de boue actifs de cette zone (Dupré et al., 2008).

Le volcan de boue Isis est un exemple type de ces volcans. Cette structure a été observée lors de différentes campagnes océanographiques et de nombreuses mesures géophysiques et géologiques y ont été réalisées, notamment l'acquisition de données bathymétriques de très haute résolution (AUV) (Figure 2-39A) (Dupré et al., 2008). Cette structure est localisée dans la Province Centrale du DSMN, à l'ouest du système de failles El Temsah, à une profondeur d'eau d'environ 990 m (Figure 2-38). Il s'agit d'une structure sub-circulaire de 4,2 km de diamètre, aux flancs abrupts d'environ 50 m de hauteur, localisé dans une dépression périphérique (Figure 2-38). Cette structure se situe à proximité d'un système de failles actives qui peut agir comme conduit pour les fluides (Loncke et al., 2004). Trois dômes localisés sur le sommet du volcan sont interprétés comme des centres d'émission (Figure 2-39A) (Dupré et al., 2008). Des rides et des dépressions s'organisent concentriquement autour de ces dômes et s'entrecroisent entre elles (Figure 2-39A). Ces structures sont interprétées comme des phénomènes de compaction syn ou post-émission, construites en réponse à l'extrusion de brèche au niveau des dômes (Dupré et al., 2008). Les sédiments autour des dômes seraient poussés lors des phases d'activité extrusive et provoqueraient des déstabilisations sédimentaires sur les bords de l'édifice entraînant des coulées de débris sur ses flancs (Dupré et al., 2008). La variation de hauteur et longueur d'onde de ces rides dépendrait de la rhéologie des matériaux et de l'état de contrainte de l'édifice (Dupré et al., 2008). Ces organisations sont également visibles sur les autres structures de la région ayant été observées à l'aide de données de plus haute résolution (sismique pétrolière 3D, AUV) (Dupré et al., 2008 ; Feseker et al., 2010). Sur les données de sismique réflexion, le volcan est caractérisé par une colonne au faciès sismique transparent, discontinu, sans organisation des réflecteurs (Figure 2-39B) (Loncke et al., 2004).

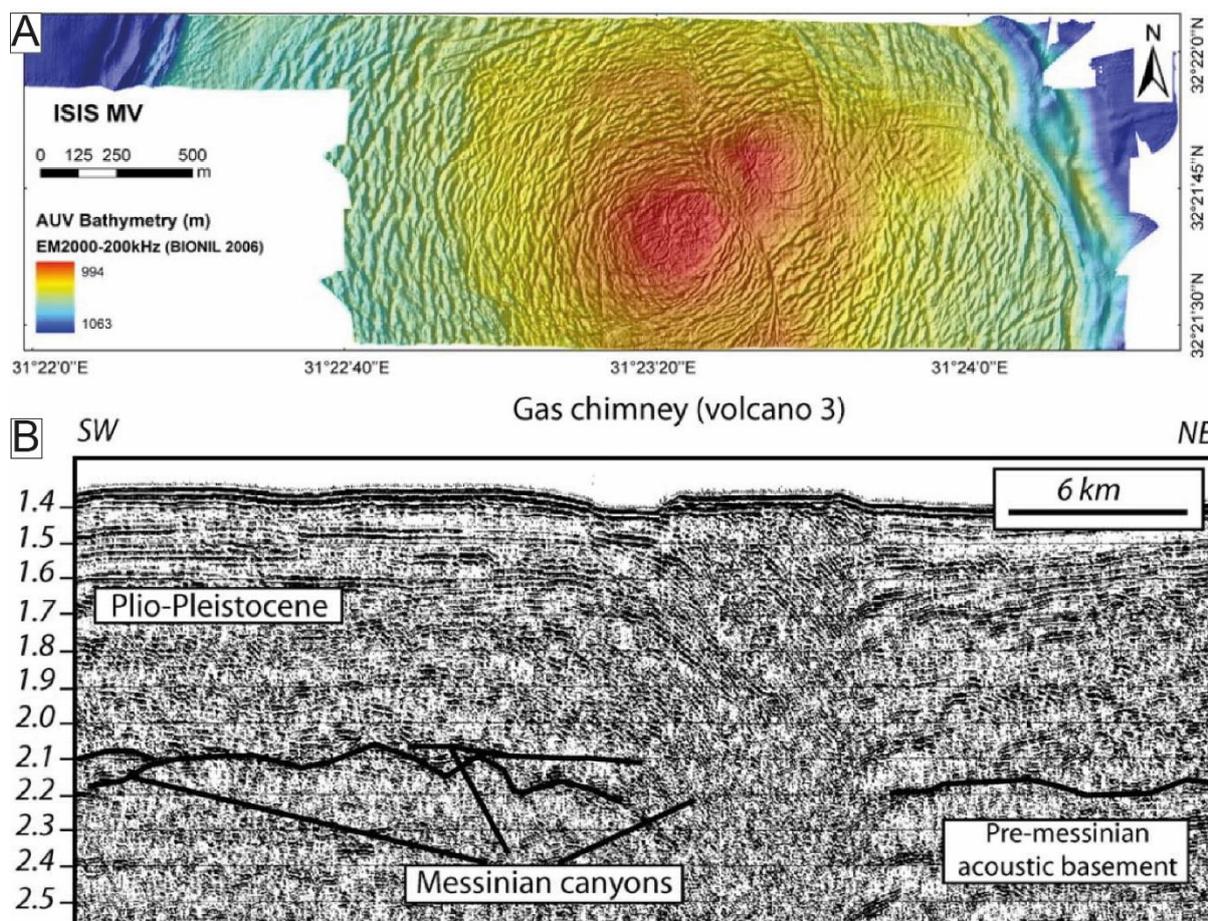


Figure 2-39 : A. Image bathymétrique d'une résolution de 1,5 m (AUV) du sommet du volcan Isis illustrant les différents dômes et rides concentriques (modifiée d'après Dupré et al., 2008). B. Profil de sismique réflexion 2D recoupant le volcan de boue Isis (modifié d'après Loncke et al., 2004).

#### 2.5.3.1.2. Les cônes de boue de la Province Occidentale

Ces structures sont localisées dans la province Occidentale du DSMN, à des profondeurs d'eau comprises entre 2500 et 3000 m, en base de pente continentale. Au total, plus de 150 structures ont été identifiées sur les données de bathymétries (Figure 2-40) (Loncke et al., 2004 ; Huguen et al., 2009 ; Dupré et al., 2014). Il s'agit de structures sub-circulaires avec un diamètre compris entre 100 m et 1 km et dont l'élévation varie entre 10 et 60 m. Les édifices ont une forme de cône dont certains montrent une large dépression profonde au sommet. Ils sont organisés en vaste champ sur un espace restreint d'environ 50 km par 100 km, à proximité d'un secteur affecté par des failles gravitaires (Figure 2-40) (Dupré et al., 2014). Certains s'organisent dans de large caldera comme l'exemple de la caldera Menes (Huguen et al., 2009 ; Dupré et al., 2014).

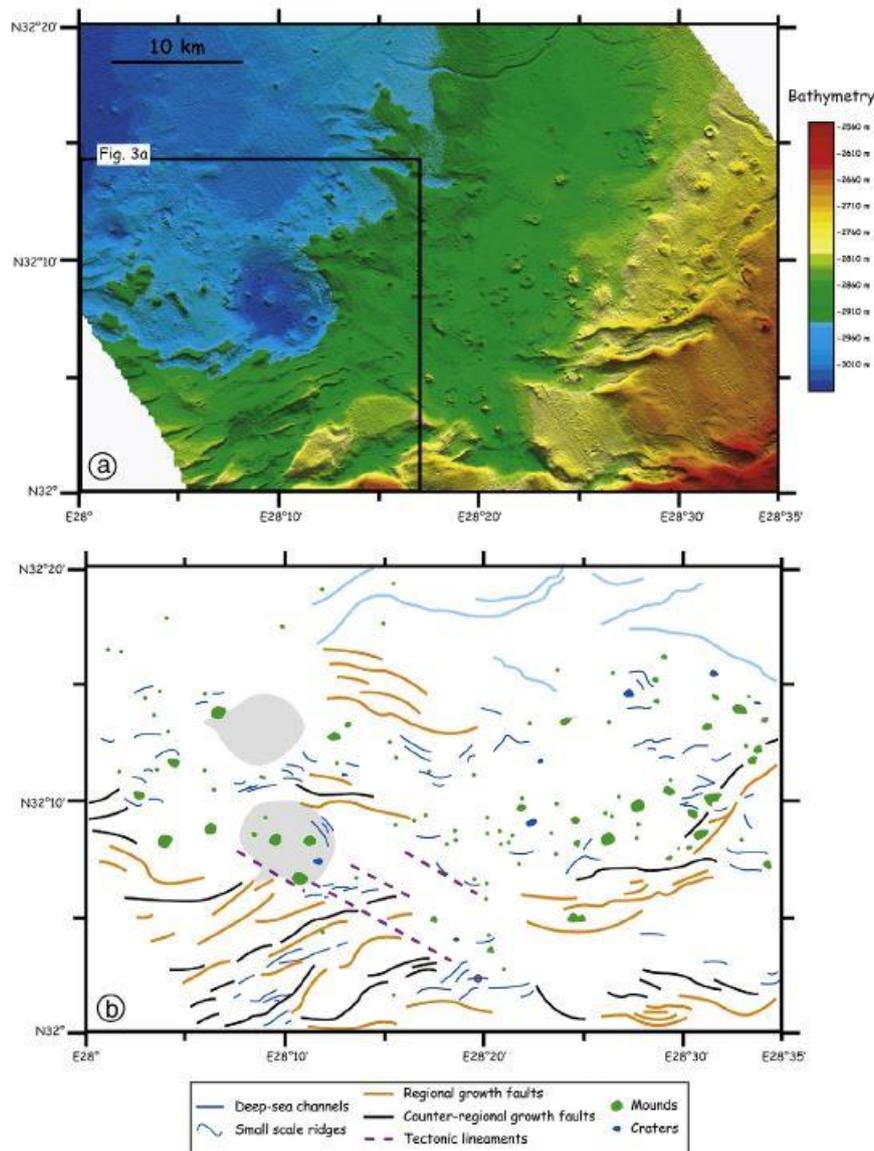


Figure 2-40 : Carte bathymétrique illustrant le champ de cônes localisés dans la Province Occidentale du DSMN et son interprétation morpho-structurale (Huguen et al., 2009).

La caldera Menes a une profondeur atteignant 100 m et possède un diamètre de 8 km (Figure 2-41A). Sept volcans de boue sont répartis sur les bords et au centre de la caldera : Chephren (Figure 2-41B), Cheops, Mykerinos, Menitites et trois autres structures sans nom (Figure 2-41A). Les édifices se présentent sous la forme de cône avec ou sans dépression sommitale, avec des flancs aux pentes plus ou moins abruptes. Leur dimension sont de l'ordre de la centaine de mètre jusqu'à 1 km de diamètre et leur hauteur varie entre 10 et 30 m. Elles sont caractérisées par une forte odeur de sulfure d'hydrogène, d'importantes concentrations en méthane, une forte salinité et la présence de croûtes carbonatées. Certains volcans ont leur dépression sommitale remplie de saumures (Cheops) et sont colonisés par des filaments de bactéries chimiosynthétiques (Omorieg et al., 2008) tandis que d'autres (Mykerinos) montrent

une dépression vide de saumures mais avec des coquilles de bivalves, des cristaux de gypse et des dépôts pélagiques recouvrant le fond, traduisant la présence d'anciennes saumures et écosystèmes chimiosynthétiques (Dupré et al., 2014). Le volcan Chephren est une structure biconique dont l'une des dépressions sommitales est vide et l'autre remplie de saumures (Figure 2-41B). Sur les données de sismique réflexion, les structures présentent des géométries en « arbre de Noël » avec un faciès sismique chaotique (Figure 2-41C) (Dupré et al., 2014). De plus, des volcans de boue fossiles ont été identifiés par Dupré et al. (2014) dans ce secteur, caractérisés sur les données de sismique réflexion par des lentilles au faciès sismique chaotique.

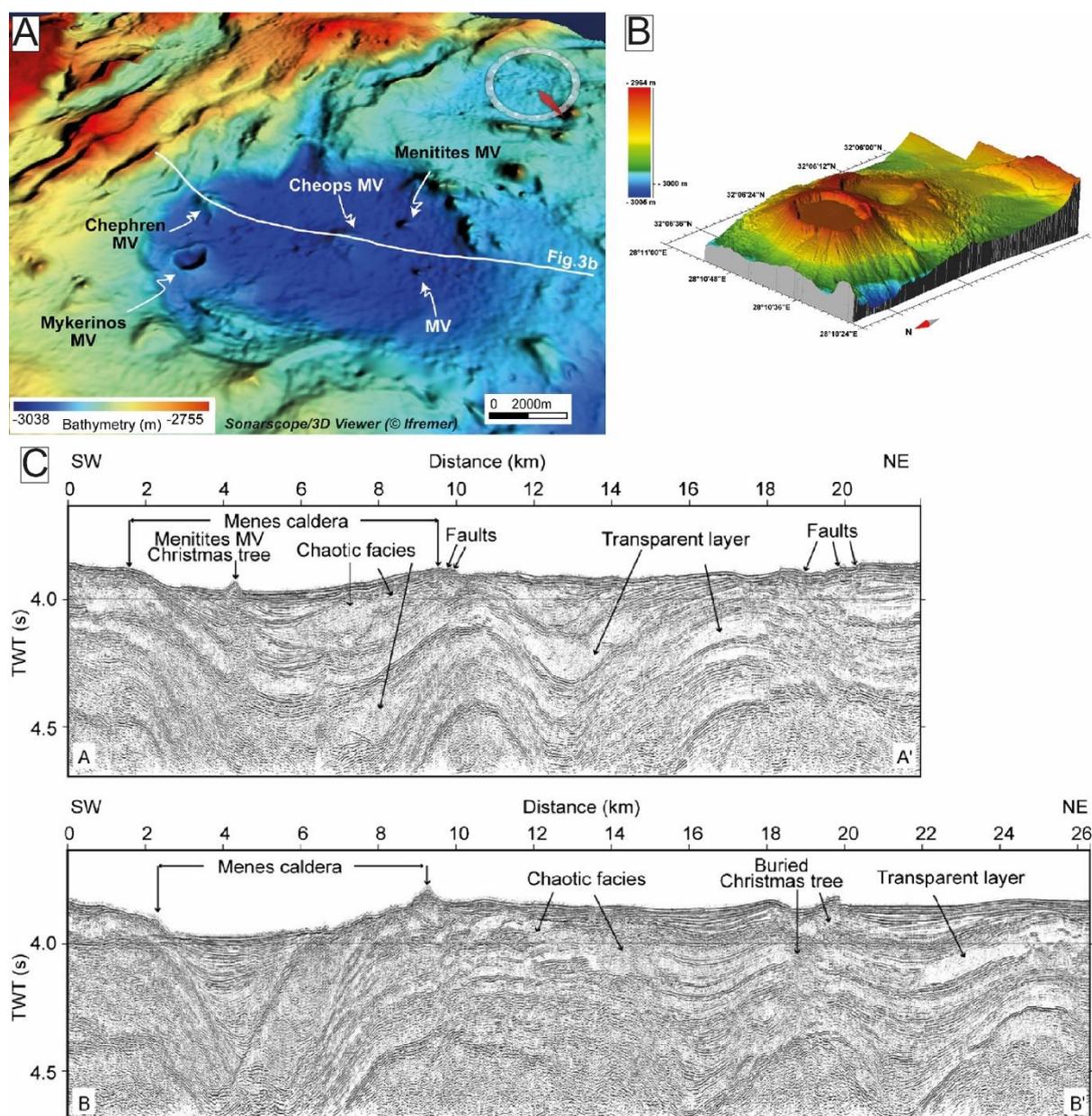


Figure 2-41 : A. Visualisation oblique 3D de données bathymétriques (Sardou et Masclé, 2003) au niveau de la caldera Menes (modifiée d'après Dupré et al., 2014). B. Visualisation 3D de données

*bathymétriques d'une résolution de 2 m du volcan de boue Chephren localisé dans la caldera Menes (modifiée d'après Mascle et al., 2014). C. Exemple de profils de sismique réflexion haute résolution, sans localisation, recoupant la caldera Menes (Dupré et al., 2014).*

### 2.5.3.2. Les *pockmarks* et monts carbonatés

D'autres manifestations d'émanations de fluides sont observées sous la forme de vastes champs de *pockmarks* et monts/encroûtements carbonatés dans la Province Centrale du DSMN (Loncke et al., 2004 ; Gontharet et al., 2007 ; Bayon et al., 2009 ; Moss et Cartwright, 2012 ; Römer et al., 2013 ; Praeg et al., 2014 ; Migeon et al., 2014) dans la Province Orientale, à proximité des « cheminées gazeuses » (Loncke et al., 2004) (Figure 2-37 ; Figure 2-42), dans la Province Occidentale à proximité de l'embouchure du canyon de Rosetta (Moss et Cartwright, 2012) et dans le bassin Levantin (Coleman et Ballard 2001 ; Coleman et al., 2012).

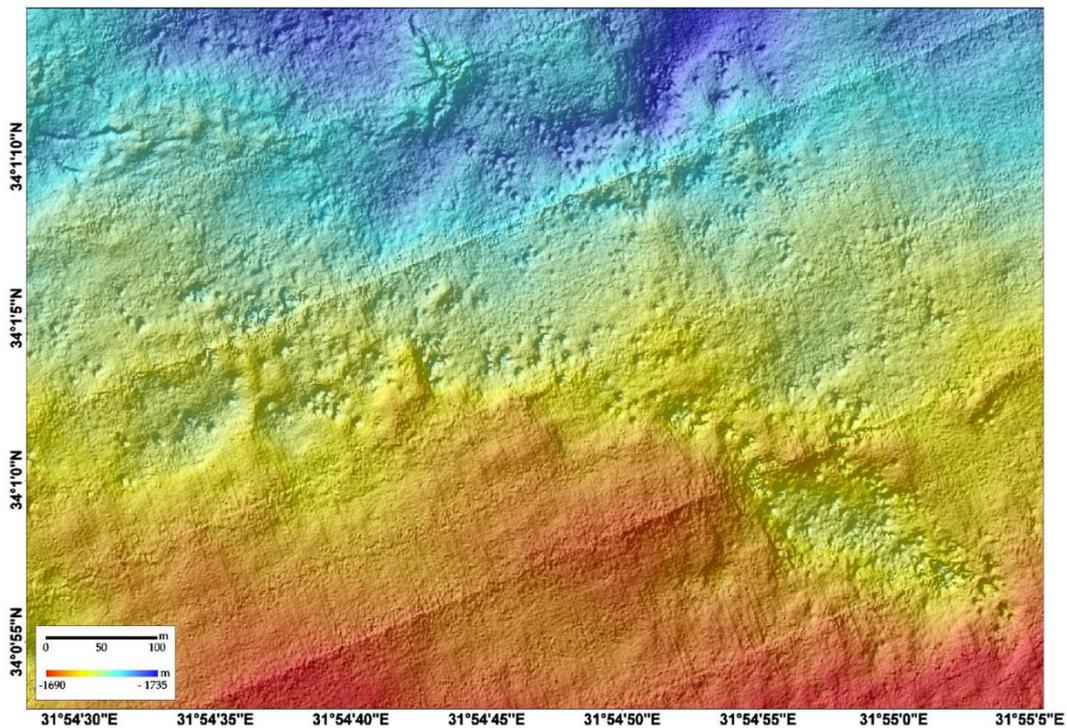


Figure 2-42 : Données bathymétriques d'une résolution de 2 m illustrant un champ de *pockmarks* de la pente continentale de la Province Centrale du DMSN (Mascle et al., 2014).

Les champs s'étendent sur de vastes surfaces à différentes profondeurs d'eau allant de 400 à 2500 m. Sur les données de bathymétrie, ces structures se présentent sous deux formes distinctes : des dépressions sub-circulaires (*pockmarks*) (Figure 2-42) ou des reliefs (monts/encroûtements carbonatés) (Figure 2-43) (Loncke et al., 2004 ; Römer et al., 2013). Sur les données de réflectivité, ces structures se caractérisent par des patches de moyenne à forte réflectivité (Figure 2-43) (Römer et al., 2013). Ces valeurs de réflectivité sont associées à la

présence d'encroûtements carbonatés (dureté du fond) et aux variations de morphologie du fond de mer (hétérogénéité du fond) (Loncke et al., 2004 ; Römer et al., 2013). Des anomalies acoustiques de la colonne d'eau ont été identifiées au niveau de ces structures (Figure 1-4B ; Figure 2-43) (Römer et al., 2013 ; Praeg et al., 2014 ; Dano et al., 2014) ainsi que la présence de communautés chimiosynthétiques et d'échappement de bulles (Römer et al., 2013) traduisant l'activité actuelle de ces structures. Il existe peu de données géophysiques en profondeur pour caractériser leur signature sismique, leur architecture profonde et identifier leur enracinement (source).

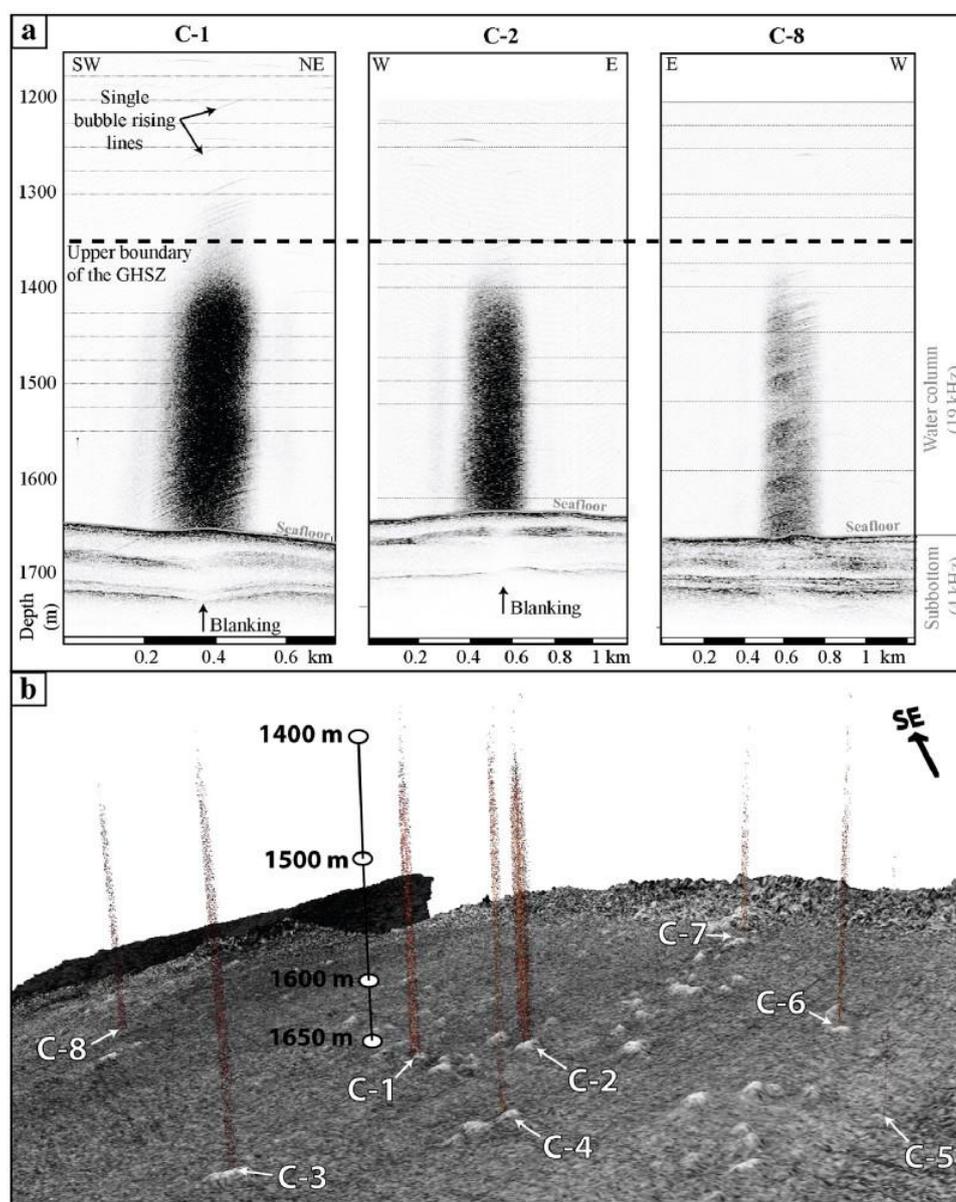


Figure 2-43 : Illustration des encroûtements carbonatés localisés dans la Province Centrale du DSMN et des anomalies hydroacoustiques associées. (A) Figure composée illustrant le signal hydroacoustique enregistré dans la colonne d'eau (Parasound echosounder) et les profils HR

*recoupant les patches de fortes réflectivités. (B) Visualisation 3D des données de réflectivités et des anomalies hydroacoustiques détectées aux niveaux des encroûtements carbonatés (Römer et al., 2013).*

### 2.5.3.3. Hypothèse sur l'origine des sorties de fluides du DSMN

La présence de volcans de boue sur la marge passive Libyo-égyptienne est attribuée au fort taux de sédimentation de celle-ci, induisant une forte accumulation sédimentaire et un enfouissement rapide des niveaux riches en matière organique. Cette accumulation sédimentaire créerait une surcharge suffisante pour sur-pressuriser ces potentiels réservoirs profonds. Les structures sont localisées dans des zones où les niveaux d'évaporites messiniennes ne se sont pas déposés (plateforme méssinienne) ou sont relativement amincis, à proximité de failles qui s'enracinent dans des niveaux pré-méssiniens (Barsoum et al., 2000 ; Loncke et al., 2004 ; Dupré et al., 2008, 2014). Les failles provenant de l'héritage structural de la marge Libyo-égyptienne et/ou de l'importante tectonique salifère et gravitaire, pourraient jouer le rôle de drains aux fluides en surpression (Barsoum et al., 2000 ; Loncke et al., 2004 ; Dupré et al., 2008, 2014).

Mastalerz et al. (2007) indiquent que les gaz, majoritairement thermogéniques, associés aux volcans de boue ont été formés dans l'intervalle de fenêtre à huile. Feseker et al. (2010) suggèrent qu'ils proviennent de la déshydratation de minéraux argileux en profondeur et proposent que ces fluides profonds chauds, en surpression, migrent avant la mise en place de processus de fluidisation et mobilisation des sédiments (Feseker et al., 2010). Prinzhofer et Deville, (2013) avancent que les gaz thermogéniques proviennent d'une migration directe de la roche mère et non de fuites de réservoirs d'hydrocarbures plus superficiels. En effet, les gaz analysés n'ont pas été biodégradés contrairement à ceux présents dans certains réservoirs de la marge (Vandré et al., 2007 ; Prinzhofer et Deville, 2013). Les auteurs s'accordent pour attribuer une source d'âge pré-messinien aux volcans de boue. Dans la Province Occidentale du DSMN, Bentham et al. (2006) s'appuie sur l'analyse de sismique réflexion 2D pour proposer une source provenant des argiles d'âge tortonien qui reposent sur une discordance régionale à la base des évaporites messiniennes. Barsoum et al. (2000) indiquent que les volcans de la pente continentale supérieure sont principalement localisés dans les zones de formation de canyons d'âge méssinien et proposent qu'ils soient connectés à la formation Abu-madi d'âge méssinien, caractérisée par des séries sableuses avec des intercalations argileuses. Les gaz biogéniques proviendraient de niveaux plus récents et superficiels comme, par exemple, les niveaux de sapropèles riches en matières organiques (Bayon et al., 2013 ; Mascle et al., 2014). Loncke

(2002) suppose que la nature du niveau source de fluides en surpressions serait à l'origine des différences morphologiques entre les volcans de la pente continentale supérieure et ceux de la Province Occidentale et de leur dynamique de mise en place. Les cônes de boue de la Province Occidentale seraient localisés dans une zone où un delta d'âge oligocène se serait construit, impliquant le dépôt de séries riches en matières organiques (Ryan et al., 1973, dans Loncke, 2002). Pour les volcans en forme de galette de la pente supérieure, des études industrielles ont montré l'existence d'un vaste niveau d'argiles mobiles, datées de l'Oligocène, dont l'extension distale correspondrait à l'alignement de ceux-ci (informations tirées d'une communication personnelle de Boucher P. dans Loncke, 2002).

Peu d'informations ont été publiées concernant l'activité des volcans de boue du DSMN (enregistrement des édifices fossiles, phase d'activité). En se basant sur l'analyse de profils de sismique réflexion 2D dans la Province Occidentale du DSMN, Dupré et al. (2014) proposent que l'initiation du volcanisme de boue ait eu lieu au Pliocène inférieur - Pliocène moyen.

La source des *pockmarks* du DSMN semble provenir de niveaux plus superficiels que celle des volcans de boue. Les *pockmarks* localisés au niveau du Canyon de Rosetta semblent être liés à un horizon daté de 6500 ans bp correspondant à une source peu profonde de gaz d'origine biogénique (Moss et Cartwright, 2012). Dans la Province Centrale du DSMN, la présence de *pockmarks* et encroûtements carbonatés est associées à l'occurrence de déstabilisations sédimentaires (Bayon et al., 2009; Migeon et al., 2010 ; Migeon et al., 2014). Il est également proposé que leur origine soit reliée aux possibles formation/expulsion d'hydrates de méthane (Praeg et al., 2014). En revanche, dans la Province Orientale les *pockmarks* seraient associés aux émissions thermogéniques liées aux cheminées gazeuses (Loncke et al., 2004).

---

## Synthèse bibliographique

---

En conclusion de cette revue bibliographique, plusieurs éléments clés pour la compréhension des processus de circulation et d'expulsion de fluides en Méditerranée Orientale sont synthétisés dans ce paragraphe.

Il est important de distinguer les différents mécanismes impliqués dans les systèmes de sorties de fluides/mobilisations sédimentaires selon le contexte géologique pour pouvoir discuter de leurs relations avec les contraintes environnementales. Les auteurs s'accordent à dire qu'un système de sorties de fluides est induit par une source de fluides en surpression en profondeur. Pour comprendre leur mise en place et fonctionnement, il est nécessaire d'identifier les différentes composantes permettant à ce système de circulation et d'expulsions de fluides de se produire :

- (1) la/les source(s) et composition(s) de fluides (gaz/eau),
- (2) le/les moteur(s) qui génère(nt) une surpression,
- (3) le/les facteur(s) déclencheur(s) conduisant à la migration des fluides dans la pile sédimentaire et, dans certains cas,
- (4) leur expulsion, parfois accompagnée de sédiments mobilisés sous forme de brèche argileuse (volcan de boue), ou de faciès sableux (volcan de sable).

Les systèmes de mobilisation argileuse impliquent des mécanismes de déformation et de mobilisation du sédiment (liquéfaction, fluidisation ou autre), encore peu contraints à ce jour. Ils sont influencés par différents paramètres rhéologiques (granularité des réservoirs, nature des lithologies traversées, minéralogie des argiles) et par la pression et la nature des fluides impliqués. Ainsi, comme le souligne Mazzini et al. (2009), il est primordial de distinguer les causes et les mécanismes déclencheurs de ces phénomènes sédimentaires. Le tableau ci-dessous récapitule les différents mécanismes impliqués dans les systèmes de mobilisation sédimentaire dans le cas des marges actives (prismes d'accrétion) et dans le cas d'une marge passive en contexte d'accumulation sédimentaire (delta), présentés dans le Chapitre 1.

<b>Contextes géodynamiques de Méditerranée Orientale</b>		<b>Marge active (prismes d'accrétion)</b>	<b>Marge passive en contexte d'accumulation sédimentaire</b>
<b>Composante des systèmes de sorties de fluides (Chapitre 1)</b>	<b>Origines</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Sédiments riches en matière organique → formation d'hydrocarbures ou de méthane biogénique</li> <li>- Niveaux argileux plastiques</li> <li>- Fluides interstitiels (dépôts sédimentaires, gravitaires)</li> <li>- Transformations minéralogiques (déshydratation des argiles)</li> <li>- Présence d'aquifères</li> </ul>	
	<b>Moteurs des surpressions</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Pression tectonique (compression)</li> <li>- Déséquilibre de compaction : charge lithostatique (empilement de plis de chevauchement), taux de raccourcissement, vitesse de convergence</li> <li>- Expansion de fluide : augmentation de la quantité de fluides (production de gaz dans le cas de réservoirs primaires, apport de fluides profonds dans les niveaux supérieurs dans le cas de réservoirs secondaires), augmentation du volume des fluides (dilatation de l'eau avec l'augmentation de la température, augmentation du volume des gaz lors de leur ascension dû aux variations de pression (formation de bulles))</li> <li>- Séismes</li> <li>- Dépôt brutal de corps sédimentaires (instabilité gravitaire)</li> <li>- Diapirs</li> <li>- Plis d'anticlinaux</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Déséquilibre de compaction : charge lithostatique (taux de sédimentation, taux de subsidence, vitesse d'enfouissement)</li> <li>- Dépôt brutal de corps sédimentaires (instabilité gravitaire)</li> <li>- Expansion de fluide : augmentation de la quantité de fluides (production de gaz, apport de fluides profonds dans les niveaux supérieurs), augmentation du volume des fluides (dilatation de l'eau avec l'augmentation de la température, augmentation du volume des gaz lors de leur ascension)</li> <li>- Pression tectonique (extension, tectonique gravitaire, salifère)</li> <li>- Diapirs</li> <li>- Plis d'anticlinaux</li> </ul>
	<b>Facteurs déclencheurs de la migration – expulsion de fluides</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Contraintes tectoniques : rupture de couche couverture, création de drains pour les fluides, organisation locale des structures actives et héritées, force cisailante</li> <li>- Régime de pression locale du système : expansion des gaz (quantité, volume des gaz lors de l'ascension, formation de bulles). Phénomène d'hydro-fracturation</li> <li>- Séisme</li> <li>- Dépôt brutal de corps sédimentaires (instabilité gravitaire)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Régime de pression locale du système : expansion des gaz (quantité, volume des gaz lors de l'ascension). Phénomène d'hydro-fracturation</li> <li>- Dépôt brutal de corps sédimentaires (instabilité gravitaires, variations eustatiques)</li> <li>- Contraintes tectoniques : rupture de la couche couverture, création de drains pour les fluides, organisation locale des structures actives et héritées, tectonique salifère et gravitaire</li> </ul>

Tableau 2-1 : Tableau synthétisant les différents processus impliqués dans les systèmes de sorties de fluides communément décrits dans la littérature et ceux proposés pour expliquer la formation des volcans de boue dans les différents domaines structuraux de la Méditerranée Orientale.

---

La Méditerranée Orientale, relique de l'Océan Téthysien (bassin mésozoïque), est un environnement propice à la production de différents types de fluides et à leur mise en surpression. Les différentes hypothèses proposées dans la littérature pour expliquer la présence et l'origine des volcans de boue dans les différents domaines structuraux de la Méditerranée Orientale (Chapitre 1, paragraphe 2.5) sont synthétisés dans le Tableau 2-2. Dans la littérature, la distinction entre les processus responsables des surpressions sur les niveaux stratigraphiques riches en fluides et les processus déclencheurs de la mobilisation de sédiments et de leur expulsion reste confuse. Dans le Tableau 2-2, je tente de distinguer les différents mécanismes géologiques et tectoniques : ceux qui pourraient être les moteurs de surpression (en bleu), et ceux qui pourraient être les facteurs déclencheurs de la migration et de l'expulsion de fluides (en vert).

<b>Domaines structuraux de Méditerranée Orientale</b>		<b>Prime d'Accrétion Calabrais</b>	<b>Ride Méditerranéenne</b>	<b>Province Occidentale du DSMN</b>	<b>Province Orientale du DSMN</b>
<b>Hypothèses sur l'origine des volcans de boue des études antérieures</b>	<b>Origines des fluides et/ou de la fraction sédimentaire</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Fluides profonds au moins d'âge Crétacé supérieur (Praeg et al., 2009)</li> <li>- Dominance de microfaunes d'âge Miocène et Pliocène dans la matrice argileuse de la brèche (Praeg et al., 2009)</li> <li>- Fluides biogéniques, thermogéniques et hydrocarbures plus lourds (Bohrmann et al., 2015 ; Geprägs, 2016))</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Niveau de décollement du prisme daté du Crétacé supérieur (Aptien-Albien) (Cita et al., 1981 ; Premoli-Silva et al., 1996 ; Kioka et al., 2015)</li> <li>- Réservoirs argileux d'âge messinien (Robertson et Kopf, 1998 ; Rabaute et Chamot-Rooke, 2007) et de clastes détritiques issus de l'érosion du butoir continental (Rabaute et Chamot-Rooke, 2007)</li> <li>- Déshydratation des minéraux argileux (Dälmann et de Lange, 2003)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Gaz biogéniques et thermogéniques (Prinzhofer et Deville, 2013)</li> <li>- Fluides provenant de différentes sources localisées à de grandes profondeurs sous les niveaux datés du Messinien (Prinzhofer et Deville, 2013 ; Dupré et al., 2014)</li> <li>- Niveau argileux d'âge tortonien (Bentham et al., 2006)</li> <li>- Sédiments d'un delta d'âge Oligocène (Loncke, 2002)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Niveaux riches en matières organiques</li> <li>- Gaz biogéniques (Prinzhofer et Deville, 2013)</li> <li>- Fluides thermogéniques, formés dans l'intervalle de fenêtre à huile (Mastalerz et al., 2007)</li> <li>- Déshydratation de minéraux argileux (Feseker et al., 2010)</li> <li>- Fluides provenant de différentes sources localisées à de grandes profondeurs sous les niveaux datés du Messinien (Prinzhofer et Deville, 2013)</li> <li>- Formation Abu-Madi, canyons d'âge méssinien (Barsoum et al., 2000)</li> <li>- Gaz biogéniques des niveaux de sapropèles (Bayon et al., 2013 ; Masclé et al., 2014)</li> <li>- Niveaux argileux d'âge Oligocène (Loncke, 2002)</li> <li>- Dépôts d'âges pré et post messinien avec une variété de fragments d'âges Plio-Pleistocène (Giresse et al., 2010)</li> </ul>

	<p style="text-align: center;"><b>Moteur des surpressions sur les fluides</b>  <b>Facteurs déclencheurs de la migration/expulsion des fluides</b>  <b>Moteur de surpression et facteur déclencheurs indifférenciés</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Distribution contrôlée par des structures tectoniques (Ouverture de conduits verticaux) et par la présence de niveaux d'évaporites jouant le rôle de couverture (Praeg et al., 2009 ; Ceramicola et al., 2014)</li> <li>- Réorganisation tectonique du Prisme d'accrétion au Pliocène moyen (~3 Ma) (Praeg et al., 2009)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Contraintes tectoniques compressives (Cita et al., 1981 ; Camerlenghi et al., 1992)</li> <li>- Enfouissement et charge lithostatique (Kopf et al., 2000)</li> <li>- Combinaison des deux phénomènes précédant (Limonov et al., 1996)</li> <li>- Poids des évaporites messiniennes à l'origine (Cita et Camerlenghi, 1990)</li> <li>- Processus de sous-plaquage contre le butoir continental (formation duplex) (Kioka et al., 2015)</li> <li>- Activité des chevauchements ou rétrochevauchements (Camerlenghi et al., 1995 ; Mascle et al., 1999 ; Huguen et al., 2004)</li> <li>- Accidents tectoniques qui agiraient comme des conduits pour les fluides (Chaumillon, 1995 ; Fusi et Kenyon, 1996 ; Hieke et al., 1996 ; Robertson et al., 1996)</li> <li>- Réorganisation cinématique de la région produite il y a 1,7-0,7 Ma (Rabaute et Chamot-Rooke, 2007)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Tectonique salifère (failles enracinées dans les niveaux d'âge messinien) (Loncke et al., 2004; Huguen et al., 2009 ; Dupré et al., 2014)</li> <li>- Tectonique gravitaire avec une direction NW-SE contrôlée par les failles de transferts orientées NW-SE formées au cours du <i>rifting</i> Néo-Téthysien (marge transformante) (Tassy et al., 2015)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Surcharge sédimentaire (fort taux de sédimentation et enfouissement rapide) (Loncke et al., 2004)</li> <li>- Héritage structural ou tectonique salifère/gravitaire jouant le rôle de drains pour les fluides (Barsoum et al., 2000 ; Loncke et al., 2004 ; Dupré et al., 2008, 2014)</li> <li>- Contrôle tectonique : sorties de fluides au niveau d'interaction de failles (Dupré et al., 2010)</li> </ul>
--	--	--	--	---	--

Tableau 2-2 : Tableau synthétisant les différentes hypothèses proposées dans la littérature pour expliquer l'origine des volcans de boue en Méditerranée Orientale.

## **Partie II**

### **Données et méthodes**

---

## CHAPITRE 3

---

---

### 3. Données disponibles pour l'étude

---

#### 3.1. Origine des données disponibles pour l'étude

Dans le cadre du GRI Téthys 2, des données académiques, issues de différentes campagnes océanographiques, et industrielles ont été mises en commun pour réaliser ce travail de thèse. J'ai pu participer à deux campagnes océanographiques dont j'ai utilisé les données de bathymétrie/imagerie.

##### 3.1.1. Campagne océanographique CIRCEE-HR

La campagne océanographique CIRCEE-HR (*Calabrian arc Ionian sea Research and Catastrophic historical EarthquakeS in southern Italy : a High-Resolution seismic survey*) s'est déroulée en octobre 2013 à bord du N/O *Le Suroit* sous la direction du chef de mission Marc-André Gutscher (IUEM Brest). Cette mission de recherche s'intègre dans le projet européen intitulé ASTARTE (risque de tsunami en Europe) et dans le chantier INSU Méditerranée (programme MISTRALS action TerMEx). Le but de la mission fut de réaliser une étude néotectonique de la marge active calabraise et d'estimer l'aléa sismique de cette zone de subduction ultra-lente. Pour cela, des données de sismique réflexion haute et très haute résolution, une cartographie par bathymétrie multifaisceaux et des carottages gravitaires Küllenberg ont été réalisés à l'Ouest du Prisme d'Accrétion Calabrais, le long de l'escarpement de Malte (Source Archimer). Les premiers résultats de cette mission ont fait l'objet de plusieurs publications (Gutscher et al., 2016 ; Gutscher et al., 2017). Au cours du second leg de la mission, un

deuxième volet de recherche fut abordé, sur l'identification de potentiels volcans de boue dans le Prisme d'Accrétion Calabrais à proximité du volcan de boue Pythagoras, via des carottages.

J'ai participé au second leg de la campagne en tant que sédimentologue, durant lequel j'ai contribué à la surveillance d'acquisition des données d'imageries acoustiques et de carottes sédimentaires. Dans le cadre de mon doctorat, j'ai eu accès aux données de bathymétrie multifaisceaux et aux carottes sédimentaires prélevées dans les différentes structures interprétées comme des volcans de boue potentiels. J'ai participé à l'ouverture de ces carottes, au travail de description et photographie des carottes, d'échantillonnage des clastes et de synthèse des informations sous forme de logs stratigraphiques et de compte rendu.

### **3.1.2. Campagne océanographique M112**

La campagne océanographique M112 s'est déroulée en novembre-décembre 2014 à bord du RV *METEOR* (chef de mission Gerhard Bohrmann, MARUM, Brême). Le but de la mission était d'analyser la dynamique des volcans de boue et des échappements de fluides du Prisme d'Accrétion Calabrais. Pour cela, différentes acquisitions ont été réalisées, comprenant des levées bathymétriques (sondeur multifaisceaux) et micro-bathymétriques (plongées de véhicule autonome SEAL 5000 (AUV)), des analyses de la colonne d'eau pour détecter des panaches de gaz libre, des mesures de CTD, des plongées ROV (observations in situ) et des prélèvements sédimentaires (lien du rapport de mission).

J'ai pu participer au premier leg de cette mission en tant que sédimentologue. J'avais pour rôle de décrire et photographier les carottes prélevées et de synthétiser les informations sous forme de logs stratigraphiques et de rapports durant la campagne. Pour ce travail, j'ai eu accès aux données de bathymétrie et réflectivité des deux leg de la mission M112 et aux informations de carottage du leg 1. Les carottes sont stockées à Brême dans le laboratoire MARUM.

Cette étude intègre de multiples données géophysiques et géologiques à différentes échelles. Les différentes données disponibles et leurs principes d'acquisition sont présentés ci-dessous.

## 3.2. Bathymétrie multifaisceaux et réflectivité

### 3.2.1. Principe général d'acquisition des sondeurs multifaisceaux

Les sondeurs multifaisceaux sont des appareils de mesures acoustiques de surface ou sub-surface utilisés pour cartographier les fonds sous-marins. Ils sont fixés à la coque du navire et fonctionnent selon la technique des « faisceaux croisés » pour s'affranchir des mouvements du navire (Augustin et al., 1996). Deux antennes d'émission émettent un signal acoustique qui, une fois réfléchi sur le fond de l'eau, se décomposent en plusieurs faisceaux reçus par des antennes de réception. La zone cartographiée correspond à la zone d'intersection du faisceau d'émission et de chaque faisceau de réception (« pastille insonifiée ») (Figure 3-1). L'ouverture angulaire des antennes d'émission est comprise entre  $120^\circ$  et  $150^\circ$  selon les appareils. Cette ouverture permet d'imager un couloir (ou fauchée) large de 5 à 7 fois la profondeur d'eau, perpendiculaire à la route du navire.

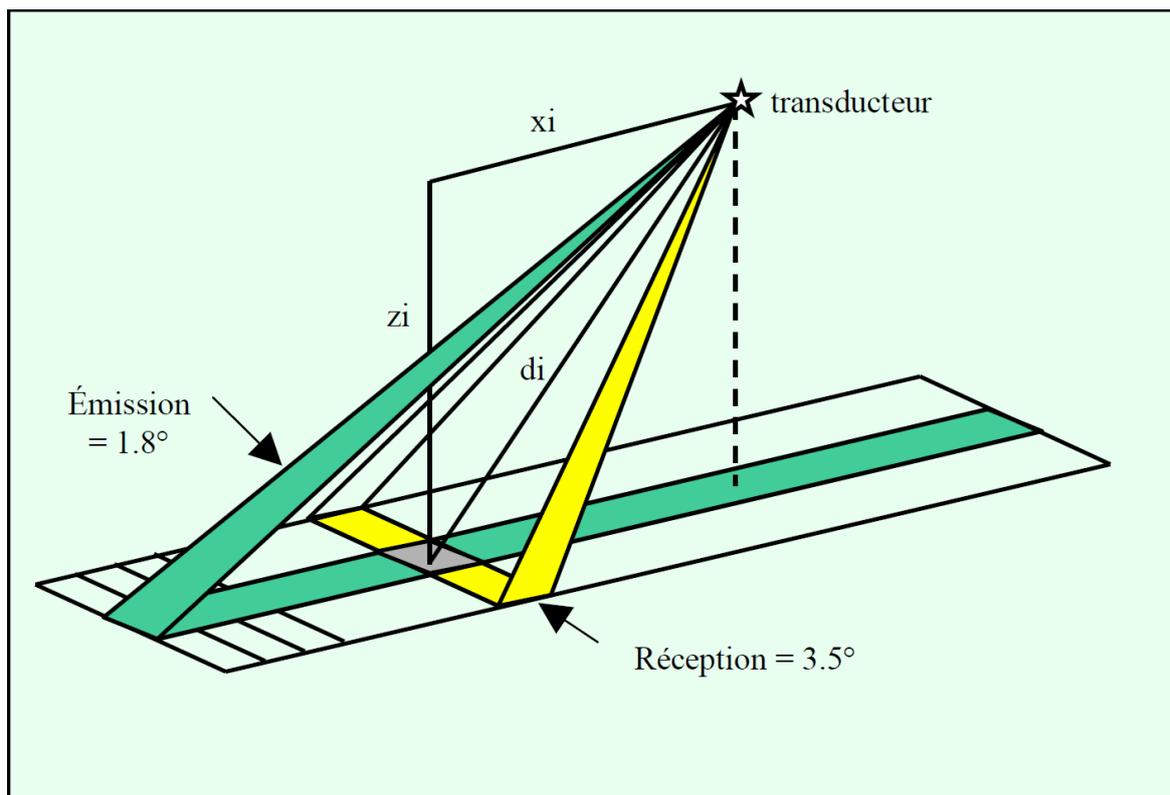


Figure 3-1 : Schéma représentant le principe d'acquisition du sondeur multifaisceaux EM12 (source ifremer.com).

Les sondeurs multifaisceaux couvrent des fréquences acoustiques comprises entre 10 et 400 kHz. Cette fréquence détermine la portée du sondeur (profondeur et largeur du couloir

cartographié). Ainsi, les sondeurs de haute fréquence (80-400 kHz) seront utilisés pour la cartographie des fonds sous-marins peu profonds (zones littorales, plateau continental) et ceux de basse fréquence (10-80 kHz) pour la cartographie des grands fonds (pente continentale, plaine abyssale). Les propriétés des sondeurs multifaisceaux influencent en partie la résolution des données obtenues. Des acquisitions hautes fréquences produiront une couverture bathymétrique et d'imagerie acoustique d'une résolution de 100-150 m et 50-75 m respectivement. Dans le cas d'une acquisition de basse fréquence, la résolution bathymétrique est de 30-50 m et celle de réflectivité est de 15-25 m.

Les sondeurs multifaisceaux fournissent deux types d'information : la profondeur du fond de l'eau (bathymétrie) et sa réponse acoustique (réflectivité ou *backscatter*).

#### 3.2.1.1. Bathymétrie

La valeur de bathymétrie (hauteur d'eau), exprimée en mètre, est calculée à partir du temps de trajet parcouru par les ondes sonores de la source d'émission au récepteur et de leur vitesse de propagation dans l'eau.

Les données enregistrées sont ensuite traitées pour obtenir une couverture bathymétrique corrigée et filtrée. Ces données se présentent sous la forme d'une grille de pixels (modèle numérique de terrain) dont chacun contient une information de localisation géographique (coordonnées) et de profondeur d'eau. Les données bathymétriques se visualisent principalement sous forme de cartes et illustrent la topographie des fonds sous-marin.

#### 3.2.1.2. Réflectivité

La valeur de réflectivité, exprimée en décibels, dépend de l'amplitude du signal réfléchi. Ces informations illustrent la capacité d'un milieu à absorber les ondes acoustiques. L'amplitude du signal réfléchi dépend de la topographie locale (valeur de pente) et des propriétés rhéologiques des dépôts (texture, aspect, dureté, rugosité, lithologie). Lorsque les fonds sous-marins sont meubles, homogènes et relativement plats (sédiments hémipélagiques), le signal acoustique est plutôt absorbé et l'amplitude du signal rétrodiffusé est réduite (faible réflectivité). En revanche, lorsque les fonds sous-marins sont rugueux, durs, hétérogènes ou accidentés, l'onde est surtout réfléchie sans perte d'amplitude (forte réflectivité). La profondeur de pénétration des ondes acoustiques dans les sédiments diffère selon la fréquence des sondeurs. Ainsi, les sondeurs multifaisceaux peuvent détecter des structures ou corps sédimentaires enfouis jusqu'à quelques mètres de profondeur. Cette profondeur peut être calculée à partir de

modèles géo-acoustiques et d'une calibration par carottage (Mitchell, 1993 ; Rabaute et Chamot-Rooke, 2007). Les données de réflectivité permettent d'obtenir des informations sur les caractéristiques géologiques des sédiments du fond marin (texture, aspect, dureté, rugosité) (Le Gonidec et al., 2003).

Ces données se présentent sous la forme de grille de pixels contenant des coordonnées géographiques et une valeur de réflectivité. Ces images (raster) sont visualisées en 256 niveaux de gris.

### **3.2.2. Données de sondeur multifaisceaux disponibles pour l'étude**

Plusieurs campagnes académiques ont été réalisées en Méditerranée Orientale par des instituts de recherche européens au cours des deux dernières décennies. Actuellement, il y existe une large couverture bathymétrique et de réflectivité des fonds marins (Masclé et al., 2015). Dans le cadre de mon étude, j'ai eu accès à des données de bathymétrie multifaisceaux et de réflectivité déjà traitées (Tableau 3-1).

Zone	Campagne	Année	N/O	Organisme	Outils	Traitement	Résolution des MNT (m)	
							B*	R*
Prisme Calabrais	<b>HERMES</b>	2005	OGS Explora (OGS Trieste)	Projet HERMES-HYDRAMED OGS Trieste	Sea Bat 8150	PDS2000	100	25
	<b>CIRCEE</b>	2013	Le Suroît (Ifremer)	Projet ASTARTE et MISTRALS action TerMEx IUEM	EM 302	Caraïbes (P. Le Meur et M-A Gutscher)	90	Absence de données
	<b>M112</b>	2014	METEOR	Marum	EM 122	MB-system (P. Wintersteller)	50	56
RM Occidentale	<b>HERALIS</b>	1992	L'Atalante (Ifremer)	Projet européen MEDRIFF Transit valorisé	EM 12	?	100	47
	<b>MEDEE</b>	1995	L'Atalante (Ifremer)	Projet EUROSEISMIC ENS	EM 12	Caraïbes	100	47
RM Centrale, Orientale et DSMN	<b>PRISMED2</b>	1998	L'Atalante (Ifremer)	Projet EUROSEISMIC Geosciences Azur	EM 12	Caraïbes (O. Sardou)	100	100
DSMN	<b>Fanil</b>	2000	Le Suroît (Ifremer)	Projet MARGES, EUROSEISMIC Geosciences Azur	EM 300	Caraïbes (O. Sardou)	50	25

Tableau 3-1 : Tableau répertoriant les différentes campagnes d'acquisition des données de sondeur multifaisceaux. B\* : Bathymétrie ; R\* : Réflectivité. Le logiciel Caraïbe est développé par l'Ifremer, PDS2000 par Teledyne PDS, et MB-system par l'université Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia (L-DEO) et Monterey Bay Aquarium Research Institute (MBARI).

Différents modèles de sondeurs multifaisceaux ayant été utilisés pour ces acquisitions, la résolution des données n'est pas homogène à l'échelle de la Méditerranée Orientale (Figure 3-2). Les caractéristiques des outils utilisés pour les acquisitions sont présentées dans le Tableau 3-2.

Modèle de sondeurs multifaisceaux	EM-12	EM-122	EM-300	EM-302	Seabat 8150
Constructeur	KONGSBERG (ex Simrad)				RESON
Fréquence d'émission (kHz)	13	12	32	30	12
Profondeur d'eau (m)	50-12000	20-11000	20-4000	10-7000	100-12000
Nombre de faisceaux	162	288	135	288	234
Largeur des faisceaux (°) (émission x réception)	1,8 x 3,5	1x2	1x2	1x2	2x2
Ouverture angulaire (°)	150	150	140	150	?
Largeur bande (P : profondeur d'eau)	7xP	6xP	5,5xP	5,5xP	?

Tableau 3-2 : Caractéristiques des différents modèles de sondeurs multifaisceaux utilisés pour acquérir les données utilisées au cours de cette étude.

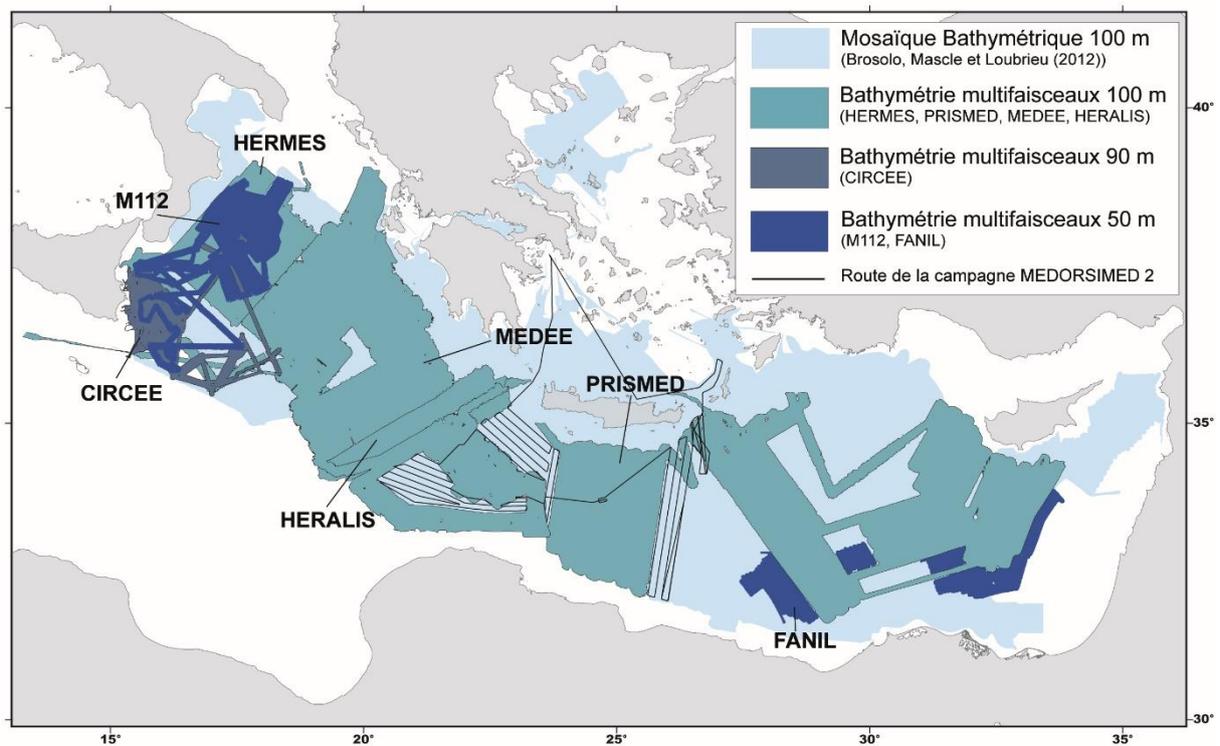


Figure 3-2 : Données bathymétriques en Méditerranée Orientale.

La résolution des données influence directement la précision des analyses de bathymétrie et réflectivité (reconnaissance et caractérisation des structures). La Figure 3-3 illustre ceci au niveau du volcan de boue Cetus : les données acquises récemment (campagne M112) montrent des détails morphologiques et des signatures acoustiques plus précis que les données acquises antérieurement (campagne HERMES).

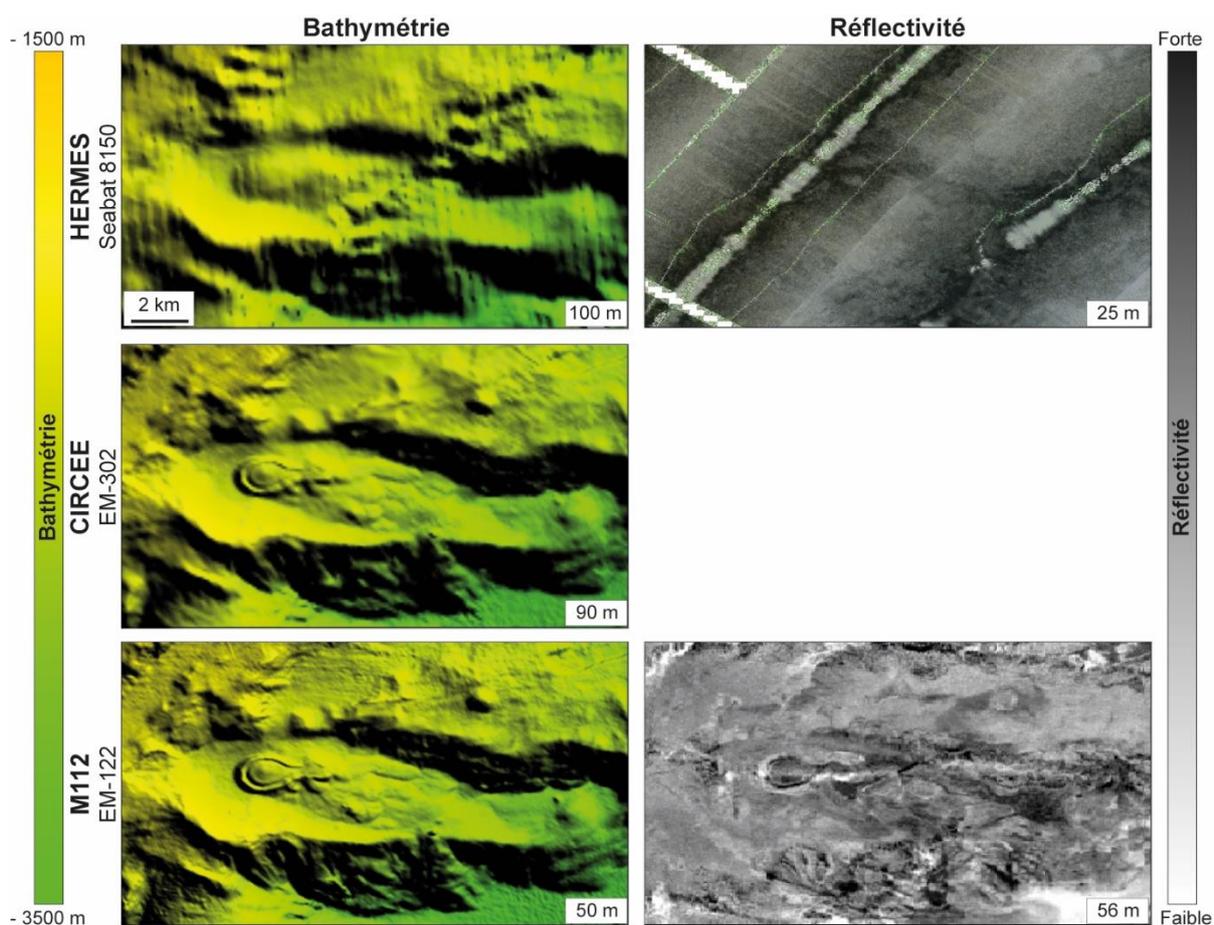


Figure 3-3 : Illustration des différentes données de sondeur multifaisceaux acquises au niveau du volcan de boue Cetus sur le Prisme Calabrais.

Brosolo et al. (2012) ont publié une mosaïque bathymétrique d'une résolution de 100 m à l'échelle de la Méditerranée Orientale. Cette mosaïque a été construite à partir de différentes grilles bathymétriques académiques. Pour compléter mes travaux à l'échelle régionale de la Méditerranée Orientale, j'ai eu accès à cette synthèse (Figure 3-2). J'ai également disposé de la synthèse des données de réflectivité publiée par Mascle et al. (2014) et présentée en Figure 3-4.

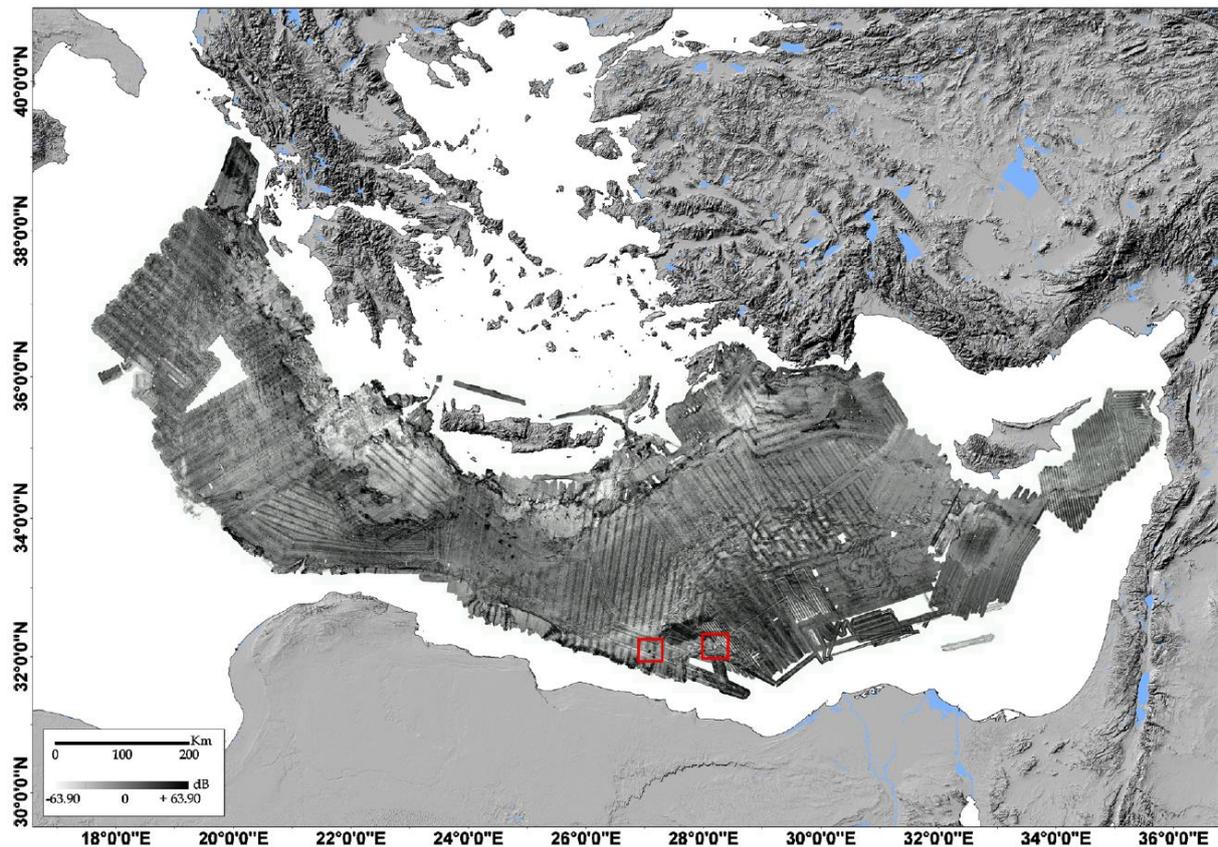


Figure 3-4 : Synthèse des données de réflectivité acquises en méditerranée Orientale (Masclé et al., 2014).

### 3.2.3. Apport et limites des données de sondeur multifaisceaux dans le cadre de l'étude

Les systèmes de sondeur multifaisceaux permettent une vue globale du relief d'une zone explorée, mais ne permettent pas une description fine de l'interface eau/sédiment. Couplées aux données de réflectivité, les données de bathymétrie ont été utilisées dans cette étude pour la reconnaissance et la localisation des irrégularités et rugosités du fond. Il s'agit de la première étape dans l'analyse des morphologies associées aux sorties de fluides (reliefs sub-circulaires à irréguliers souvent très réfléchifs) et des structures voisines (escarpements de faille, plis, bassins, morphologies sédimentaires). Leur cartographie permet de connaître la proportion des structures et leur distribution. Différentes informations peuvent être tirées de l'analyse de ces données pour caractériser les structures comme des paramètres morpho-métriques (hauteur, pente, largeur, superficie, rugosité), des paramètres de réflectivité (intensité, surface de réflectivité) ou des styles de déformations locales ou régionales selon la récurrence et l'organisation des structures tectoniques et sédimentaires. Pour l'analyse des sorties de fluides que j'ai réalisée, ces données nécessitent d'être couplées à des données d'imagerie de sub-

surface (sondeur de sédiments, sismique réflexion) et des données géologiques (prélèvement sédimentaire, vidéo). Par exemple, l'origine des fortes réflectivités d'un volcan de boue peut dépendre d'un ou de plusieurs paramètres géologiques combinés (pentes abruptes, présence de gaz, hétérogénéités, fractures).

Dans le cadre de mon étude, l'accès à des données de différentes résolutions a permis une analyse des sorties de fluides à la fois régionale et locales dans certaines zones. Néanmoins, dans le cadre de l'analyse des sorties de fluides à une échelle régionale, la différence de résolution des données peut influencer la caractérisation de ces structures et donc leur distribution et leur proportion. De plus, les morphologies associées aux échappements de fluides ayant des dimensions allant de quelques dizaines de mètres à plusieurs kilomètres, certaines structures ont été observées sur des données de plus haute résolution et sont invisibles sur celles de plus basse résolution.

### 3.3. Sismique réflexion

#### 3.3.1. Principe général d'acquisition de la sismique réflexion marine

La sismique réflexion est une méthode géophysique d'observation indirecte des couches sédimentaires du sous-sol. Le dispositif de sismique réflexion marine consiste en une source d'émission et une flûte sismique constituée d'hydrophones espacés régulièrement (récepteurs), tractés à l'arrière d'un navire (Figure 3-5). La source émet une onde acoustique qui se propage dans l'eau et le sous-sol. A l'interface de deux milieux où la densité des dépôts et la vitesse de propagation des ondes (célérité) différent, une partie de l'énergie de l'onde est réfléchi et l'autre partie est transmise vers les couches plus profondes (Figure 3-5). La géométrie des interfaces est déduite du temps d'arrivée à la flûte des ondes réfléchies. Après enregistrement et traitement des acquisitions, les interfaces se traduisent par des « réflecteurs ».

Dans le cas de la sismique réflexion 2D, le dispositif d'acquisition est composé d'une seule source d'émission et d'une flûte sismique (Figure 3-5). Les profils sismiques sont en temps double (*two-way travel time*) ou convertis en profondeur. Dans le cas des acquisitions 3D, le dispositif est composé de plusieurs sources d'émission et de flûtes sismiques (Figure 3-5) disposées parallèlement les unes aux autres. Les systèmes de sismique 3D sont utilisés pour visualiser en volume les couches géologiques du sous-sol. Les données se présentent sous la forme d'un cube sismique permettant une visualisation en coupe et en plan. Les profils sismiques sont parallèles (*in-line*) ou perpendiculaires (*cross-line*) au sens d'acquisition.

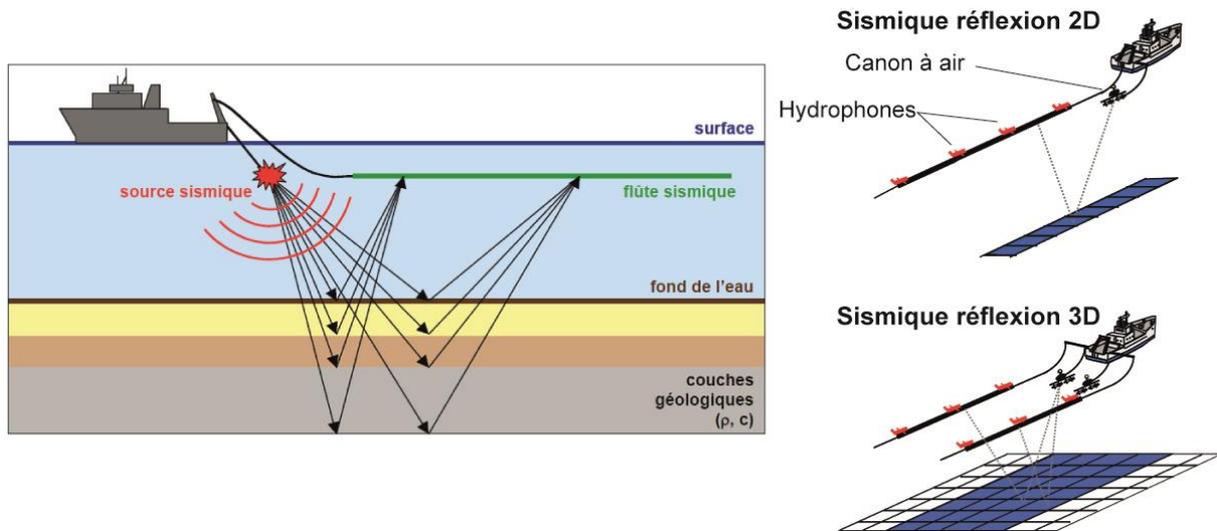


Figure 3-5 : Illustration du dispositif d'acquisition de sismique réflexion modifié d'après Pacault et Léon, (2015).

### 3.3.2. Données de sismique réflexion disponibles pour l'étude

Pour ce travail, j'ai eu accès à la base de données de TOTAL regroupant les profils de sismique réflexion disponibles en Méditerranée Orientale. L'interprétation de ces données a été effectuée à partir du logiciel *Sismage*®, développé par TOTAL. Pour des raisons de confidentialité, la position de profils de sismique réflexion ne peut pas être illustrée dans ce manuscrit.

#### 3.3.2.1. Sismique réflexion 2D

La base de données de sismique réflexion contient des acquisitions industrielles et académiques (CROP, MS, Prismed, Medisis).

Dans mon étude, ces profils de sismique réflexion 2D ont été utilisés pour :

- interpréter des morpho-structures que j'ai cartographiées sur le Prisme Calabrais à partir des données de bathymétrie et réflectivité,
- reconnaître et localiser les indices de présence de sorties de fluides,
- identifier des caractéristiques sismiques associées à ces sorties de fluides,
- identifier en profondeur les caractéristiques des éléments structuraux voisins des sorties de fluides (type de structures tectoniques, géométries).

Ces différentes approches sont dépendantes du type de données de sismique réflexion, de leur résolution et du couplage avec d'autres types de données.

Au total, 45 signatures sismiques, interprétées comme des signatures associées à des potentiels volcans de boue, ont été reconnues sur des profils de sismique réflexion 2D dont 14 sur le Prisme Calabrais, 6 sur la Ride Méditerranéenne et 25 sur le DSMN. De plus, 124 reliefs positifs sus-jacents à des réflecteurs perturbés en profondeur ont été observés sur des profils recoupant le Golfe de Syrte. Pour des raisons de confidentialité et ne disposant pas de données complémentaires dans cette région pour analyser et identifier ces indices de sorties de fluides, je n'ai pas poursuivi ces travaux.

### 3.3.2.2. Sismique réflexion 3D

Pour réaliser une étude de détail sur des sorties de fluides, j'ai eu accès à un bloc de données de sismique 3D dans la concession *East El Burrulus Offshore* (EEBO) acquise par TOTAL en 2009. Ce bloc est localisé dans la province centrale du DSMN. Il couvre une superficie de 3412 km<sup>2</sup> comprise entre 300 et 1100 m de profondeur d'eau. Les longueurs et largeur maximum du bloc sont respectivement de 54 km et 81 km. Les paramètres d'acquisition du cube EEBO sont présentés dans le Tableau 3-3. Je n'ai pas eu accès aux données de forage pour calibrer les données de sismique réflexion.

Contracteur	Date d'acquisition	Client	Traitement appliqué	Format d'enregistrement
CGG Veritas	2010	Total Egypte	SHAZ_Stack from PSTM	SEG Y
Résolution verticale	Pas d'échantillonnage vertical	Taille du bin	Nombre d' <i>in-lines</i> W-E	Nombre de <i>cross-lines</i> N-S
8 ms	4 ms	12,5 x 12,5 m	4345	6524
Surface de la grille	Profondeur d'eau	Type de source	Nombre de source	Espacement de sources
3412 km <sup>2</sup>	130-1660 m	Canon à air	2	25 m
Configuration	Type de récepteur	Nombre de récepteur	Espacement des récepteurs	
Flip/flop	Flûte sismique	6	100 m	

Tableau 3-3 : Paramètres d'acquisition du bloc de sismique réflexion 3D *East El Burrulus Offshore*.

L'interprétation des données a été effectuée à Géoazur avec le logiciel *Kingdom Suite*®. Pour des raisons de confidentialité, le cube de sismique 3D a été coupé à 1 s. J'ai pu analyser les données plus profondes du cube chez TOTAL, à la Défense, avec le logiciel *Sismage*®.

### **3.3.3. Apports et limites des données de sismique réflexion dans le cadre de l'étude**

La qualité et la précision des analyses faites sur les profils sismique 2D dépendent de plusieurs paramètres dont la localisation du profil par rapport à la sortie de fluides (bordure ou apex de la structure), la nature et la complexité structurale de la zone à une échelle régionale (prisme d'accrétion, bassin sédimentaire), le type des données (fréquence d'acquisition). Ainsi, l'analyse des géométries des sorties de fluides en profondeur via des profils de sismique 2D reste complexe. La sismique réflexion 3D permet une interprétation plus précise de ces structures grâce à une meilleure résolution des données et leur visualisation dans les trois dimensions de l'espace.

Les données de sismique réflexion étant des acquisitions ponctuelles et leur répartition et qualité n'étant pas homogènes à l'échelle de la Méditerranée Orientale, seules quelques structures ont pu être imagées. Les interprétations issues de ces données nécessitent d'être confirmées par des données in situ (carottages, observations directes).

## **3.4. Carottes sédimentaires**

### **3.4.1. Principe d'acquisition**

Les carottes sédimentaires sont utilisées pour échantillonner un volume de sédiments tout en conservant l'organisation verticale des différentes couches prélevées. Pour le carottier de type Küllenberg, le dispositif d'acquisition se décompose en deux parties : un tube en acier surmonté d'un lest de plomb, et un bras de levier armé d'un câble au bout duquel est pendu un contre poids (Figure 3-6A). Lorsque le contre poids touche le fond, le déclencheur (basculement du bras de levier) libère le carottier qui s'enfonce dans le sédiment grâce à sa masse et son lest (Figure 3-6B). La pénétration du carottier dépend du type de sédiment. Les caractéristiques du prélèvement (longueur de boucle, de câble de contrepoids) sont adaptées en fonction du type de sédiments à prélever. Une fois le prélèvement réalisé, le tube en PVC présent dans le tube en acier est extrait et découpé en tronçons. Parfois, le tube en PVC est remplacé par une gaine en plastique. Ce dispositif est utilisé spécifiquement pour la recherche d'hydrates de gaz. La gaine plastique permet une ouverture simple de la carotte et un prélèvement rapide des hydrates. Dans ce cas, les sédiments ne sont pas conservés en archive.

Pour échantillonner l'interface eau/sédiments où les sédiments sont très meubles et non consolidés, un dispositif de carottiers multi-tubes est utilisé. Celui-ci comprend 5 à 8 tubes plastiques, d'une longueur de 50 à 80 cm, montés sur un bâti. Lorsque le bâti touche le fond, un déclencheur libère les tubes qui s'enfoncent lentement dans le sédiment.

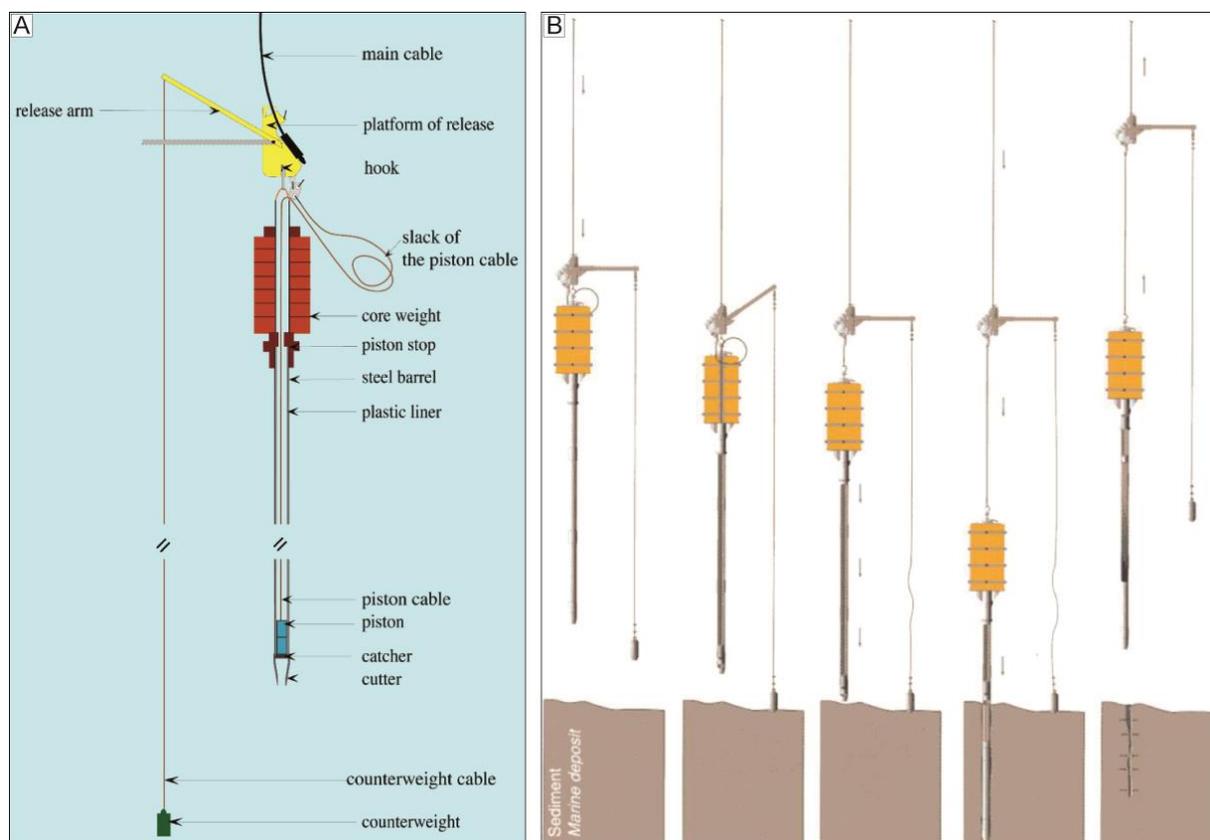


Figure 3-6 : A. Schéma illustrant un carottier gravitaire de type Küllenberg. B. Schéma illustrant les différentes étapes d'un carottage (source ifremer.com).

### 3.4.2. Données de carottage disponibles pour l'étude

En plus des carottes acquises au cours des deux campagnes auxquelles j'ai participé, j'ai aussi eu accès à 53 carottes prélevées dans des volcans de boue lors de campagnes antérieures à mon doctorat (Figure 3-7).

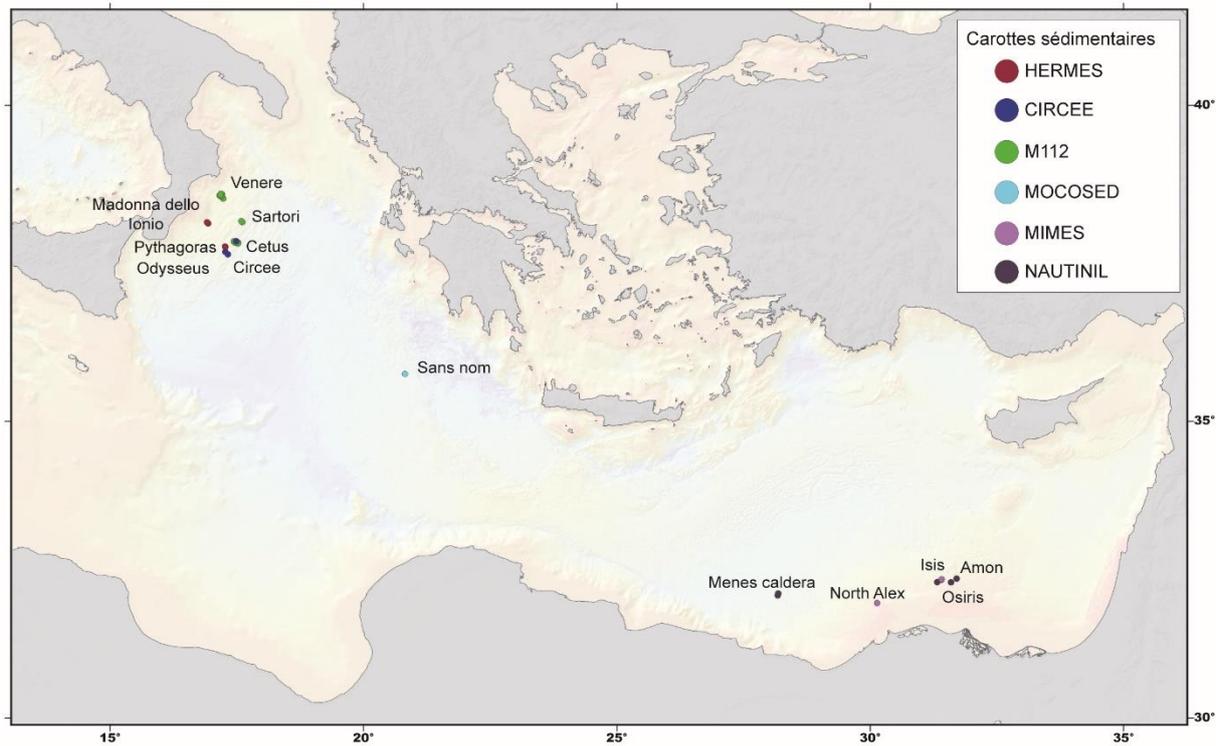


Figure 3-7 : Localisation des différentes carottes disponibles pour mon étude.

### 3.4.3. Analyses réalisées sur les carottes disponibles

#### 3.4.3.1. Prélèvement des eaux interstitielles par la méthode Rhizon sur les carotte CIRCEE

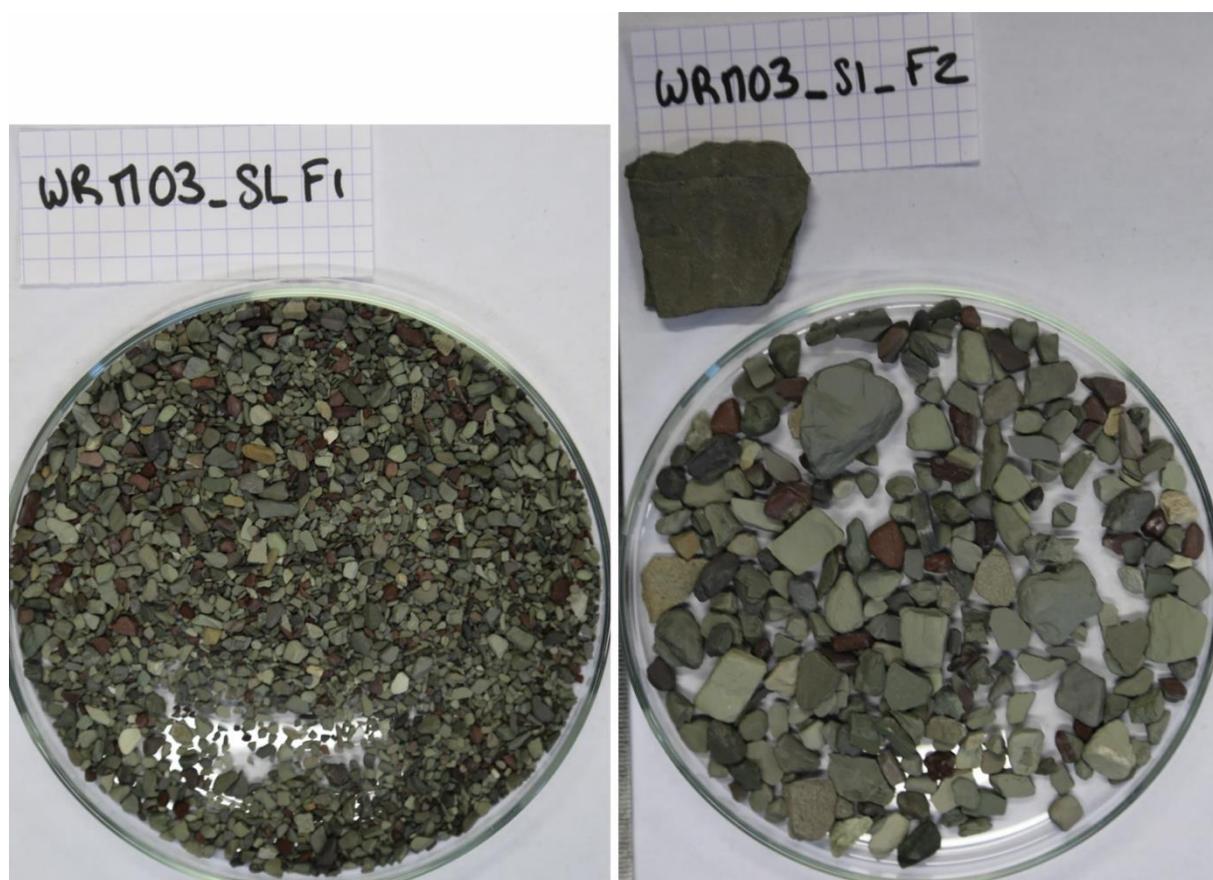
Les fluides interstitiels présents dans les sédiments peuvent contenir des traces d'hydrocarbures. Dans les carottes de la mission CIRCEE, des eaux interstitielles ont été prélevées par la méthode Rhizon pour effectuer des mesures de concentration de méthane et d'éléments majeurs (Sulfates, Chlorure, Calcium, Potassium, Magnésium, Sodium). Les analyses ont été effectuées par chromatographie ionique par Livio Ruffine (Ifremer).

#### 3.4.3.2. Lavage des clastes

Des clastes de roches présents dans la brèche de boue ont été récupérés par lavages pour effectuer des analyses bio et lithostratigraphiques. Ces lavages ont été réalisés sur les carottes acquises lors des missions CIRCEE, MIMES, NAUTINIL et HERMES.

Les clastes sont de taille, d'induration, de forme et de natures lithologiques différentes (Figure 3-8). Les clastes les plus gros (centimétriques à quelques millimètres) ont été récupérés à la main. Le mélange restant a ensuite été passé dans une succession de tamis (maille de 4 mm,

2,5 mm, et parfois 1 mm) (Figure 3-8). Chaque fraction a enfin été stockée séparément dans des sacs à échantillons.



*Figure 3-8 : Clastes récupérés après leur lavage lors de la campagne MOCOSSED.*

Pour le cas des carottes CIRCEE, les clastes proviennent de la brèche de boue présente sur le carottier et dans l'ogive. La carotte KCIR-14 est un cas particulier car le tube du carottier s'est plié. Un tronçon de 28 cm a été récupéré au niveau de la base du carottier. Le reste de la carotte a été récupéré dans des sacs à échantillons, numérotés pour avoir une idée de l'emplacement des sédiments dans le carottier. Il n'y a donc pas de valeurs de profondeur pour cette carotte. Il était toutefois possible de tirer des informations sur le type de sédiments présents. Les sacs contenant de la brèche argileuse ont été lavés pour récolter les clastes et les analyser.

Pour les autres carottes, certaines sections contenant de la brèche argileuse riche en clastes ont entièrement été lavées. L'ensemble des échantillons a été envoyé au laboratoire de Cosenza en Italie pour réaliser des analyses bio et litho-stratigraphiques. Les résultats de ces analyses ne sont pas arrivés à temps pour la fin de ma thèse.

### 3.4.4. Apports et limites des données de carottage dans le cadre de l'étude

J'ai principalement utilisé les données de carottage pour confirmer l'identification des structures reconnues comme des volcans de boue sur les données de bathymétrie/réflectivité. Les analyses des carottes ont fourni des informations géologiques sur ces structures à l'échelle de la Méditerranée Orientale. Elles renseignent entre autres sur l'activité extrusive des volcans, le type de matériaux et gaz extrudés et la profondeur minimum de la source. Ces informations ont été intégrées à une base de données répertoriant les caractéristiques sédimentaires de chaque volcan de boue.

Les dépôts sédimentaires et l'aspect de la brèche argileuse sont différents selon leur localisation sur l'édifice (sommet, flanc ou en périphérie). Lorsqu'un volcan de boue est échantillonné au sommet, il est plus probable de retrouver dans les prélèvements un faciès de brèches argileuses que lorsque le carottage est réalisé sur les flancs ou en périphérie. Pour confirmer la nature d'un volcan par la présence de brèches argileuses, il est judicieux de réaliser l'échantillonnage au sommet de la structure. En revanche, si l'objectif est de caractériser l'activité extrusive du volcan, un prélèvement sur les flancs ou en périphérie, susceptibles d'être drapés par des sédiments hémipélagiques lors des phases de quiescence de l'édifice, est à préconiser. Les résultats dépendront alors de la profondeur de pénétration du carottier. Ces deux paramètres (localisation et longueur de la carotte) sont donc à prendre en compte dans l'interprétation des résultats. De plus, l'interface eau/sédiment est souvent perdue lors du carottage. Pour identifier une coulée superficielle sur un volcan de boue et affirmer son activité extrusive récente voire actuelle, il faut alors utiliser un carottier d'interface.

Enfin, les carottages étant des prélèvements ponctuels et leur répartition n'étant donc pas homogène à l'échelle de la Méditerranée Orientale, seules quelques structures ont été échantillonnées et clairement identifiées comme des volcans de boue. Il est aussi important de noter que les volcans de boue sont difficiles à échantillonner par carottages. Les fragments rocheux constituant la brèche argileuse du volcan peuvent bloquer et plier le carottier. La longueur des tubes utilisés pour échantillonner les volcans de boue est souvent réduite (environ 5 m) pour limiter le risque d'endommagement, mais cela réduit d'autant la longueur des prélèvements. Les techniques de forages sont à préconiser pour échantillonner de grande quantité de matériaux, comme ceux réalisés dans les volcans de boue Napoli et Milano sur la Ride Méditerranéenne (Emeis et al., 1996).

---

## CHAPITRE 4

---

### 4. Méthodologie

---

Ce chapitre présente l'élaboration d'une nouvelle méthodologie d'analyse des sorties de fluides, basée sur une approche classique naturaliste couplée à une approche statistique automatisée. La réalisation d'une typologie des sorties de fluides a été effectuée via un traitement analytique et statistique d'une base de données (BDD) contenant l'ensemble des informations relatives aux structures. Ce chapitre présente les méthodes d'analyse mises en œuvre sur les données pour concevoir et exploiter cette BDD.

A l'échelle de la Méditerranée Orientale, la résolution des données compilées de manière uniforme à 100 m a permis d'identifier les volcans de boue de dimensions suffisamment grandes pour être observés à cette échelle. Les *pockmarks*, les encroûtements/monts carbonatés et les petits volcans de boue n'ont été identifiés que sur des données de plus haute résolution (DSMN et Prisme Calabrais). Dans cette étude, le travail de typologie s'est donc principalement focalisé sur les volcans de boue. Néanmoins, les méthodes d'analyse que j'ai développées se basent sur des critères géométriques et peuvent donc s'appliquer à tous types de structures d'échappement de fluides. La démarche d'analyse fut de définir les paramètres communs aux volcans de boue, de les identifier au moyen d'une méthode de sélection automatisée et de renseigner les informations morphologiques/géophysiques/géologiques tirées de notre étude et/ou de la bibliographie au niveau de chaque structure.

## **4.1. Conception de la base de données**

Avant de pouvoir débiter l'analyse de la morphologie et de la distribution des sorties de fluides à l'échelle de la Méditerranée orientale, j'ai tout d'abord dû créer une base de données regroupant l'ensemble des observations et mesures géophysiques et géologiques existant dans cette région. Les données sismiques étant déjà regroupées dans une base, je me suis focalisée sur la recherche et la compilation des données de bathymétrie/imagerie et des données de pétrologie sédimentaire. L'ensemble des données collectées à l'échelle de la Méditerranée Orientale (bathymétrie multifaisceaux, réflectivité acoustique, carottages), puis leurs interprétations et les informations géophysiques/géologiques ont été géo-référencées dans un système d'information géographique (SIG).

### **4.1.1. Compilation des données de pétrologie sédimentaire**

Pour intégrer les informations de pétrologie sédimentaire caractéristiques des volcans de boue à la classification, j'ai recherché les informations sur les données de « carottages/forages » disponibles à l'échelle de la Méditerranée Orientale. Ces informations ont été collectées via une recherche bibliographique des publications scientifiques utilisant les prélèvements faits sur les volcans de boue de cette zone, la consultation de banque de données internationales (NOAA, IODP), la consultation de rapports de missions océanographiques, et directement via l'analyse des carottes à disposition (Géoazur, OGS). Au total, 262 prélèvements sédimentaires ont été intégrés à la base de données (Figure 4-1). Cette compilation a permis d'identifier les volcans de boue prouvés par carottage en Méditerranée Orientale et d'en tirer des paramètres pétrologiques caractéristiques de ces structures.

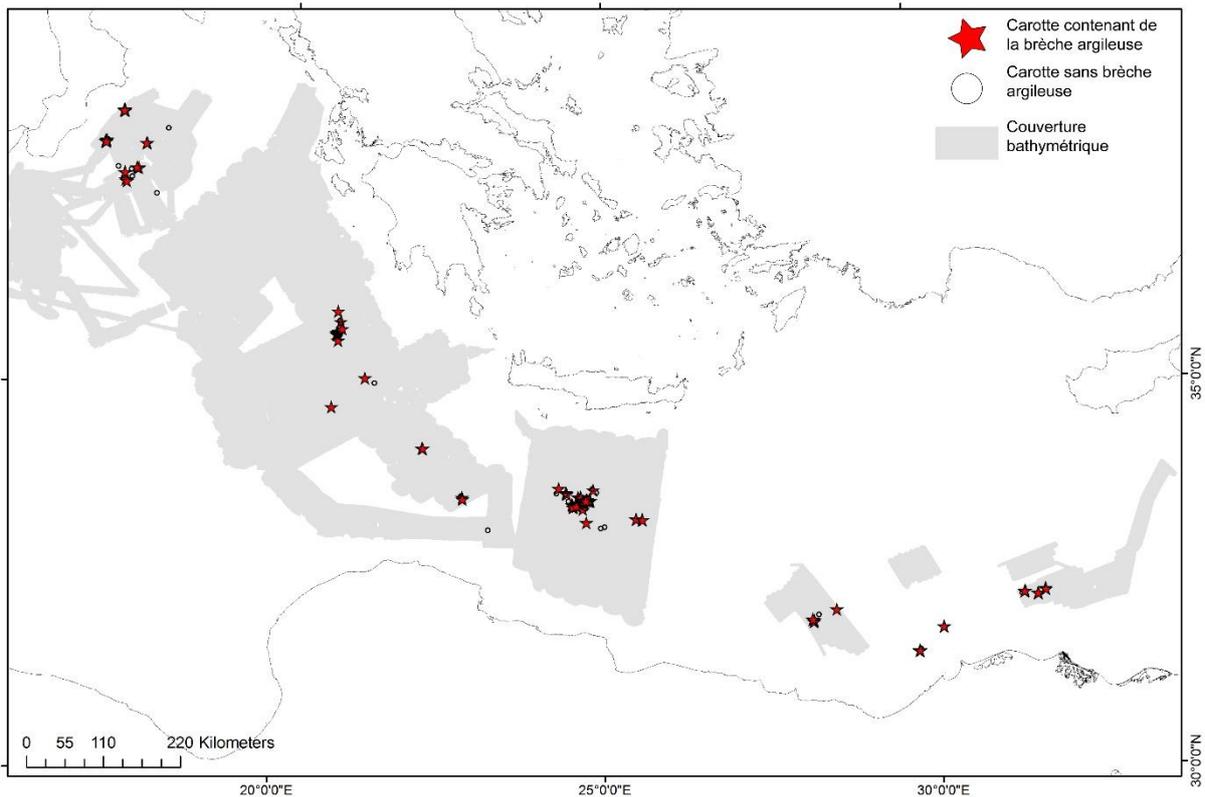


Figure 4-1 : Distribution des carottes de la base de données distinguées selon la présence ou l'absence de brèches argileuses.

Pour intégrer les informations lithologiques à la classification, il a fallu déterminer des paramètres quantifiables à partir des données de carottage. Les différents paramètres sont présentés dans la Figure 4-2. Pour les carottes à disposition, ces paramètres ont directement été obtenus des analyses des carottes que j'ai effectuées. Pour les prélèvements non disponibles, j'ai utilisé les indications issues de la littérature et des banques de données, incluant les logs stratigraphiques disponibles et parfois les photographies.

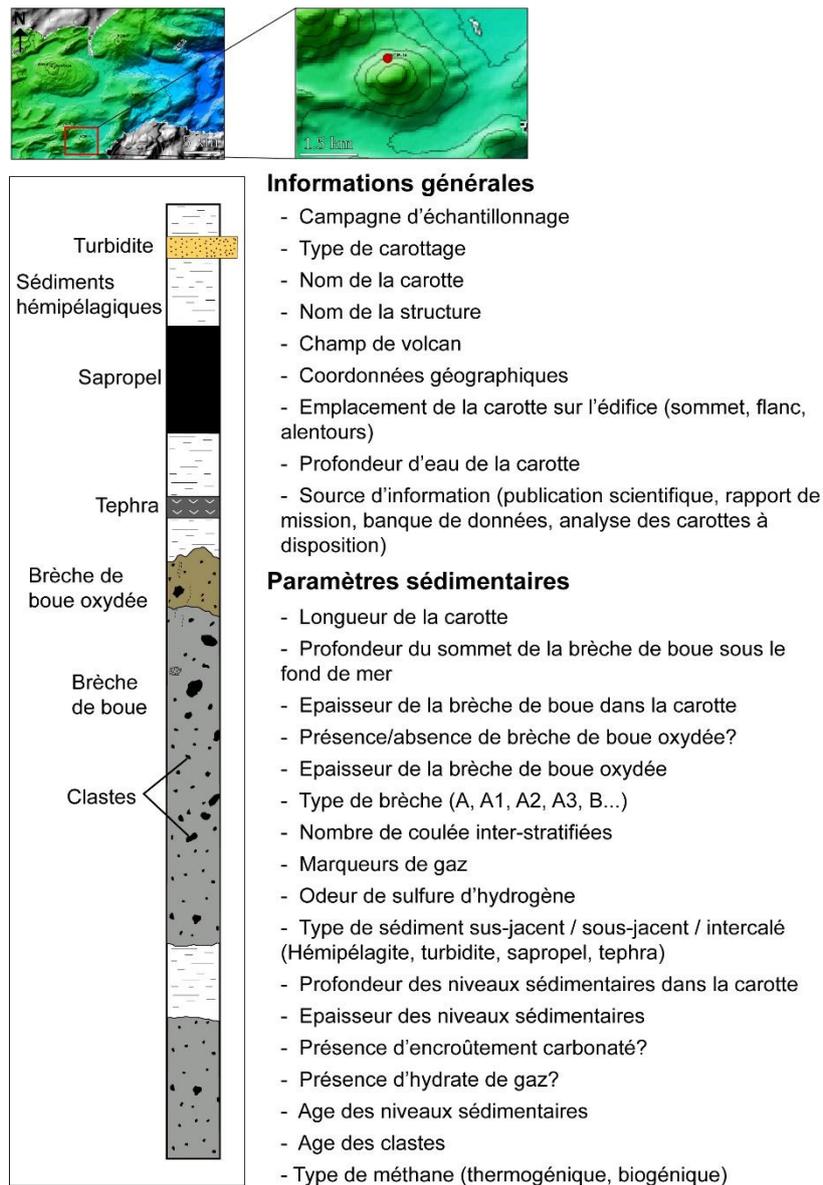


Figure 4-2 : Paramètres sédimentaires renseignés dans la base de données sédimentologiques.

## 4.2. Approche « naturaliste » des volcans de boue

L'analyse « naturaliste » des volcans de boue a été réalisée à partir de la synthèse bathymétrique publiée par Brosolo et al. (2012) et la synthèse des données de réflectivité publiée par Mascle et al. (2014).

### 4.2.1. Cartographie manuelle des volcans de boue

Dans une première étape, j'ai réalisé une cartographie des volcans de boue. Les outils de contours bathymétriques, de visualisations 2D et 3D, de profils topographiques et les attributs de pente ont été utilisés pour délimiter la base des structures sub-circulaires à

topographie positive (Figure 4-3). Les limites de chaque volcan de boue potentiel sont pointées au niveau de la zone de rupture de pente (Figure 4-3).

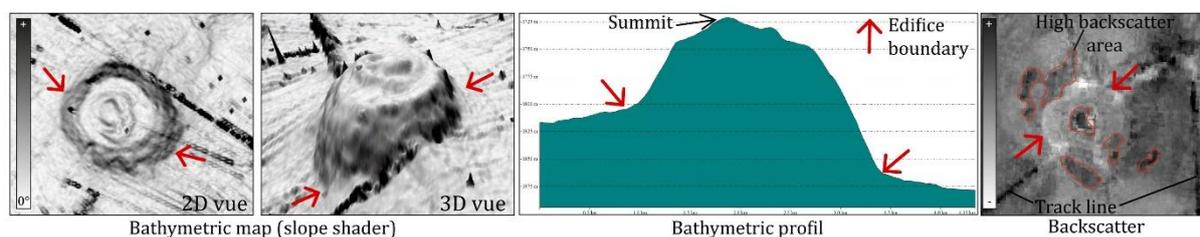


Figure 4-3 : Attributs utilisés pour délimiter les structures sub-circulaires à topographie positive. Passage d'un profil concave à convexe indiqué par la flèche rouge (Volcan de boue Minerva, Prisme d'Accrétion Calabrais).

#### 4.2.2. Cartographie manuelle des zones de réflectivité associées aux volcans de boue

Sur les données de réflectivité, les sorties de fluides sont le plus souvent représentées par des patches de moyenne à forte amplitude, qui peuvent traduire la présence :

- d'encroûtements carbonatés (fond dur) (Römer et al., 2013),
- de coulées de boue (brèche de boue : mélange de fragments de roche, d'argile et de gaz) (Rabaute et Chamot-Rooke, 2007),
- de gaz libre dans la colonne d'eau (Huguen, 2001).

Les zones de moyenne et forte réflectivité observables au niveau des dômes cartographiés sont délimitées au niveau de la transition des teintes foncées à teintes moyennes (forte réflectivité) et des teintes moyennes à teintes claires (moyennes réflectivités) (Figure 4-3). J'ai attribué ensuite aux patches une classe d'intensité (faible, moyenne ou forte) en fonction des teintes de gris observées.

#### 4.2.3. Apports et limites de la cartographie manuelle des volcans de boue

La cartographie manuelle a permis d'obtenir une première reconnaissance et localisation des volcans de boue potentiels et d'identifier leur aspect morphologique et leur réponse acoustique. Néanmoins, ce travail de délimitation visuel est subjectif, tant au niveau de l'emprise définie des volcans que des zones d'intensité de réflectivité et de leur estimation, et dépend directement de l'expérience et des connaissances de l'interpréteur, du choix des paramètres d'ombrage de la bathymétrie (éclairage, azimuth, exagération du relief), du choix de l'échelle des gris pour visualiser la réflectivité. Les valeurs des paramètres morphométriques calculés dépendent aussi du choix de l'interpréteur. L'erreur sur les résultats est difficilement

estimable, même si l'interpréteur se contraint à utiliser toujours les mêmes critères de sélection. Pour pouvoir identifier des structures similaires (volcans de boue) dans des zones géographiques étendues et des contextes géologiques différents, et déterminer des paramètres morphologiques qui soient comparables, il est nécessaire de définir un protocole d'analyse normalisé.

### **4.3. Approche quantitative des volcans de boue**

Dans une seconde étape, j'ai développé une sélection automatisée des structures pouvant être identifiées comme des volcans de boue à partir des données de bathymétrie et de réflectivité acoustique. Les données de sismique réflexion et de carottage sont utilisées dans une deuxième étape pour prouver la nature des structures cartographiées (carottage) ou analyser leur architecture interne (sismique réflexion).

Pour minimiser les erreurs dépendant directement de l'interpréteur et réaliser une identification et caractérisation objective des structures, j'ai cherché à automatiser leur sélection en fonction de plusieurs critères. La solution est de créer un algorithme de détection de formes et de mesures permettant de délimiter et isoler les objets souhaités en fonction de leur géométrie et renseigner leurs caractéristiques morpho-métriques pour pouvoir les comparer entre eux. A cette sélection, sont ajoutées des informations d'intensité de réflectivité acoustique, également obtenue par sélection automatique. L'utilité de la détection automatique d'objet permet de comparer les résultats en s'affranchissant au mieux des différences de qualité des données et des erreurs induites par l'interpréteur. Dans la littérature, peu de méthodes de sélection de forme ont été développées pour des analyses géo-morphométriques (Micallef et al., 2007). Certains auteurs ont spécifiquement travaillé sur la détection de formes circulaires (Taud et Parrot 1992 ; Grosse et al., 2012 ; Bohnenstiehl et al., 2012 ; Euillades et al., 2013).

#### **4.3.1. Définition des critères morphométriques et de réflectivité caractérisant les volcans de boue**

Pour définir les critères communs aux volcans de boue à l'échelle de la Méditerranée Orientale, un travail d'analyse d'attributs topographiques, tirés des données de bathymétrie, et d'intensité de réflectivité a été réalisé (analyse des valeurs de pentes associées aux volcans de boue, caractérisation de la forme des courbes de niveaux modélisant les édifices, intensité de réflectivité associées aux structures). Cette analyse montre que, quel que soit le type de donnée

ou la zone d'étude, les structures ont des caractéristiques morphométriques et d'intensité de réflectivité similaires.

Sur les attributs topographiques, elles sont caractérisées par (Figure 4-4) :

- des courbes de niveaux sub-circulaires fermées ou quasi-fermées, concentriques, dont le nombre varie selon l'élévation de la structure, et l'équidistance des courbes de niveau,
- une élévation comprise entre 10 m et environ 200 m,
- un diamètre compris entre 300 m et 6 km (en moyenne 1,5-2 km, maximum 9 km de diamètre pour le volcan de boue Pythagoras au niveau du Prisme Calabrais),
- des valeurs de pente des flancs inférieures à  $15^\circ$  et supérieures aux valeurs seuil caractérisant le « bruit de fond bathymétrique ». Le « bruit de fond bathymétrique » est une estimation de la rugosité moyenne du fond définie dans notre étude par une valeur de pente. L'histogramme des valeurs de pente est analysé au niveau des zones planes afin de déterminer une valeur seuil qui discrimine les zones de bruit (rugosité moyenne) des zones à structures. Cette valeur équivaut à la somme de trois écarts types et de la moyenne des valeurs de l'histogramme. Les étapes d'identification du « bruit de fond bathymétrique » sont définies et illustrées dans le protocole de sélection automatique de forme présenté en paragraphe 4.3.2.1. Les valeurs seuil minimales varient selon la zone d'étude, de  $0,8^\circ$  pour les zones au fond de mer homogène (DSMN) à  $2,2^\circ$  pour les zones plus rugueuses (prismes d'accrétion),
- une variation dans la distribution des valeurs de pente des édifices selon la topographie des structures (structures au sommet pointu ou plus arrondi/aplati).

Pour caractériser la forme et la rugosité des courbes de niveaux modélisant les structures, deux indices de forme sont définis :

- le rapport d'aspect qui correspond au rapport entre la distance maximum entre deux points de la courbe de niveau et la valeur de largeur de l'ellipse théorique dont la surface est égale à celle de la polyligne fermée. La courbe de niveau est circulaire lorsque le résultat est égal à 1, elliptique lorsqu'il est supérieur à 1.
- l'indice de convexité surfacique qui correspond au rapport entre la surface d'une courbe de niveau fermée et la surface de son enveloppe convexe. La courbe de niveau est lisse lorsque le résultat est égal à 1, rugueuse lorsqu'il tend vers 0.

L'analyse de forme des courbes de niveaux associées aux volcans de boue reconnus montre un rapport d'aspect inférieur à 2 et un indice de convexité surfacique proche de 1.

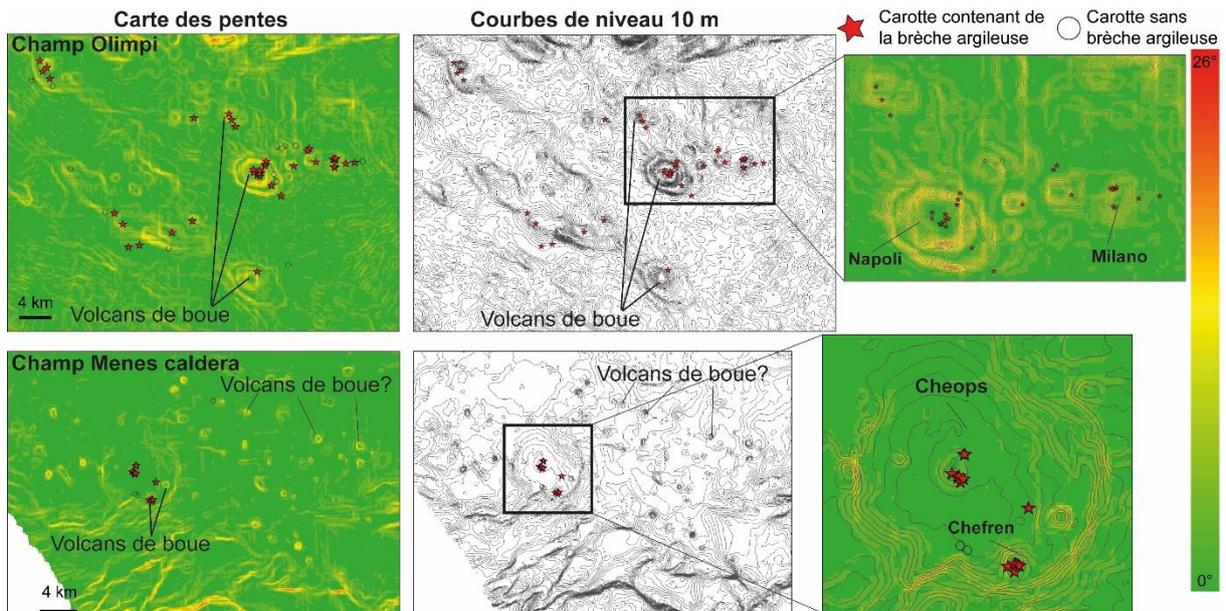


Figure 4-4 : Attributs topographiques (pente et contours bathymétriques) illustrant la zone du champ de volcans de boue Olympie de la partie centrale de la Ride Méditerranéenne et du champ Menes Caldera de la province occidentale du DSMN.

Sur les données de réflectivité, les zones de forte réflectivité (caractérisées par des teintes foncées sur la Figure 4-5) peuvent correspondre entre autres à des pentes abruptes ou à un fond de mer hétérogène. L'analyse utilisant les histogrammes de distribution et des profils d'intensité des valeurs de réflectivité montre que, quel que soient les données analysées (Figure 4-5) :

- les valeurs de réflectivité associées aux volcans de boue sont anormalement élevées,
- les escarpements et fortes pentes montrent aussi des valeurs élevées de réflectivité, mais leur variabilité est beaucoup plus importante que celle caractérisant les volcans de boue,
- des variations d'intensité de réflectivité sont observées pour une même structure,
- la forme et la dimension des surfaces de forte réflectivité ne sont pas homogènes,
- certains volcans de boue prouvés par carottage n'ont pas de fortes réflectivités associées (exemple du volcan de boue Dublin du champ UNR de la Ride Méditerranéenne).

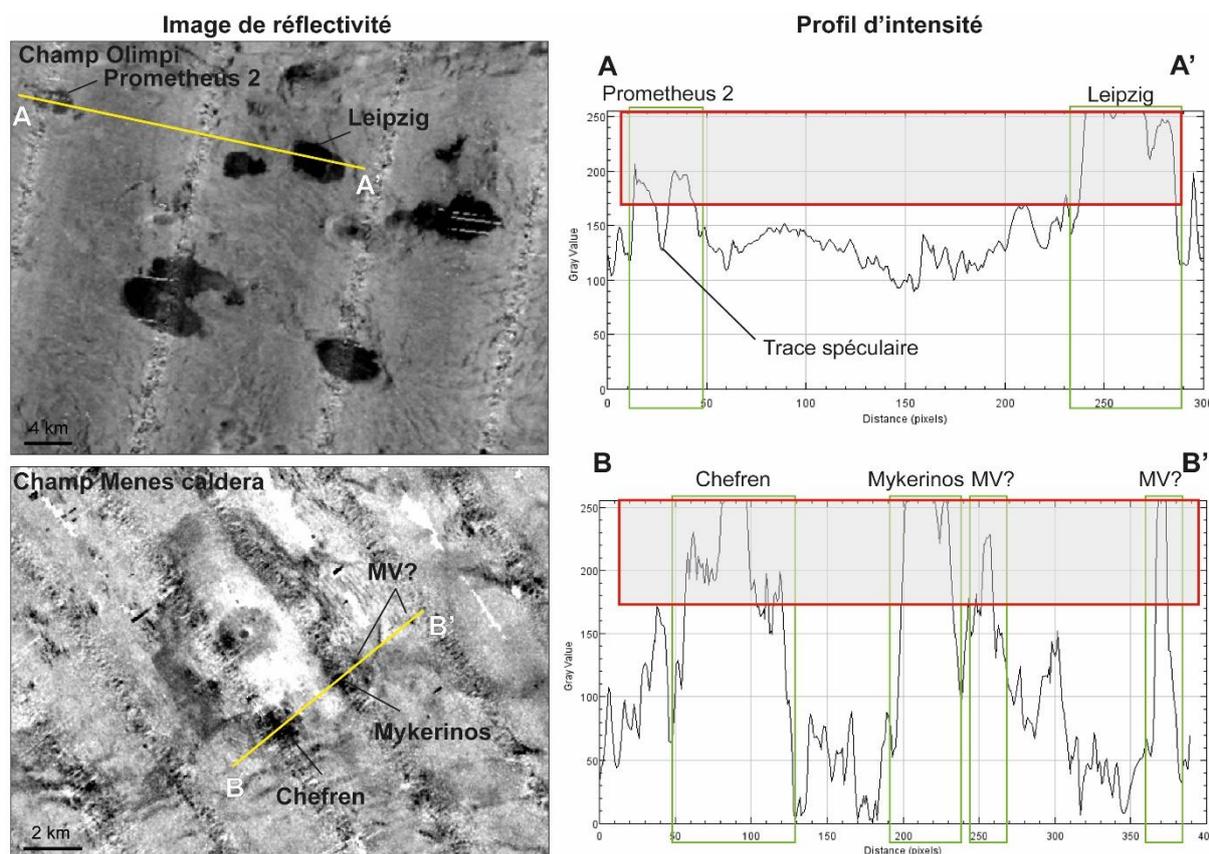


Figure 4-5 : Illustration des images de réflectivités des champs Olympie et Menes Caldera et des profils de valeur de pixel recoupant différents volcans de boue.

#### 4.3.2. Protocole de sélection automatique de forme et de réflectivité

Pour sélectionner les structures et les identifier, deux méthodes de sélection automatique de la forme et de l'intensité de la réflectivité ont été développées. Ces méthodes ont été réalisées en parallèle et leurs résultats ont été couplés pour identifier la nature des structures sélectionnées. Les deux méthodes suivent les mêmes successions d'étapes dans la procédure de sélection, présentées en Figure 4-6.

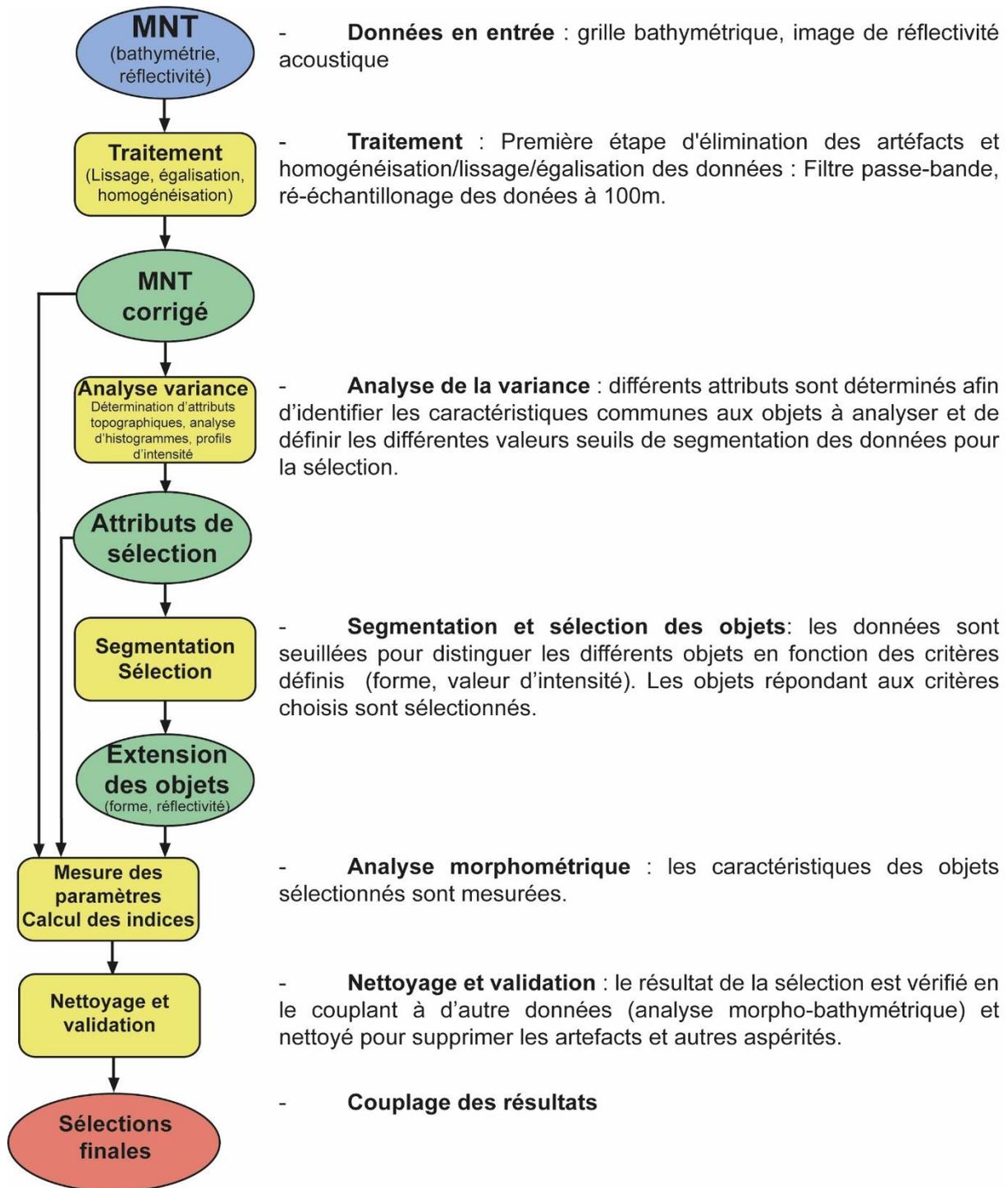


Figure 4-6 : Illustration et description des étapes de traitement des données de bathymétrie et de réflectivité.

#### 4.3.2.1. Sélection automatique de forme

L'objectif de la méthode de sélection automatique de forme est d'identifier et de délimiter l'extension spatiale des volcans de boue à partir de laquelle seront calculés les paramètres morphométriques.

Le protocole de sélection automatique a été créé sous le logiciel ArcGis. Il se présente sous forme d'un *model builder* qui consiste en une concaténation d'une série de lignes de commande à exécuter, permettant d'automatiser la succession d'opérations de géotraitement et de l'appliquer à n'importe quel jeu de données bathymétriques. L'algorithme est écrit en langage python. Le *model builder* se présente sous la forme d'une boîte de dialogue contenant des paramètres que l'utilisateur doit informer en entrée :

- le raster de bathymétrie de la zone d'étude,
- les différents critères de sélection des objets (valeur de pente discriminant le « bruit de fond bathymétrique » des reliefs (positifs ou négatifs), valeur seuil de rapport d'aspect pour discriminer les structures sub-circulaires des structures allongées, valeur seuil de surface à sélectionner). Ces critères doivent être définis en amont par l'utilisateur via une analyse des différentes données géophysiques et géologiques à disposition.

Les étapes du protocole de sélection de forme sont présentées sur la Figure 4-7. Cette sélection a été réalisée sur les différentes données de bathymétrie (M112, Medee, Heralis, Prismed et Fanil). En amont de l'étape de sélection des objets, les données bathymétriques ont été lissées (filtre passe bas) et homogénéisées à une résolution de 100 m. Les contours bathymétriques ont été créés avec un espacement de 10 m. Les structures ont été sélectionnées selon trois critères de forme géométrique identiques quelle que soit la zone d'étude. Les seuils de sélection ont été déterminés à partir de l'analyse des volcans de boue reconnus en Méditerranée Orientale. La structure doit posséder une élévation comprise entre 10 et 200 m de hauteur et une base dont le rapport d'aspect est compris entre 1 et 1,75, et le diamètre supérieur à 200 m. Cette méthode de sélection permet de s'affranchir des morphologies allongées (crête de plis, escarpement de failles) et des zones en dépression. La définition du « bruit de fond bathymétrique » sur les données de pente, dépendant de la qualité des données et de la rugosité du fond, diffère d'une zone d'étude à l'autre. Pour les données M112 (Prisme Calabrais) et les données Fanil (DSMN), la valeur seuil de pente est de  $0,8^\circ$ . Pour les données Médée et Prismed (Ride Méditerranéenne), la valeur seuil est de  $2,2^\circ$ .

La sélection de forme se fait à partir du couplage des attributs de pente et de contours bathymétriques. Les données de pente modélisent le relief des structures et les contours bathymétriques modélisent leur forme en plan. Les étapes de géotraitement du protocole s'effectuent dans le système géographique WGS84 (système géodésique non projeté). Les différentes opérations appliquées aux données pour sélectionner les formes font intervenir une

succession d'étapes de modélisation (création d'attribut), de segmentation et de sélection par attribut ou emplacement (opérations d'analyse spatiale, d'analyse de proximité, de gestion d'entité vecteur).

## Protocole de sélection automatique de forme

### Données en entrée

- Grille de pixels contenant des informations de localisation (coordonnées géographique X,Y) et de profondeur d'eau (Z) (raster)
- Présence d'aspérités: fond de mer rugueux, artéfacts au niveau des routes de navigation
- La taille des pixels diffère selon les données (résolution)

### ACTIONS

- Appliquer un filtre passe-bas (moyenne), voisinage 3x3
- ⇒ Diminution des aspérités et artéfacts
- ⇒ Faibles modifications des structures
- Ré-échantillonnage des données à 100 m

- Identification de zones plates via l'analyse de distribution des valeurs de pente
- Calcul de la valeur seuil (V)  $V = (3 \times \text{Ecart type}) + \text{moyenne}$
- Bruit  $< V \leq$  morphologie
- Suppression des zones de bruit (le raster est binarisé)
- Vectoriser le raster (polygone)
- Lisser les polygones et supprimer les aspérités via une opération sur pixel (méthode érosion/dilatation)

- Identifier les reliefs négatifs via des opérations mathématiques sur raster
- Vectoriser le raster des zones de relief négatif
- Découper les polygones de pente par les zones en dépression pour ne conserver que les reliefs positifs

- Sélection des courbes de niveaux (polyligne) par emplacement
- Condition: La polyligne doit être entièrement comprise dans le polygone représentant les reliefs positifs
- Calculer les paramètres morpho-métriques des polygones (attributs géométriques, caractéristiques des pixels)
- Sélection des polygones par attributs géométriques

- Fusionner les polygones pour obtenir un polygone matérialisant l'emprise minimale des objets (agrégation des polygones concentriques)

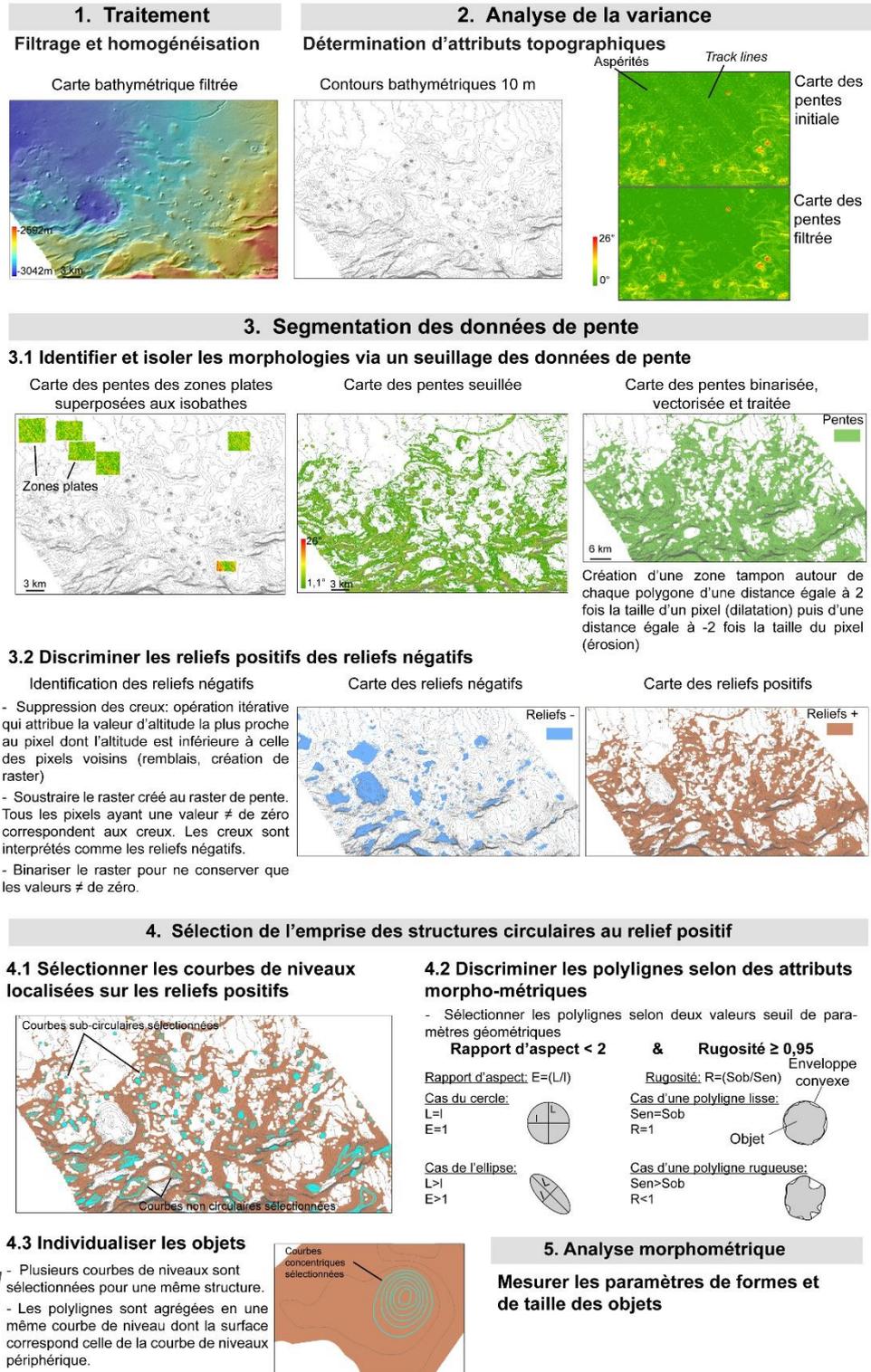


Figure 4-7 : Illustration et description des étapes du protocole de sélection automatique de forme.

Le résultat en sortie est un fichier de forme contenant les entités surfaciques (polygones) correspondant à la courbe de niveaux « enveloppe » des différentes courbes de niveau concentriques sélectionnées pour une même structure. Une table attributive est associée à ce fichier contenant l'ensemble des paramètres géométriques mesurés et calculés pour chaque entité. Les mesures ont été effectuées dans le système de projection Lambert CC, adapté à la zone géographique de la Méditerranée Orientale, car il minimise les déformations surfaciques liées à la position géographique des structures. Cette sélection est ensuite nettoyée pour supprimer les artefacts sélectionnés.

L'entité surfacique obtenue correspond à l'extension spatiale des structures sub-circulaires au relief topographique positif. Le contour des polygones correspond à la base des structures et délimite leur extension (Figure 4-8).

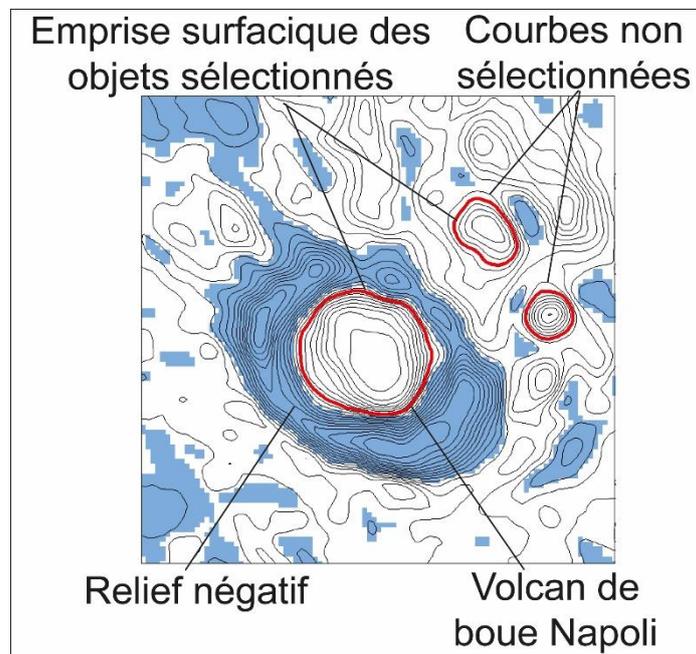


Figure 4-8 : Résultat de la sélection automatique de forme.

Certaines structures correspondant à des volcans de boue ne sont pas sélectionnées quand leurs formes sont plus complexes (caldera) ou quand leurs caractéristiques géométriques ne sont pas comprises dans les bornes fixées par la méthode de sélection. L'objectif de cette méthode de sélection de forme n'est pas de sélectionner toutes les structures mais d'avoir un échantillon représentatif de la population à analyser. Selon la complexité structurale de la zone de localisation de la structure (présence d'escarpements de failles) ou de la forme de sa base (valeur de pente très faible en base de structure), des courbes de niveau modélisant la base des structures (courbes de niveaux non fermées ou localisées dans une zone de pente inférieure à la

valeur seuil définie) ne sont pas sélectionnées. Dans ce cas, l'extension surfacique obtenue peut ne pas correspondre à l'extension réelle de la structure. Par contre, avec cette méthode de sélection et ces critères de formes, la surface sélectionnée correspond à la surface minimale des structures. Néanmoins, les mesures peuvent être comparées entre elles puisque chaque structure a été identifiée et sélectionnée de façon identique. Toutefois, il apparaît que certaines formes sélectionnées correspondent à des reliefs structuraux ou des crêtes de plis. Les résultats de cette sélection de forme ne peuvent pas être utilisés seuls pour identifier les volcans de boue. Ils nécessitent d'être couplés aux données de réflectivité.

#### 4.3.2.2. Sélection automatique de réflectivité

Le but de l'analyse des données de réflectivité est de délimiter les zones de réflectivité avec des valeurs classées (faible, moyenne et forte réflectivité) afin d'obtenir une cartographie (polygones contenant cette information) et une caractérisation des sorties de fluides. Comme pour l'emprise morphologique du volcan, il faut obtenir des variables de taille (périmètre, aire, longueur, largeur, barycentre), des variables de forme (rapport d'aspect, azimuth) et des variables d'intensité (faible, moyenne, forte) des zones réfléchives.

Pour cela, j'ai utilisé la méthode d'analyse d'image de Rabaute et Chamot-Rooke (2007). La sélection automatique des zones de réflectivité associées aux volcans de boue se fait en deux étapes : 1) une analyse d'image pour identifier les zones de réflectivité moyenne et forte, qui sont en partie l'indication de la présence de volcans de boue, 2) une étape de nettoyage et de sélection des formes. Les étapes du protocole d'analyse sont présentées en Figure 4-9. Les données doivent être filtrées pour supprimer le bruit, classées en fonction des valeurs de rétrodiffusion (teinte de gris), puis les zones associées aux sorties de fluides doivent être sélectionnées et mesurées. Les étapes d'analyse d'image ont été réalisées sous le logiciel de traitement d'image Image J et la segmentation, la sélection et les mesures ont été réalisées sous le logiciel ArcGis.

## Protocole de sélection des zones de réflectivité associées aux volcans de boue

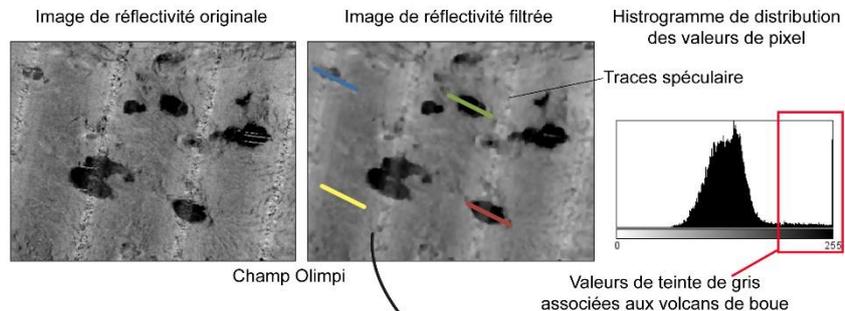
### Données en entrée

- Grille de pixels (raster) contenant des informations de localisation (coordonnées géographiques X,Y) et de valeur de rétrodiffusion (dB) ou de niveau de gris
- Présence d'aspérités: fond de mer rugueux, trace du spéculaire
- La taille des pixels diffère selon les données (résolution) et l'information d'intensité de rétrodiffusion n'est pas toujours disponible

### 1. Traitement

#### Filtrage et homogénéisation

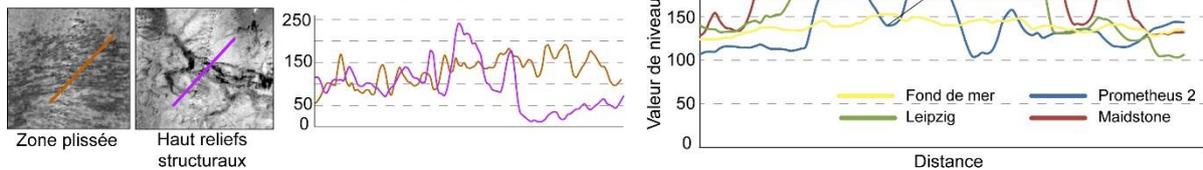
- Conversion des données en image 8-bit codées en 256 niveaux de gris
- Egalisation de l'histogramme (la distribution couvre les gammes 0-255)
- Homogénéiser les données afin que les fortes réflectivités soient caractérisées par les mêmes teintes de gris (noir = 255)
- Homogénéiser les données à une résolution de 100 m
- Appliquer un filtre médian, voisinage 3x3 pour lisser la grille



### 2. Analyse de la variance

#### Déterminer des attributs d'intensité réflective

- Identification des différents modes (bruit de fond, structures) via une analyse de la distribution des valeurs de pixel (histogramme) et des profils d'intensité recoupant les différentes structures (volcans, escarpement de failles, plis). Leur analyse permet d'obtenir la gamme de teintes associées à un type d'objet.



### 3. Segmentation des fortes réflectivité

#### Segmenter l'image selon les valeurs seuils définies

- Définir les gammes de pixel caractérisant les différents modes (bruit de fond, fond de mer rugueux, structures).
  - Segmenter l'image de réflectivité selon ces modes (faible, moyenne, forte réflectivités)
  - Transformer les zones de fortes réflectivités en entité vectrice (polygone)
- Outils: Opération mathématique sur raster, binarisation, vectorisation

### 4. Nettoyage et validation de la sélection

#### Isoler les surfaces de réflectivités associées aux volcans de boue

- Supprimer les artefacts et les zones de fortes réflectivités associées aux fortes pentes
- Données de réflectivité segmentée et contours des formes sélectionnées automatiquement

### 5. Analyse morphométrique

#### Mesurer les paramètres morphométriques

- Mesure d'attributs géométriques, calculs d'indices de forme, ajout de valeurs de réflectivités ou de niveau de gris

### 6. Identifier les volcans de boue

#### Coupler les informations de forme et de réflectivités

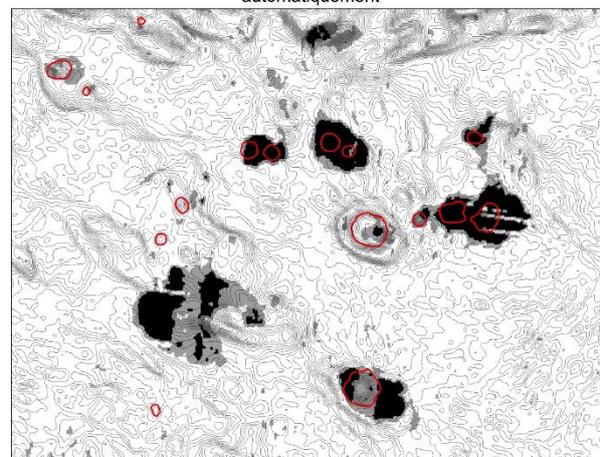
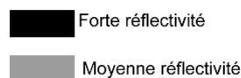


Figure 4-9 : Illustration et description des étapes du protocole de sélection automatique de zones réflectives associées aux volcans de boue.

Le résultat en sortie est un fichier de forme contenant les entités surfaciques (polygones) des zones de réflectivité associées aux sorties de fluide. Une table attributaire est associée à ce fichier, contenant l'ensemble des paramètres géométriques mesurés et calculés pour chaque entité, mais aussi d'autres données comme la présence de carottes et leurs caractéristiques (absence ou présence et type de la brèche de boue, intensité de la réflectivité acoustique, présence de structures tectoniques, ...).

#### 4.3.2.1. Apports et limites de la cartographie automatique

Cette méthode de cartographie « automatisée » a permis de délimiter et isoler les objets souhaités en fonction de critères géométriques. Il s'agit d'une approche rapide, reproductible, et adaptable à d'autres structures géologiques (*pockmarks*, plis structuraux, bassins, ...). Ainsi, elle permet de minimiser les erreurs dépendant directement de l'interpréteur et réaliser une identification et caractérisation objective des structures. Néanmoins, cette méthode présente des limites, abordées dans le paragraphe 4.3.2.1, importantes à prendre en compte pour l'interprétation des résultats obtenus. Il existe un biais dans la sélection des structures puisque seules celles aux caractéristiques préalablement définies sont sélectionnées. Dans notre cas, les structures avec une topographie positive et une forme basale sub-circulaire sont sélectionnées. Par exemple, les rides de boue aux formes allongées (*mud ridge*), décrites dans la littérature, ne sont pas prises en compte dans notre identification. A cela s'ajoute d'autres paramètres à prendre en compte comme la complexité structurale de la zone, la complexité de la forme de l'édifice (calderas, regroupements de gryphons, cônes de boue avec une dépression sommitale profonde) ou encore les dimensions trop faibles des structures. Les résultats de ce protocole analytique sont présentés et discutés dans le Chapitre 5, paragraphe 5.2.1.

#### 4.3.3. Regroupement des critères d'identification

Pour identifier avec confiance la nature des différentes structures sélectionnées par les protocoles d'analyses automatisées, une échelle de confiance a été définie en utilisant plusieurs critères de reconnaissance et d'organisation spatiale. L'ensemble des informations collectées séparément ont été regroupées pour identifier les structures.

##### 4.3.3.1. Regroupement des données acoustiques

Les résultats de la sélection de forme et de réflectivité ont été couplés via une analyse de superposition et de recoupement d'entités surfaciques. Un critère d'identification est attribué aux entités en fonction de leur recoupement. Le critère « forme » est attribué aux formes n'ayant

pas de réflectivité associée ; le critère « réflectivité » aux entités de réflectivité sans forme associée et le critère « forme-réflectivité » aux entités de forme superposées ou recoupées par des entités de réflectivité (Figure 4-10).

#### 4.3.3.2. Regroupement des données acoustiques et de sédimentologie

Les données de sédimentologie sont intégrées à la base de données sous forme de classe d'entité point, contenant une table attributaire regroupant les informations propres à chaque carotte répertoriée. Un paramètre de la table informe sur la présence ou l'absence de brèches argileuses dans la carotte sédimentaire. Ce paramètre est utilisé pour identifier et prouver la nature des structures sélectionnées (présence de brèches argileuses). Les carottages sédimentaires ne sont pas toujours réalisés sur le sommet ou les flancs des édifices. Ils peuvent être localisés en périphérie des structures (identification des coulées). Le regroupement des informations de sédimentologie et de forme s'est fait via une analyse de proximité. La distance est calculée entre chaque entité de carottage contenant de la brèche argileuse et l'entité de forme sélectionnée la plus proche (outil proche de la boîte à outil analyse d'ArcGis). Ainsi, les carottes contenant de la brèche argileuse sont attribuées à la forme sélectionnée la plus proche. La forme est alors identifiée comme un volcan de boue. Si la distance de proximité entre une carotte et l'entité forme sélectionnée la plus proche est supérieure à 3 km, la carotte n'est pas attribuée à l'entité surfacique. Le regroupement des informations de sédimentologie et de réflectivité s'est fait via une analyse d'emplacement. Une entité de réflectivité est identifiée comme un marqueur d'activité d'un volcan de boue si l'entité point de carottage contenant de la brèche argileuse est localisé au sein de celle-ci.

#### 4.3.3.3. Définition du critère de proximité de brèches argileuses

Les données de carottage sont des données ponctuelles. Seules les structures échantillonnées sont identifiées comme des volcans de boue. Néanmoins, le couplage de différents critères géophysiques de reconnaissance sont utilisés dans cette étude pour identifier les potentiels volcans de boue en Méditerranée Orientale. Une échelle de confiance d'identification a été définie au cours de cette étude. Elle se base sur le couplage de différentes informations géophysiques propres aux édifices (forme, réflectivité) et sur des critères de proximité et de regroupement des structures. Pour attribuer un indice de confiance dans l'identification des potentiels volcans de boue en Méditerranée Orientale, un périmètre de proximité a été défini autour des carottages contenant de la brèche argileuse. Ce périmètre correspond à une zone tampon d'un rayon de 25 km créé autour des entités point de carottage

(outil « zone tampon » de la boîte à outil d'analyse) (Figure 4-10). Les structures localisées dans ce périmètre se verront attribuer un indice de confiance dans leur identification dépendant du nombre de critères d'identification dont elles disposent (forme, réflectivité).

#### 4.3.3.4. Définition du critère de regroupement des structures (champ)

Le critère de regroupement, utilisé pour attribuer un indice de confiance aux structures sélectionnées, est créé à partir de la densité de structures ayant comme critère d'identification à la fois une forme et une réflectivité. Une analyse spatiale est réalisée pour identifier les zones de regroupement de ces structures au moyen de création de carte de densité de noyau (outil d'analyse spatiale, densité). Ces cartes représentent la répartition prédite d'une population sur toute une zone définie et indiquent les zones où les entités sont concentrées. La méthode de fonctionnement de l'outil densité de noyau se base sur des calculs de distance entre chaque entité point et la définition d'un rayon de recherche calculé à partir des valeurs médianes et standard (pondérée) de distance entre les points. Le fonctionnement de l'algorithme est expliqué sur le site internet du logiciel ArcGis. Cette méthode est utilisée dans cette étude pour éviter le phénomène d'anneaux créés autour des entités points clairsemés dans le cas d'une méthode de densité de point. Les cartes de densité obtenues définissent les zones de champs de structures (Figure 4-10).

Les résultats de l'analyse des volcans de boue par méthode « automatisée » sont présentés dans le Chapitre 5.

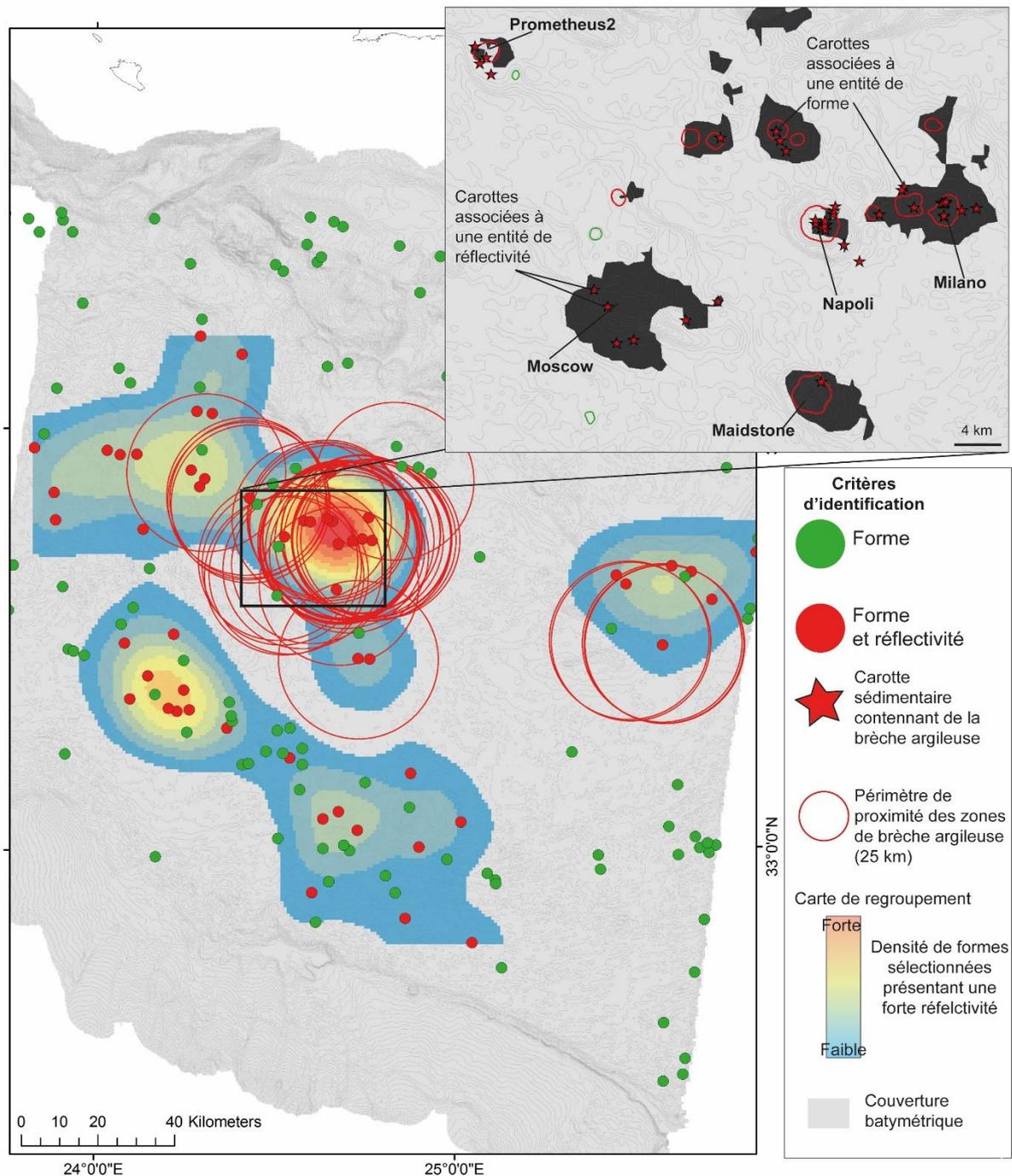


Figure 4-10 : Exemple de la partie centrale de la ride Méditerranéenne (données bathymétriques Primed) pour illustrer les différentes méthodes de regroupement des informations.

#### 4.3.4. Variables morpho-métriques discriminantes

Les paramètres morphométriques résultant de l'analyse automatisée sont classés selon deux types de variables : les variables directes qui sont mesurables (avec unité) et caractérisant la taille/les dimensions des structures, et les variables indirectes qui sont déduites des

précédentes (sans unité) et qui caractérisent la forme des structures. Ils sont présentés dans le Tableau 4-1 et illustrés en Figure 4-11.

	Paramètres	Définition
Variables directes / Taille (m)	Surface (S)	Superficie de la base de la structure
	Longueur (L)	Longueur maximum de la base de la structure
	Largeur (l)	Petit-axe de la base de la structure. Le petit axe est défini à partir de l'ellipse théorique ayant les valeurs de surface et de grand axe de l'objet. $l = \frac{(4 * S)}{(\pi * L)}$
	Hauteur (h)	Différence entre la valeur bathymétrique la moins élevée et la plus élevée contenues dans l'emprise de la structure. $h = Alt \ max - Alt \ min$
	Volume (V)	Volume de la structure. Le volume est égal à la somme des volumes de chaque pixel bathymétrique contenu dans l'emprise de la structure, calculé selon une altitude de référence correspondant à l'altitude minimale de la structure. $V = \sum V_{pixel}$
Variables de pente (°)	Pente moyenne	Moyenne des valeurs de pixel de pente compris dans l'emprise de la structure.
	IQR	Indice interquartile des valeurs de pente. L'IQR est égale à la différence entre le troisième et le premier quartile. $IQR = Q3 - Q1$
Orientation	Azimut	Azimut de la longueur de la base de la structure.
Variables indirectes / forme (sans unité)	Rapport d'aspect (E)	Le rapport d'aspect est égal au rapport entre la longueur et la largeur de la base de la structure (Elongation). Plus le rapport tend vers 1 plus la structure est circulaire, plus le rapport tend vers l'infini plus la structures est allongée. $E = \frac{L}{l}$
	Aplatissement en Z	L'indice d'aplatissement en Z est égal au rapport entre la hauteur de la structure et la longueur de sa base. $Az = \frac{h}{L}$
	Indice de forme	L'indice de forme est obtenu grâce à la distribution des valeurs de bathymétrie contenues dans l'emprise de la structure. Il est égal au rapport entre la différence de la valeur bathymétrique la plus élevée et la valeur bathymétrique médiane de la distribution et la différence entre la valeur bathymétrique maximum et minimum. Plus le rapport tend vers 0, plus le sommet de la structure est aplati. Plus le rapport tend vers 1, plus la surface du sommet est réduite et plus la structure est pointue.

		$If = \frac{Altmax - Altmed}{Altmax - Altmin}$ <p>L'indice de forme a été défini s'appuyant sur les travaux publiés par Grosse et al. (2009, 2012).</p>
--	--	---

Tableau 4-1 : Tableau répertoriant les différents paramètres morphométriques.

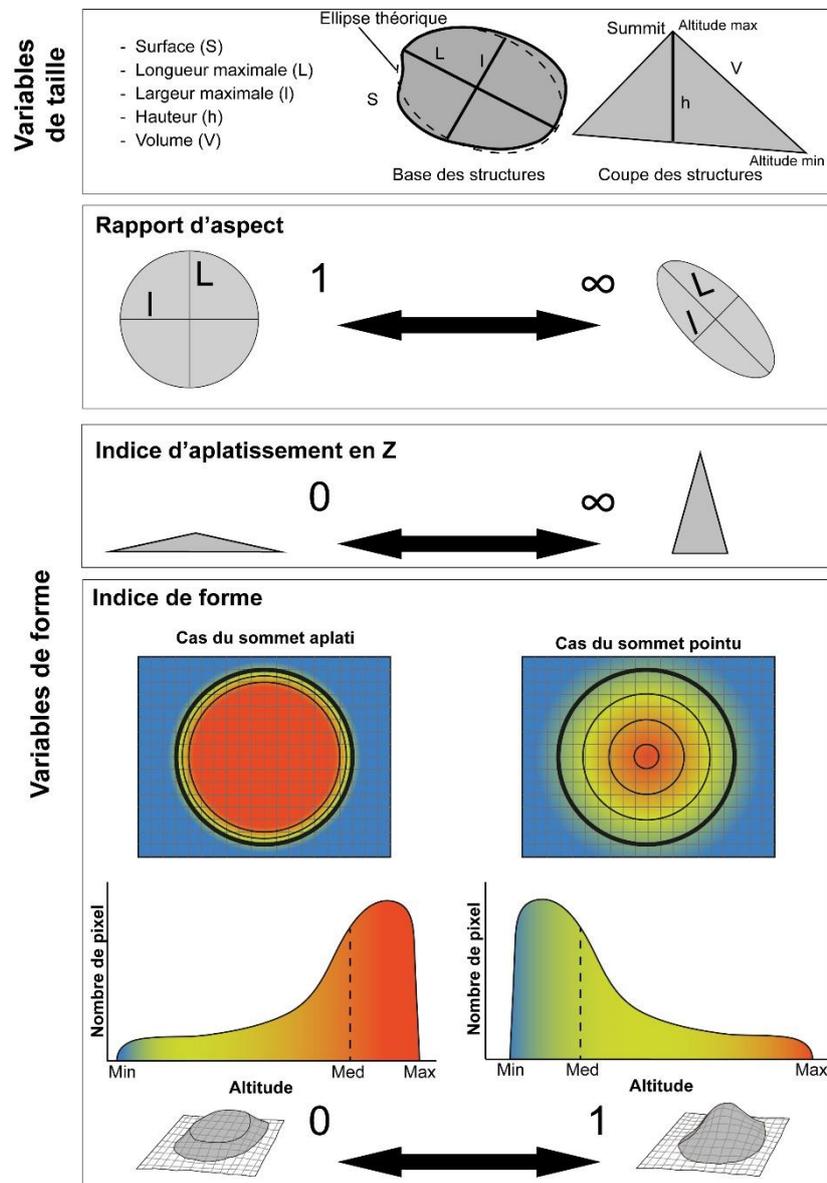


Figure 4-11 : Illustration des paramètres morphométriques définis.

Les dimensions des structures renseignent sur l'importance du volume des épanchements boueux en fond de mer. La morphologie des structures peut indiquer une variation de la nature des matériaux extrudés (matrice plus fluide ou plus visqueuse, absence ou présence et typologie des clastes, présence de gaz), des contraintes sédimentaires, un stade

particulier de la vie d'un volcan, l'influence d'éléments structuraux avoisinants, comme les plans de failles.

## **4.4. Contexte morpho-structural des volcans de boue**

Pour pouvoir comprendre la diversité des sorties de fluides et leur distribution en Méditerranée Orientale et en déduire des processus géologiques associés, il est primordial d'avoir une connaissance du contexte morpho-structural associé. Pour cela, j'ai réalisé une analyse morpho-structurale des zones d'étude en utilisant les données de bathymétrie, de réflectivité et de sismique réflexion. Les attributs topographiques comme les données de pente, les failles, les crêtes et bases de plis, les chenaux, les bassins, les dômes, les bases d'escarpements, sont cartographiés et identifiés. Cette cartographie a été réalisée de façon homogène au niveau du Prisme d'Accrétion Calabrais, de la partie centrale de la Ride Méditerranéenne en complément des travaux réalisés sur la branche occidentale de la Ride Méditerranéenne (Chamot-Rooke et al., 2005), et sur le Delta Sous-Marin du Nil. Les sorties de fluides sont ainsi replacées dans un environnement géologique. Leur distribution en fonction de ces éléments morpho-structuraux peut être analysée et quantifiée. De nouveaux paramètres peuvent être intégrés et comparés aux caractéristiques observées des structures, comme par exemple le contexte structural, la présence de bassins, le voisinage aux éléments structuraux et sédimentaires.

## **4.5. Approche subsurface par la sismique réflexion 3D**

### **4.5.1. Pointé du fond de mer**

Les cartes d'attributs ont été réalisées à partir du pointé du réflecteur sismique représentant le fond de la mer (« horizon ») (Figure 4-12) sur l'ensemble du bloc 3D de sismique réflexion EEBO à l'aide du logiciel *Sismage*®. Une carte isochrone en temps double est générée à partir de ce pointé sismique 3D.

### **4.5.2. Cartes d'attributs sismiques**

Le logiciel *Sismage*® permet de calculer des cartes d'attributs sismiques. Ces cartes sont utilisées pour représenter les caractéristiques morphologiques et géophysiques des structures. Il est possible de réaliser des cartes d'attributs de surface à partir d'un unique horizon sismique

et des cartes d'attributs de volumes calculées à des intervalles de temps séparant deux horizons sismiques. Les différents attributs utilisés sont décrits ci-dessous.

#### 4.5.2.1. Les attributs de surface

La **carte d'isochrone** donne des informations sur les morphologies de surface, telle une carte bathymétrique. Les contours bathymétriques peuvent être créés à partir de cette carte.

La **carte des pentes** est créée à partir d'un calcul de la valeur de pente locale par rapport à l'horizontale. Elle donne des informations sur la morphologie du fond marin. Les couleurs foncées indiquent une pente élevée (Figure 4-12).

La **carte des amplitudes** est une représentation en plan de l'amplitude de l'onde acoustique. Les fortes amplitudes sont représentées par des teintes claires et les faibles amplitudes sont caractérisées par des teintes foncées (Figure 4-12). Ceci apporte des informations sur les propriétés physiques des structures et indirectement sur leur géologie, à la manière de la réflectivité. Il est possible de distinguer des variations de lithologie, la présence de fluides ou de sédiments remaniés.

#### 4.5.2.2. Les attributs de volume

Les attributs de volumes ont été générés à des intervalles « temps » entre l'horizon du fond de mer et la base du bloc sismique. Seules les cartes générées à des intervalles de temps supérieurs à 1 s sont utilisées dans cette étude. Quinze horizons en amplitude et en cohérence ont été créés tous les 100 ms. Le premier horizon est situé à 50 ms sous le fond de mer (Figure 4-12). Quinze cartes d'amplitude, de cohérence et spectrale ont été créées et utilisées pour visualiser les structures géologiques présentes à différentes profondeurs.

Les « *layers* » en **amplitude Root Mean Square (RMS)** permettent de mettre en évidence des anomalies d'amplitudes. Il est possible de distinguer des coulées représentées par de fortes amplitudes (teintes claires) et liées à un volcan de boue (Figure 4-12).

Les « *layers* » en **cohérence** mettent en évidence des discontinuités entre deux traces sismiques. Les teintes claires indiquent une cohérence au niveau de la trace sismique tandis que les teintes foncées correspondent à de fortes discontinuités. Ainsi, les éléments structuraux, les failles, les contours stratigraphiques peuvent être identifiés (Figure 4-12).

Les **cartes spectrales** peuvent être créées grâce à un outil du logiciel *Sismage*®. Leur signification géophysique est encore peu connue. Néanmoins, il est possible de distinguer facilement les morphologies des structures géologiques à partir de ces cartes (Figure 4-12). Elles ont été créées à partir des quinze horizons en amplitude RMS. Le signal acoustique est décomposé en différentes fréquences auxquelles sont associées des gammes de couleur. Les fréquences 16 Hz (associées au rouge), 31 Hz (vert) et 47 Hz (bleu) ont été utilisées pour générer ces cartes spectrales.

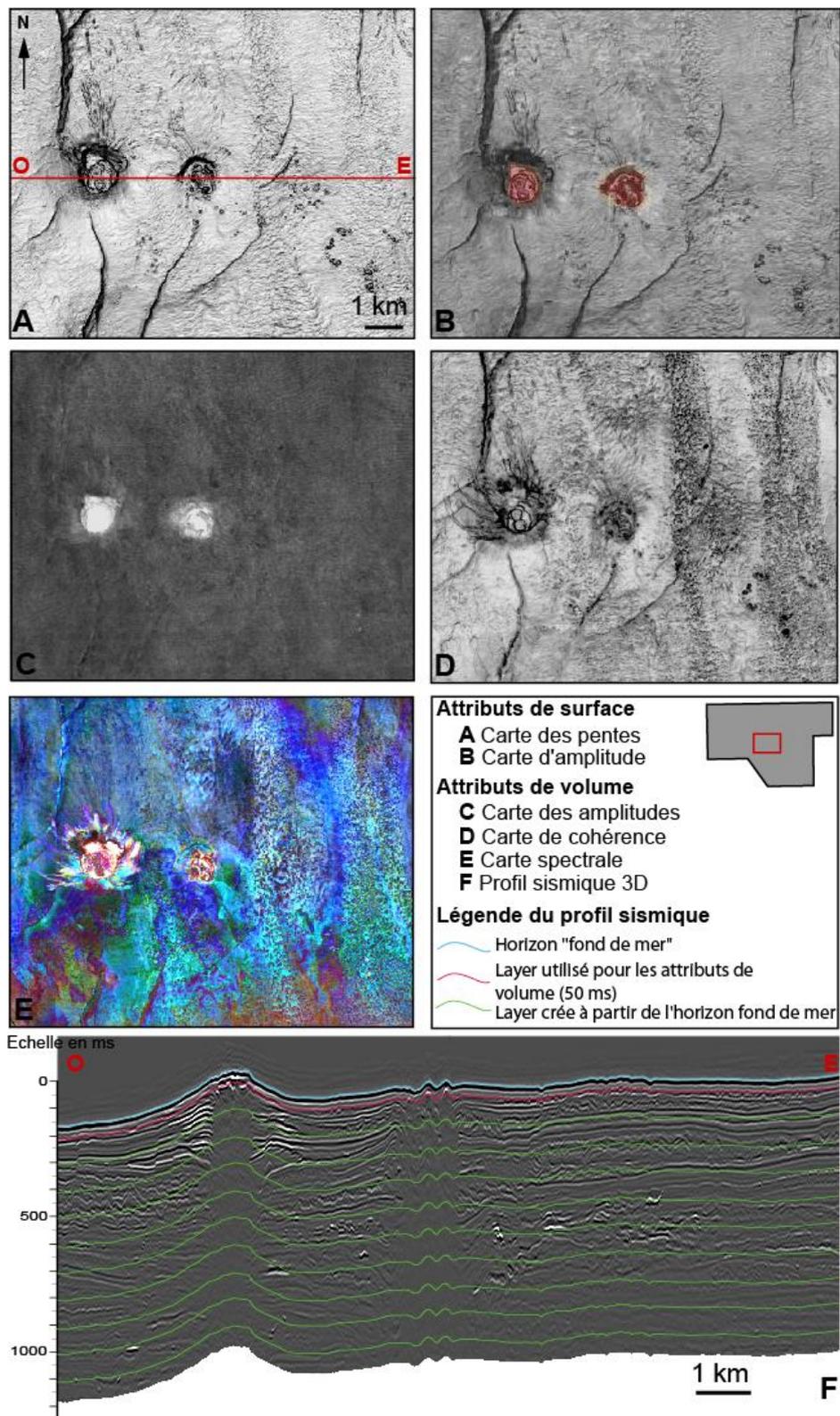


Figure 4-12 : Illustration des différents attributs géophysiques créés sous le logiciel Sismage.

## **Partie III**

# **Résultats – Les sorties de fluides en Méditerranée Orientale**

## CHAPITRE 5

---

### 5. Typologie des volcans de boue

---

Pour répondre aux problématiques posées dans cette étude, mon travail se base sur une analyse des volcans de boue présents dans des contextes de marge active et de marge passive en Méditerranée Orientale. Pour cela, il est nécessaire de les **identifier** et de les **cartographier avec précision**, de définir des **caractéristiques communes** aux volcans afin de les comparer entre eux, de discriminer des « familles » et d'analyser leur **distribution** en fonction du cadre morpho-tectonique. Ainsi, j'ai développé un protocole comprenant une première étape de cartographie et d'analyse « naturaliste » des volcans de boue, nécessaire pour identifier leurs caractéristiques communes, puis une deuxième étape d'identification automatisée, de sélection et de mesure, basée sur le couplage de plusieurs critères de reconnaissance. Ce chapitre présente les résultats issus de cette analyse qualitative et quantitative des volcans de boue à l'échelle de la Méditerranée Orientale.

#### **5.1. Analyse morpho-bathymétrique, acoustique et lithologique des volcans de boue**

La cartographie des volcans de boue a été tout d'abord réalisée à partir d'une approche « naturaliste » (Chapitre 4) appliquée à l'ensemble des données géophysiques et géologiques disponibles. L'identification de volcans de boue (MV) se fait sur la présence d'un ou de l'association de plusieurs critères de reconnaissance incluant la forme, la signature en

réflectivité, la signature sismique et la présence de brèches argileuses. La reconnaissance et la présence de l'un ou de plusieurs de ces critères permettent de pondérer la confiance qui est accordée à la nature de la morphologie. Ce critère de pondération revient à affubler un qualificatif de Prouvé (PMV), Probable (ProbMV) ou Possible (PossMV) aux morphologies identifiées. Un PMV est un volcan de boue constitué de brèches argileuses prouvé par carottage. Un PossMV est un volcan de boue qui n'est identifié que par sa morphologie. Un ProbMV est un volcan de boue identifié par sa morphologie et par sa signature en réflectivité et/ou en sismique.

Au total, j'ai identifié 516 volcans de boue (PMV, ProbMV et PossMV) ayant au moins un critère de reconnaissance dans les différents secteurs d'étude, dont 81 sur le Prisme d'Accrétion Calabrais (PAC), 267 sur la Ride Méditerranéenne (RM) et 168 dans le Delta Sous-Marin du Nil (DSMN). Parmi ces volcans de boue, trente-neuf ont été carottés (PMV) et sont des volcans de boue prouvés grâce à la présence de brèche de boue (Figure 5-1). 35 volcans de boue (2-3 critères de reconnaissance géophysiques) sont recoupés par au moins un profil sismique réflexion dans les secteurs d'étude (PAC, RM et DSMN) et 7 sont inclus dans un bloc de sismique réflexion 3D (localisé dans la Province Centrale du DSMN) (ProbMV). Ces volcans de boue se regroupent surtout sous forme de champs de plusieurs kilomètres carrés. Leurs morphologies et leur distribution sont analysées dans les paragraphes suivants.

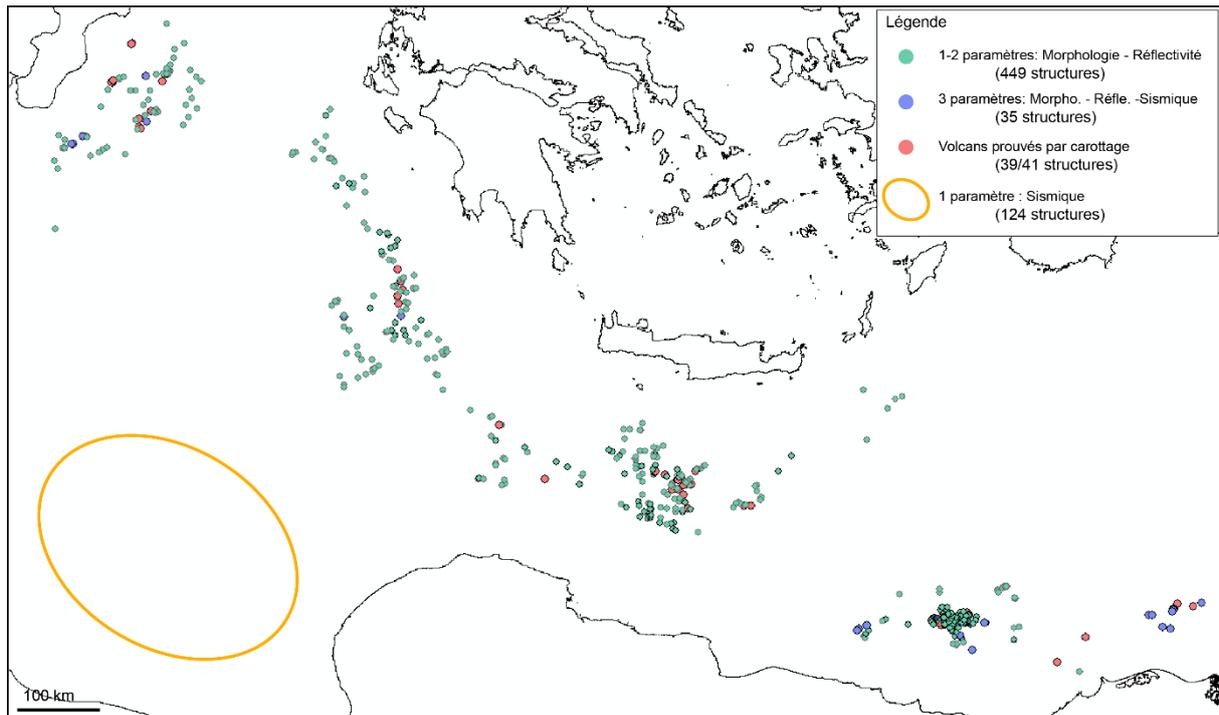


Figure 5-1 : Localisation des volcans de boue prouvés, probables et possibles, identifiés et classés selon la présence d'un ou de l'association de plusieurs critères de reconnaissance.

### 5.1.1. Définition de classes « naturalistes »

Pour identifier des caractéristiques propres aux volcans de boue de la Méditerranée Orientale, j'ai appliqué aux édifices cartographiés une classification « naturaliste » basée sur trois paramètres qualitatifs : la morphologie, la signature réflective et le type de brèche de boue.

L'analyse des données de bathymétrie multifaisceaux a permis de distinguer quatre principales classes morphologiques de volcans de boue. Ces classes ont été définies à partir de différents critères visuels classiquement utilisés dans la littérature (Kopf, 2002). Elles sont caractérisées par (Figure 5-2) :

- M1 : les volcans plats ou « galettes ». Ce sont des édifices sub-circulaires, avec des flancs abrupts ( $10-15^\circ$ ) et un sommet plat dont la superficie est similaire ou légèrement inférieure à celle de l'emprise de la base. Ils mesurent de 40 à 60 m de hauteur et leur diamètre varie de 1,7 à 5 km,
- M2 : les cônes. Ce sont des édifices subcirculaires, de forme conique, avec des flancs de pente faible à moyenne ( $3-8^\circ$ ). Ils présentent une élévation de 15 à 200 m. Leur diamètre varie de 200 m à 9 km,

- M3 : les cônes avec une dépression au sommet. Ce sont des édifices subcirculaires de forme conique avec des flancs de pente faible à moyenne, mais présentant une dépression à leur sommet. Leur hauteur est de 10 à 40 m et leur diamètre varie de 1 à 2,5 km,
- M4 : les cônes au sein de dépressions. Ce sont des morphologies similaires en forme et taille à celles de la classe M2 mais s'élevant au sein de dépressions aux dimensions légèrement supérieures à l'emprise du volcan.

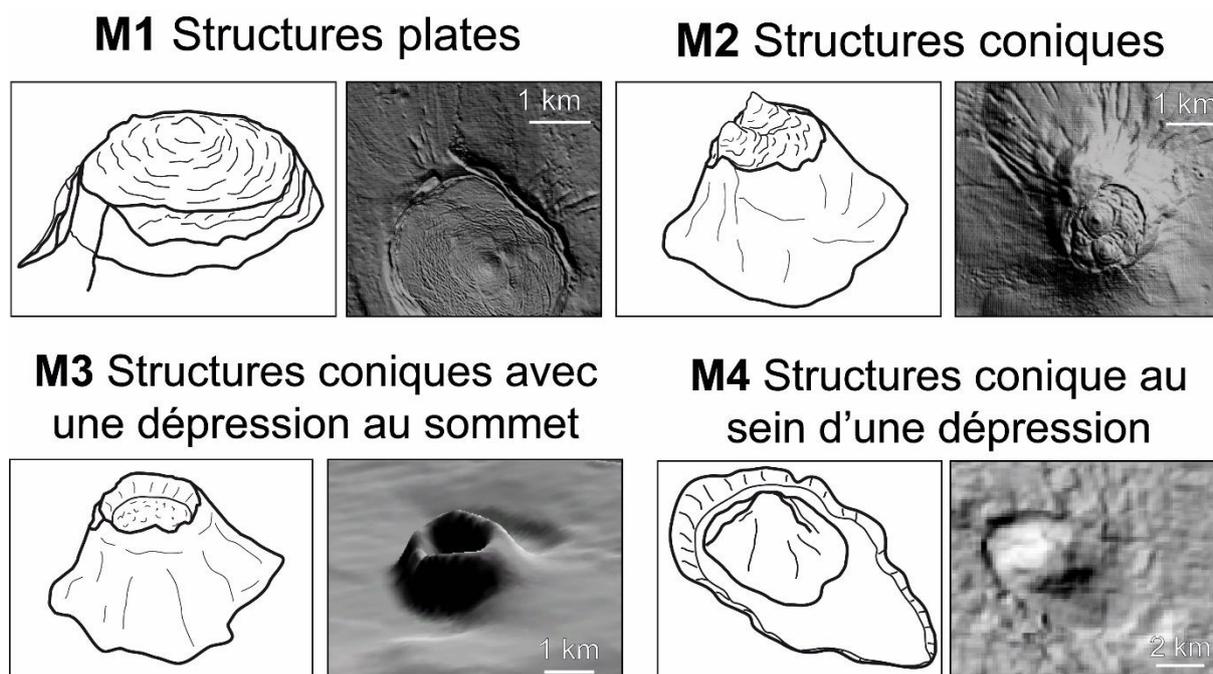


Figure 5-2 : Illustration des différentes classes morphologiques de volcans de boue (images bathymétriques et interprétations).

L'analyse des données de réflectivité a permis de discriminer 4 signatures acoustiques associées aux 4 classes morphologiques. Ces signatures ont été définies visuellement en fonction de l'intensité de la réponse acoustique et de sa répartition sur les structures identifiées (Figure 5-3). Elles sont caractérisées par :

- R1 : des patches de forte réflectivité sont localisés sur les pourtours des volcans de boue ou au niveau de leur point culminant,
- R2 : la superficie des zones de forte réflectivité correspond à la superficie du volcan de boue,
- R3 : la superficie des zones de forte réflectivité est supérieure à la superficie du volcan de boue,
- R4 : des patches de moyenne réflectivité sont répartis sur le volcan de boue.

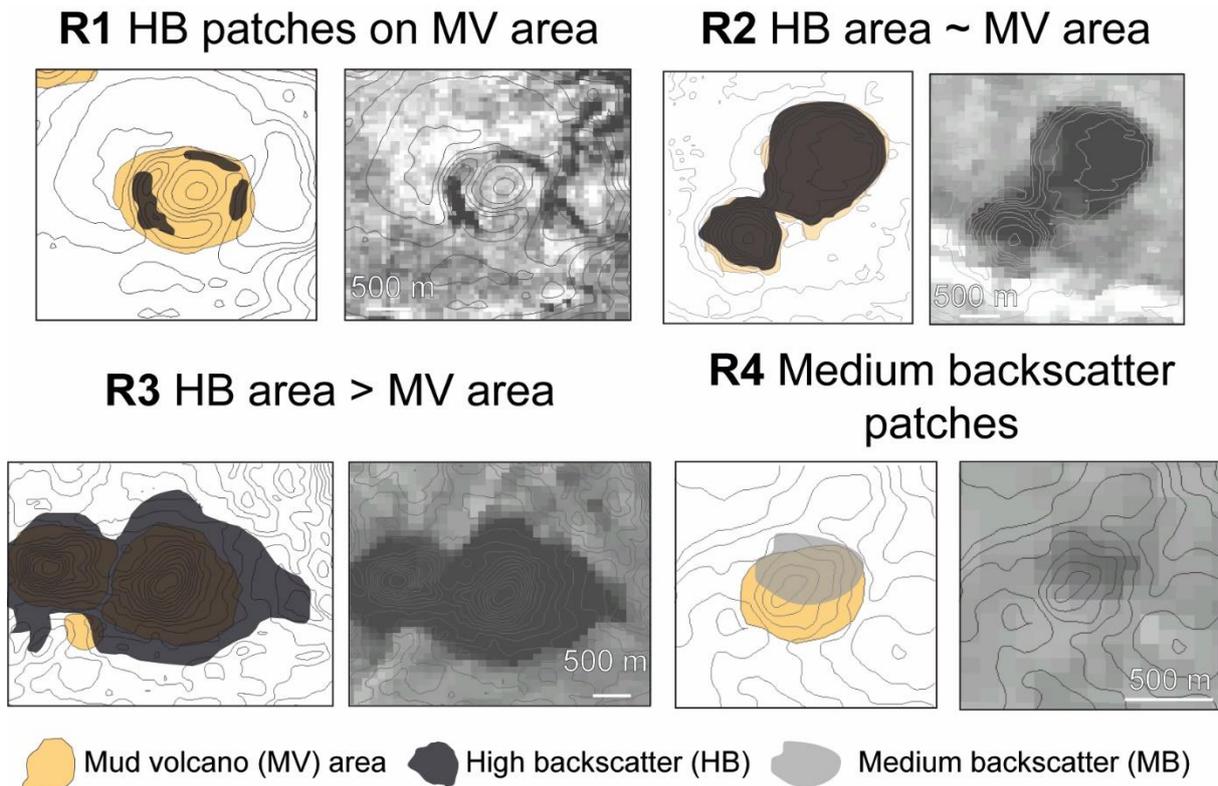


Figure 5-3 : Illustration des différentes classes de réflectivités (images de réflectivité en nuance de gris et interprétation). Les fortes réflectivités sont représentées par des teintes foncées.

Les patches dispersés sur la structure peuvent correspondre à des brèches de boue confinées au sommet, des gaz libre dans la colonne d'eau ou des encroûtements carbonatés (R1) (Römer et al., 2013 ; Rabaute et Chamot-Rooke, 2007 ; Huguen, 2001). Les plus larges surfaces peuvent correspondre à des épanchements boueux (R2, R3) (Rabaute et Chamot-Rooke, 2007). Les zones de moyennes réflectivités peuvent correspondre à des coulées de boue plus anciennes recouvertes par des sédiments hémipélagiques (Rabaute et Chamot-Rooke, 2007).

Enfin, la classification des différents types de brèches argileuses en fonction de la structure et texture du mélange proposée par Staffini et al. (1993) (Chapitre 1, paragraphe 1.2.1.1) a été utilisée pour analyser au premier ordre la distribution des types de brèches argileuses sur l'ensemble de la zone d'étude. Les informations utilisées proviennent soit des descriptions trouvées dans la littérature, soit des descriptions que j'ai réalisées sur les carottes disponibles en suivant ces critères de classification. Quatre types de brèches argileuses ont été caractérisés :

- MB A : brèche argileuse contenant des clastes sans dimensions indiquées dans la littérature,

- MB A1 : brèche argileuse contenant des clastes centimétriques à pluricentimétriques,
- MB A2 : brèche argileuse contenant des clastes millimétriques,
- MB A3 : brèche argileuse, d'aspect mousseux (A3a) ou très liquide (A3b), où peu/pas de clastes sont observés.

### 5.1.2. Analyse des classes « naturalistes » : correspondance de classes

Les volcans de boue identifiés dans la zone d'étude ont été regroupés en fonction des classes qualitatives définies. Existe-t-il des corrélations entre les différentes classes ainsi définies ?

La cartographie des signatures réflectives a été superposée à la cartographie des volcans de boue, classés selon les quatre classes morphologiques définies. La Figure 5-4 illustre deux exemples représentatifs de ce que j'ai pu observer, avec le champ de volcans de boue Olympie sur la Ride Méditerranéenne (Huguen et al., 2004) et le champ de volcans de boue de la Province Occidentale du DSMN (Huguen et al., 2009). Cette association de classes montre que, sur un secteur géographique restreint, les morphologies de volcans de boue coïncident avec différents types de réponses acoustiques. Les classes de réflectivité R2 et R3 sont ainsi associées à des morphologies de type M1 (plates) ou M2 (coniques) (Figure 5-4A) tandis que la classe de réflectivité R1 peut caractériser à la fois les morphologies M2 et M3 (formes coniques avec dépressions au sommet) (Figure 5-4B). **En conclusion, aucune relation exclusive robuste ne semble donc apparaître entre une classe morphologique donnée et une classe de réflectivité.**

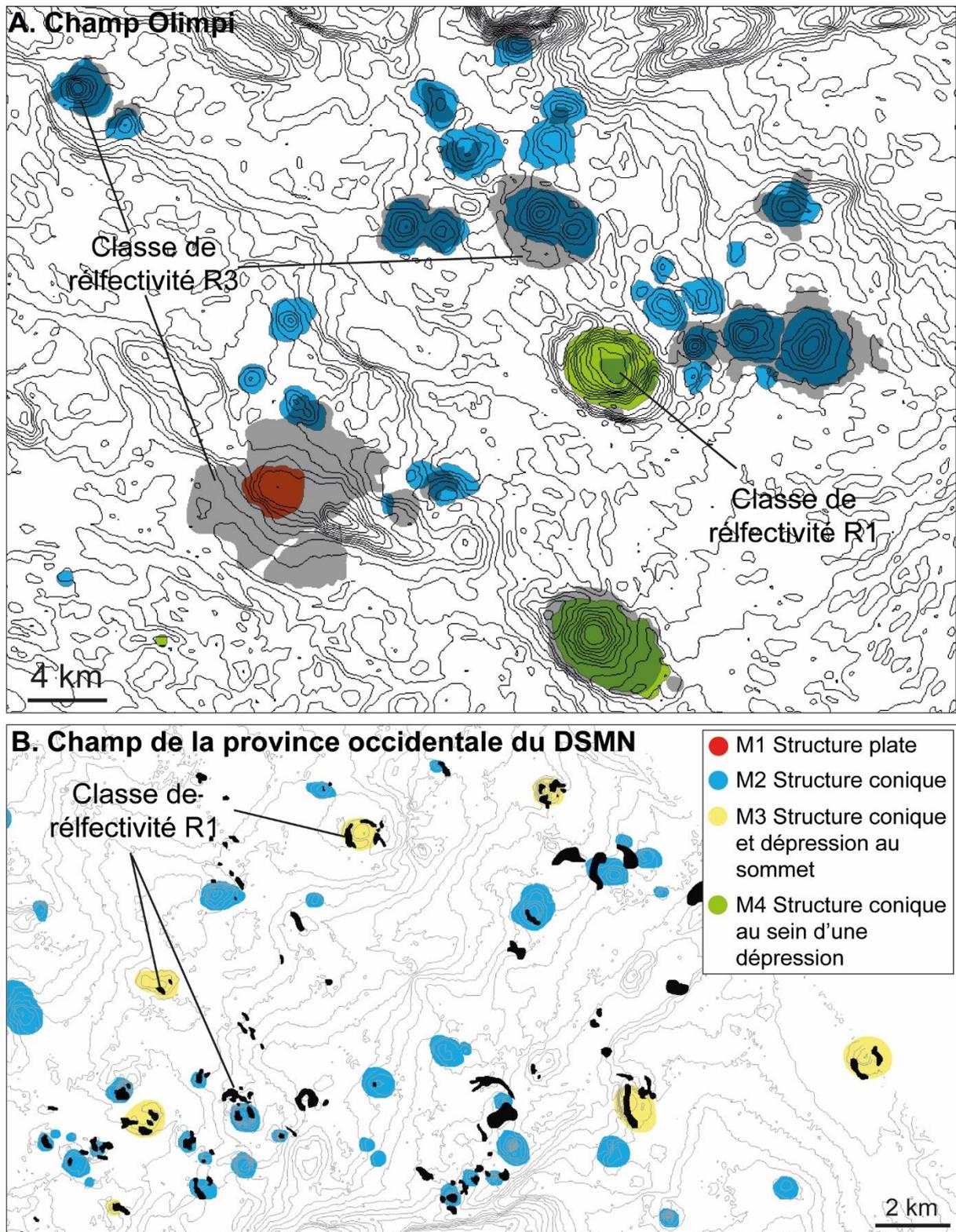


Figure 5-4 : Cartographie des potentiels volcans de boue distingués selon les classes morphologiques définies et de leur signature réflective au niveau du champ Olympique dans la partie centrale de la Ride Méditerranéenne (A) et au niveau de la province occidentale du DSMN (B).

La relation entre le type de brèches argileuses et les classes de réflectivité est illustrée à partir de l'exemple du champ de volcans de boue Olympique où de nombreuses carottes ont été

prélevées et différents types de brèches argileuses y ont été identifiées (Staffini et al., 1993 ; Emeis et al., 1998). La Figure 5-5 illustre la répartition des types de brèches argileuses et des classes de réflectivité. Si les brèches argileuses de type A, A1 et A2 sont plus particulièrement associées à la classe de réflectivité R3 et si celles de type A3 (riche en gaz) est plutôt associée à la classe de réflectivité R1 (patch de forte amplitude), chaque patch carotté présente tout de même une grande variabilité dans les types de brèches identifiés. **Il est donc difficile de proposer une corrélation directe robuste entre les classes de réflectivité et de brèche à partir de ces seules données.**

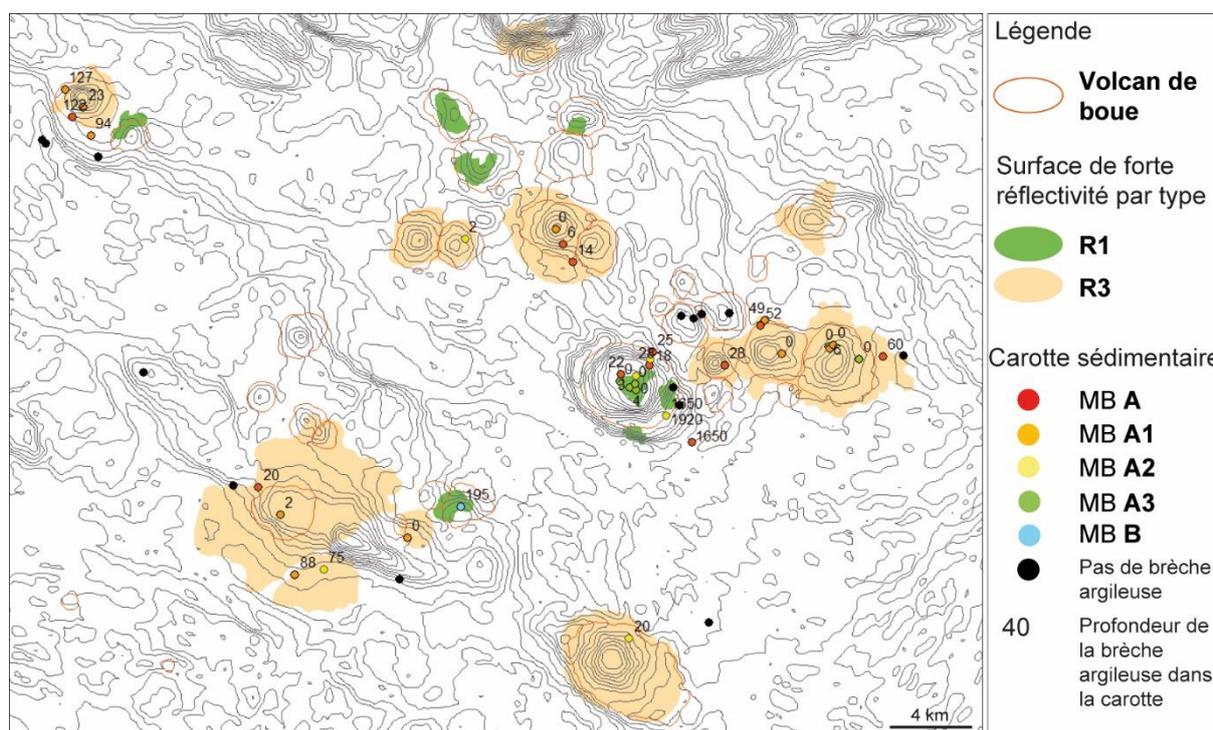


Figure 5-5 : Cartographie des zones de forte réflectivité distinguées selon leur classe de réflectivité attribuées et localisation des carottages classés selon le type de brèche retrouvée au niveau du champ de volcan de boue Olympie dans la partie centrale de la ride Méditerranéenne.

### 5.1.3. Distribution géographique des classes « naturalistes »

La distribution géographique des classes qualitatives est maintenant analysée afin de commencer à répondre à la question : Existe-t-il une corrélation entre les classes « naturalistes » et un contexte géologique (marge active/passive) particulier ?

La répartition des classes morphologiques, de réflectivité et de brèche à l'échelle de la Méditerranée Orientale est présentée en Figure 5-6.

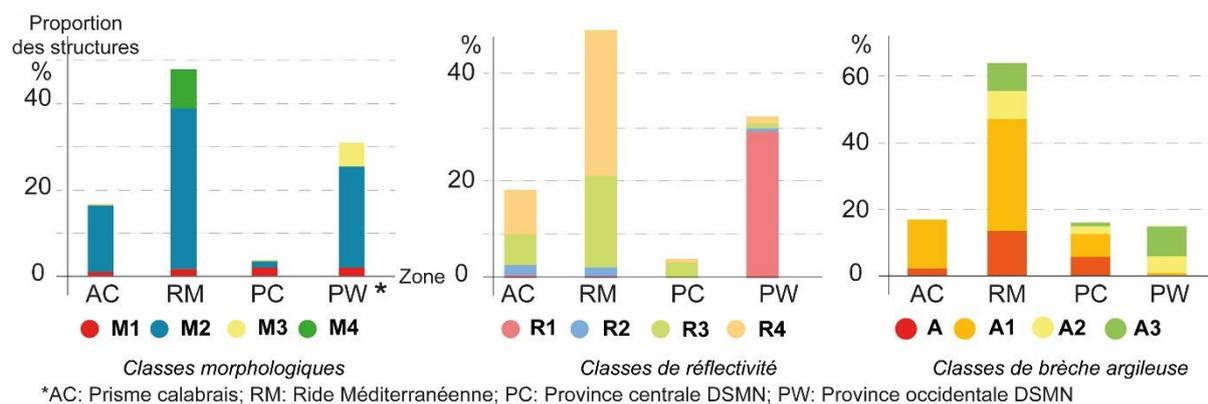


Figure 5-6 : Graphiques représentant de gauche à droite la distribution des classes morphologiques, de réflectivité et de brèches argileuses en fonction des différentes zones d'études (Prisme d'Accrétion Calabrais, Ride Méditerranéenne, Province Occidentale et Centrale du DSMN).

Plusieurs observations ressortent de cette distribution des volcans de boue par classes et par secteur. Pour les classes morphologiques :

- les volcans de boue de type M1 et M2 sont observés dans chacune des zones d'étude,
- les volcans de boue de forme coniques M2 sont la classe la plus représentée en Méditerranée Orientale (79% de la population de volcans). Ils sont toutefois plus abondants sur la Ride Méditerranéenne et dans la Province Occidentale du DSMN,
- les volcans de boue plats M1 présentent une faible abondance (7%) et sont majoritairement représentés au niveau de la Province Centrale du DSMN (Figure 5-6),
- la classe M4 est uniquement représentée sur la Ride Méditerranéenne, avec une abondance de l'ordre de 10% (Figure 5-6),
- les volcans de boue de la classe M3 sont retrouvés principalement dans la Province Occidentale du DSMN où ils sont peu abondants (5%). Quelques volcans de boue de cette classe ont aussi été identifiés au niveau du PAC (Figure 5-7A, B) et une dans la Province Centrale du DSMN. Ce type de morphologie n'a pas été observé sur la Ride Méditerranéenne. Cette observation peut être biaisée par la résolution des données (100 m). Toutefois, la dépression au sommet des structures de la classe M3 peut atteindre plusieurs centaines de mètres de diamètre (Figure 5-7) et devrait être visible sur des données de moins haute résolution.

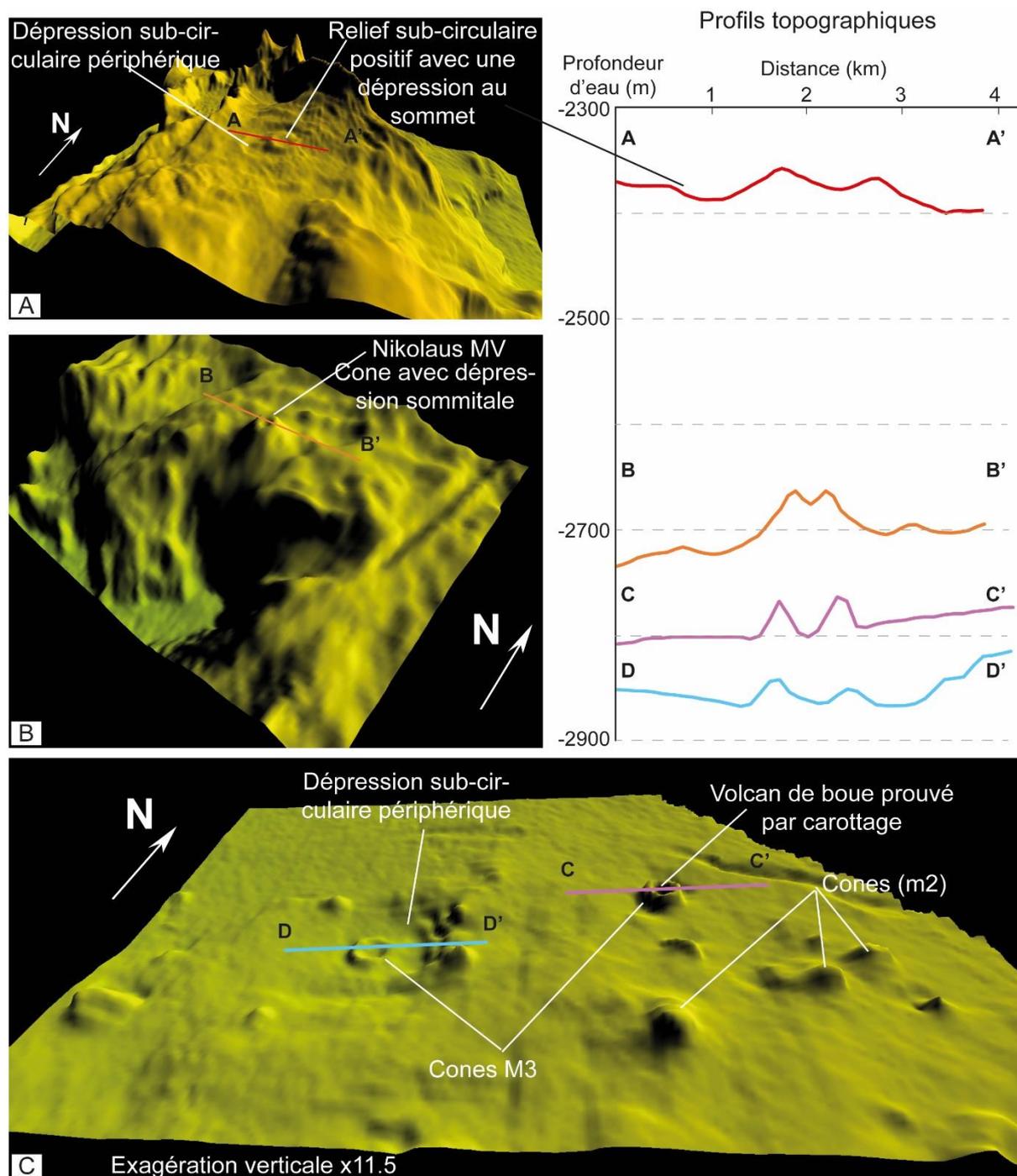


Figure 5-7 : Visualisation en trois dimensions de structures coniques avec une dépression au sommet (classe M3). A, B : au niveau du Prisme Calabrais (données bathymétriques M112). C : au niveau de la province occidentale du DSMN (données bathymétriques Fanil). Profils bathymétriques recoupant les différentes structures.

Pour la signature en réflectivité :

- les classes R2, R3 et R4 sont présentes dans chacune des zones d'étude avec des proportions variables,

- les classes R3 et R4 sont surtout majoritaires sur la Ride Méditerranéenne et sur le PAC tandis que la classe R2 est toujours très peu représentée (4%),
- la classe R1 est majoritairement localisée dans la Province Occidentale du DSMN (Figure 5-6) où elle est aussi prépondérante,
- à l'échelle d'une zone, la distribution des classes peut être encore plus complexe. Ainsi, sur la Ride Méditerranéenne, la classe R3 est plus représentée plus près du butoir que la classe R4.

Concernant les types de brèches argileuses :

- le type A1 est le plus abondant, représenté sur PAC, la RM et dans la Province Centrale du DSMN (Figure 5-6) mais jamais dans la Province Occidentale du DSMN,
- les types A2 et A3 sont moins abondants. Ils sont présents en proportion similaire sur la RM et dans les deux provinces du DSMN mais jamais sur le PAC.

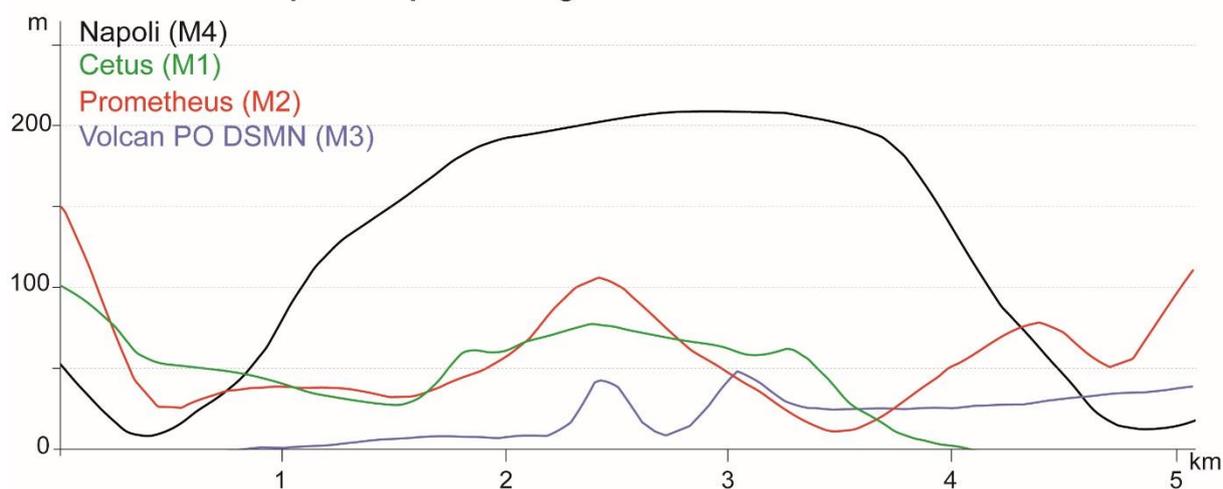
#### **5.1.4. Apports et limites de la classification « naturaliste »**

L'analyse morpho-bathymétrique permet d'obtenir une classification morphologique des volcans de boue, leur distribution spatiale et des premières associations de classes avec des zones géographiques. Cette méthode de « description par un observateur averti » est adaptée lorsque l'objectif est de décrire un objet, un analogue, mais elle devient biaisée dès lors que l'objectif est de traiter de manière identique une zone géographique très étendue. Les classes ainsi déterminées sont trop rigides et ne permettent pas de caractériser en détails les volcans de boue. La Figure 5-8A illustre des profils topographiques recoupant quatre volcans de boue prouvés par carottage et classés selon les quatre classes morphologiques définies. Le volcan de boue Napoli appartient à la classe M4 (partie centrale de la Ride Méditerranéenne), le volcan Prometheus à la classe M2 (partie occidentale de la Ride Méditerranéenne), le volcan Cetus à la classe M1 (Prisme d'Accrétion Calabrais) et l'exemple du volcan de boue de la Province Occidentale du DSMN appartient à la classe M3 (Figure 5-7C). Ces profils topographiques illustrent la diversité de la pente des flancs des volcans (valeur de pente plus ou moins faible) et de la forme du sommet des édifices (tabulaire, pointu, en dépression) (Figure 5-8A). Ils montrent **un continuum de formes principalement marquées par des variations de valeur de pente et de hauteur des flancs.**

La Figure 5-8B illustre des profils topographiques recoupant quatre volcans de la classe morphologique M1 (« galette ») localisées au niveau du PAC (Minerva, Cetus) et de la Province

Centrale du DSMN (Isis, Osiris). Ces volcans présentent tous un sommet plus ou moins tabulaire, dont la largeur varie de 3,5 km (Isis) à 1,2 km (Minerva). Leur sommet ne sont pas complètement plats mais présentent un faible relief topographique positif. Les valeurs de hauteur et de pente des flancs varient d'un volcan à l'autre (Figure 5-8B). Le volcan Minerva a des flancs dont la hauteur est plus élevée que celle des trois autres volcans et son sommet paraît plus bombé que tabulaire (Figure 5-8B). Sa forme pourrait alors être similaire à celle du volcan de boue Napoli (Figure 5-8A). Ces exemples illustrent qu'**au sein d'une même classe morphologique, les volcans de boue présentent donc une variabilité de leur forme**. La classification des volcans de boue selon leur morphologie dans ces classes figées peut donc s'avérer approximative en fonction du degré de détails pris en compte et du seuil utilisé pour attribuer une classe à un volcan donné.

### A. Volcans de boue prouvés par carottage



### B. Classe morphologique M1 («galette»)

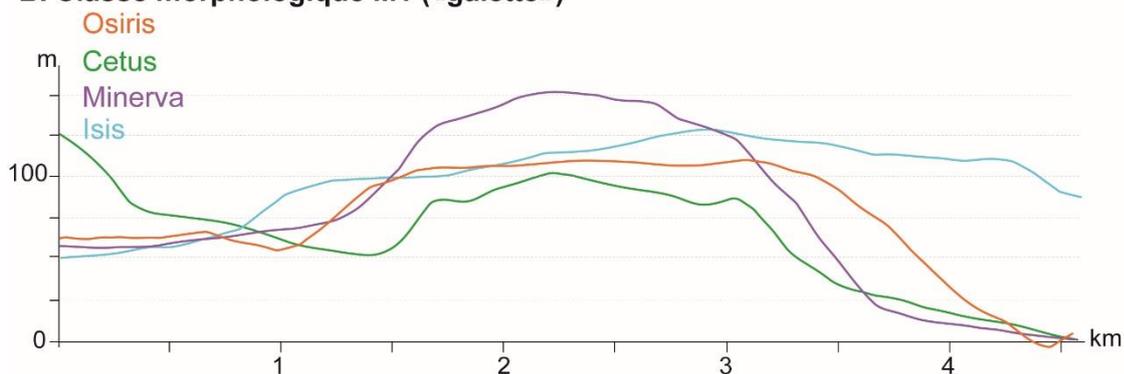


Figure 5-8 : Profils topographiques recoupant différents volcans de boue.

De plus, certains des volcans de boue cartographiés n'ont pu être associés à aucune des classes morphologiques définies. Ils présentent des formes plus complexes, illustrées par quelques exemples sur la Figure 5-9. Dans la Province Occidentale du DSMN, la caldera Menes

correspond à une dépression large d'une dizaine de kilomètres, dans laquelle sont dispersés plusieurs volcans de boue de forme conique (M2) dont certains présentent une dépression au sommet (M3) (Figure 5-9). Ceci pose plusieurs questions, notamment celle du lien entre les différents volcans et la dépression dans laquelle ils se construisent. La caldera est-elle d'origine structurale, indépendante des volcans de boue ou est-elle une conséquence du système d'expulsion de fluide/brèche ? En fonction des réponses à ces questions, ces volcans de boue pourraient également être classés dans la catégorie M4 (cône au sein d'une dépression). Dans le bassin de Spartivento (PAC), la caldera identifiée comme la tête de la structure Madonna dello Ionio est caractérisée par une dépression sub-circulaire au sein de laquelle se distinguent différents reliefs (gryphons ?) bordés par une ride périphérique de quelques dizaines de mètres de haut (Figure 5-9A). Dans la province centrale du DSMN, un volcan de boue présente une morphologie similaire, constitué d'une dépression sub-circulaire bordée par une ride périphérique dans laquelle s'organisent des morphologies différentes (cône avec ou sans dépression au sommet, dépression circulaire, gryphon) (Figure 5-9B). Une analyse de détail de cet édifice sera présentée dans le Chapitre 7 à partir d'un bloc de sismique réflexion 3D. Enfin, dans le bassin de Crotona (PAC), l'exemple du volcan de boue Venere révèle également une morphologie plus complexe, composée de deux cônes accolés, localisés en bordure d'une dépression sub-circulaire (Figure 1-7D). A l'exception de l'édifice de la Province Centrale du DSMN, les trois autres exemples ont été identifiés comme des PMV. Chacun présente plusieurs caractéristiques propres aux différentes classes morphologiques définies, mais ne peuvent pas être attribuées à l'une en particulier.

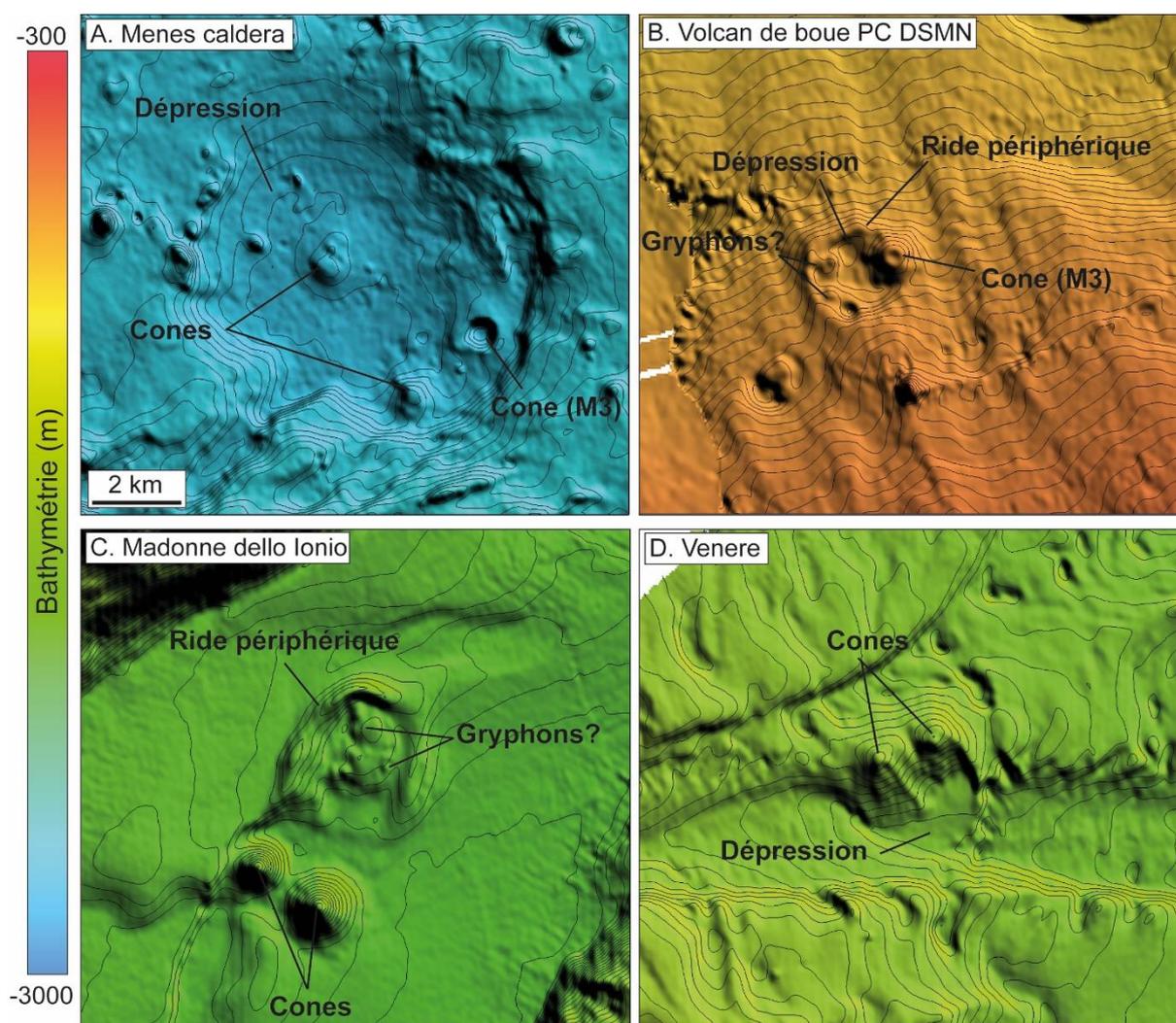


Figure 5-9 : Cartes bathymétriques illustrant les différentes morphologies complexes de volcan de boue.

**En conclusion**, cette analyse « naturaliste » a cependant permis d'identifier des critères de forme communs aux volcans de boue. C'est donc sur ce type de paramètres morpho-métriques (valeur de pente, dimensions, circularité) qu'il est nécessaire de se baser pour identifier, caractériser et comparer les volcans de boue entre eux.

La relation entre les classes morphologiques et les classes de réflectivité est également complexe. Si une tendance semble ressortir à une échelle locale, elle ne peut pas être vérifiée et la testée à une échelle régionale sans passer par une analyse quantitative de la réflectivité basée sur les variations d'énergie rétrodiffusée. Enfin, il n'est pas possible d'associer clairement un type de brèche à une classe morphologique ou de réflectivité spécifique de volcan de boue. De plus, différents types de brèche ont été retrouvés associés au même volcan. Le critère de faciès sédimentologique est difficile à intégrer dans l'analyse basée sur plusieurs paramètres d'une population puisqu'il s'agit d'une information ponctuelle. Dans la suite de cette étude, les

paramètres de réflectivité et de présence de brèches argileuses seront principalement utilisés comme critère de confiance dans l'identification des volcans de boue en Méditerranée Orientale.

## **5.2. Analyse des volcans de boue par méthode de discrimination automatisée**

La deuxième étape de ce travail a été le développement d'une approche automatisée permettant de s'affranchir des erreurs d'observation et d'interprétation de la morphologie du fond marin. Au cours de la première étape du protocole (cartographie et analyse « naturaliste »), j'ai pu définir plusieurs caractéristiques communes aux volcans de boue :

- ils ont une forme sub-circulaire et une topographie positive,
- ils sont majoritairement caractérisés par une amplitude du signal rétrodiffusé moyenne à forte,
- la présence de brèches argileuses certifie l'interprétation d'une morphologie donnée comme un volcan de boue,
- ils sont principalement regroupés en champs.

La sélection et l'identification automatisée des volcans de boue s'appuient sur le couplage de ces différentes caractéristiques. Cette méthode d'identification se décompose en plusieurs étapes :

- les morphologies sont sélectionnées automatiquement via un algorithme de sélection de forme basé sur des critères géométriques définis. L'objectif est de localiser un maximum de morphologies répondant aux mêmes critères de forme et de délimiter leur emprise de façon identique, quel que soit la zone d'étude,
- les données de réflectivité sont segmentées pour ne conserver que les fortes réflectivités associées aux volcans de boue. Pour cette étape, les données de forte réflectivité ne sont pas discriminées selon leur intensité (moyenne et forte), l'objectif étant de sélectionner tous les volcans quel que soit leur type et degré d'activité (quiescence ou activité récente) et non de les distinguer,
- les deux résultats de ces analyses sont couplés à d'autres critères (sédimentologiques, proximité, regroupement) pour attribuer un indice de confiance aux volcans considérés.

### 5.2.1. Résultats de la sélection automatique de forme

Dans ce chapitre, le terme « forme » désigne toute structure de forme sub-circulaire au relief topographique positif sélectionnée par le protocole de sélection automatique de forme (Chapitre 4).

Le protocole de sélection automatique de forme a été appliqué aux données bathymétriques disponibles pour ce travail. Au total, 653 morphologies dont la forme répond aux critères géométriques choisis ont été discriminées dans les zones d'étude à l'échelle de la Méditerranée Orientale (Figure 5-10). Les formes sélectionnées ont une élévation comprise entre 10 et 200 m, une base dont le rapport d'aspect est inférieur à 1,75, un diamètre supérieur à 200 m et elles présentent des valeurs de pente caractérisant un relief topographique positif.

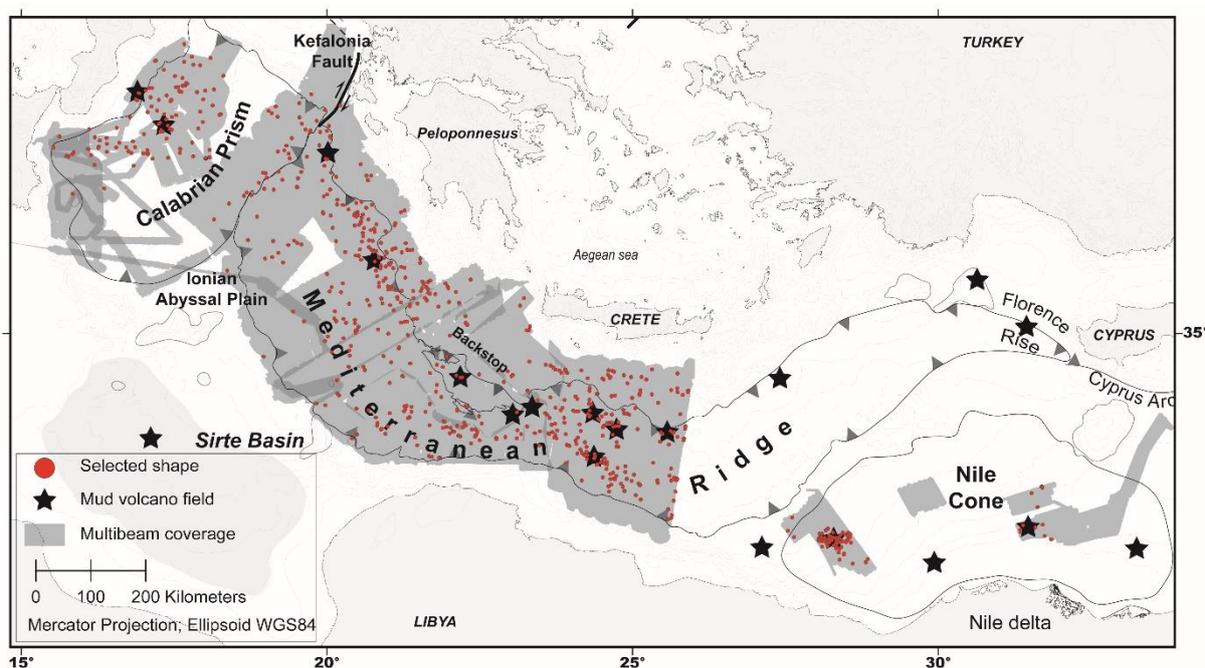


Figure 5-10 : Distribution des résultats de la sélection automatique de forme à l'échelle de la Méditerranée Orientale. Les champs de volcans de boue sont ceux présentés dans le Chapitre 2.

Ainsi, 33 volcans de boue ont été sélectionnés par cette méthode sur les 39 volcans de boue prouvés par carottage. Ceci donne un pourcentage de réussite de la reconnaissance automatique de 78-85%. Pour les volcans de boue prouvés par carottage qui n'ont pas été sélectionnés automatiquement, l'explication vient de :

- leur complexité morphologique comme l'exemple de la caldera de la tête de la Madonna dello Ionio dans le bassin de Spartivento (PAC) (Figure 5-11A),

- leurs caractéristiques géométriques n'appartiennent pas aux intervalles de sélections choisis (pente trop faible ou rapport d'aspect trop élevé). C'est le cas pour deux reliefs localisés dans le couloir Medriff, pour trois volcans du champ Olympie et pour le volcan de boue Dublin dans le champ UNR de la partie centrale de la Ride Méditerranéenne (Figure 5-11C, D, F, G).

Aucune morphologie répondant aux critères géométriques définis n'a été sélectionnée dans le champ Pan di Zucchero, dans le bassin Castiglione sur la branche occidentale de la Ride Méditerranéenne (Figure 5-11E). Pourtant, deux carottes contenant des brèches argileuses y ont été décrites (Hieke et al., 1996) et interprétées comme des indices de la présence de volcans de boue. Une situation similaire existe pour la structure appelée Unnamed MV localisée à la limite du contact prisme-butoir, au niveau du champ Cobblestone de la Ride Méditerranéenne, sur laquelle une carotte contenant de la brèche a été prélevée (Limonov et al., 1995). Toutefois, dans ces deux exemples, les carottes sont localisées à proximité de reliefs escarpés et il n'existe pas de morphologies sub-circulaires visibles sur les données bathymétriques (Figure 5-11B). Dans ce cas, les reliefs à proximité des carottes sont-ils des volcans de boue dont la forme est plus elliptique ou bien la brèche décrite dans les carottes correspondrait-elle plutôt à des matériaux superficiels mobilisés suite à des glissements ayant affecté les escarpements ?

Dans la suite de cette analyse, seules les structures dont la forme répond aux mêmes critères géométriques que ceux des volcans de boue prouvés par carottage et sélectionnées par le protocole de sélection automatique sont prises en compte.

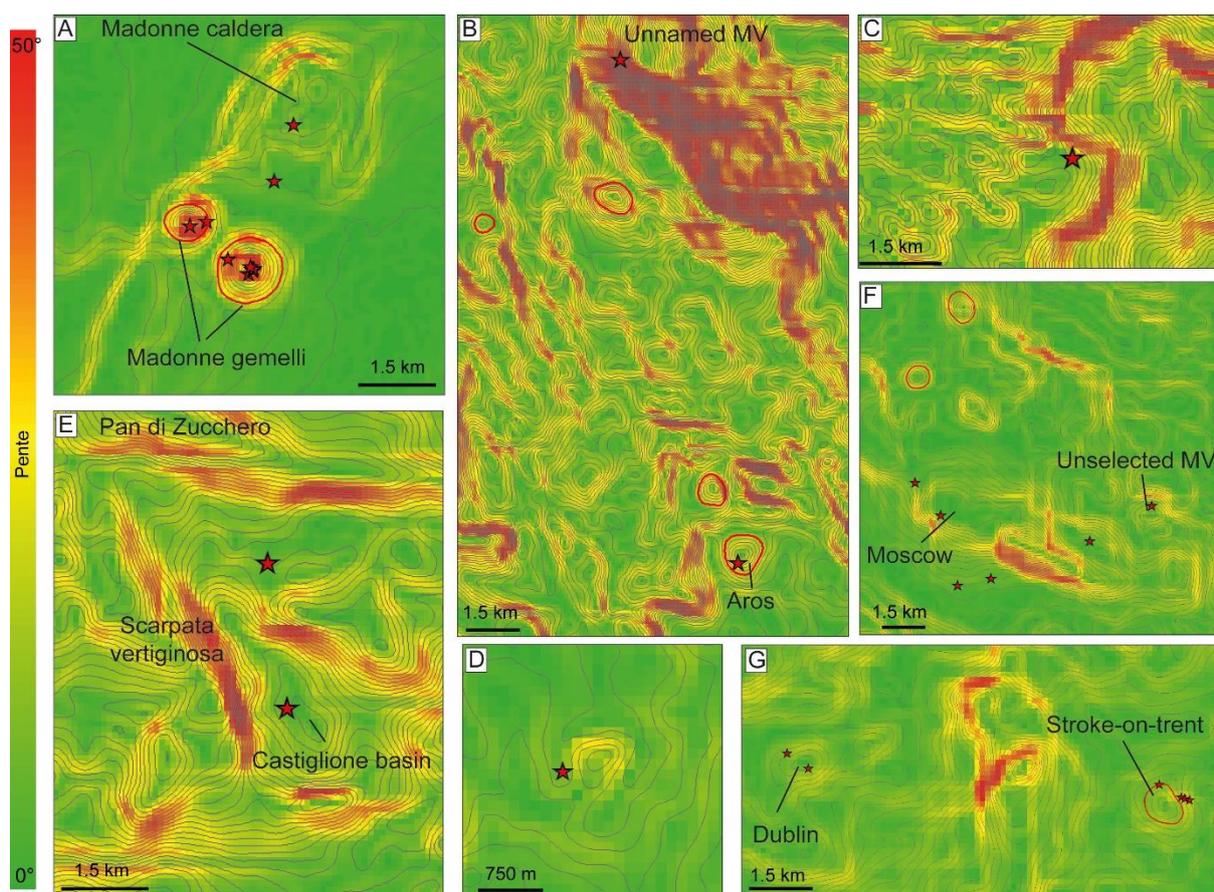


Figure 5-11 : Cartes des pentes : exemples de volcans de boue prouvés par carottages mais non sélectionnés.

**En conclusion, les volcans de boue localisés sur les marges passives du DSMN et Libyo-égyptienne et sur les marges actives des deux prismes d'accrétion possèdent les mêmes caractéristiques morpho-métriques (forme de leur base et relief topographique positif).** Ces critères peuvent être comparés par le biais d'analyses statistiques.

Cette méthode de sélection de forme automatisée n'exclut pas la sélection d'autres structures, tels que les crêtes de plis et les artefacts liés à l'acquisition. Celles-ci sont en majorité supprimées au cours de l'étape de nettoyage mais, pour affiner encore leur suppression et ne conserver que les volcans de boue, les variables de hauteur, volume et rapport d'aspect des volcans de boue prouvés par carottages (PMV) ont été comparés à celle des structures non identifiées afin de les discriminer (Figure 5-12 et Figure 5-13).

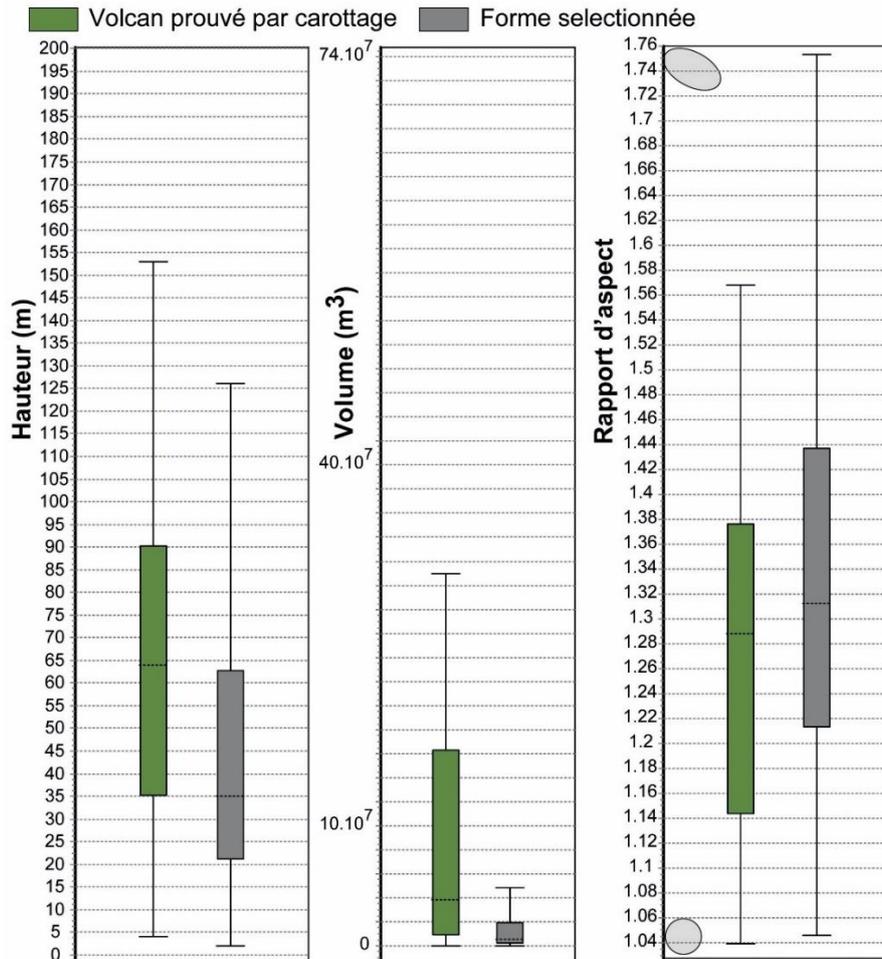


Figure 5-12 : Illustration des paramètres de taille des volcans de boue prouvés par carottage et des formes sélectionnées.

Les volcans de boue prouvés par carottage montrent des hauteurs comprises entre 5 et 150 m avec une moyenne de 65 m, un rapport d'aspect compris entre 1,04 et 1,57 avec une moyenne de 1,29 et des volumes compris entre 10<sup>3</sup> m<sup>3</sup> (Chefren) et 70.10<sup>8</sup> m<sup>3</sup> (Toronto) avec une moyenne de 35.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> (Figure 5-12). Les autres structures ont des valeurs similaires. Le critère de forme n'est donc pas suffisant pour discriminer de façon fiable l'ensemble des structures sélectionnées et séparer les volcans de boue des autres structures.

Pour poursuivre cette étape de discrimination et tendre à ne conserver que les volcans de boue, je suis repartie des volcans de boue prouvés par carottage pour proposer une caractérisation plus précise de leur forme en utilisant la variable d'aplatissement vertical représentée par l'indice de forme. Il existe alors une variabilité dans la forme des volcans de boue entre une morphologie plutôt aplatie à une plus conique (Figure 5-13). L'ajout au graphique des structures non identifiées montre une dispersion similaire des formes pour celles-ci, avec quelques valeurs extrêmes (Figure 5-13). L'analyse des variables morphométriques ne

---

permet pas d'identifier des classes ou des regroupements de structures. Le critère de forme n'est donc pas suffisant pour discriminer les volcans de boue des autres structures. Il faut donc maintenant ajouter d'autres critères pour attribuer un indice de confiance aux formes sélectionnées pour l'identification des volcans de boue.

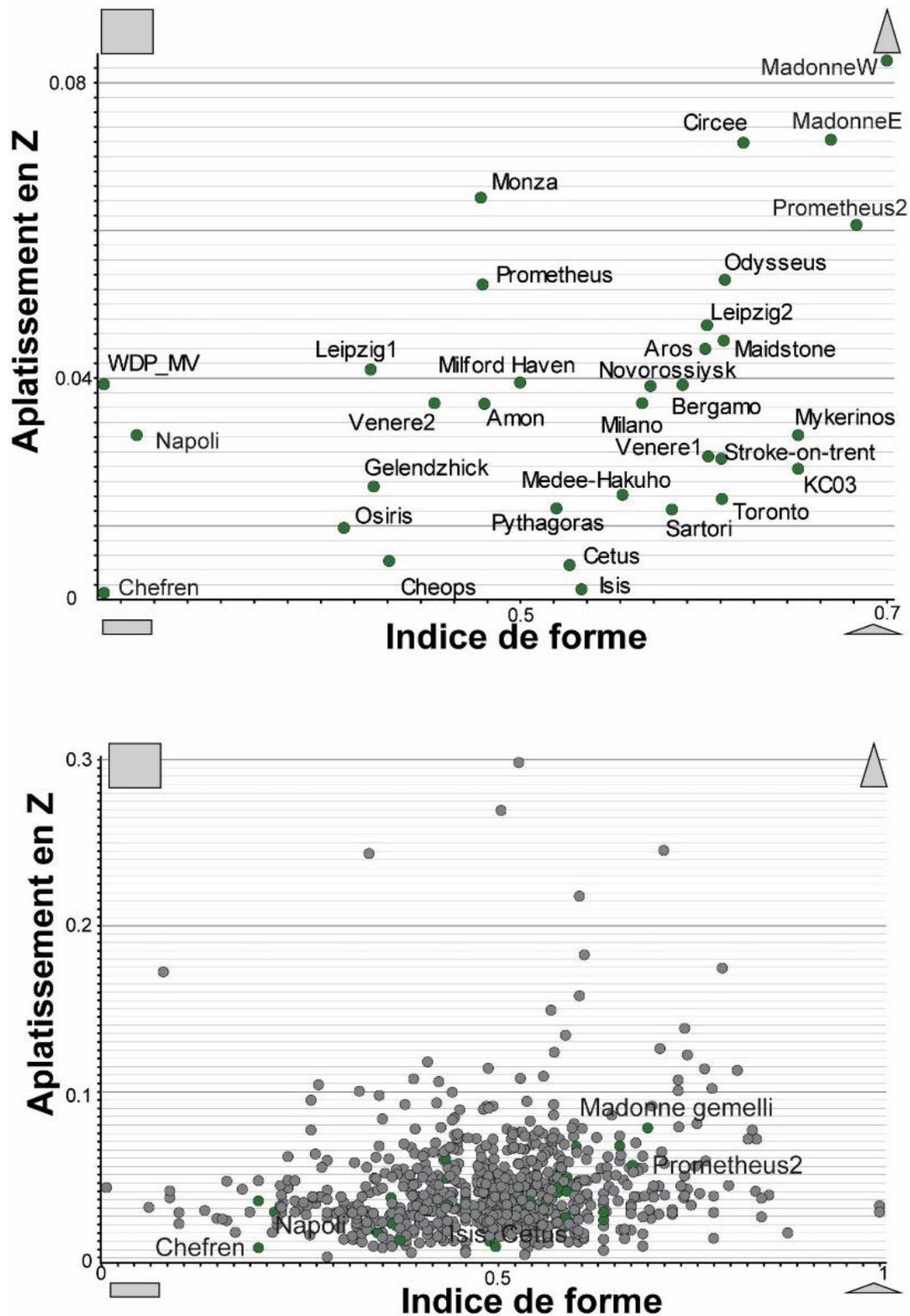


Figure 5-13 : Graphiques représentant l'aplatissement vertical en fonction de l'indice de forme des volcans de boue prouvés par carottage (graphique supérieur) et des structures sélectionnées automatiquement (graphique inférieur). Les structures en vert correspondent aux volcans de boue prouvés par carottage.

### **5.2.2. Couplage des formes sélectionnées et des données de réflectivité**

La cartographie des fortes réflectivités a été superposée à la cartographie des formes sélectionnées automatiquement (Figure 5-14A, B). Ce couplage de données illustre trois configurations (Figure 5-14C) :

- Configuration 1 : certaines formes sélectionnées n'ont pas de zone de fortes réflectivités associées (384 structures). La structure ne possède qu'un critère de reconnaissance (forme),
- Configuration 2 : certaines formes sélectionnées sont associées à des zones de forte réflectivité (338 structures). La structure possède deux critères de reconnaissance (forme et réflectivité),
- Configuration 3 : certaines zones de forte réflectivité ne recouvrent pas les formes sélectionnées. Ces zones réflectives sont associées soit à des morphologies dont les caractéristiques géométriques diffèrent de celles définies pour la sélection de forme, soit à un fond de mer sans relief distinct.

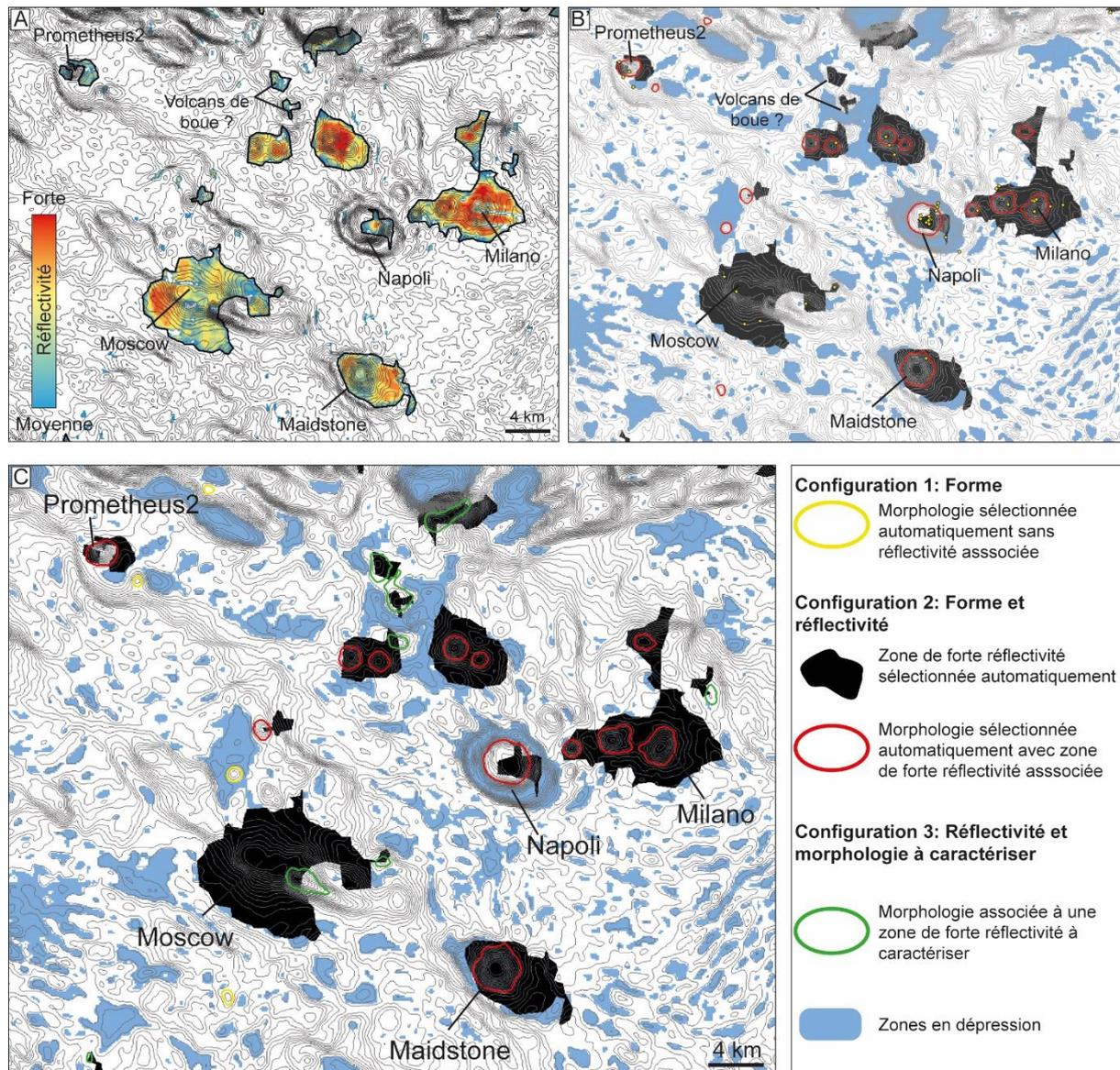


Figure 5-14 : (A) représentation des zones de réflectivité sélectionnées au niveau du champ de volcan de boue Olympie ; (B) Carte illustrant la superposition des formes sélectionnées aux zones de réflectivité sélectionnées ; (C) Représentation des différentes configurations.

### 5.2.3. Définition d'un indice de confiance et distribution des structures identifiées

Pour affiner la discrimination des volcans de boue, seules les configurations 1 et 2 ont été conservées. La configuration 3 pourra être ajoutée ultérieurement. Une échelle de confiance a alors été définie selon plusieurs critères :

- la présence de brèches argileuses : ce critère est prépondérant pour confirmer la nature de la structure comme un volcan de boue (critère sédimentologique),
- la forme,

- la forte réflectivité,
- la localisation dans un périmètre proche des brèches argileuses (critère de proximité),
- la disposition en champ (critère de regroupement).

Un indice de confiance est ensuite attribué à chaque structure selon le nombre de critères qui la caractérise. Six niveaux d'indice de confiance sont proposés (Figure 5-15) :

- 1 : la structure est associée à de la brèche argileuse, il s'agit d'un volcan de boue (33 volcans de boue),
- 0,8 : la structure répond aux critères de forme et de réflectivité (configuration 2) et elle est localisée dans un périmètre de rayon de 25 km autour d'une carotte contenant des brèches argileuses (119 structures),
- 0,6 : la structure répond aux critères de forme et de réflectivité (configuration 2) (178 structures),
- 0,4 : la structure répond au critère de forme (configuration 1) et elle est située à proximité de volcans de boue avérés (36 structures),
- 0,2 : la structure est située à proximité d'un champ de structures présentant de fortes réflectivités (88 structures),
- 0,1 : la structure répond seulement au critère de forme (199 structures).

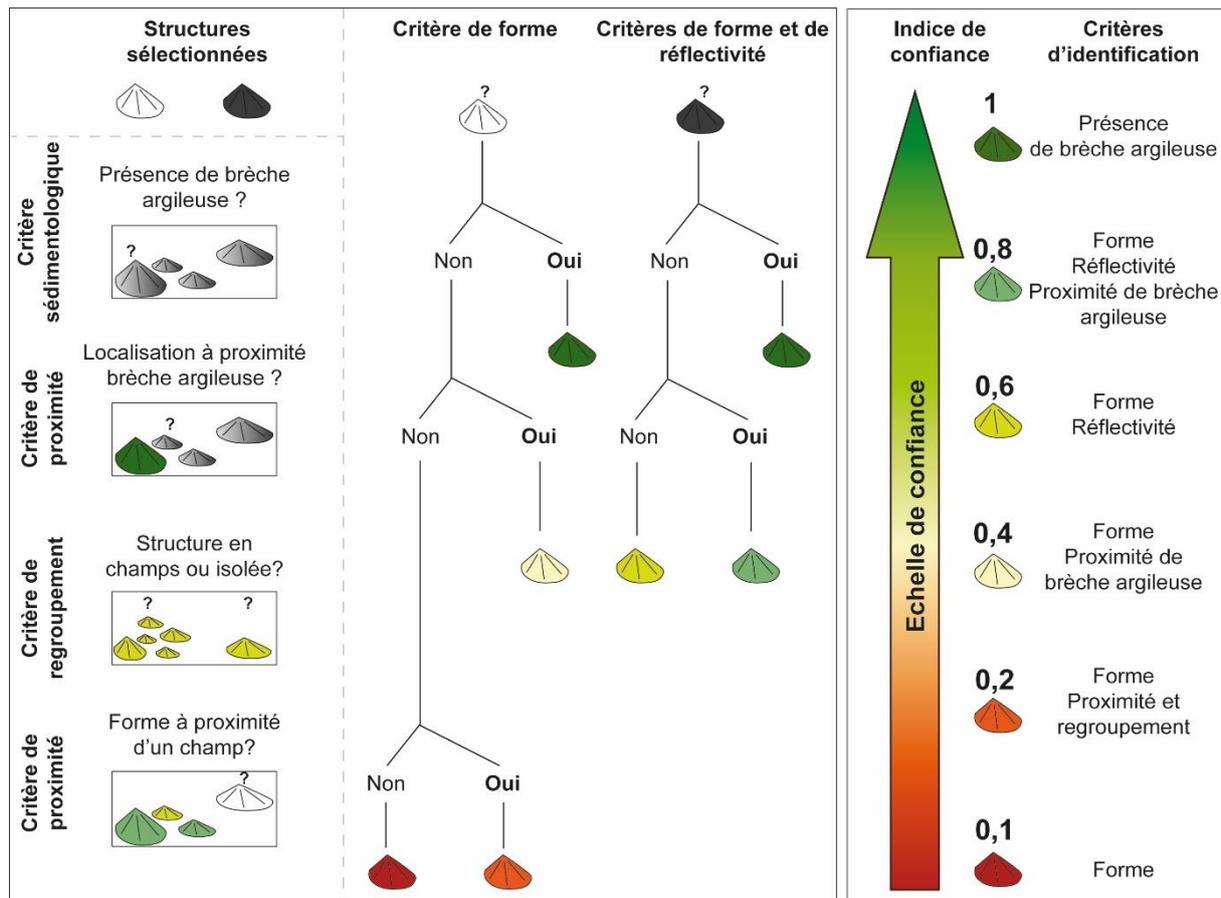


Figure 5-15 : Illustration des différentes étapes pour l'attribution d'un indice de confiance aux structures identifiées.

La distribution des structures classées selon cet indice de confiance à l'échelle de la Méditerranée Orientale est présentée sur la Figure 5-16. Au total, 81 structures ont été identifiées au niveau du PAC, 281 sur la RM et 83 au niveau du DSMN dont 72 sont localisées dans la Province Occidentale et 11 dans la Province Centrale-Orientale.

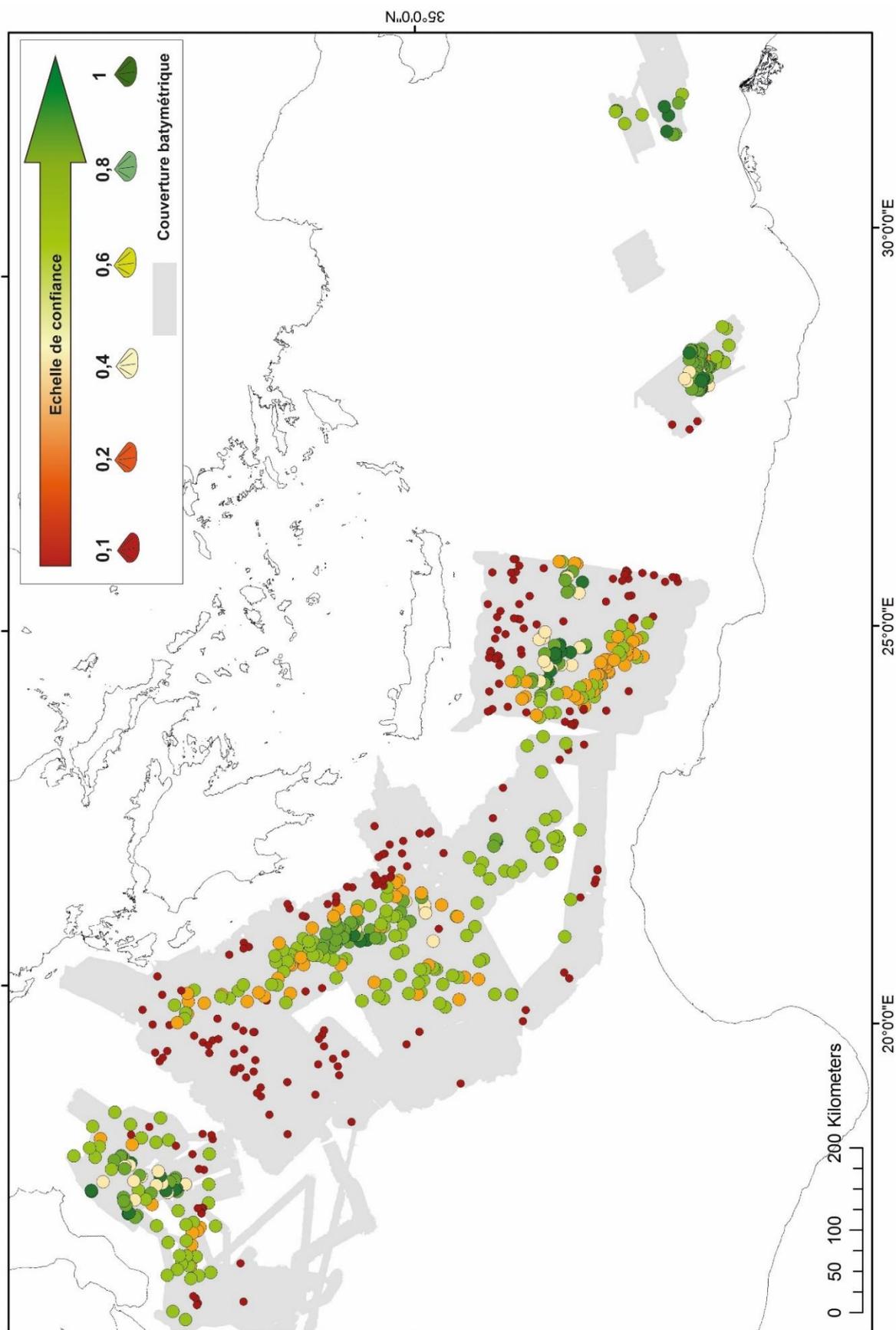


Figure 5-16 : Répartition des structures sélectionnées automatiquement classées selon l'indice de confiance défini à l'échelle de la Méditerranée Orientale.

## 5.3. Caractérisations morphométriques des volcans de boue identifiés

Les paramètres définissant la taille (hauteur, surface de la base, volume) et la forme (rapport d'aspect, pentes, aplatissement vertical) sont maintenant utilisés pour caractériser les volcans de boue identifiés et les comparer selon leur localisation géographique (marge active, passive). Seules les structures identifiées avec un indice de confiance supérieur ou égal à 0,2 sont prises en compte et considérées comme des volcans de boue. Les structures avec un indice de 0,1 (unique critère de forme) sont majoritairement interprétées comme des reliefs structuraux (crête de plis ou haut structural).

### 5.3.1. Caractérisation des dimensions des volcans de boue identifiés

#### Quelles sont les dimensions des volcans de boue identifiés ?

La Figure 5-17 illustre la distribution des valeurs des paramètres caractérisant l'extension spatiale horizontale (longueur maximale et surface de la base), la hauteur maximale et le volume des édifices discriminés selon leur indice de confiance. Les valeurs d'extension spatiale horizontale (base des structures) sont très similaires, quel que soit l'indice de confiance des édifices identifiés. La population de volcans de boue prouvés par carottage (indice 1) se distingue des autres populations (Figure 5-17). Comme précisé précédemment, cette différence est probablement induite par le choix des cibles lors des campagnes d'échantillonnage.

Ainsi, les édifices ont des longueurs maximales (axe majeur) qui s'étendent entre 250 m et 5300 m. Pour les volcans de boue prouvés par carottage, la valeur médiane est de 1420 m, avec une distribution principale de valeurs comprise entre 1000 m et 2500 m. Pour les autres édifices, les valeurs médianes sont comprises entre 800 et 1100 m et leur distribution majeure est comprise entre 500 et 1400 m (Figure 5-17). Concernant les superficies, elles sont comprises pour l'ensemble des édifices entre 32 000 m<sup>2</sup> et 14 000 000 m<sup>2</sup> avec des valeurs médianes très proches, égales à 500 000 m<sup>2</sup>. Pour les volcans de boue prouvés, cette valeur de superficie est de 1 500 000 m<sup>2</sup> (Figure 5-17).

Les différentes classes montrent des valeurs de hauteur qui s'étendent entre quelques mètres et 150 m (185 m pour la plus haute) (Figure 5-17). Celles dont la hauteur n'excède pas les 10 m correspondent à des reliefs localisés au sommet de morphologies sub-circulaires avec des flancs caractérisés par des pentes très faibles. Pour ces morphologies en particulier, les

courbes de niveaux modélisant leur base n'ont pas été identifiées par le protocole de sélection automatique de forme. Les volcans de boue prouvés par carottage ont une hauteur médiane égale à 64 m, avec une distribution principale de valeurs comprise entre 35 m et 90 m. Les autres populations ont une hauteur médiane de 35-40 m, avec une distribution principale comprise entre 20 m et 70 m (Figure 5-17). La population caractérisée par l'indice de confiance 0,4 (formes localisées à proximité de dépôts de brèches argileuses) se distingue légèrement des autres populations par ses valeurs de hauteur moins élevées. La majorité des édifices de cette classe a une hauteur comprise entre 15 m et 40 m avec une valeur médiane de 25 m (Figure 5-17).

Comme pour l'extension spatiale horizontale et la hauteur, les volcans de boue prouvés sont les plus volumineux tandis que la population d'indice 0,4 est caractérisée par les plus faibles volumes (Figure 5-17).

**Caractérisation des dimensions des volcans de boue : Les volcans de boue identifiés en Méditerranée Orientale ont des diamètres compris entre 250 m et 5300 m (valeur médiane ~800-1100 m) et des hauteurs comprises entre 20 m et 90 m (valeur médiane ~35-40m).**

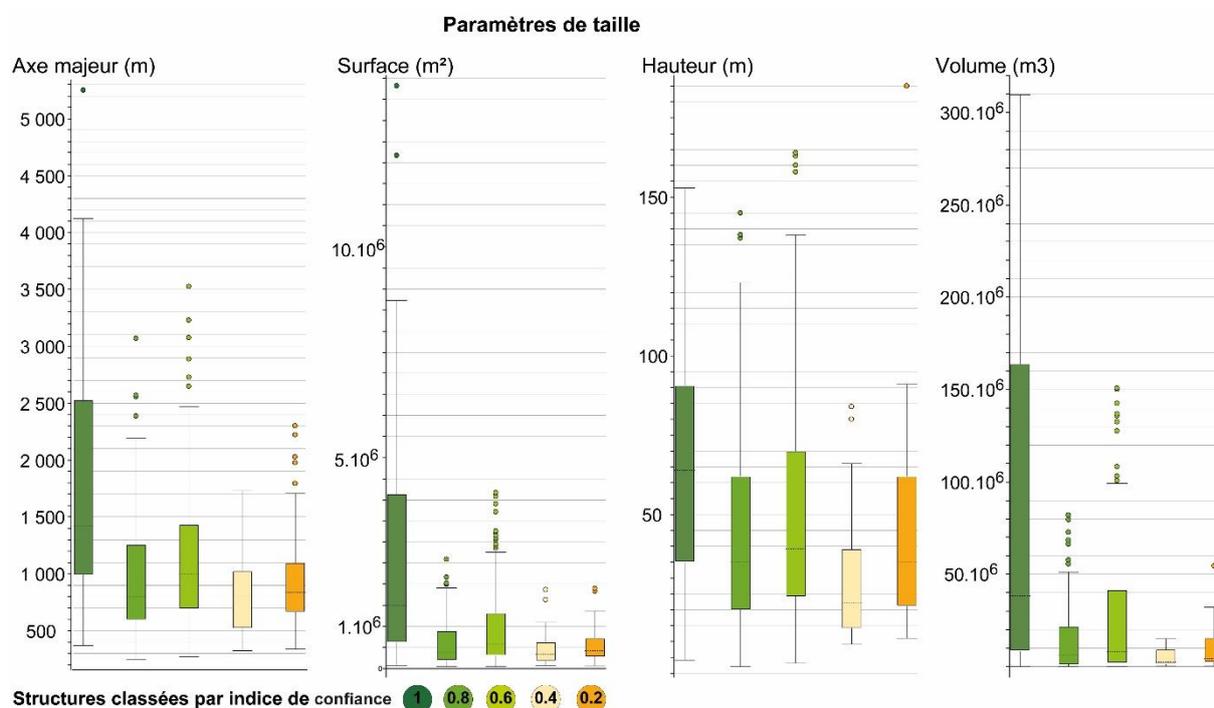


Figure 5-17 : Illustration des paramètres de taille des structures identifiées classées selon l'indice de confiance défini.

### 5.3.2. Relation entre les dimensions des structures et le contexte géologique

Les édifices montrent-ils des différences de dimension selon le contexte dans lequel ils se trouvent ?

Pour tous les indices confondus, la Figure 5-18 illustre les différents paramètres de taille des édifices selon leur localisation géographique. Les édifices localisés sur les marges actives sont en orange (PAC), rouge et en rose (partie occidentale et centrale de la RM respectivement) et ceux de la marge passive sont en bleu clair et bleu foncé (Province Occidentale et Orientale du DSMN respectivement).

Sur la RM et dans le PAC, les édifices ont des valeurs d'extension spatiale horizontale (surface et longueur maximale) similaires. Dans le détail, pour la RM, les valeurs médianes de la longueur maximale sont égales à 1000 m et leur distribution majeure est comprise entre 750 et 1400 m ; pour le PAC, la distribution de valeurs de longueur est plus étalée, de 600 m à 1700 m avec une valeur médiane de 900 m. Les valeurs d'extension spatiale horizontale des édifices localisés sur la marge passive du DSMN présentent des différences d'avec les précédents. Sur la marge du DSMN, les édifices localisés dans la Province Orientale ont des dimensions similaires à ceux des prismes d'accrétion mais la distribution des valeurs est plus étalée (de 600 m à 2800 m). Dans la province Occidentale, les édifices ont une extension spatiale horizontale inférieure aux autres structures de la Méditerranée Orientale, avec une longueur maximale comprise entre 400 et 800 m et une valeur médiane de 600 m.

Sur les prismes d'accrétion, les édifices ont des valeurs de hauteur allant de quelques mètres à plus d'une centaine de mètres. La distribution majeure des valeurs de hauteur est similaire entre le PAC et la partie centrale de la RM (20 - 60 m avec une médiane de 30 m). Les morphologies sont légèrement plus élevées dans la partie occidentale de la Ride Méditerranéenne (30 - 75 m avec une médiane de 50 m) (Figure 5-18). En revanche, celles localisées dans le DSMN ont des valeurs de hauteur plus faibles que celles des marges actives, comprises entre 15 et 35 m dans la Province Occidentale et de 5-40 m avec une valeur médiane de 30 m dans la Province Orientale.

Concernant les valeurs de volume, les édifices localisés dans la Province Occidentale du DSMN sont moins volumineuses que ceux des prismes d'accrétions. En revanche, les édifices de la Province Orientale du DSMN sont plus volumineux que celles des autres régions (Figure 5-18).

**Relation dimensions des volcans de boue et contexte géologique : Bien que toutes les dimensions soient retrouvées dans chaque contexte, les volcans de boue des marges active et passive ont des dimensions différentes :**

- ceux des prismes d'accrétion ont une extension spatiale et une topographie plus élevée que les édifices de marge passive,
- les volcans de boue de la Province Orientale se démarquent par leur extension spatiale et leur volume plus élevé que ceux des autres régions,
- les volcans de boue de la Province Occidentale du DSMN ont des dimensions, en terme de hauteur et d'extension spatiale, inférieures aux volcans des autres régions.

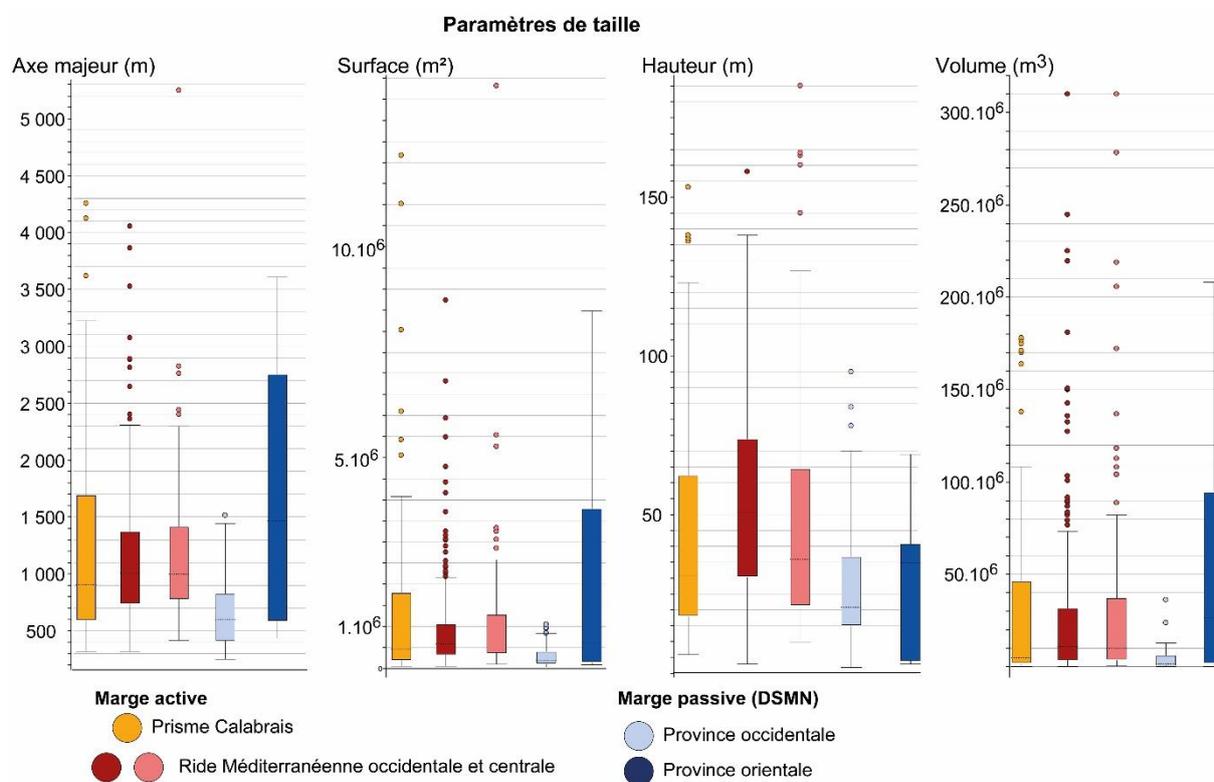


Figure 5-18 : Illustration des paramètres de taille des structures identifiées classées selon leur localisation géographique.

### 5.3.3. Caractérisation de la forme des volcans de boue

Quelle est la forme des volcans de boue ?

La Figure 5-19 illustre la distribution des valeurs de pente moyenne et du rapport d'aspect des volcans de boue : ils sont classés par indice de confiance puis classés par localisation géographique pour tous les indices confondus de 0,2 à 1. La distribution des valeurs

de pente est similaire pour les indices 1, 0,8, 0,6 et 0,2. La majorité des volcans de boue prouvés par carottage est caractérisée par des pentes comprises entre  $3,5^{\circ}$  et  $6^{\circ}$  avec une valeur médiane de  $4,5^{\circ}$ . Les autres classes ont en majorité des pentes comprises entre  $3,5^{\circ}$  et  $7^{\circ}$  et une médiane de  $5^{\circ}$  (Figure 5-19). Les édifices d'indice 0,4 se démarquent des autres par leurs valeurs de pente moyenne plus faibles, comprises entre  $3,2^{\circ}$  et  $5^{\circ}$ , avec une valeur médiane de  $3,6^{\circ}$ . La distribution des valeurs de rapport d'aspect est similaire pour les différents indices. La majorité des édifices a un rapport d'aspect compris entre 1,15 et 1,5 avec une valeur médiane de 1,3. Les valeurs extrêmes s'étendent de 1,05 à 1,9 (Figure 5-19). La base des édifices a une forme plutôt sub-circulaire qu'elliptique. Ces valeurs de rapport d'aspect en Méditerranée Orientale sont du même ordre de grandeur que celles des 45 volcans de boue continentaux d'Azerbaïdjan comprises entre 1,20 et 1,95 avec une valeur médiane de 1,32 (Bonini et Mazzarini, 2010).

Les volcans de boue localisés au sein du PAC, de la partie centrale de la Ride Méditerranéenne et de la Province Occidentale du DSMN présentent une distribution de valeur de pente similaire, comprises entre  $3,4^{\circ}$  et  $6^{\circ}$  (médiane de  $4,5^{\circ}$ ) au niveau des prismes d'accrétion et entre  $2,9^{\circ}$  et  $5,7^{\circ}$  (médiane de  $4^{\circ}$ ) pour ceux du DSMN (Figure 5-19). Les valeurs de pente moyenne des édifices sont plus grandes dans la partie occidentale de la RM, avec des valeurs comprises entre  $4,4^{\circ}$  et  $7,7^{\circ}$  (médiane de  $6^{\circ}$ ), tandis que celles des édifices de la Province Orientale du DSMN sont plus faibles avec une valeur médiane de  $2,3^{\circ}$ . La distribution des valeurs de rapport d'aspect est équivalente selon les différentes localisations géographiques. Dans le détail, la valeur médiane des édifices localisés dans la partie occidentale de la RM est plus élevée (1,35) que celle des autres régions (1,3-1,33) (Figure 5-19).

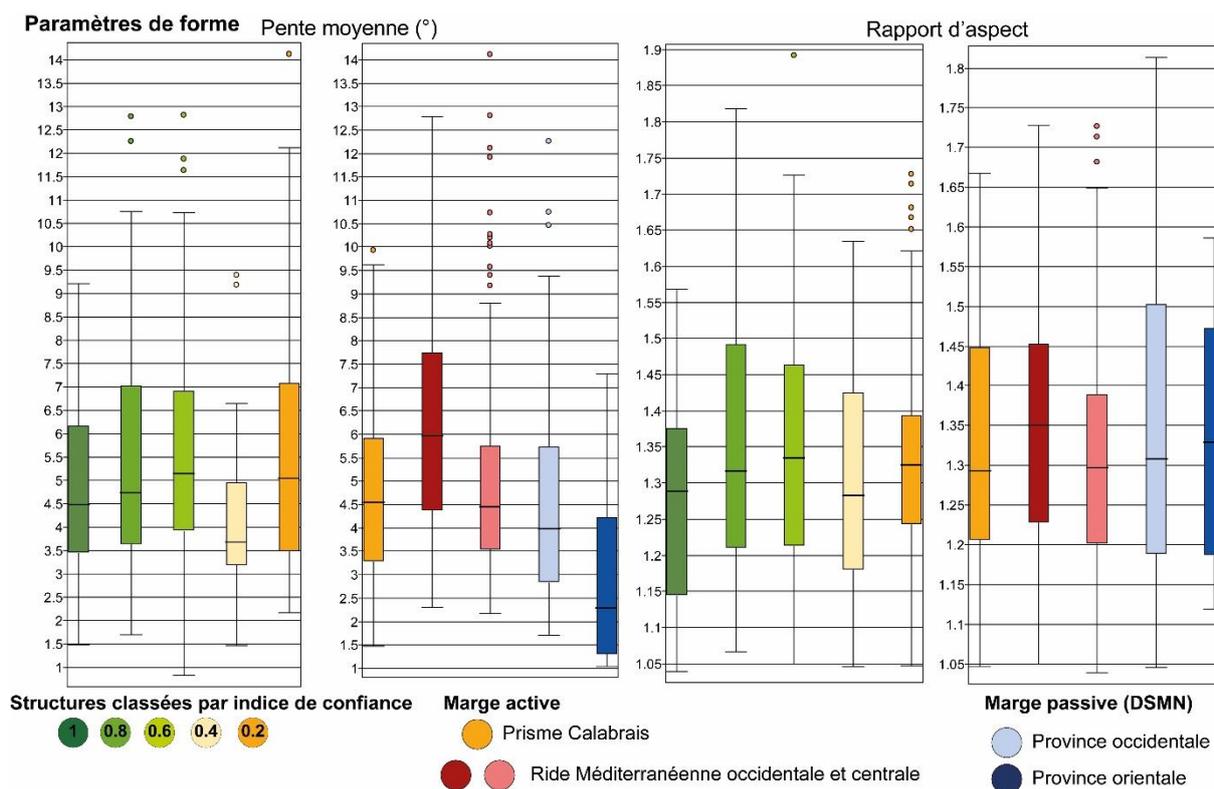


Figure 5-19 : Illustration des valeurs de pente moyenne et de rapport d'aspect par classes d'indice de confiance et par localisation géographique

Pour aller plus loin dans la caractérisation de la forme des volcans de boue, deux indices morphologiques ont été définis et calculés : l'aplatissement vertical (rapport entre la hauteur et la longueur maximale de la base de la structure) et l'indice de forme (tiré de la distribution des valeurs d'altitude des structures). Plus l'aplatissement vertical tend vers 0, plus la forme de l'édifice est aplatie et plus il tend vers 1, plus l'édifice a des flancs redressés. Pour l'indice de forme, plus la valeur tend vers 0, plus le volcan montre un sommet tabulaire et plus la valeur tend vers 1, plus le volcan a un sommet pointu (Chapitre 4, paragraphe 4.3.4). Les deux indices sont couplés pour visualiser la forme générale de chaque volcan de boue. Tout d'abord, seuls les volcans de boue prouvés par carottage ont été utilisés graphiquement pour identifier les principales formes « type ». La Figure 5-20 montre deux graphiques représentant l'indice d'aplatissement vertical des volcans de boue prouvés par carottage en fonction de leur indice de forme. Les volcans sont nommés et classés par localisation géographique. Les deux graphiques sont identiques mais sur le second, des profils topographiques de certains volcans, avec la même échelle verticale et horizontale, sont ajoutés pour illustrer la diversité des formes.

La majorité des volcans est rassemblée dans la partie centrale-droite du graphique, excepté le volcan de boue Napoli et deux volcans de la Province Occidentale du DSMN localisés dans la partie gauche. Les volcans ont un indice de forme compris entre 0,4 et 0,7 et

un aplatissement vertical compris entre 0,01 et 0,082 (Figure 5-20). Le volcan de boue Napoli a un indice de forme de 0,27 et un aplatissement vertical de 0,032. Les volcans localisés dans la partie haute du graphique, à droite (indice de forme  $> 0,6$  et aplatissement  $> 0,05$ ), ont une forme de cône avec un sommet pointu et des flancs aux pentes élevées (cônes de la structure Madonna dello Ionio) (Figure 5-20). Ces formes peuvent être assimilées à la classe morphologique M2 (coniques) précédemment définie. Les édifices avec un indice de forme élevé ( $> 0,6$ ) et un aplatissement inférieur à 0,5 ont des flancs aux pentes plus faibles que les édifices coniques ou ceux situés dans la partie gauche du graphique (volcan de boue Toronto) (Figure 5-20). Au centre du graphique, pour des valeurs d'indice de forme compris entre 0,5 et 0,6 et des valeurs d'aplatissement inférieures à 0,064, les volcans montrent un sommet plus arrondi et des flancs aux pentes plus douces que les cônes (volcans de boue Prometheus 2, Maidstone, Milano, Medee-Hakuho) (Figure 5-20). Les édifices avec un indice de forme inférieur à 0,5 et un aplatissement inférieur à 0,05 ont des variations de pente au niveau de leurs flancs : ceux-ci sont abrupts à la base de l'édifice (Isis, Cetus, Pythagoras), puis ont un sommet tabulaire (Napoli, Osiris) ou pointu (Amon, Pythagoras) (Figure 5-20). Ces différentes formes peuvent être assimilées à la classe morphologique M1 (structures plates) précédemment définie (Figure 5-2). D'après les profils topographiques, plus les volcans ont un aplatissement vertical faible (donc une forme aplatie), plus elles semblent être volumineuses (Figure 5-20).

Les valeurs des deux indices morphologiques obtenus pour les volcans de boue de la Province Occidentale du DSMN sont à interpréter avec précaution. Quatre volcans de boue ont été prouvés par carottage dans cette province. Sur la Figure 5-20, ces quatre structures ont des valeurs d'indice de forme différentes d'une structure à l'autre, de 0,25 à 0,66. L'ensemble des volcans de boue de cette province présente des formes variées comprenant des morphologies aux flancs très plats (Cheops), d'autres aux flancs abrupts, coniques, marquées parfois par une large dépression profonde au sommet (Mykerinos). Selon la dimension et la profondeur de la dépression localisée au sommet l'édifice, la valeur de l'indice de forme peut être biaisée. Cet indice suppose une distribution classée des valeurs d'altitude sur l'édifice, avec les valeurs minimales (altitudes les plus profondes) localisées au niveau de la base l'édifice et les valeurs maximales (altitudes les moins profondes) au sommet de l'édifice (Chapitre 4, paragraphe 4.3.4). Pour les volcans où la dépression sommitale est de faible dimension par rapport à celle de l'édifice, l'influence de la profondeur de la dépression est faible sur la valeur de l'indice de forme. Lorsque celle-ci présente des dimensions grandes par rapport à celles de la structure,

---

l'indice de forme est fortement influencé et donc biaisé. Ceci est à prendre en compte dans l'analyse des volcans de boue de cette zone d'étude.

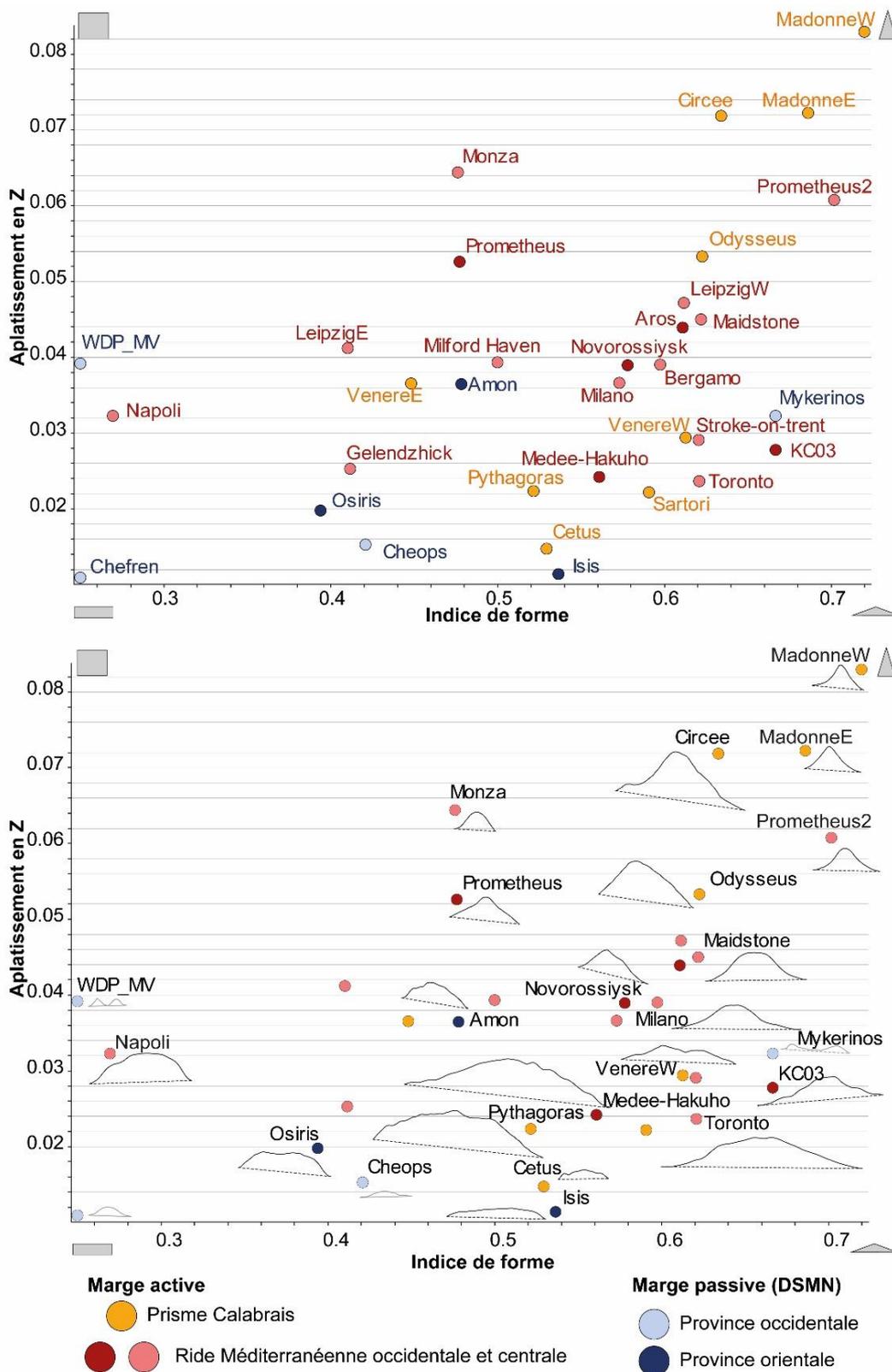


Figure 5-20 : Graphiques représentant le paramètre d'aplatissement vertical en fonction de l'indice de forme des différents volcans de boue prouvés par carottage en Méditerranée Orientale, classé selon leur localisation géographique. Sur le premier graphique, le nom des volcans est indiqué. Sur le second graphique, certains profils topographiques recoupant les volcans de boue sont ajoutés. Cette représentation graphique est inspirée de celles présentées dans la publication de Grosse et al. (2012).

**Caractérisation de la forme des volcans de boue : Les volcans de boue identifiés en Méditerranée Orientale ont des valeurs de pentes comprises entre  $3,5^\circ$  et  $7^\circ$  (valeur médiane  $\sim 5^\circ$ ). La base des édifices tend vers une forme plus circulaire qu'elliptique avec des valeurs de rapports d'aspect comprises entre 1,15 et 1,5 (valeur médiane  $\sim 1,3$ ). Les volcans de boue identifiés présentent un large panel de forme, depuis des morphologies plus aplaties vers des morphologies plus coniques. Leurs formes sont régies principalement par la pente des flancs.**

**Existe-t-il une forme caractéristique d'une classe ?**

Tous les volcans de boue identifiés, classés selon leur indice de confiance, ont été ajoutés à ce graphique (Figure 5-21). Les différentes populations sont majoritairement réparties dans la partie centrale du graphique, mélangées avec les volcans de boue prouvés par carottage.

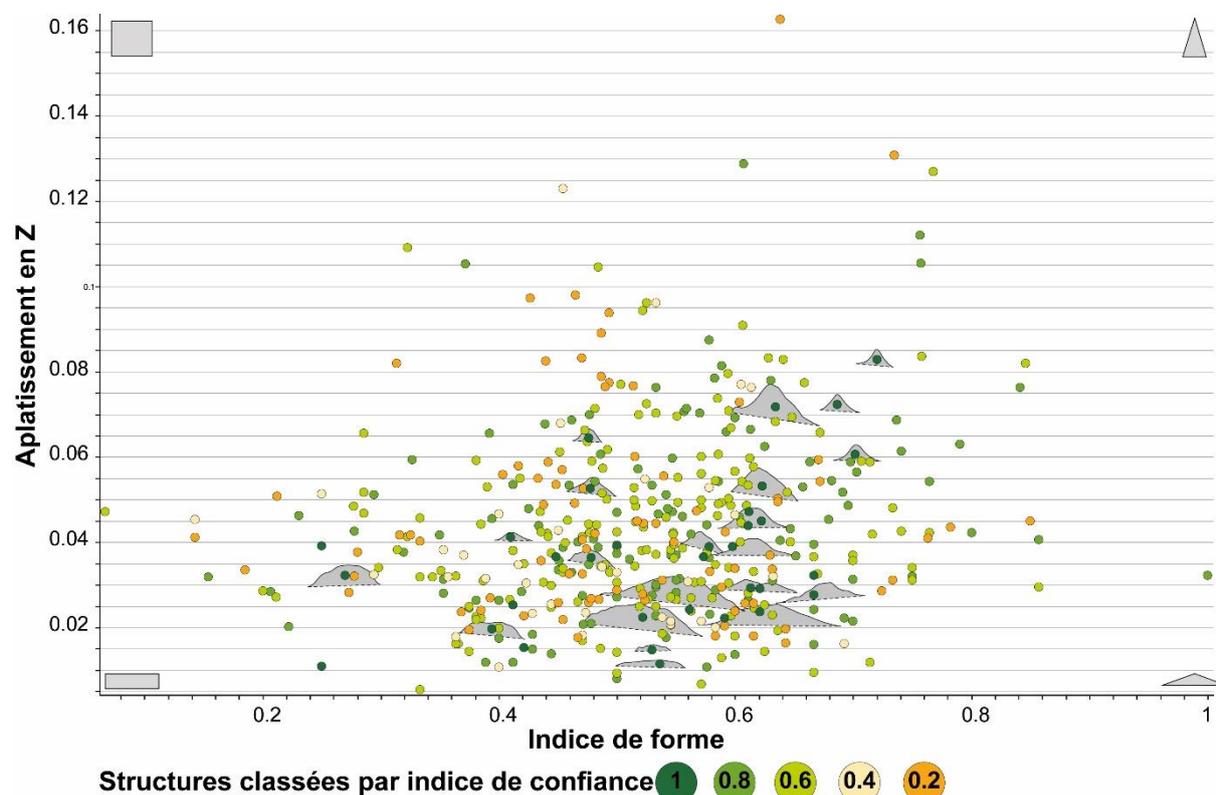


Figure 5-21 : Graphique représentant le paramètre d'aplatissement vertical en fonction de l'indice de forme des différents volcans de boue identifiés en Méditerranée Orientale et classés selon leur indice de confiance. Les profils topographiques sont ceux de certains volcans de boue prouvés par carottage.

Cette représentation montre qu'il n'y a pas une forme spécifique qui définit une des classes. Néanmoins, les volcans de boue d'indice 0,4 se démarquent des autres classes par leurs valeurs de pente moyenne plus faibles.

### 5.3.4. Relation entre la forme des volcans de boue et le contexte géologique

En se basant sur l'ensemble de la population, peut-on attribuer une forme spécifique à un contexte géologique ?

Les volcans de boue identifiés sont classés selon leur localisation géographique sur le graphique de la Figure 5-22.

Pour le PAC et la RM, les volcans de boue se concentrent principalement au centre du graphique. Différentes formes sont retrouvées dans les deux prismes d'accrétion, toutefois une légère tendance se dessine. La majorité des édifices de la branche occidentale de la RM (en rouge sur la Figure 5-22) ont un indice de forme égal ou supérieur à 0,5 et un aplatissement vertical supérieur à 0,03. Les édifices de ce secteur ont une forme proche de celle d'un cône (assimilable à la classe M2). En revanche, la majorité des édifices de la partie centrale de la RM (en rose sur la Figure 5-22) ont un aplatissement vertical inférieur à 0,04 et un indice de forme inférieur à 0,7. Leur morphologie tend vers une forme légèrement plus aplatie avec un sommet tabulaire. Sur le PAC (en orange sur la Figure 5-22), la majorité des édifices ont un indice de forme supérieur à 0,4. Leur morphologie tend vers une forme plutôt aplatie mais avec un sommet pointu (non assimilable à une des classes « naturalistes » définies). Dans le DSMN, les édifices de la Province Occidentale sont dispersés sur le graphique et confirment la présence de morphologies très variées dans ce secteur (Figure 5-22). Ceux de la Province Orientale présentent des valeurs d'aplatissement vertical inférieures à 0,4. Ils sont en général d'aspect plat, à l'exception d'une morphologie (Figure 5-22).

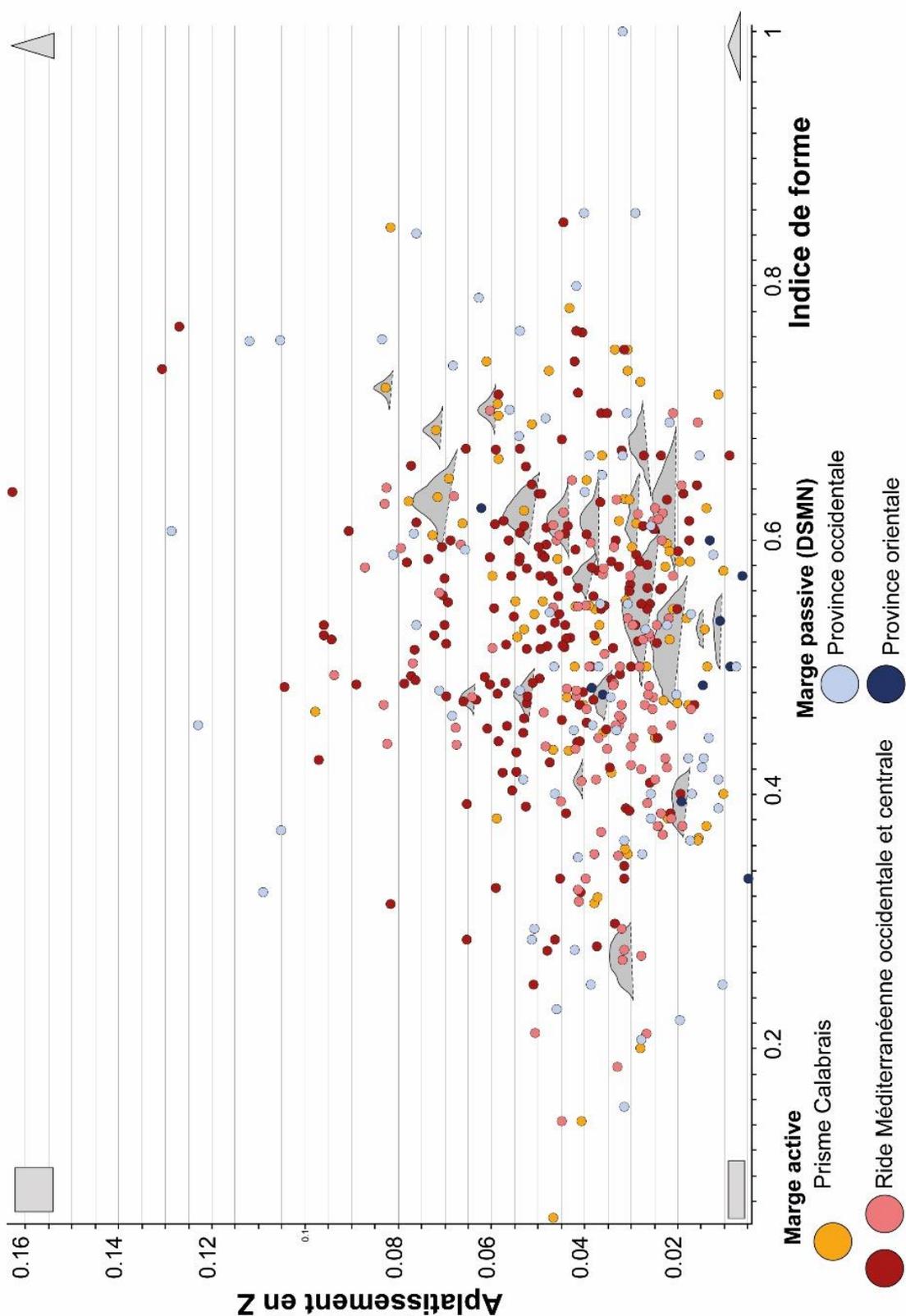


Figure 5-22 : Graphique représentant le paramètre d'aplatissement vertical en fonction de l'indice de forme des différents volcans de boue identifiés en Méditerranée Orientale et classés selon leur localisation géographique. Les profils topographiques sont ceux de volcans de boue prouvés par carottage

**Relation entre la forme des volcans de boue et le contexte géologique : Il n'y a pas une relation évidente entre un type de forme et un contexte géologique. Cependant :**

- les volcans de boue de la province occidentale de la RM se démarquent par leur forme plus conique et leur valeur de pente et de rapport d'aspect plus élevées que celles des autres volcans de Méditerranée Orientale,
- les volcans de boue coniques sont majoritairement localisés sur les prismes d'accrétion et dans la Province Occidentale du DSMN.

### **5.3.5. Corrélation des paramètres morphométriques**

Les paramètres de hauteur et d'extension surfacique basale des volcans de boue sont-ils corrélés ?

La Figure 5-23 illustre deux graphiques représentant la hauteur des volcans de boue prouvés par carottage en fonction de la superficie de leur base. Comme pour les figures précédentes, les volcans sont nommés et classés par localisation géographique. Sur le second graphique, des profils topographiques sont ajoutés pour illustrer la forme et les dimensions de certains volcans de boue. Le but de cette représentation est de déterminer s'il existe un palier (hauteur ou surface seuil) au-delà duquel la morphologie générale d'un volcan change. Cette représentation graphique montre que la hauteur n'est pas linéairement corrélée à la superficie de la base des structures et que différents paliers horizontaux (hauteur) se distinguent.

Pour des valeurs de superficie basale inférieures à  $2 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ , la tendance suit approximativement une régression linéaire (Figure 5-23) : plus la superficie de la base des volcans augmente, plus leur hauteur augmente. Pour cette gamme de superficie, un premier palier de hauteur (0-70 m) se distingue. Les volcans de boue ont une forme générale de cône, excepté le volcan Cetus localisé dans le PAC (Figure 5-23).

Pour des hauteurs supérieures à 70 m et des superficies basales supérieures à  $2 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ , différentes courbes asymptotes horizontale se distinguent, suggérant qu'un seuil est atteint. Les trois volcans de boue de la Province Orientale du DSMN (en bleu foncé sur la Figure 5-23) ont une hauteur de  $60 \pm 30 \text{ m}$  quelle que soit leur superficie basale (la hauteur du volcan de boue Isis est toutefois sous-estimée par la méthode de sélection automatique de forme).

Ensuite, un second palier de hauteur (75-100 m) se distingue, comme c'est le cas pour les volcans de boue Bergamo, Milano, Napoli, Medee-Hakuho et Pythagoras retrouvés dans les deux prismes d'accrétion (Figure 5-23). Les profils topographiques de ces volcans illustrent des

formes variées, comprenant des édifices au sommet tabulaire (Napoli), des dômes (Milano) ou des volcans plus volumineux aux pentes moins abruptes (Medee-Hakuho) (Figure 5-23).

Enfin, un troisième palier de hauteur (100-130 m) se distingue mais avec des superficies basales inférieures à  $6 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ , comme pour les volcans de boue MadonnaE, Prometheus 2, Odysseus et Maidstone. Leur forme est celle d'un cône au sommet pointu (MadonnaE) ou bien d'un dôme au sommet plus arrondi (Maidstone) (Figure 5-23).

Pour les mêmes valeurs de superficie basale, plusieurs volcans peuvent montrer des valeurs de hauteur différentes. Par exemple, les volcans Milano, Odysseus et Circee ont une superficie proche, comprise entre  $3 \cdot 10^6 - 4 \cdot 10^6 \text{ m}^2$  et ils ont respectivement une hauteur de 80 m, 120 m et 150 m.

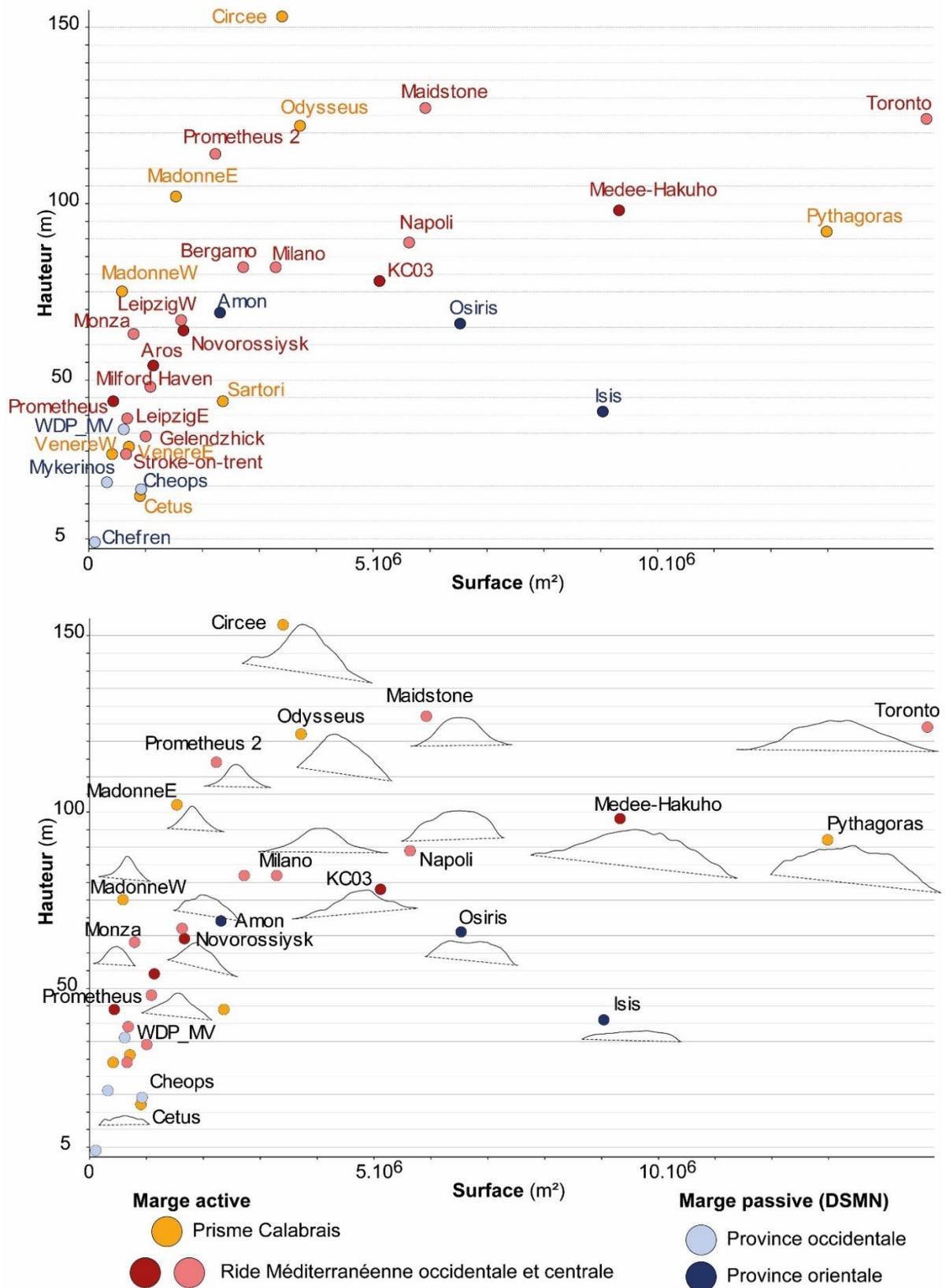


Figure 5-23 : Graphique représentant le paramètre de hauteur des volcans de boue prouvés par carottage en fonction de la superficie de leur base. Les volcans sont classés selon leur localisation géographique. Sur le premier graphique, le nom des volcans de boue est indiqué. Sur le second graphique, certains profils topographiques recoupant les volcans de boue nommés sont ajoutés.

Si l'ensemble des volcans de boue identifiés est maintenant pris en compte (Figure 5-24), les structures sont dispersées sur le graphique quel que soit leur indice de confiance. 75% des volcans ont une hauteur inférieure à 70 m et une superficie inférieure à  $2.10^6$  m<sup>2</sup> (Figure 5-24). Pour des valeurs de hauteur ou de superficie basale supérieures, la répartition des volcans sur le graphique montre qu'il n'existe pas clairement de tendance générale. Néanmoins, certains regroupements de volcans apparaissent :

- le regroupement A correspond aux édifices ayant une hauteur supérieure à 110 m, une superficie basale inférieure à  $3.10^6$  m<sup>2</sup> et une valeur médiane de la pente des flancs comprise entre 9° et 13° (Figure 5-24). Le profil topographique du volcan Circee représente la forme générale conique de ce groupe.
- le regroupement B comprend des édifices ayant une hauteur comprise entre 90 m et 130 m, une superficie basale inférieure à  $6.10^6$  m<sup>2</sup> et une valeur médiane de la pente des flancs comprise entre 5° et 12°. Ce groupe correspond à des édifices de forme conique (volcans MadonnaE et MadonnaW) avec un sommet parfois plus arrondi (Maidstone) (Figure 5-24).
- le regroupement C comprend les édifices ayant une hauteur comprise entre 75 m et 100 m, une superficie basale comprise entre  $1.10^6$  m<sup>2</sup> et  $6.10^6$  m<sup>2</sup> et une valeur médiane de la pente des flancs comprise entre 4° et 7°. La forme de ces édifices tend vers celle d'un dôme ayant un sommet arrondi (Milano) (Figure 5-24).
- le regroupement D comprend de larges édifices dont la hauteur est comprise entre 90 et 130 m, la superficie basale est supérieure à  $7.10^6$  m<sup>2</sup> et la valeur médiane de la pente des flancs est comprise entre 2,7° et 5°. Il s'agit là de structures dont l'extension latérale est supérieure à l'extension verticale (volcan Medee-Hakuho) (Figure 5-24).

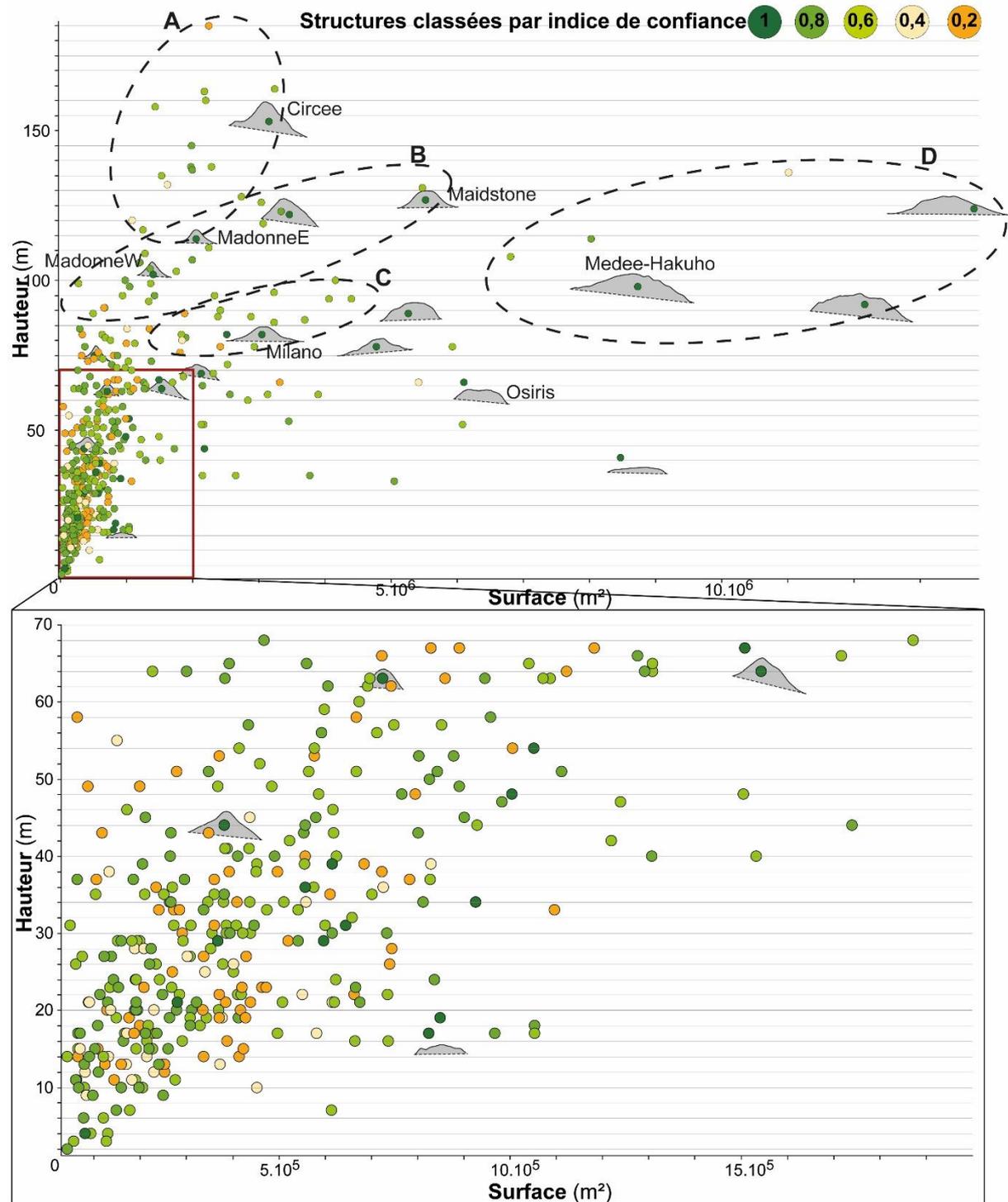


Figure 5-24 : Graphique représentant le paramètre de hauteur en fonction de la surface de la base des différents volcans de boue identifiés en Méditerranée orientale et classés selon leur indice de confiance. Les profils topographiques sont ceux de certains volcans de boue prouvés par carottage.

Sur le zoom de la Figure 5-24 graphique, la répartition des volcans de boue ayant une hauteur inférieure à 70 m et une superficie inférieure à  $2.10^6$  m<sup>2</sup> reste tout de même assez dispersée.

**Corrélation des paramètres morphométriques :** Les paramètres de hauteur et d'extension surfacique basale des volcans de boue semblent être corrélés pour des valeurs de hauteur inférieures à 70 m et de superficie basale inférieures à  $2 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ . Les volcans de boue ont une forme générale de cône dans cet intervalle. Au-delà de ces valeurs seuil, ces paramètres ne sont plus linéairement corrélés et différentes courbes asymptotes horizontales se distinguent. Dans ces différents intervalles, les volcans sont plus volumineux et ont des pentes plus faibles avec un sommet plus arrondi, excepté pour le regroupement A où les morphologies sont coniques.

### **5.3.6. Relation entre les regroupements morphométriques et le contexte géologique**

Les différents regroupements identifiés sont-ils caractéristiques d'un contexte géologique particulier ?

Sur la Figure 5-25, l'information de la localisation géographique a été rajoutée. Les volcans de boue associés aux marges actives (en rouge, rose et orange) sont retrouvés sur l'ensemble du graphique, tandis que ceux localisés sur la marge passive du DSMN ont des valeurs de hauteur plus faibles, limitées à 70 m, avec quelques exceptions pour la Province Occidentale du DMSN (Figure 5-25). A l'exception de deux volcans, les quatre regroupements identifiés (A-D) sont composés uniquement de volcans localisés dans le PAC et sur la RM (Figure 5-25).

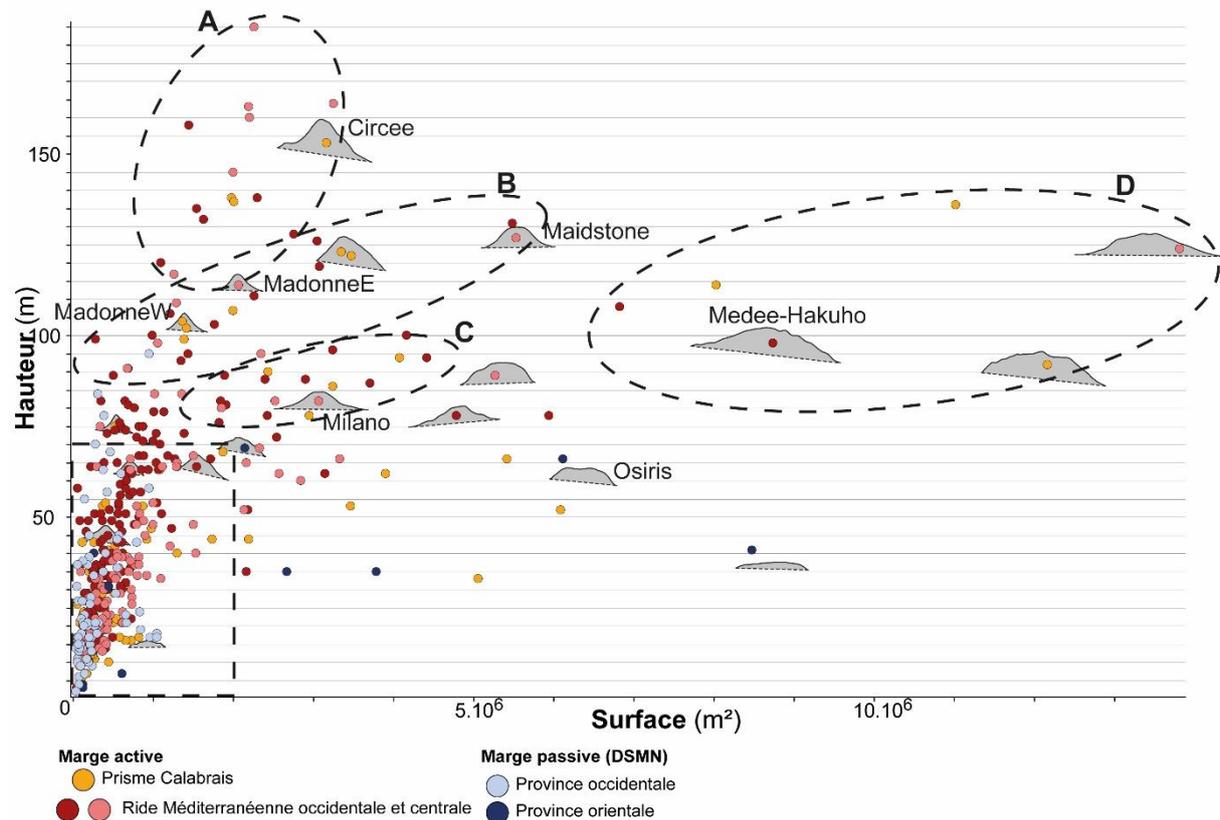


Figure 5-25 : Graphique représentant le paramètre de hauteur en fonction de la surface de la base des différentes structures identifiées en Méditerranée orientale et classées selon leur localisation géographique. Les profils topographiques sont ceux de certains volcans de boue prouvés par carottage.

**Relation entre les regroupements morphométriques et le contexte géologique : Les quatre regroupements observés sur la Figure 5-25 ne sont pas caractéristiques d'un prisme d'accrétion en particulier, mais semblent être caractéristiques d'un contexte de marge active. Les volcans de boue de la Province Orientale du DSMN se démarquent des autres volcans de boue de la Méditerranée Orientale.**

## 5.4. Discussion et conclusions partielles

L'étude de surface des volcans de boue a été effectuée en appliquant une méthodologie basée sur une approche classique naturaliste couplée à une approche statistique automatisée. Cette méthode originale a permis de caractériser les volcans de boue en quantifiant leurs paramètres constitutionnels définis par l'approche classique.

Cette analyse a permis de démontrer que :

- quel que soit le contexte géodynamique (marge active/passive), les volcans de boue de Méditerranée Orientale ont tous la même forme géométrique : un relief topographique positif avec une forme basale sub-circulaire. Leurs morphologies montrent un continuum de formes principalement marquées par des variations de pente et de hauteur des flancs.
- des groupements de volcans de boue, partageant les mêmes caractéristiques morphométriques sont identifiés : (1) les volcans de boue des marges actives sont en majorité de forme conique, avec de grandes dimensions ; (2) les volcans de boue de la Province Orientale du DSMN sont larges mais leur hauteur est faible ; (3) les volcans de boue de la Province Occidentale du DSMN sont de petits cônes pouvant présenter une dépression sommitale.

Ces résultats amènent plusieurs questions concernant les processus géologiques qui peuvent être à l'origine des variations de configurations morphologiques observées :

- Quels processus géologiques régissent les dimensions des volcans de boue ?
- Quel est l'influence du champ de contraintes sur les morphologies des volcans de boue ?
- Quelle est l'origine des dépressions sommitales visibles sur certains volcans de boue ?

#### **5.4.1. Dimensions des volcans de boue**

Les seuils de dimensions observés (valeur de hauteur ou surface seuil) correspondent-ils à des seuils de stabilité des formes des volcans ?

Henry et al. (1990) ont observé différentes structures sur le prisme d'accrétion de la Barbade qu'ils associent à des processus de mobilisation et d'expulsion de fluides (volcanisme de boue et diapirisme d'argile). Ces auteurs décrivent différentes formes de volcans comprenant des dômes, des cônes dont le sommet est parfois tronqué, des rides de boue aux formes allongées (*mud ridge*), des structures circulaires au sommet aplati (*mud pie*) ou encore des structures coniques coalescentes (*coalescent diapirs*). Les morphologies de ces volcans de boue sont très similaires à celles observées en Méditerranée Orientale. La hauteur des structures est comprise entre une dizaine de mètres et 50 m et leur diamètre basal varie d'une centaine de mètres à 800 m. Ces auteurs observent une corrélation entre la hauteur des structures et leur superficie basale pour des valeurs inférieures à 40-50 m de hauteur et 400 m de diamètre. Ils supposent alors que ces structures grandissent progressivement (verticalement et latéralement)

jusqu'à ce qu'une valeur seuil de hauteur soit atteinte. Une fois le seuil atteint, la croissance des structures ne se ferait plus que latéralement. Ainsi, Henry et al. (1990) proposent un lien génétique entre les petites structures coniques et les structures aplaties plus larges.

En revanche, les structures de la Méditerranée Orientale ont une valeur maximale de hauteur (70 m) supérieure à celle définie pour les structures du prisme de la Barbade. Mon analyse morphométrique a montré que les hauteurs des volcans de boue sont plus grandes dans les prismes d'accrétion, que sur la marge passive Libyo-égyptienne.

**En conclusion, il ne semble pas y avoir de valeur seuil globale régissant la hauteur des volcans de boue.**

Alors, cette disparité de croissance verticale peut-elle dépendre du pourcentage de la fraction solide/liquide et du type de sédiments mobilisés ?

Les dimensions et/ou la forme d'un MV pourrait dépendre de la viscosité de la brèche expulsée, et donc du pourcentage du fluide contenu dans la matrice (Lance et al., 1998). En effet, la viscosité de la brèche pourrait régir le dépôt gravitaire des particules emportées lors d'une expulsion. Les dépôts sédimentaires et l'aspect de la brèche argileuse sont différents selon leur localisation sur l'édifice (sommet, flanc ou en périphérie). Ceci a été démontré par les données de forages ODP réalisées dans les volcans de boue Napoli et Milano du champ Olympie situés sur la RM (Emeis et al., 1996). Cette viscosité aurait donc une influence sur la géométrie du profil longitudinal depuis le centre du volcan de boue jusque vers sa périphérie.

A cette échelle instantanée, il convient d'ajouter que le suivi de l'évolution des édifices terrestres, et récemment sous-marins (Feseker et al., 2014), a permis de montrer des variations d'activité au sein des volcans de boue. Celles - ci se traduisent par des phases d'expulsion d'un matériau boueux de faible viscosité et de fortes émanations de gaz ou par des phases d'éruption, plus ou moins catastrophiques, avec l'expulsion de brèches visqueuses. Ces brèches sont chargées en clastes anguleux parfois volumineux (plusieurs dizaines de centimètres), et sont souvent accompagnées d'un fort flux de gaz combustible (Deville, 2009).

L'analyse des données de pétrologie sédimentaire de mon étude révèle que différents types de brèche argileuse (pourcentages de fractions solides/liquides) sont retrouvés associés à un même volcan, de manière aléatoire sans qu'une ébauche de cyclicité puisse être définie (cf. 2-5-2-2).

Par contre, s'il est démontré par forages que des matériaux clastiques sont présents dans les séries pré et post messinien au droit du delta du Nil, les sédiments carottés dans les volcans de boue des deux prismes sont dominés par des argiles et marnes pélagiques.

**En conclusion, seule la fréquence d'activité des émissions semble influencer la croissance verticale des volcans de boue.**

Quels facteurs contrôlent cette activité extrusive dans les différents contextes de Méditerranée Orientale ?

Les facteurs contrôlant les phases d'expulsion et le flux de matériaux expulsés sont encore mal connus, mais plusieurs ont déjà été discutés dans la littérature (Chapitre 1, paragraphe 1.2.1.3) :

- l'**activité sismique** : certains auteurs ont tenté de corréler des phases d'expulsion de volcans de boue avec l'activité sismique régionale (Hieke, 2004 ; Mellors et al., 2007 ; Deville, 2009 ; Mazzini et al., 2009). En Méditerranée Orientale, la zone de subduction hellénique est sismiquement très active contrairement à la zone de subduction calabraise. Les plus forts volumes des volcans de boue, et notamment le fait que ceux de la branche orientale de la RM soient plus gros et plus hauts que ceux du prisme calabrais, pourraient être liés à l'intense activité sismique de la zone (Figure 2-7). Hieke (2004) rapporte le récit de l'éruption d'un volcan de boue de la RM, à l'ouest du Péloponnèse, qu'il attribue à l'activité d'un séisme survenu le 27 août 1886. Cependant, en Azerbaïdjan, Deville (2009) indique que, si ce lien entre séisme et éruption de volcan existe ponctuellement, il n'est pas systématique. Au niveau de la marge passive Libyo-égyptienne, l'activité sismique est très faible. Si le volume élevé des structures de cette zone est lié aux fréquences d'émission induites par des facteurs régionaux, l'activité sismique ne peut en être la cause.
- les **variations climatiques** : certains auteurs proposent que celles-ci influencent indirectement la formation des *pockmarks* et leur évolution (Andresen et al., 2008, 2011 ; Lafuerza et al., 2009 ; Hammer et al., 2010). Riboulot et al. (2013) ont montré une cyclicité dans les expulsions de méthane au niveau des *pockmarks* du Golfe du Lion : elles seraient régies par les variations du niveau marin et s'opèreraient durant les périodes de bas niveau marin et pendant les remontées. En ce qui concerne les volcans de boue près des côtes de Trinidad, la construction de certains d'entre eux est initiée lors des phases de faible sédimentation turbiditique

puis ils sont fossilisés lors des phases de forte sédimentation (Deville, 2009). La répétition de ces événements est classiquement imagée par la présence des « arbres de Noël » sur les profils sismiques.

- le **régime de pression local** : Deville (2009), en Azerbaïdjan, affirme que la fréquence d'activité pourrait être contrôlée par le régime de pression local propre au système des fluides à l'origine des volcans de boue. Les fréquences d'expulsion dépendraient alors du fonctionnement du système de volcan de boue, en particulier du fluide mis en jeu. L'activité des volcans de boue peut se traduire par l'émission plus ou moins catastrophique de vapeur d'eau, de gaz ou encore de brèches, plus ou moins visqueuses. Au sein d'un même champ de volcans de boue, la fréquence d'activité et la durée des éruptions sont variables d'un volcan de boue à un autre (Deville 2009). La durée d'une éruption peut varier de quelques heures à plusieurs dizaines de jours. La durée de la phase de quiescence peut s'étendre sur quelques années à plusieurs dizaines d'années, voire plusieurs millions d'années (paléovolcans de boue reconnus sur des profils de sismique réflexion). Chaque volcan posséderait sa période propre d'événements catastrophiques. **Mes observations en Méditerranée Orientale confortent ces résultats** (voir Chapitre 7).

Si les dimensions des structures sont reliées à un stade de vie, quelle chronologie de l'activité des sorties de fluides en fonction des différentes zones géographiques peut être établie en Méditerranée Orientale ?

L'hypothèse de départ est que les volcans de boue de petite dimensions correspondraient à des structures juvéniles, et que les plus grandes seraient des structures plus anciennes ayant connu de multiples phases d'expulsion de brèches argileuses au cours du temps. La majorité des structures localisées dans la Province Occidentale du DSMN a des dimensions inférieures à 1 km de diamètre. Ce domaine se démarque ainsi des autres domaines de la Méditerranée Orientale où sont localisés des volcans de boue de plus grandes dimensions (les deux prismes d'accrétion et la Province Centrale/Orientale du DSMN). Dans cette Province Occidentale du DSMN, les plongées Nautille et ROV effectuées sur certains volcans de boue montrent qu'ils sont actifs (Dupré et al., 2014). Les petites dimensions des volcans de boue dans cette zone ne peuvent donc pas être imputées à un arrêt de leur activité. Suivant cette hypothèse, il pourrait s'agir d'un champ de volcans de boue juvéniles, construit plus récemment que dans les autres domaines de Méditerranée Orientale. Les récents travaux de Kirkham (2015) sur cette zone sont

en accord avec la mise en place récente des volcans de boue sur le fond de mer dans cette province du DSMN.

#### **5.4.2. Influence du champ de contraintes sur les morphologies des volcans de boue**

Existe-t-il une influence du champ de contraintes sur la morphologie des volcans de boue ?

La contrainte de déformation pourrait également influencer la forme basale des volcans de boue. Ceci a été montré par Bonini et al. (2012) pour les volcans de boue d'Azerbaïdjan. Là, l'alignement des volcans de boue fait un angle global de 25° avec la direction des contraintes superficielles. Dans ce cas, les formes basales des volcans de boue des prismes d'accrétion devraient présenter une élongation contrôlée par les directions des contraintes régionales directement associées aux processus de subduction.

**En Méditerranée Orientale**, le paramètre d'élongation (Chapitre 4) montre que, quel que soit le contexte tectonique régional, **toutes les structures ont des formes circulaires à sub-circulaires**. Cette différence de forme basale, et donc d'allongement des volcans de boue entre Azerbaïdjan et Méditerranée Orientale, peut provenir d'erreurs induites par la méthodologie de mesure du paramètre d'élongation, par la résolution des données utilisées ou par la méthodologie de sélection de l'emprise basale originelle du volcan (voir Chapitre 4, paragraphe 4.3.2.1, p.178). Dans ce cas, par rapport aux volcans d'Azerbaïdjan, l'absence apparente d'influence de la contrainte de déformation sur la forme des volcans de boue méditerranéens pourrait être expliquée par l'hypothèse selon laquelle la vitesse de construction des volcans de boue en Méditerranée Orientale est plus élevée que la vitesse de la déformation qui affecterait le fond de mer, ceci conduisant à terme à changer leur forme originelle. **Dans ce cas, en introduisant le facteur temps, le stade méditerranéen pourrait être considéré comme représentant le stade initial, et l'azéri l'intermédiaire.**

#### **5.4.3. Origine de la dépression sommitale de certain volcan de boue**

Existe-t-il un mécanisme ou un processus permettant d'expliquer la présence de dépressions au sommet de certain volcan de boue ?

Les dépressions au sommet de certains volcans (classe morphologique M3) ne sont retrouvées que sur des structures ayant des dimensions inférieures à 2 km de diamètre et localisées principalement dans la province occidentale du DSMN.

Dans le cas des volcans de boue de la Province Occidentale du DSMN, ces dépressions sont parfois remplies de saumure (volcans de boue Cheops, Chefren) (Dupré et al., 2014). Cette morphologie est-elle liée à la présence de saumure dans le mélange de fluide expulsé des systèmes de volcan de boue ? Les saumures ont-elles une influence sur la viscosité de la brèche argileuse et donc sur la forme des structures ? Pour certains volcans, cette dépression sommitale est vide, sans saumures associées (cas du volcan de boue Mykerinos et de celui illustré en Figure 5-7C dans la Province Occidentale du DSMN). Des coquilles de bivalves, des cristaux de gypse et des dépôts pélagiques recouvrant le fond ont été observés, traduisant la présence d'anciennes saumures et écosystèmes chimiosynthétiques (Dupré et al., 2014). Le volcan de boue Nikolaus du PAC possède également une dépression sommitale vide (Figure 5-7B), mais aucune trace d'ancienne saumure n'a été relevée. Contrairement aux volcans Chefren et Cheops où les valeurs de salinité sont très élevées (respectivement 310 PSU et 153 PSU (PSU : Practical Salinity Unit)), Dupré et al. (2014), le volcan de boue Nikolaus (Figure 5-7B) présente des valeurs de 36 PSU (Bohrmann et al., 2015), légèrement inférieure à la valeur de salinité de l'eau de mer de la Méditerranée Orientale (38 PSU). Cette structure n'a pas de lac de saumure dans sa dépression sommitale. **En conclusion, pour ce type morphologie de volcan de boue, la présence de saumure est occasionnelle.**

Le volcan de boue Nikolaus a été découvert et identifié au cours de la mission M112 à partir de mesures de fortes concentrations en méthane dans la colonne d'eau (4,6 mmol/l, la plus haute concentration de méthane enregistrée au cours de la mission) et de l'identification de brèche de boue au sein de la dépression sommitale pendant une plongée ROV, recouverte par des sédiments hémipélagiques (Bohrmann et al., 2015). Malgré la forte concentration en méthane, aucun site d'échappement de gaz n'a été observé sur les données hydroacoustiques ni sur les données vidéo de la plongée. Ce volcan ne montre donc aucun type d'activité extrusive actuellement. Des observations similaires ont été faites sur les données hydroacoustiques au niveau des volcans de la caldera Menes au cours de la campagne Medeco2 (2007) bien que de fortes concentrations en méthane aient été relevées au cours de la mission MIMES en 2004 (Woodside et al., 2004). Dupré et al. (2014) propose que l'absence de signal hydroacoustique soit due à l'épaisseur de la colonne d'eau (environ 3000 m). Le type d'émission des volcans de boue a également pu changer depuis 2004. Cette forte concentration en méthane pourrait être liée à une expulsion par diffusion, avec le méthane dissout dans l'eau de mer et donc invisible sur les données géophysiques. La concentration en méthane associée aux volcans de boue Cheops et Chefren est similaire à celle du volcan Nikolaus avec des valeurs de 2,3 mmol/l et

5,6 mmol/l respectivement. Cette dépression sommitale traduirait-elle une autre forme d'activité des structures (différentes des expulsions de boue et des échappements de bulles) ? Ces formes de dépression sommitale n'ont pas été observées au niveau de la RM. Est-ce véritablement dû à la résolution des données comme précédemment supposé ou bien à un stade de vie plus avancé des volcans de boue dans ce domaine ?

**En conclusion, la dépression sommitale pourrait être attribuée à un type d'activité du volcan, marquée par de fortes expulsions de gaz conduisant à l'effondrement ou à la subsidence du sommet de la structure. L'éjection ultérieure de brèches pourrait en partie remplir la dépression.**

La dimension des structures sur le fond de la mer pourrait dépendre du volume de sédiments tout autant que la quantité de fluides disponible en profondeur, impliqués dans les systèmes de mobilisation argileuse. Les propriétés géo-mécaniques des sédiments influencent également le fonctionnement et l'évolution temporelle de ces systèmes de mobilisations sédimentaires : enfouissement de la source, lithologies des couches traversées, nombre de niveaux/réservoirs mobilisés et leurs caractéristiques pétro-physiques et géométriques (présence éventuelle de chambres de boue). L'ensemble de ces conclusions et questions requiert une étude des séries situées à l'aplomb des structures superficielles, et donc l'analyse des données sismiques, profils 2D ou 3D. Cet aspect sera abordé dans le Chapitre 7.

L'ensemble des résultats de ce chapitre amènent à se poser plusieurs questions :

- Quelle est la répartition des volcans de boue au sein des différents contextes géologiques (marges active, passive) ? Leur répartition est-elle similaire sur les deux prismes d'accrétion ? Pourquoi existe-t-il une différence d'occurrence des volcans de boue entre les différentes provinces morpho-structurales du DSMN ?
- Les volcans de boue sont-ils associés à des régimes de contraintes particuliers ?
- Leur source relève-t-elle d'un niveau stratigraphique particulier ?

Pour pouvoir répondre à ces questions et ainsi comprendre leur répartition et leur genèse, ces volcans de boue doivent être replacés dans leur contexte géologique.

## CHAPITRE 6

---

### 6. Contexte morpho-structural des sorties de fluides

---

Afin de replacer à l'échelle de la Méditerranée Orientale les sorties de fluides dans leur contexte tectono-sédimentaire, il a été nécessaire d'**identifier et de cartographier avec précision** les différents domaines morpho-structuraux.

L'analyse des morphologies du fond de mer a été réalisée (1) sur le Prisme d'Accrétion Calabrais (PAC), (2) dans la partie centrale de la Ride Méditerranéenne (RM) et (3) dans le Delta Sous-Marin du Nil (DSMN) (Figure 6-1). Ces travaux complètent la cartographie de la branche occidentale de la RM publiée par Chamot-Rooke et al. (2005), les travaux sur le Prisme d'Accrétion Calabrais d'analyses structurales de Minelli et Faccena (2010), Polonia et al. (2011), Gallais et al. (2012) et l'analyse morpho-bathymétrique de Gutscher et al. (2017). Les différentes morphologies du fond de mer sont la signature en surface des processus sédimentaires et tectoniques qui affectent le bassin. L'objectif est de reconnaître et délimiter des grandes provinces morpho-bathymétriques associées à des contextes géodynamiques locaux et régionaux. Cette analyse s'appuie sur les travaux déjà publiés de cartographie et d'interprétations structurales présentés dans le Chapitre 2 de ce manuscrit, et sur les données de bathymétrie/réflexivité disponibles dans cette étude (Chapitre 4). La Figure 6-1 illustre l'étendue de la cartographie que j'ai réalisée à l'échelle de la Méditerranée Orientale.

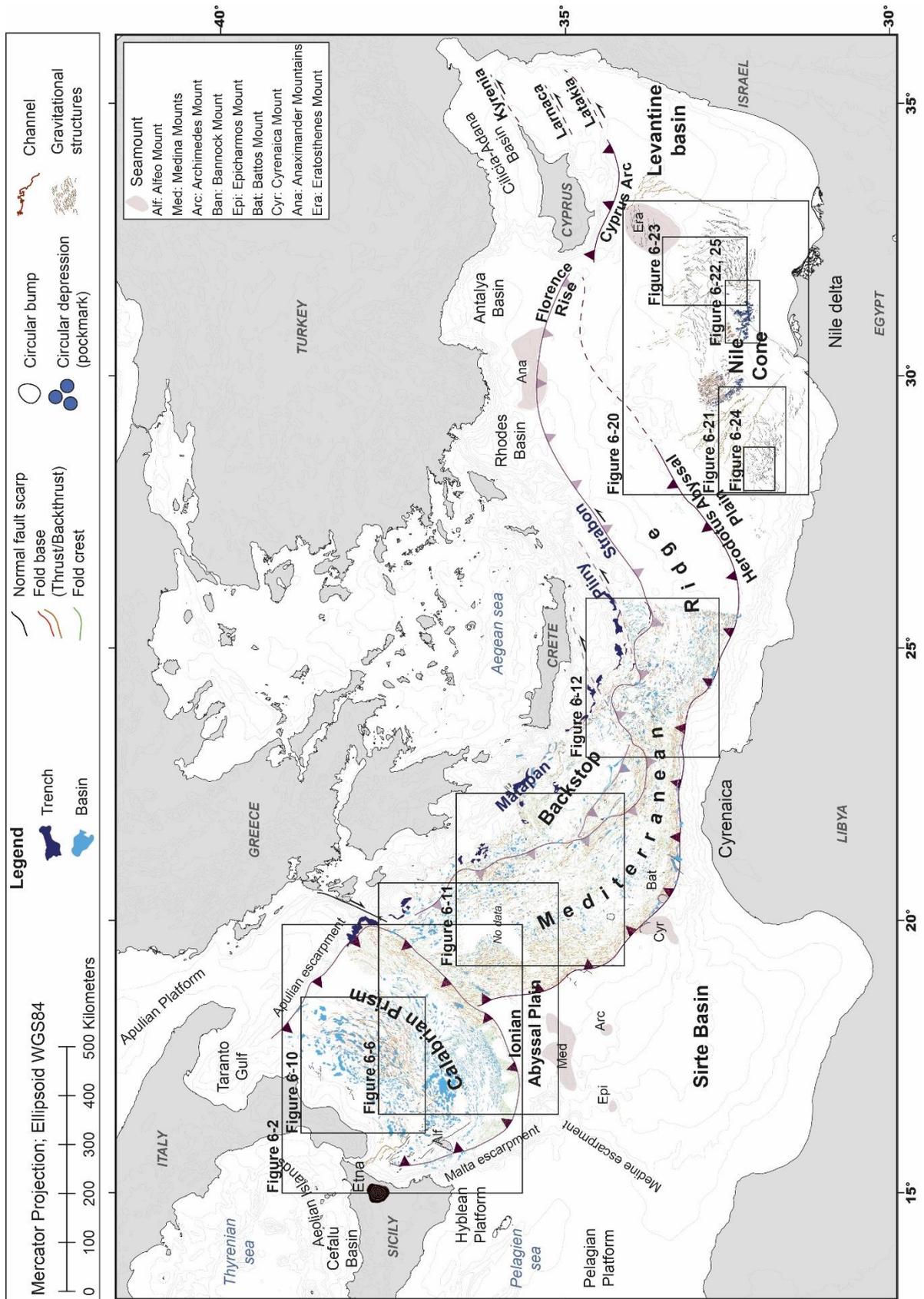


Figure 6-1 : Carte illustrant les différentes morphologies cartographiées sur le fond de mer au niveau du PAC, des provinces occidentale et centrale de la RM et du DSMN.

Les morphologies du fond de mer sont ainsi très contrastées entre les marges actives du PAC, de la RM et de la marge passive Libyo-égyptienne. Les prismes d'accrétion apparaissent comme des zones rugueuses où le fond de mer est majoritairement caractérisé par des successions de plis d'amplitudes variées, des dépressions de profondeurs variées ou encore des escarpements de failles (chevauchements, failles normales ou décrochantes) (Figure 6-1). La marge passive Libyo-égyptienne est façonnée par l'action de processus sédimentaires, avec notamment des structures de glissement (cicatrices et dépôts de transport en masse) et des systèmes de chenaux/levées/lobes, ou encore des escarpements de failles liées à une tectonique gravitaire et salifère. Dans cette partie, les différentes morphologies reconnues sont caractérisées comme suit :

- les zones en dépression sont cartographiées en bleu,
- les bases d'escarpement de plis structuraux sont cartographiées en rouge ou orange selon l'emplacement du flanc du pli (les linéaments rouges correspondent à la base de plis côté terre, ceux en orange à la base de plis côté mer),
- les crêtes de plis sont cartographiées par des linéaments verts,
- les bases d'escarpements associées à des failles en extension ou en décrochement sont cartographiées en noir,
- les structures sub-circulaires au relief positif sont représentées en noir.

Plusieurs **domaines et sous-domaines morpho-bathymétriques** ont été ainsi définis selon l'organisation, la récurrence et la géométrie des morphologies cartographiées. Les différents domaines et sous-domaines, nommés de A à F, sont illustrés sur la Figure 6-2 qui représente la région du Prisme d'Accrétion Calabrais. La limite morphologique entre le domaine externe et le domaine interne est marquée par un segment de couleur rouge (Figure 6-2). Ils seront présentés et décrits dans les paragraphes suivants.

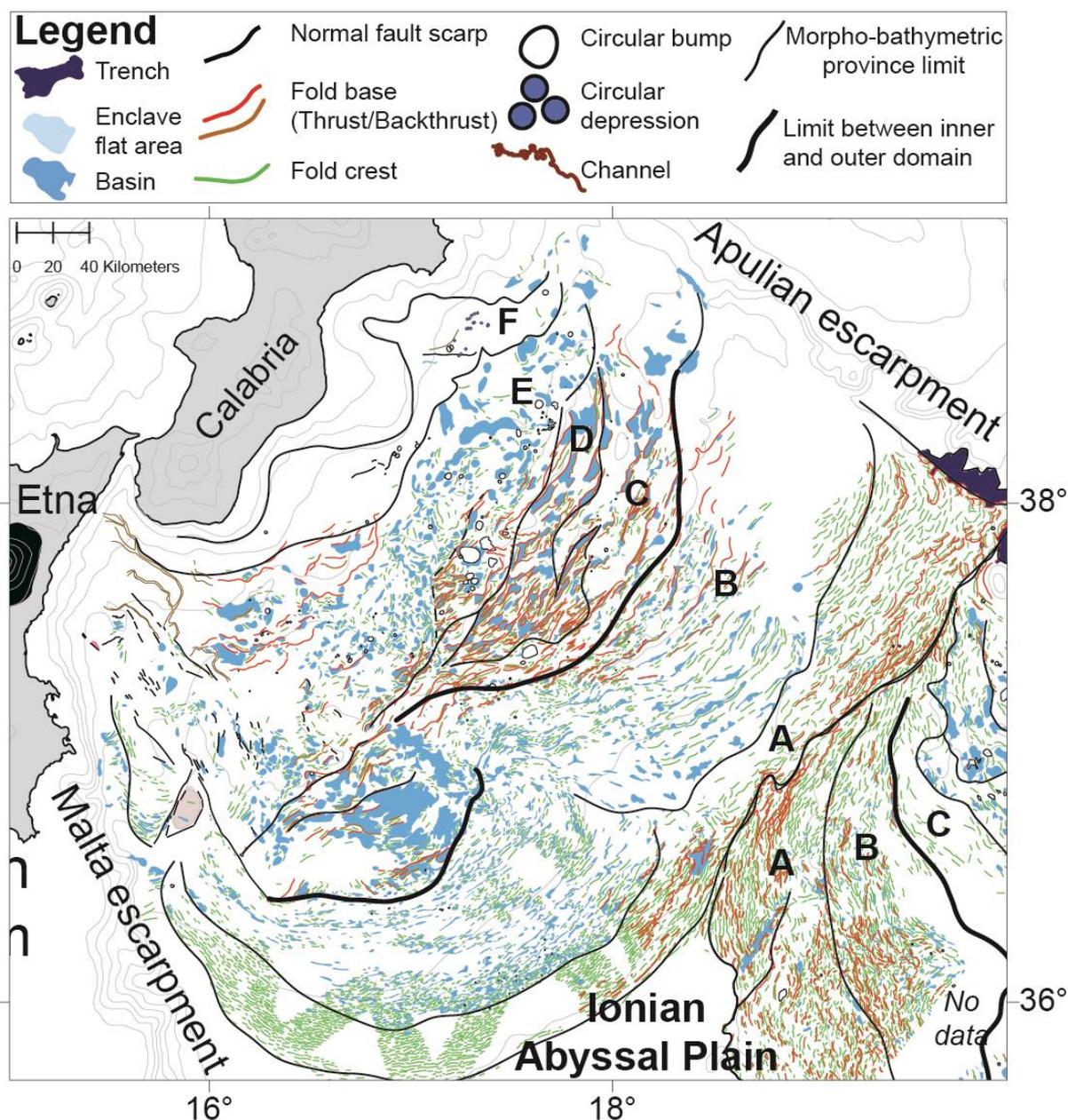


Figure 6-2 : Cartographie des structures présentes sur le fond de mer au niveau du Prisme d'Accrétion Calabrais et délimitation des différents domaines et sous-domaines morpho-bathymétriques indiqués par les lettres A à F. Le segment en rouge délimite le domaine externe (A et B) du domaine interne (C, D, E). A : Front de déformation ; B : Sous-domaine de transition externe ; C : Secteur tabulaire du sous-domaine central ; D : Crête de la ride du sous-domaine central ; E : Plateau interne ; F : Bassins d'avant-arc.

## 6.1. Marges actives

### 6.1.1. Domaines morpho-bathymétriques

Comme présenté dans le Chapitre 2, les régions du PAC et de la RM sont divisées en deux domaines morpho-structuraux : le domaine interne et externe. Cette segmentation se

retrouve dans l'organisation des structures du fond de mer. L'analyse morpho-bathymétrique de détail a permis que ces deux domaines soient eux-mêmes subdivisés en sous-domaines morpho-bathymétriques. Le domaine externe est divisé en deux sous-domaines : le front de déformation (A) et le sous-domaine de transition avec le domaine interne (B). Le domaine interne est également divisé en deux sous-domaines morpho-bathymétriques : le plateau interne (E) et le sous-domaine central du prisme d'accrétion comprenant la crête du prisme (D) marquée par d'importants reliefs structuraux et un secteur au relief plus tabulaire (C). Le domaine interne est situé entre le domaine externe et les bassins d'avant-arc (F) qui correspondent aux bassins de Crotona-Spartivento pour le PAC, et d'un point de vue morphologique, aux fosses Helléniques pour la RM (Figure 6-2 ; Figure 6-3). Chacun de ces sous-domaines est décrit ci-dessous, en commençant par ses caractéristiques générales puis en intégrant des informations propres au PAC et à la RM.

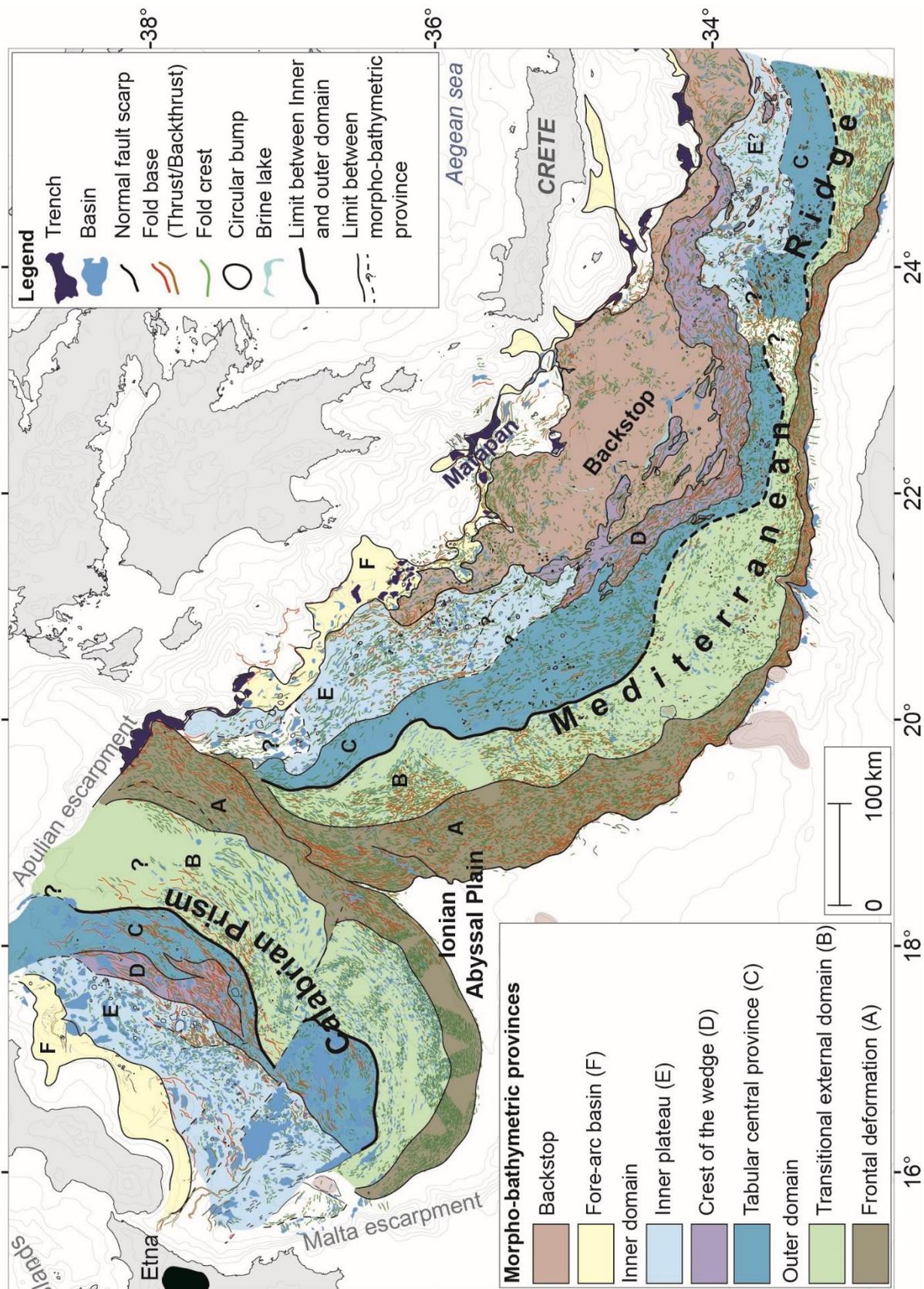


Figure 6-3 : Définition des provinces morpho-bathymétriques du Prisme d'Accrétion Calabrais et de la Ride Méditerranéenne résultant de la cartographie des morphologies du fond de mer.

#### 6.1.1.1. Front de déformation externe – (*Frontal deformation*) (A)

Le front de déformation externe du PAC et de la RM est bordé par les plaines abyssales Ionienne et Hérodote (bassins d'avant-pays). Ce sous-domaine morpho-bathymétrique est caractérisé par une forte concentration de plis anticlinaux de faible longueur d'onde (Figure 6-4). Leur hauteur est comprise entre 50 et 70 m, leur longueur est en moyenne de 1-2 km et leur largeur de 400-600 m. La distance entre deux crêtes de plis est d'environ 1 km. Les plis sont orientés perpendiculairement à la direction de convergence (Figure 6-5 ; Figure 6-6). Sur les données de réflectivité, ce sous-domaine est caractérisé par une succession de linéations de forte et faible réflectivité (Figure 6-5). Les zones de forte réflectivité caractérisent la pente des plis anticlinaux et synclinaux.

Sur la RM, quelques chevauchements régionaux ont déjà été identifiés par Huguen et al. (2004) et Chamot-Rooke et al. (2005) (Figure 6-6).

#### 6.1.1.2. Sous-domaine de transition externe – (*Transitional external domain*) (B)

Ce sous-domaine morpho-bathymétrique est caractérisé par la présence de dépressions aux flancs abrupts et aux formes irrégulières (Figure 6-4 ; Figure 6-5 ; Figure 6-6). Elles sont profondes de 120 à 180 m, larges de 1,3 à 3 km et sont espacées de 500 à 1000 m. Entre ces dépressions, le fond de mer est rugueux, marqué par quelques plis de très faible longueur d'onde, d'une dizaine de mètres de hauteur, sans orientation préférentielle (Figure 6-4). Les plis sont moins abondants qu'au niveau du front de déformation externe.

Dans le PAC, à l'approche du domaine interne, ces dépressions deviennent plus étroites et s'allongent selon une orientation perpendiculaire à la direction de convergence (Figure 6-5). Elles sont profondes de 60 à 100 m, larges d'environ 700 m et s'étendent sur une dizaine de kilomètres. Elles sont espacées d'environ 6 à 8 km.

Sur les données de réflectivité, ce sous-domaine est caractérisé par des teintes de réflectivité plus claires qu'au niveau du front de déformation externe (Figure 6-5). Le sous-domaine de transition externe ne présente pas d'éléments structuraux régionaux majeurs (comme des failles de chevauchement) (Figure 6-6).

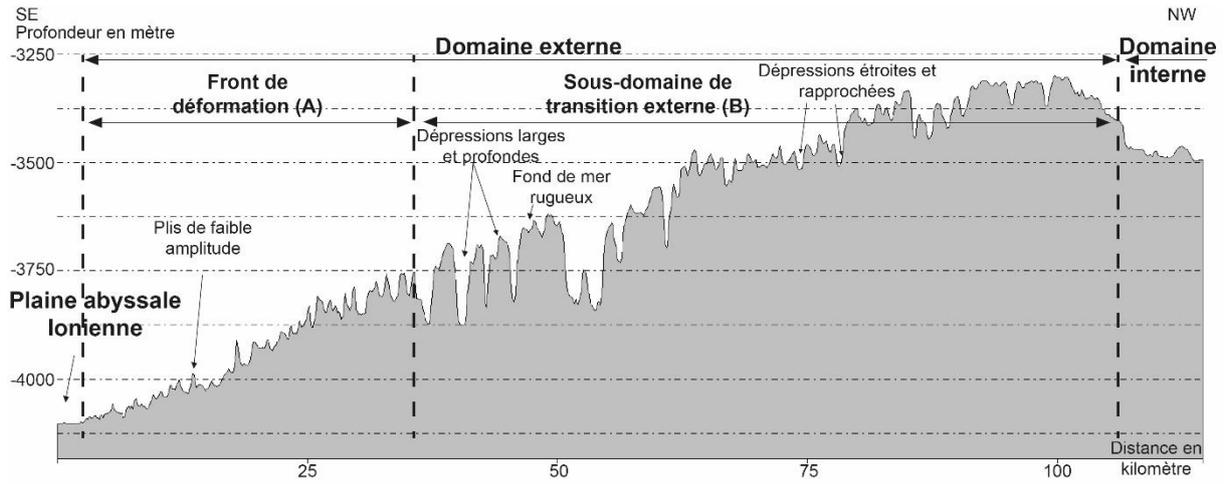


Figure 6-4 : Profil bathymétrique recoupant le domaine externe du PAC et illustrant la topographie des sous-domaines du front de déformation et de transition externe. Le profil est localisé sur la Figure 6-5.

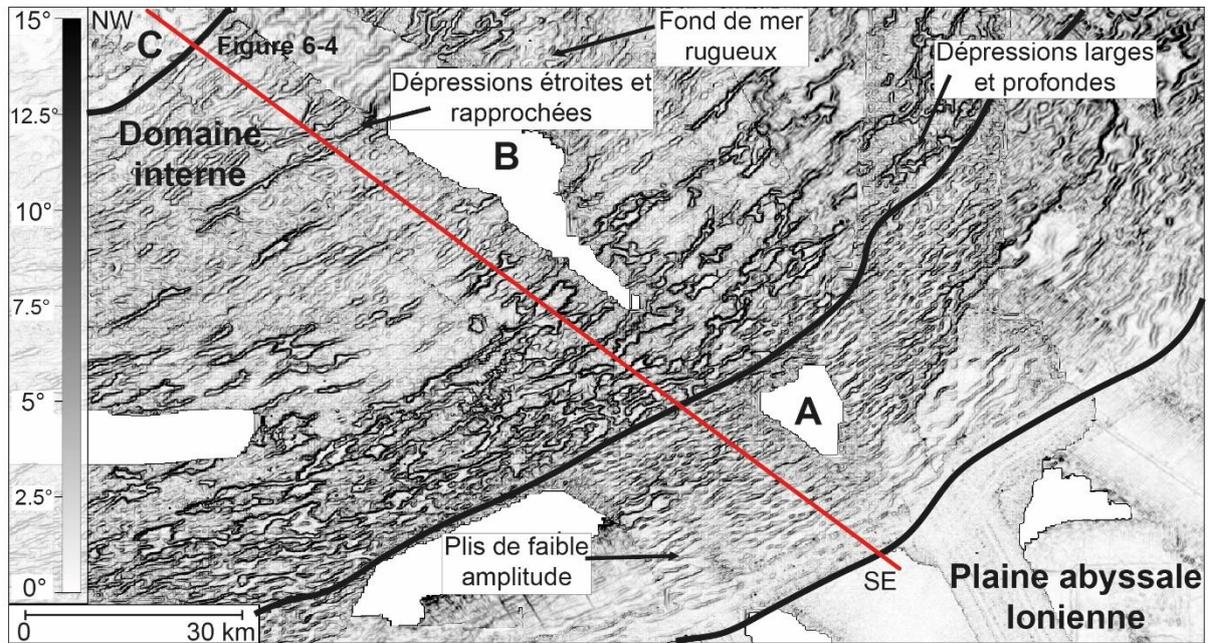


Figure 6-5 : Carte bathymétrique ombrée du domaine externe du PAC et illustrant la topographie des sous-domaines du front de déformation et de transition externe. La figure est localisée sur la Figure 6-6

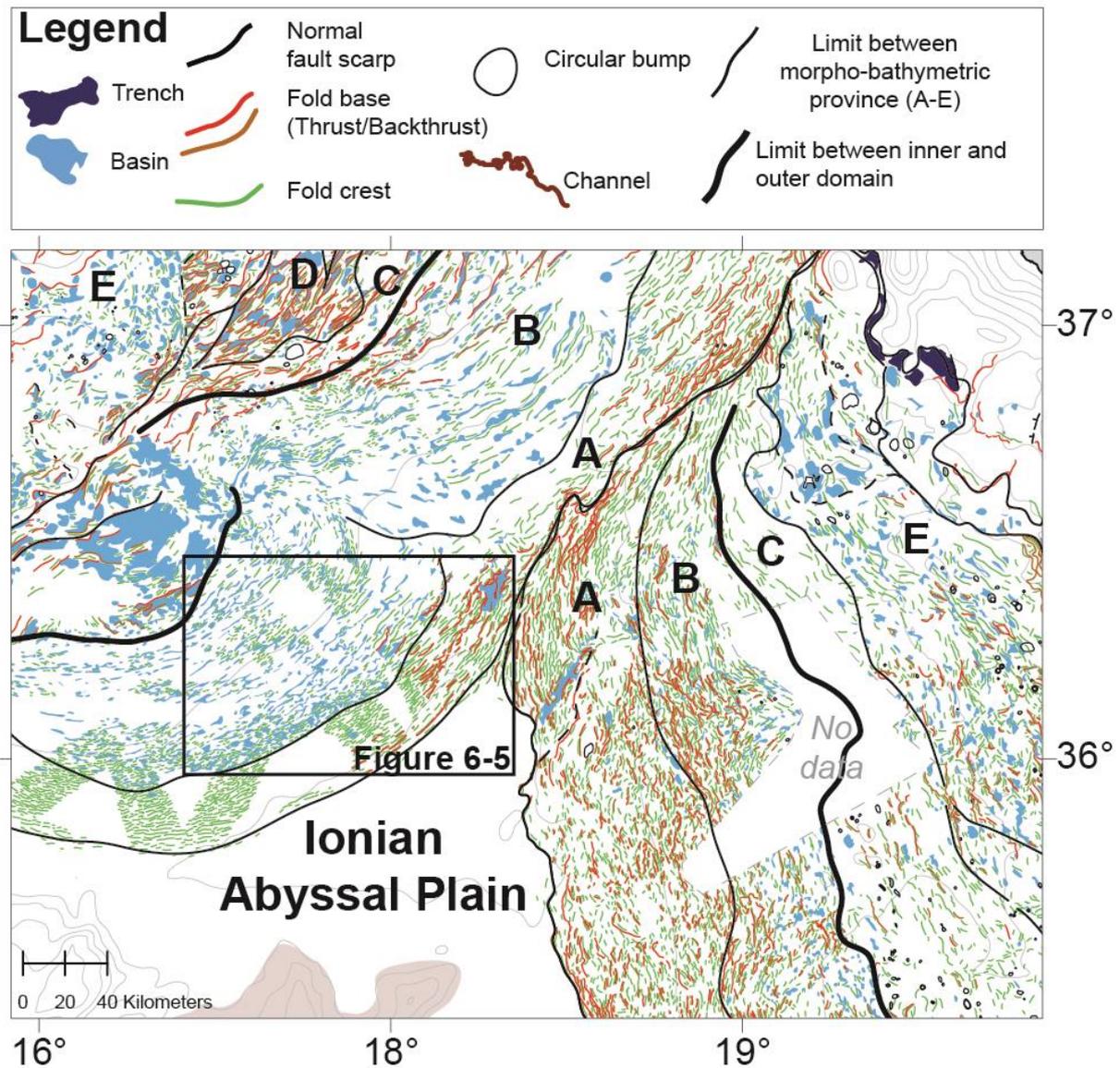


Figure 6-6 : Carte des domaines morpho-bathymétriques sur les deux prismes d'accrétion. La figure est localisée sur la Figure 6-1.

### 6.1.1.3. Secteur tabulaire du sous-domaine central – (*Tabular central province*) (C)

Ce sous-domaine est caractérisé par un fond de mer plus ou moins tabulaire, marqué par quelques plis de faible hauteur et par l'absence de zones en dépression (Figure 6-3).

Dans le PAC, quelques reliefs topographiques positifs sub-circulaires (~30-50 m de hauteur et < 1 km de diamètre) sont présents. Sur la RM, cette zone est affectée par une ceinture de plis aux reliefs abrupts (~90-180 m de hauteur), allongés (~3-10 km de long) perpendiculairement à la direction de convergence. Cette ceinture est plus ou moins continue depuis la branche occidentale de la RM jusque dans sa partie centrale. Quelques structures sub-circulaires sont également visibles dans ce sous-domaine (~40-180 m de hauteur et 800-3500 m de diamètre)

(Figure 6-2). Chamot-Rooke et al. (2005) ont aussi identifié des axes de chevauchement régionaux NNW-SSE le long de la ceinture de plis, dans la branche occidentale de la RM, ainsi que des failles décrochantes dextres NNW-SSE dans la province occidentale (régime transpressif) (Figure 6-3). Dans la province centrale de la RM, Huguen (2001) a identifié des linéaments structuraux interprétés comme des failles décrochantes dextres orientées NW-SE.

Sur les données de réflectivité, le plancher de ce sous-domaine présente une faible réflectivité qui contraste avec celles plus fortes des autres sous-domaines morpho-bathymétriques. Dans le PAC, quelques petits patchs de forte réflectivité sont présents, parfois associés à des reliefs sub-circulaires. Sur la RM, de grandes zones de forte réflectivité coïncident avec l'emplacement des plis structuraux.

#### 6.1.1.4. Crête de la ride du sous-domaine central – (*Crest of the wedge*) (D)

Ce sous-domaine morpho-bathymétrique est caractérisé par de hauts reliefs structuraux aux pentes abruptes.

Dans le PAC, ce sous-domaine morpho-bathymétrique est large d'environ 30 km et n'est présent que dans la partie est du prisme. Les reliefs correspondent à des rides orientées N30° et N60°, dont la hauteur varie entre 250 m et 800 m (Figure 6-7). Elles sont longues de quelques kilomètres à 20 km. Les rides sont espacées par des zones plates et lisses. Leur largeur varie de 2 à 5 km et leur longueur de 6 km jusqu'à 30 km. Ces zones sont allongées selon deux orientations principales : N30° pour les zones les plus longues et N60° pour les zones moins larges. Un grand escarpement topographique, atteignant à certains endroits 1 km de hauteur (l'Escarpement de Calabre pour Praeg et al. (2009), ou « *The Wall* » pour Gutscher et al. (2017)) marque la transition entre le secteur tabulaire du sous-domaine central et son plateau interne. Dans le secteur ouest du PAC, le sous-domaine central est peu affecté par des chevauchements et présente surtout de larges zones plates (~15-30 km de large) (Figure 6-2). Sur les données de réflectivité, les zones plates entre les plis structuraux sont caractérisées par de faibles valeurs de réflectivité.

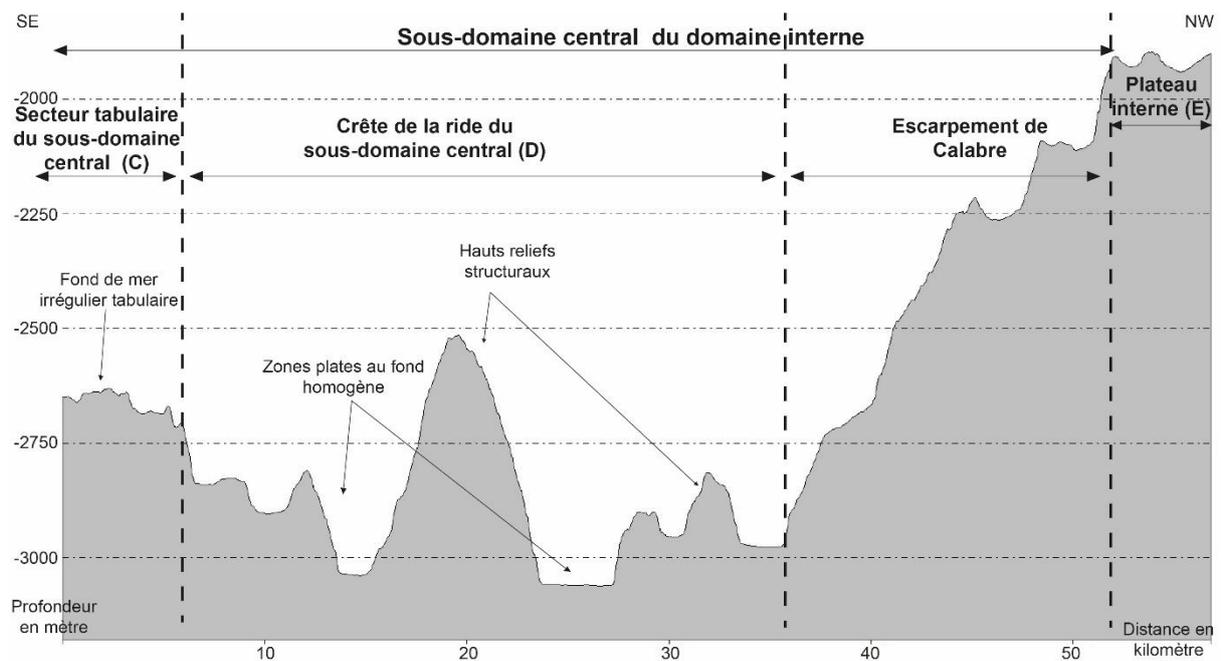


Figure 6-7 : Profil bathymétrique recoupant la Crête de la ride du sous-domaine central (domaine interne) du Prisme d'Accrétion Calabrais et illustrant sa topographie et son organisation structurale. Le profil est localisé sur la Figure 6-9.

Sur la RM, les rides sont longues de 4 km à 30 km et hautes de 100 m à 550 m. Elles sont séparées par des dépressions étroites, larges de 1 à 1,5 km, longues de 10-20 km, profondes de 150 m à 400 m et orientées dans la même direction NW-SE que les rides. Ce sous-domaine est large d'environ 25 km. Il est localisé le long du boudoir continental dont la limite est marquée par un grand escarpement, haut d'environ 500 m (Figure 6-8). Sur les données de réflectivité, ce sous-domaine est marqué par de fortes réflectivités au niveau des reliefs abrupts.

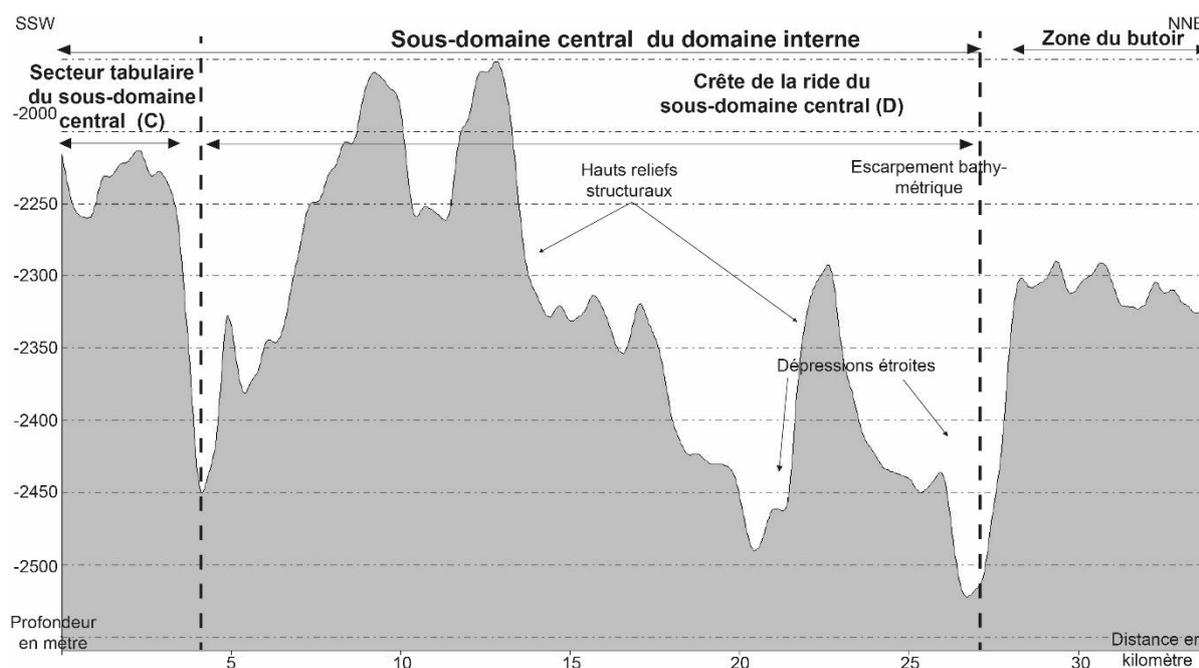


Figure 6-8 : Profil bathymétrique recoupant la Crête de la ride du sous-domaine central (domaine interne) de la Ride Méditerranéenne et illustrant sa topographie et son organisation structurale. Le profil est localisé sur la Figure 6-11.

#### 6.1.1.5. Plateau interne – (Inner plateau) (E)

Le sous-domaine du plateau interne présente une topographie rugueuse, caractérisée par de nombreux plis et zones en dépression désorganisés (Figure 6-2, Figure 6-3, Figure 6-9). Plusieurs linéaments structuraux sont observés avec des orientations N150° et N170° sur la RM et NW-SE dans le PAC. Ils ont été associés à une origine tectonique et à une déformation cisailante dextre (RM) (Huguen, 2001 ; Chamot-Rooke et al., 2005) ou interprétés comme des failles normales (PAC) (Gutscher et al., 2016, 2017).

Dans le PAC, les zones en dépression ont un fond plat et homogène et sont bordées par des parois abruptes (Figure 6-9). Leur forme est circulaire à allongée. Ces bassins sont larges de 1 à 5 km, jusqu'à 30 km pour les plus allongés. Leur profondeur varie de quelques dizaines de mètres à 200 m. Les directions d'allongement des bassins n'ont pas d'orientation préférentielle bien que certains s'alignent sur une direction N30°, similaire à celle des rides de la zone centrale (Figure 6-9). Les plis de ce domaine ont une hauteur de l'ordre d'une centaine de mètres. Ils sont espacés par des zones en creux de 2-3 km et parfois par les bassins décrits ci-dessus. A proximité de l'Escarpement de Calabre, les plis sont orientés dans la même direction que les rides de chevauchement de la zone centrale du prisme (N30°). A proximité des bassins d'avant arc, les plis n'ont plus d'orientation préférentielle (Figure 6-9, Figure 6-10).

Sur la RM, les zones en dépression sont plus étroites et allongées selon une direction perpendiculaire à la direction de convergence (NE-SW) (Figure 6-11). Leur largeur varie de 0,8 à 3 km. Dans la partie centrale de la RM, les bassins sont orientés NW-SE et leur longueur peut atteindre 10 km. Les plis de cette zone sont de plus faible amplitude que sur le PAC, de l'ordre de quelques dizaines de mètres de hauteur. Dans ces domaines, de nombreuses structures sub-circulaires au relief topographique positif sont identifiées et interprétées comme des volcans de boue (Praeg et al., 2009 ; Ceramicola et al., 2014 ; Rabaute et Chamot-Rooke, 2007) sur lesquelles je reviendrai ultérieurement (Figure 6-10, Figure 6-11, Figure 6-12). Sur les données de réflectivité, cette province est caractérisée par des teintes de faible réflectivité au niveau des bassins et des teintes de plus forte réflectivité au niveau des flancs des plis et des volcans de boue.

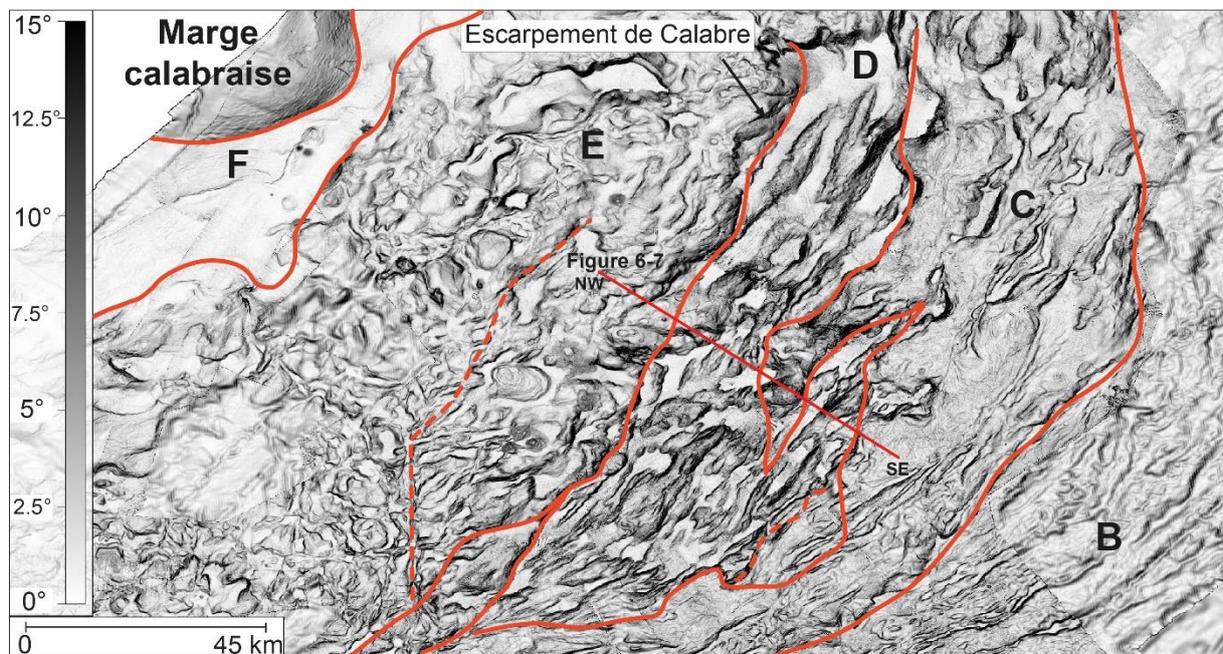


Figure 6-9 : Carte bathymétrique ombrée au niveau du domaine interne du PAC avec la localisation des différentes provinces morpho-batymétriques (limites en rouge sur la figure). Cette figure est localisée sur la Figure 6-10.

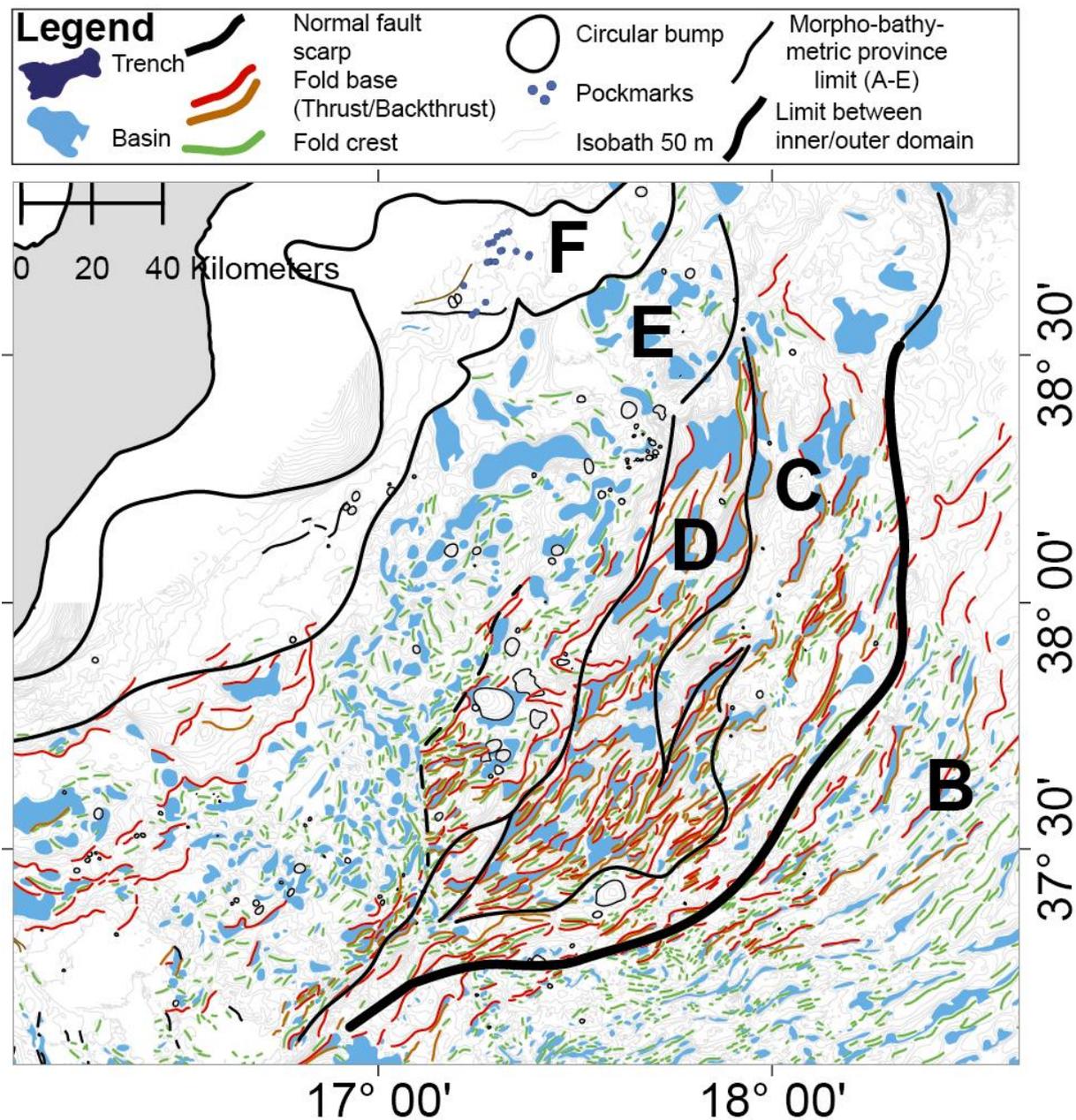


Figure 6-10 : Carte morpho-bathymétrique du domaine interne du PAC avec la localisation des différentes provinces morpho-bathymétriques. Cette figure est localisée sur la Figure 6-1.

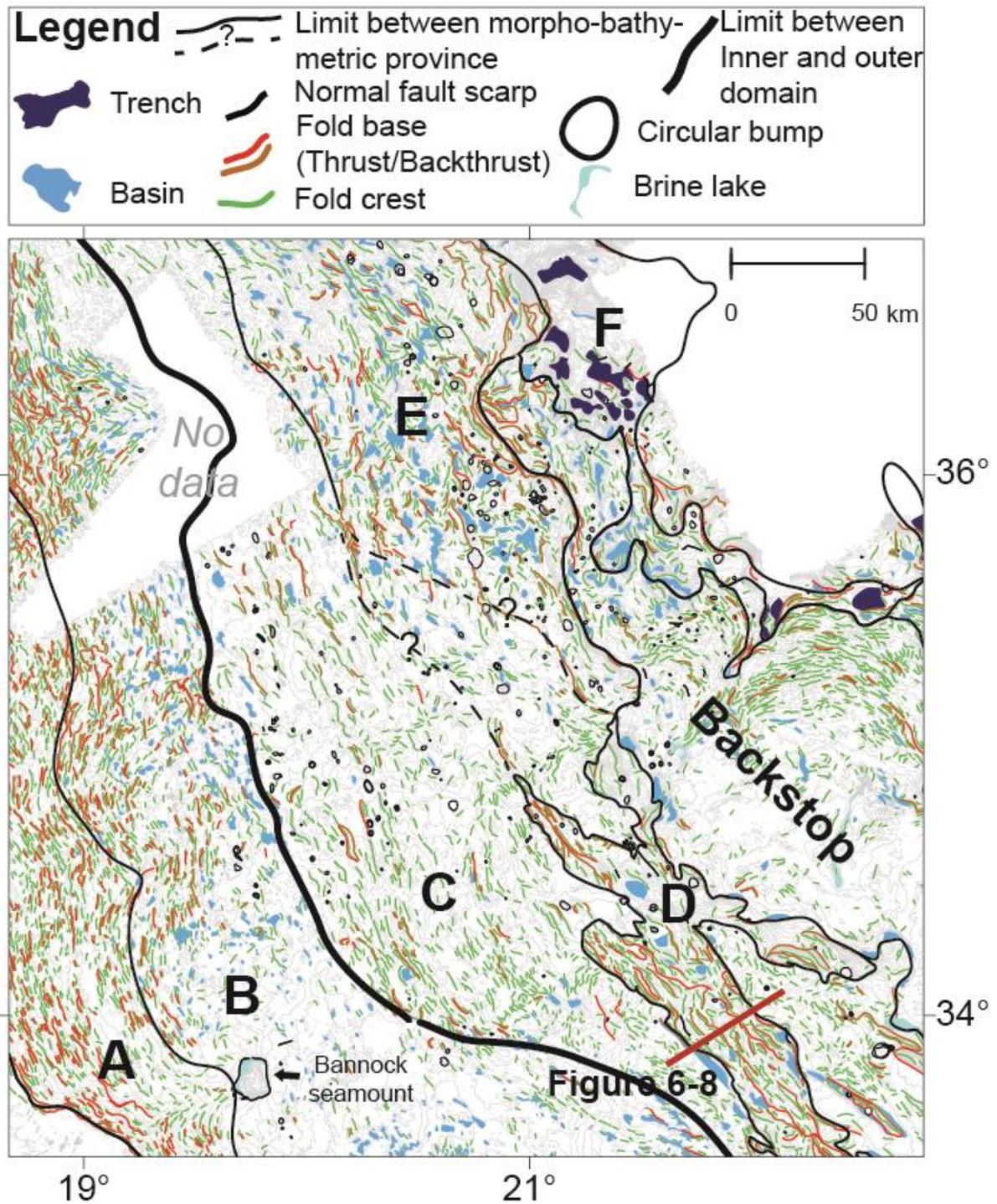


Figure 6-11 : Carte morpho-bathymétrique de la partie occidentale de la RM avec la localisation des différentes provinces morpho-bathymétriques. Cette figure est localisée sur la Figure 6-1.

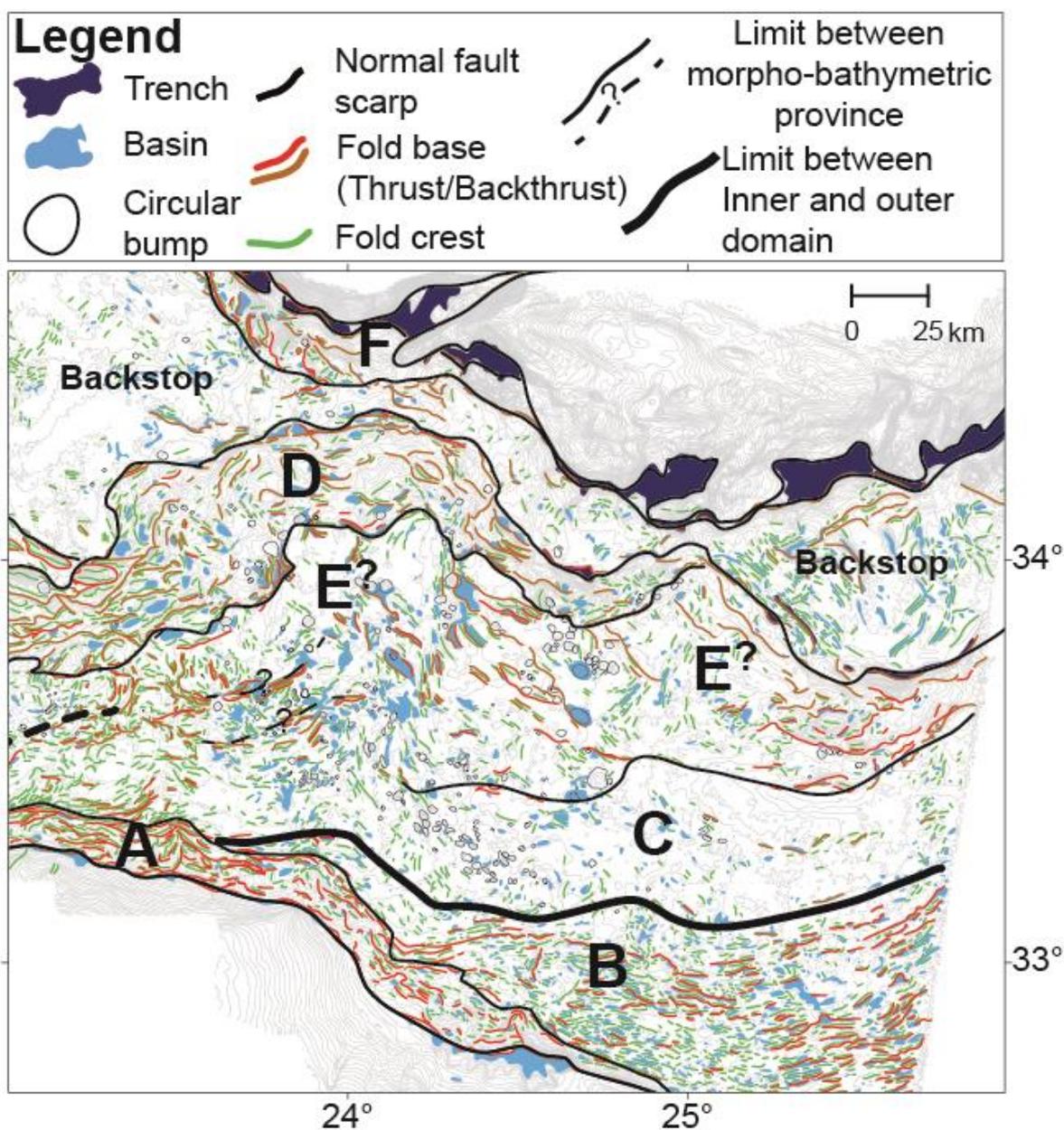


Figure 6-12 : Carte morpho-bathymétrique de la partie centrale de la RM avec la localisation des différentes provinces morpho-bathymétriques. Cette figure est localisée sur la Figure 6-1.

#### 6.1.1.6. Bassins d'avant-arc – (*Fore-arc basin*) (F)

Dans le PAC, cette province morpho-bathymétrique est caractérisée par un fond de mer relativement homogène (Figure 6-10). Elle correspond aux bassins de Crotona et Spartivento localisés entre le domaine interne du PAC et la marge calabraise. De nombreuses morphologies associées à des processus sédimentaires y sont observées, comme des chenaux turbiditiques, des figures héritées de l'action de processus gravitaires (cicatrices de glissement, dépôts de transport en masse, étalement gravitaire). Plusieurs dépressions circulaires affectent le fond du bassin de Crotona. Ces structures ont un diamètre de 200-500 m et atteignent 10-20 m de

profondeur. Des reliefs positifs circulaires sont aussi présents et interprétés comme des volcans de boue (Praeg et al., 2009). Cette province est également affectée par des linéaments structuraux orientés N30° ou W-E et atteignant jusqu'à 80 m de hauteur. Ils sont interprétés comme des failles normales d'extension (Polonia et al., 2012).

Sur la RM, les fosses helléniques sont associées à ce domaine morpho-bathymétrique. Elles sont caractérisées par des dépressions profondes localisées au pied de la marge crétoise (Figure 6-11). Cette province est caractérisée par une faible réflectivité avec localement des zones plus réfléchives associées notamment à des reliefs subcirculaires positifs (Chamot-Rooke et al., 2005).

#### 6.1.1.7. Butoir continental – (*Backstop*)

Cette province morpho-bathymétrique n'est présente qu'au niveau de la RM. Elle est localisée entre le domaine interne et les fosses Helléniques (Figure 6-11 ; Figure 6-12). La limite entre le domaine interne et le butoir continental est marquée par un escarpement bathymétrique, atteignant parfois 800 m de hauteur. Cette province est caractérisée par un relief globalement tabulaire marqué par des plis de faible longueur d'onde. Ceux-ci sont associés à une tectonique salifère induite par les séries d'évaporites déposées dans ce secteur au cours du Messinien (Huguen, 2001 ; Chamot-Rooke et al., 2005). Sur les données de réflectivité, cette province est caractérisée par de faibles valeurs de réflectivité.

### 6.1.2. Organisation morpho-structurale des prismes d'accrétion

L'analyse morpho-bathymétrique détaillée présentée ci-dessus permet de proposer une première synthèse sur l'organisation morpho-structurale des prismes étudiés. L'organisation morpho-bathymétrique des deux prismes d'accrétion semble dans l'ensemble similaire mais les domaines présentent des caractéristiques différentes. La Figure 6-13 rend une vision globale de l'organisation morpho-structurale des deux prismes d'accrétion des marges actives de Méditerranée Orientale.

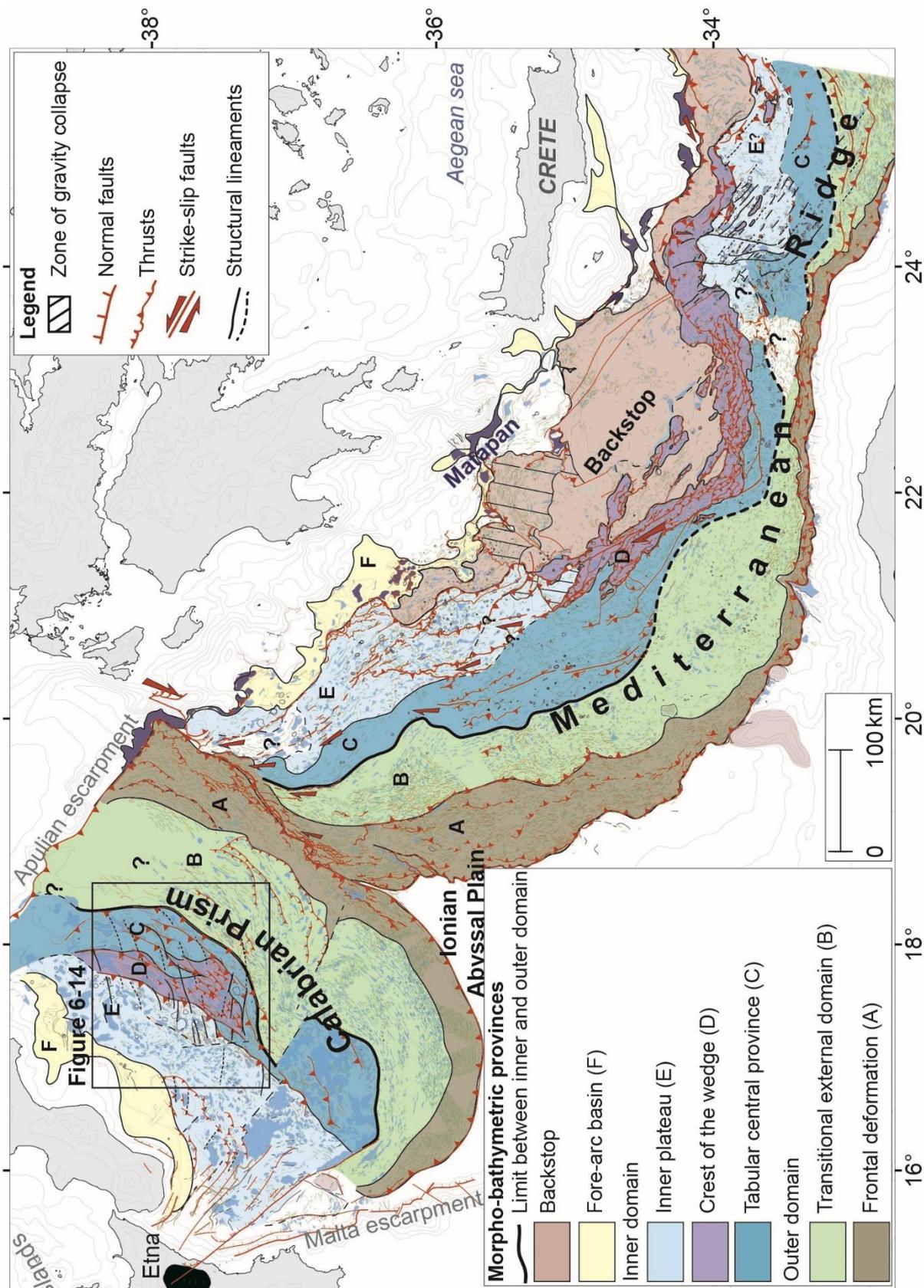


Figure 6-13 : Compilation morpho-bathymétrique et structurale utilisant les interprétations de cette étude et celles publiés par Chamot-Rooke et al., 2005.

Chacun des deux prismes semble être affecté par des linéaments structuraux qui décalent les morphologies (plis) du fond de mer (Figure 6-13). Sur la RM, ces linéaments sont interprétés comme des décrochements accommodant la déformation induite par la subduction oblique de la plaque africaine (Chamot-Rooke et al., 2005).

Le PAC est classiquement divisé en deux « lobes » séparés par une zone diffuse interprétée comme une faille de transfert (Polonia et al., 2011, Gutscher et al., 2016 ; Gallais et al., 2012, voir Chapitre 2 de ce manuscrit) (Figure 6-13, Figure 6-14). De nombreux escarpements de failles normales qui affectent le fond de mer correspondraient à l'expression en surface de l'activité d'une faille lithosphérique « STEP », induisant un système de failles dextres orientées NW-SE (Gutscher et al., 2016, voir Chapitre 2). Une segmentation des différents unités morpho-bathymétriques précédemment décrites s'observe principalement au niveau du plateau interne et de la crête du prisme. L'escarpement de Calabre et certains plis sont affectés par une série de **linéaments structuraux d'orientation E-NE/W-SW (N30°)** qui perturbent les morphologies du fond de mer et semblent les décaler (Figure 6-14). Ces linéaments ont également été observés par Gutscher et al. (2017) qui les interprètent comme de la déformation cisailante dextre. Ces structures peuvent être interprétées comme des failles de transfert initiées pour accommoder la subduction calabraise et l'étalement gravitaire différentiel entre les deux domaines du prisme. Au niveau de la RM, Chamot-Rooke et al. (2005) et Huguen et al. (2001) identifient également la présence de failles décrochantes d'orientation NW-SE et NE-SW à jeu dextre ainsi que des rides liées aux chevauchements. Les zones en cisaillement sont interprétées comme de la déformation active résultant de la subduction oblique de la plaque africaine (Figure 6-13) (Rabaute et Chamot-Rooke, 2007).

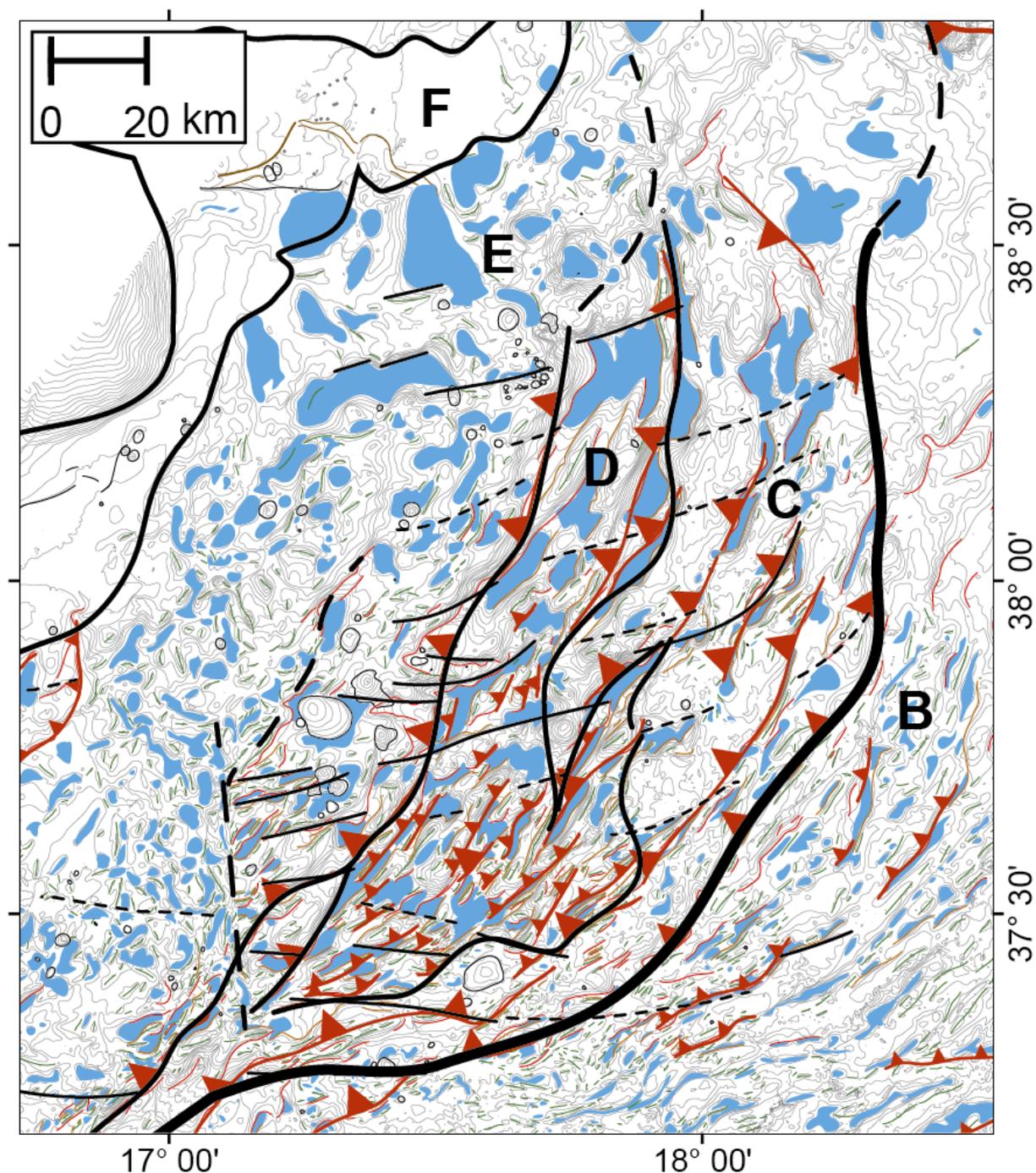


Figure 6-14 : Détail du PAC avec les interprétations structurales des différents domaines morpho-bathymétriques.

### 6.1.3. Distribution spatiale des sorties de fluides sur les prismes d'accrétion

Les volcans de boue ne se répartissent pas de façon aléatoire quel que soit la zone d'étude et le contexte géodynamique. La cartographie des structures identifiées, classées selon l'indice de confiance défini, a été superposée à la cartographie des domaines morpho-structuraux et des accidents structuraux régionaux (Figure 6-15).

Dans les deux prismes d'accrétion, les volcans de boue identifiés sont répartis surtout dans le domaine interne (Figure 6-15). Sur la RM, 286 structures ont été identifiées sur le plateau interne et dans le domaine central (crête du prisme et province tabulaire) (Figure 6-15). Dans sa branche occidentale, la répartition spatiale des structures coïncide avec des décrochements dextres orientés NW-SE interprétés comme de la déformation active résultant de la subduction oblique de la plaque africaine (Figure 6-16 ; Figure 6-17) (Rabaute et Chamot-Rooke, 2007). Dans la partie centrale de la RM, au NE de la Cyrénaïque, les volcans sont principalement localisés dans le domaine interne. Dans ce domaine, la localisation de certains volcans coïncide avec des linéaments structuraux orientés NW-SE (Figure 6-18) et interprétés comme des décrochements dextres par Huguen et al. (2004).

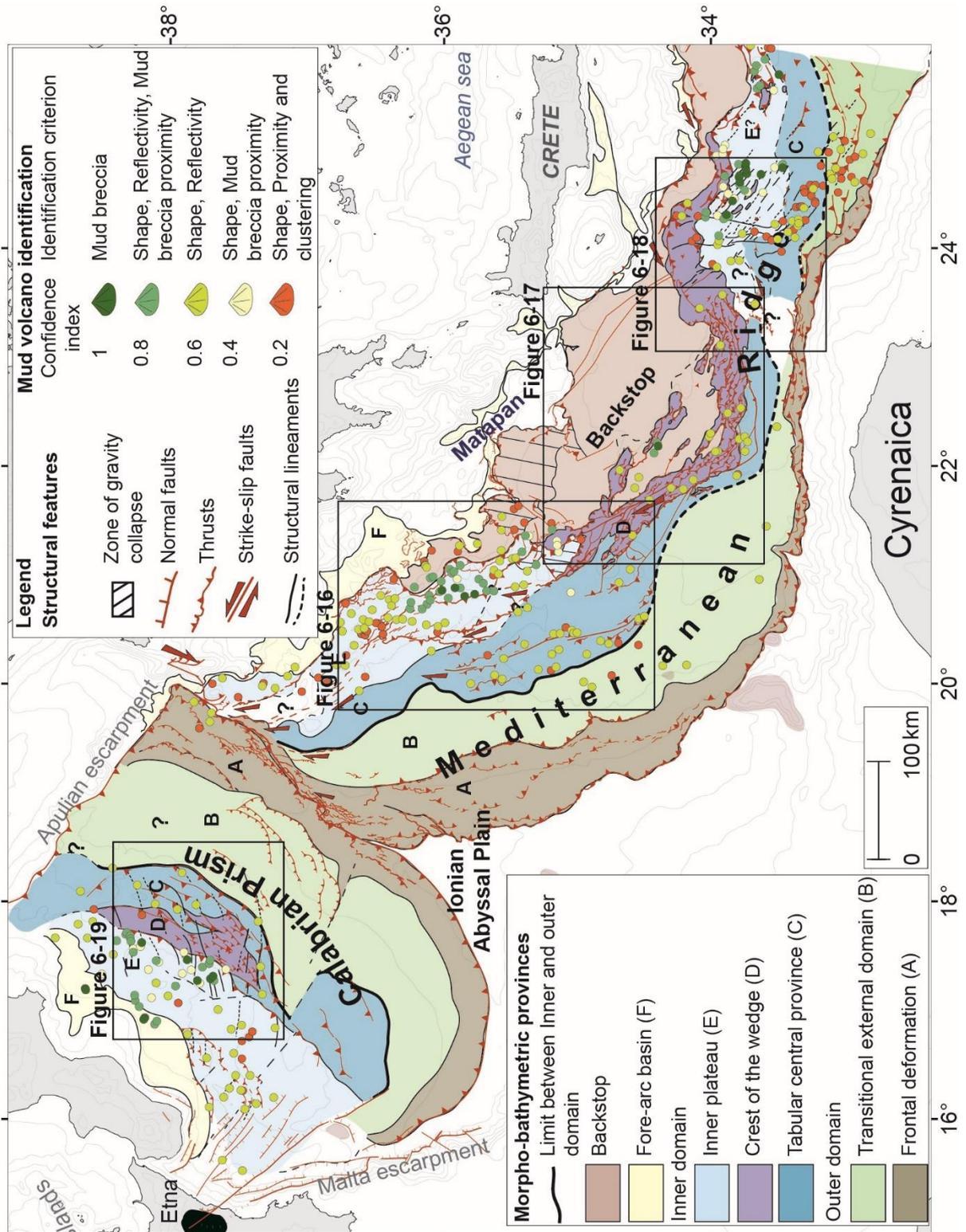


Figure 6-15 : Distribution des volcans de boue classés selon leur indice de confiance superposée à la carte morpho-structurale du PAC et de la RM.

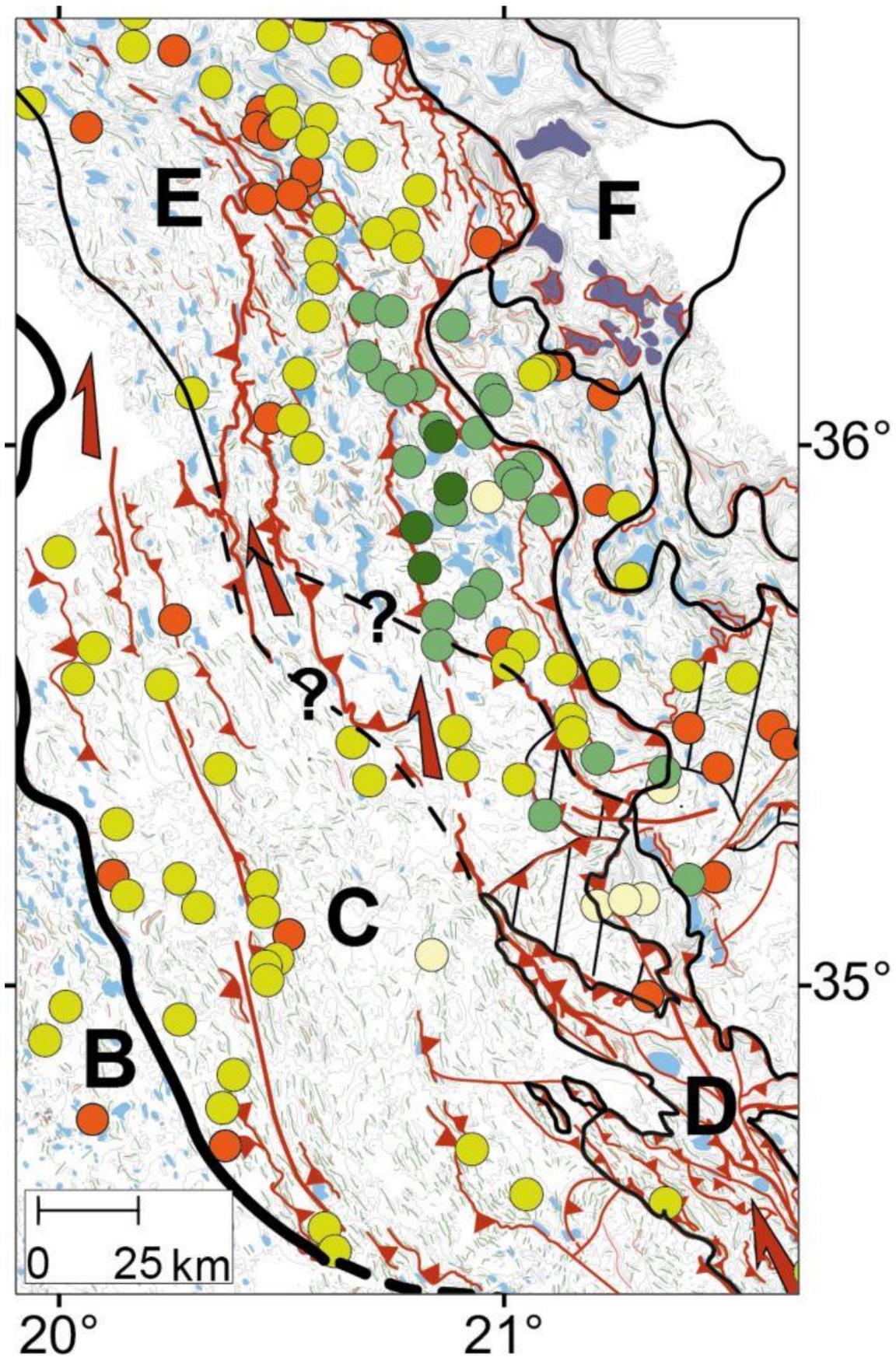


Figure 6-16 : Distribution spatiale des volcans de boue classés selon leur indice de confiance superposée à la carte morpho-structurale de la province occidentale de la RM (isobathes 50 m).

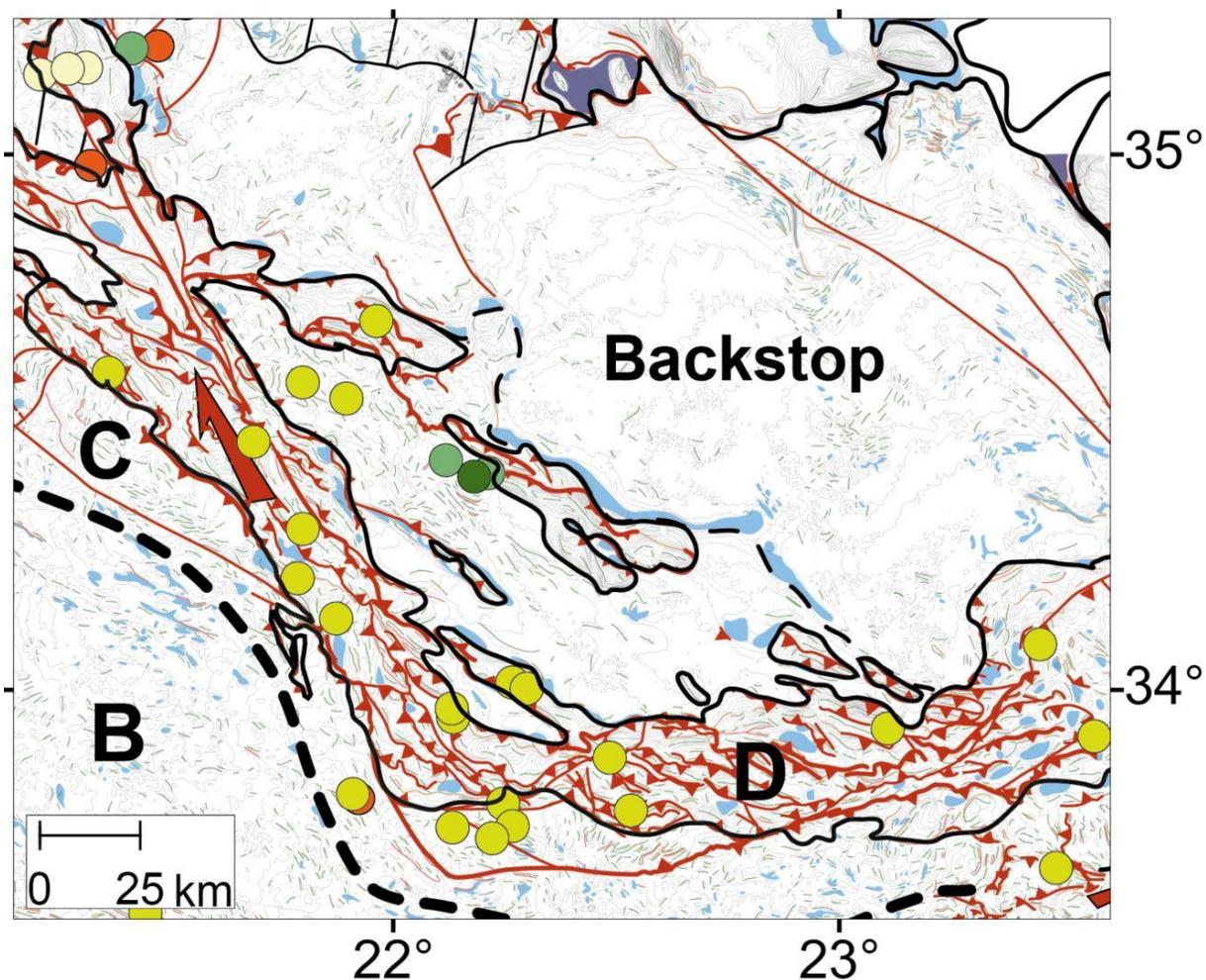


Figure 6-17 : Distribution spatiale des volcans de boue classés selon leur indice de confiance superposée à la carte morpho-structurale au niveau de la crête de la ride (D) de la RM (isobathes 50 m).

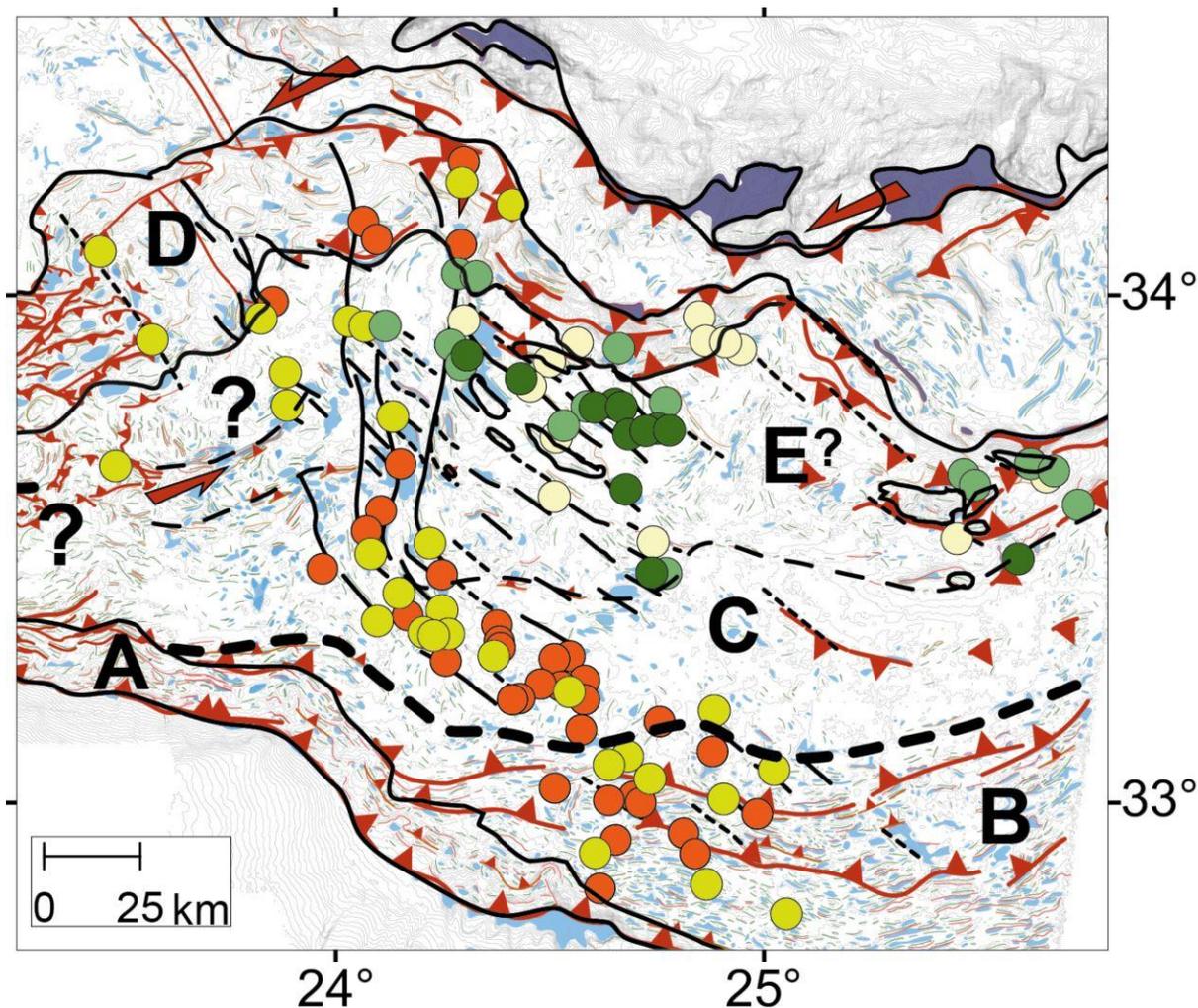


Figure 6-18 : Distribution spatiale des volcans de boue classés selon leur indice de confiance superposée à la carte morpho-structurale de la province centrale de la RM (isobathes 50 m).

Sur le PAC, 82 structures ont été identifiées. Elles sont majoritairement localisées dans le lobe oriental du prisme, dans le domaine interne, dans le plateau interne et dans la province tabulaire du domaine central, ainsi que dans les bassins d'avant-arc Crotona-Spartivento (Figure 6-15). Aucune structure n'a été identifiée au niveau de la crête du prisme, contrairement à ce qui apparaît sur la RM, ni dans le domaine externe. Localement, l'emplacement de certaines structures coïncide avec les linéaments structuraux qui découpent et décalent les plis (Figure 6-19). **Il semblerait que ces linéaments structuraux interprétés comme de la déformation cisailante soient en lien avec la mise en place des volcans de boue.**

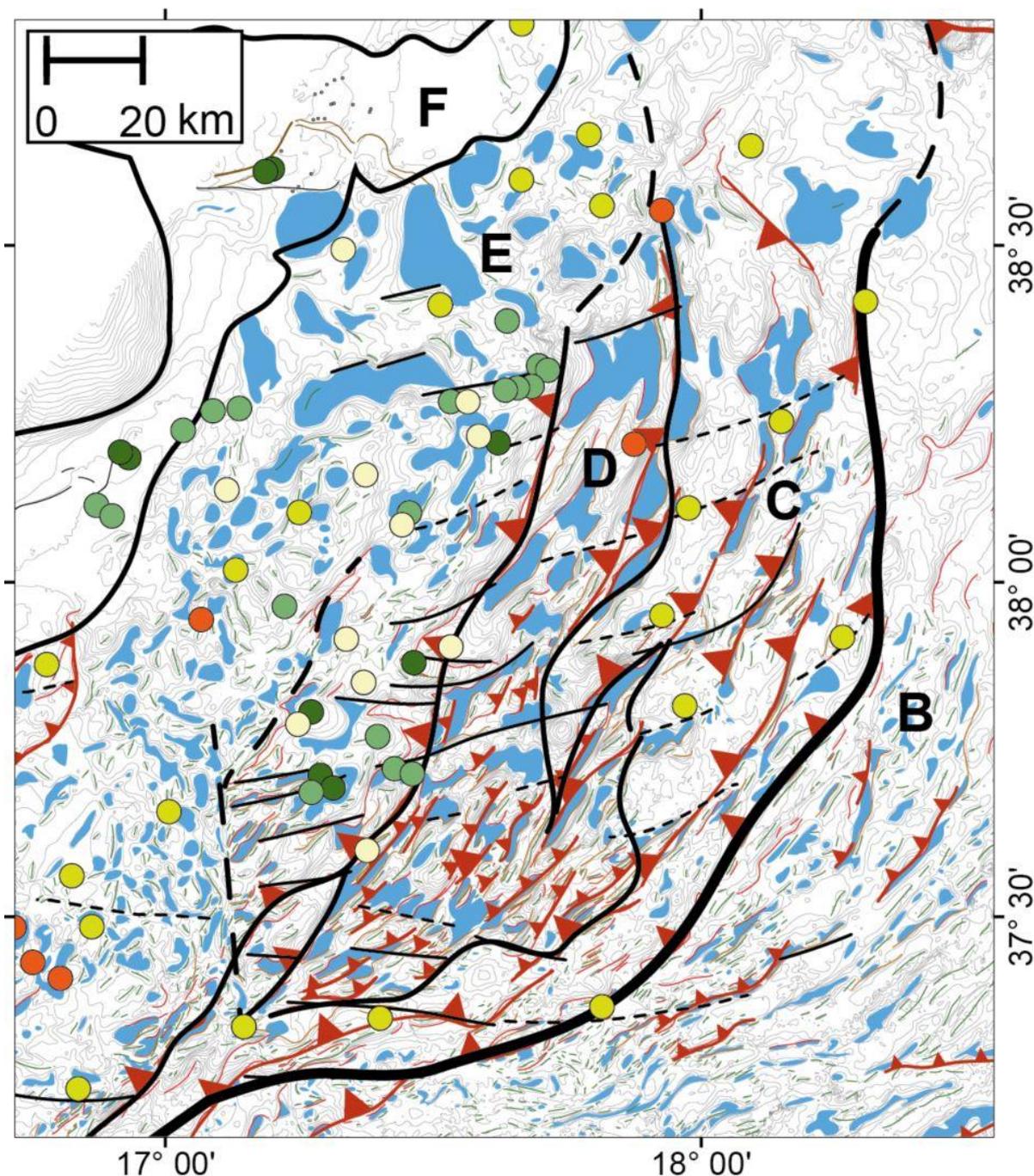


Figure 6-19 : Distribution des volcans de boue classés selon leur indice de confiance superposée à la carte morpho-structurale du domaine interne du PAC (isobathes 20 m).

Sur les prismes d'accrétions, les structures interprétées comme des *pockmarks* n'ont été observés qu'au niveau des bassins d'avant-arc Crotona et Spartivento, dans le Prisme d'Accrétion Calabrais, à proximité d'un chenal (Figure 6-19).

## 6.2. Marge passive Libyo-égyptienne

Les quatre provinces morpho-bathymétriques du Delta Sous-Marin du Nil (DSMN) ont été présentées dans le Chapitre 2 de ce manuscrit (Figure 6-20). Dans ce paragraphe, j'insiste uniquement sur les provinces occidentale et centrale pour lesquelles mon travail a apporté de nouveaux éléments d'observation.

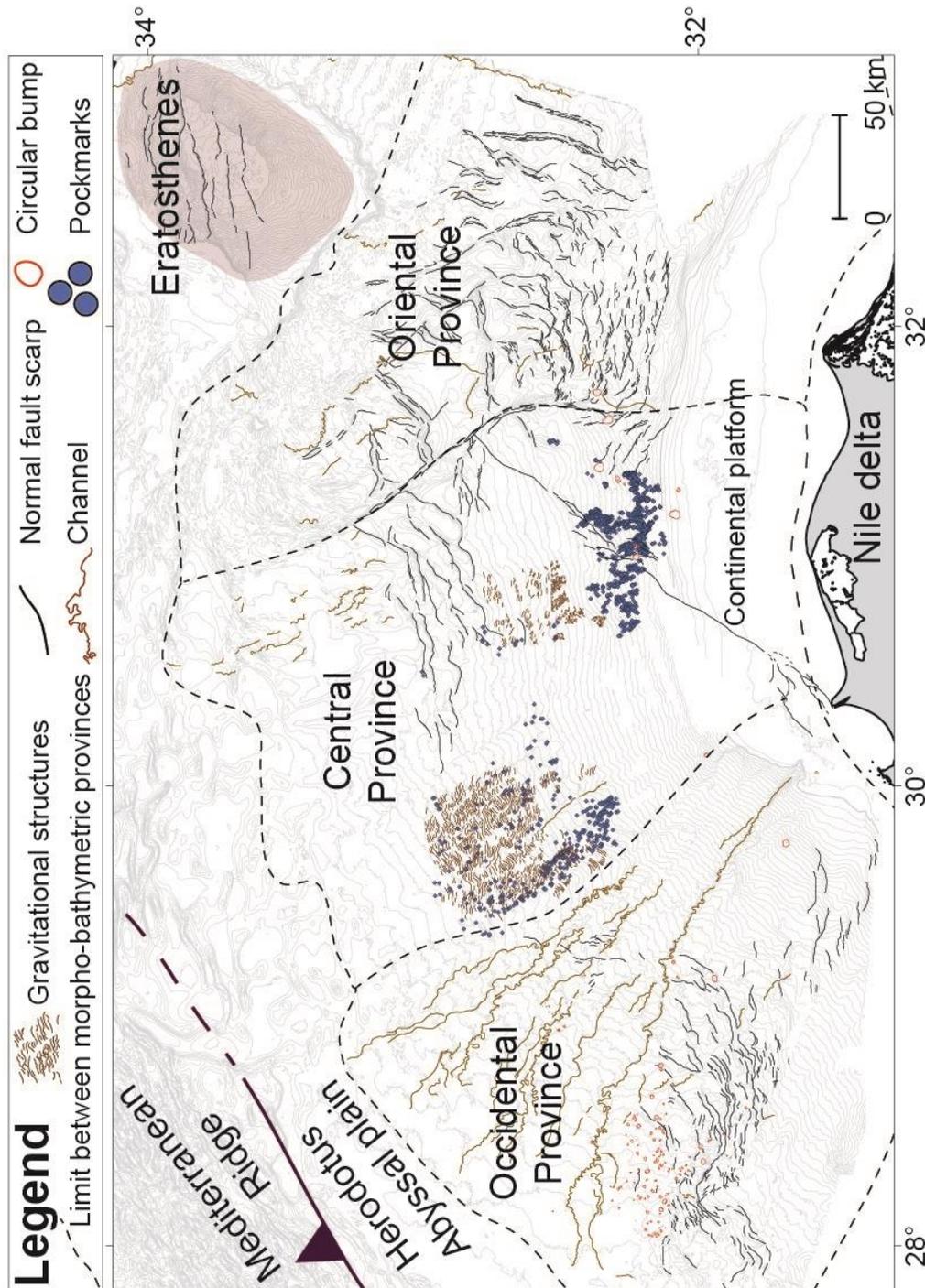


Figure 6-20 : Carte morpho-bathymétrique du DSMN (isobathes 50 m).

### 6.2.1. Province Occidentale

La Province Occidentale du DMSN est affectée par des processus d'origine à la fois tectonique et sédimentaire. Des chenaux méandriiformes présentant une orientation NW-SE sont visibles sur le fond de mer, depuis le haut de la pente continentale jusqu'à la plaine abyssale à plus de 3000 m de profondeur d'eau (Figure 6-21). Dans la partie Sud-Ouest de cette zone, le haut de la pente continentale est affecté par des escarpements rectilignes à curvilignes, orientés principalement NNE-SSW. Ces escarpements atteignent pour certains jusqu'à 300 m de hauteur et 30 km de long (Figure 6-21). Ils sont interprétés comme des escarpements de failles résultant d'une tectonique gravitaire et salifère (Loncke, 2002 ; Mascle et al., 2006). Certains sont décalés et segmentés par des linéations structurales orientées N170° (Figure 6-21). Le bas de la pente continentale est une zone plus homogène. Quelques escarpements de plus faible hauteur (50 m) et longueur (10 km) y sont aussi présents, orientés selon une direction N170°. Ce secteur est marqué par la présence de très nombreux (de l'ordre de la centaine) dômes localisés principalement dans le secteur ouest de la province. Les caractéristiques morpho-métriques de ces structures ont été décrites dans le Chapitre 5. Peu de structures similaires ont été observées dans la zone des chenaux. Aucune dépression circulaire, interprétée comme des *pockmarks*, n'a été observée sur le fond de mer dans cette province.

Dans la zone Sud-Ouest, les failles listriques sont caractérisées par de fortes réflectivités qui disparaissent vers le Nord-Ouest. Dans cette dernière zone, les fortes réflectivités sont spécifiquement localisées sur les dômes.

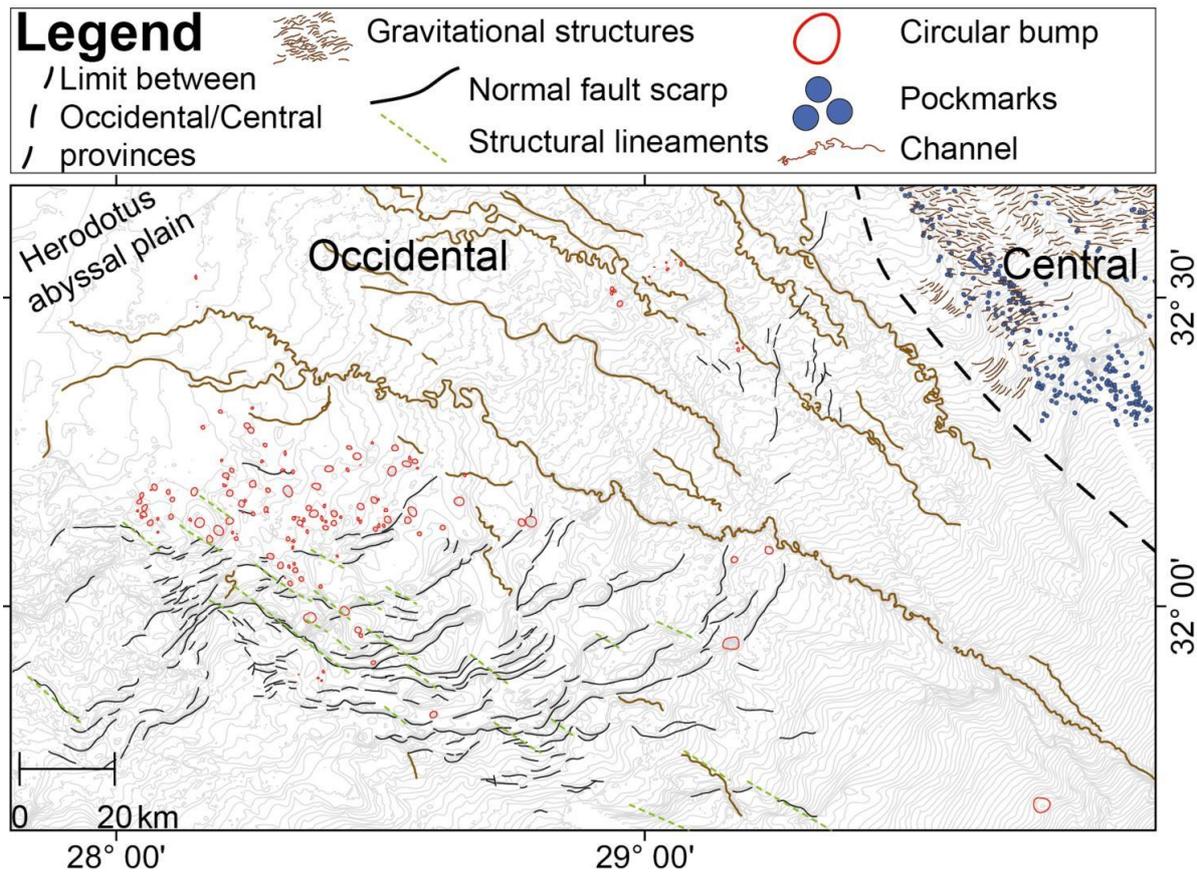


Figure 6-21 : Carte morpho-bathymétrique de la Province Occidentale du DSMN illustrant les failles gravitaires (en noir) NNE-SSW décalés par les linéaments structuraux WNW-ESE (en vert). Cette figure est localisée sur la Figure 6-1.

### 6.2.2. Province Centrale

La Province Centrale du DSMN est caractérisée par une topographie du fond de mer plus homogène mais finalement plus complexe que celle de la Province Occidentale (Figure 6-22). Sur l'ensemble de cette province, la transition entre le plateau continental et la pente continentale s'effectue graduellement entre 120 et 300 m de profondeur d'eau. La pente du fond de mer augmente alors de 0,2° à 2° en moyenne. Entre 250 et 400 m de profondeur d'eau, tout le pourtour de la province (soit une distance d'environ 160 km) est affecté par des cicatrices de glissement. Celles-ci mesurent de 2 à 4 km de large et 10 à 70 m de haut en moyenne. Elles se poursuivent en aval par la présence de corps allongés sur 20 à 40 km, larges de 2 à 3 km en moyenne et présentant un relief positif de 5 à 30 m de haut par rapport au fond de mer environnant. Ces corps présentent soit une topographie lisse soit une topographie rugueuse matérialisant la présence de très nombreux blocs métriques à décimétriques (Figure 6-22). Ces corps sont interprétés comme des dépôts de transport en masse. Cette zone est aussi affectée par des escarpements de failles qui s'étendent suivant une direction NE-SW à ENE-WSW. Sur

le fond de mer, ces escarpements sont rectilignes à curvilignes. Ils mesurent de 5 à 20 km de long et de 10 à 50 m de haut. Ils peuvent être en partie affectés et recouverts par de petits glissements. Ces escarpements appartiennent au système de failles de Rosetta (Aal et al., 2000 ; Zaghoul et al., 2001a ; Samuel et al., 2003) qui s'étend plus largement de l'embouchure de la branche de Rosetta jusqu'à la transition avec la Province Orientale du DMSN (Figure 6-20, Figure 6-22). Enfin, des reliefs positifs sub-circulaires, interprétés comme des volcans de boue, de 2 à 4 km de diamètre et de 10 à 70 m de haut sont dispersés, un dans la zone extrême ouest et 7 dans la zone extrême est (Figure 6-20) (Loncke et al., 2004 ; Duré et al., 2007, 2008, 2010). Plus de 2000 dépressions circulaires, localisées entre 300 et 1300 m de profondeur d'eau, interprétés comme des *pockmarks*, ont également été cartographiées dans cette zone (zones de couleur verte sur la Figure 6-22) (Mary, 2012).

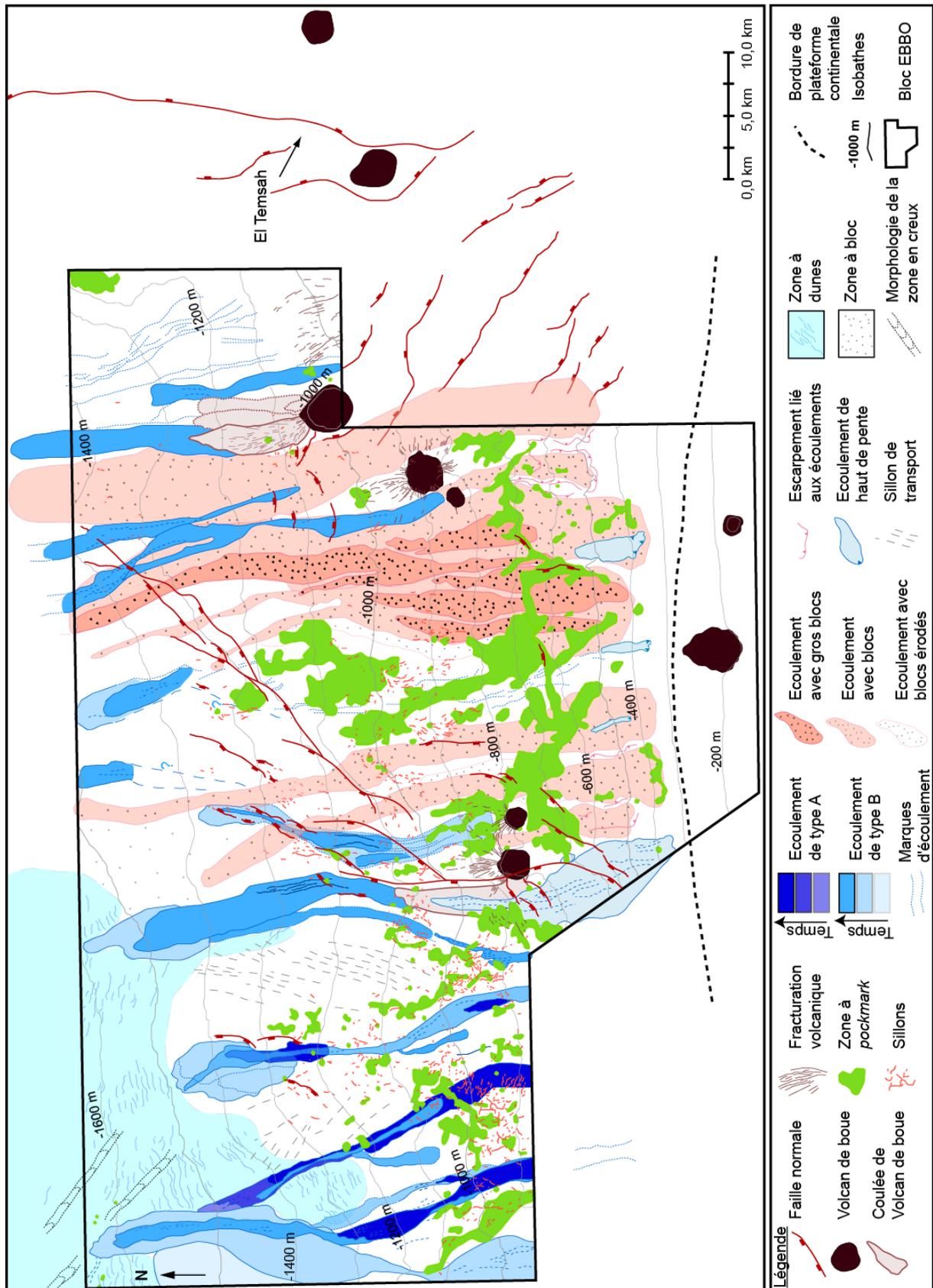


Figure 6-22 : Carte morpho-bathymétrique de la Province Centrale du DSMN illustrant les différents processus de surface (Mary, 2012). Cette figure est localisée sur la Figure 6-1.

A partir de 1200 à 1500 m de profondeur d'eau, la morphologie de la pente continentale change assez drastiquement de sa partie ouest vers sa partie est (Figure 6-20). Dans sa partie ouest, le fond de mer présente une topographie rugueuse constituée d'un enchevêtrement complexe de structures ondulées. Elles s'étendent de 1700 à plus de 2700 m de profondeur d'eau. Ces structures sont continues sur 1-3 km et présentent une concavité orientée vers l'aval. Elles ne sont pas ou peu parallèles entre elles mais présentent des changements abrupts d'orientation. Elles mesurent 5 à 20 m de haut. Sur les données de réflectivité, de très nombreux patchs sub-circulaires de forte réflectivité sont localisés dans les creux séparant les ondulations. Ces patchs mesurent 100-400 m de diamètre. Des travaux antérieurs ont montré que certains de ces patchs étaient des *pockmarks* (Loncke et al., 2004). Dans sa partie est, pour une même gamme de profondeur d'eau, le fond de mer est affecté par des escarpements de failles orientés E-W à NE-SW. Ils sont continus sur 5 à 40 km et mesurent 20 à 150 m de haut. La transition entre les parties ouest et est s'effectue selon un corridor de 10-30 km de large au sein duquel les escarpements apparaissent progressivement. Au sein du corridor, le fond de mer présente une topographie rugueuse à chaotique, mimant la présence de petites ondulations orientées perpendiculairement à la direction de la pente ou bien de blocs. Sur les données de réflectivité, les contours de ce corridor peuvent être délimités sur la base du contraste existant d'avec les parties ouest et est. Les zones chaotiques mimant la présence de blocs apparaissent sous la forme de patchs de forte réflectivité. Ce corridor apparait alors sous la forme d'un corps allongé dans le sens de la pente sur une distance de plus de 110 km. Il est interprété comme un dépôt de transport en masse.

La grande épaisseur sédimentaire dans la partie centrale du Nil et l'héritage structural et sédimentaire sous-jacent (marge passive, anciens chenaux, dépôts de transport en masse, ...) influencent la morphologie de surface du DSMN. Les différences majeures observées entre les trois provinces du DSMN sont associées à des processus sédimentaire et tectonique distincts. La morphologie de la partie centrale semble plus liée à des processus gravitaires, avec des failles gravitaires sur son pourtour. Les grands éléments structuraux de la marge passive ont une influence sur la morphologie actuelle de sub-surface. Ces différences dans l'espace et dans le temps des processus tectonique et sédimentaire peuvent être à l'origine de la distribution des sorties de fluides.

### **6.2.3. Distribution spatiale des volcans de boue sur la marge Libyo-égyptienne**

Sur la marge passive Libyo-égyptienne, les structures ont été identifiées plutôt à la base de la pente continentale dans la Province Occidentale du DSMN et sur le haut de la pente continentale à la limite des Provinces Centrale et Orientale. En revanche, aucun volcan de boue n'a été observé dans la partie distale des Provinces Centrale et Orientale.

A la limite des Provinces Centrale et Orientale, la localisation des volcans de boue identifiés coïncide avec l'emplacement de grands accidents structuraux majeurs qui affectent la marge, dont le système de faille de Rosetta et le système El Temsah (Figure 6-23). Nous verrons dans le Chapitre 7, grâce à l'analyse de données de sismique 3D, le lien étroit existant entre l'emplacement de ces volcans et des accidents tectoniques profonds qui affectent la pile sédimentaire jusqu'à des niveaux pré-méssiniens. En revanche, aucune structure n'a été identifiée dans la Province Orientale qui est pourtant affectée par de nombreuses failles surtout d'origine salifère et superficielles.

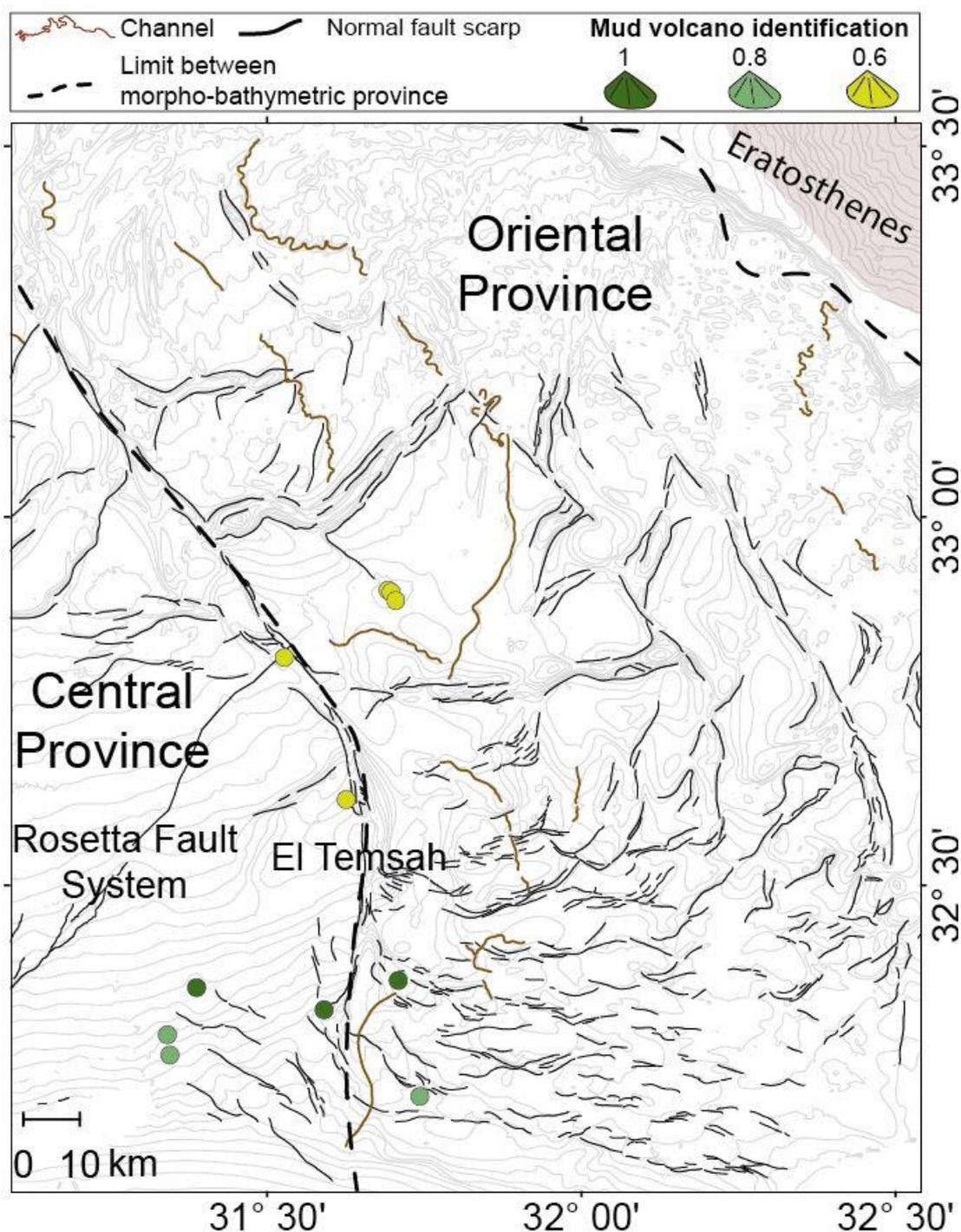


Figure 6-23 : Distribution spatiale des volcans de boue, classés selon leur indice de confiance, au niveau de la limite des Provinces Centrale et Orientale du DSMN. Les volcans semblent se répartir uniquement à proximité du Système de faille El Temsah. Cette figure est localisée sur la Figure 6-1.

Dans la Province Occidentale, 74 structures ont été identifiées. Seulement 7 structures sont localisées sur le haut de la pente continentale, alors que cette zone est pourtant affectée par des failles gravitaires orientées N75° (Figure 6-24) et enracinées au-dessus des niveaux salifères. Leurs emplacements ne coïncident pas avec les escarpements des failles gravitaires

qui affectent le fond de mer. La majorité des structures identifiées (67) est localisée en aval de la base de la pente, à des profondeurs d'eau supérieures à 2700 m, dans une zone où le fond de mer, relativement homogène, n'est pas affecté par des failles gravitaires (Figure 6-24).

L'analyse de la répartition spatiale des structures localisées en aval de la pente continentale montre de potentiels alignements de direction NW-SE, similaires à l'orientation des linéaments structuraux qui segmentent les failles gravitaires localisées sur la pente continentale (Figure 6-24). L'interprétation des données de sismique réflexion dans cette zone a montré que la direction d'alignements des volcans coïncide avec l'orientation de failles profondes affectant les niveaux pré-méssiniens. Ceci met en évidence un lien entre héritage structural et localisation des sorties de fluides. Cet aspect a été abordé au cours d'une étude faisant l'objet d'un master 2 (rapport interne TOTAL, KOUASSI, 2016).

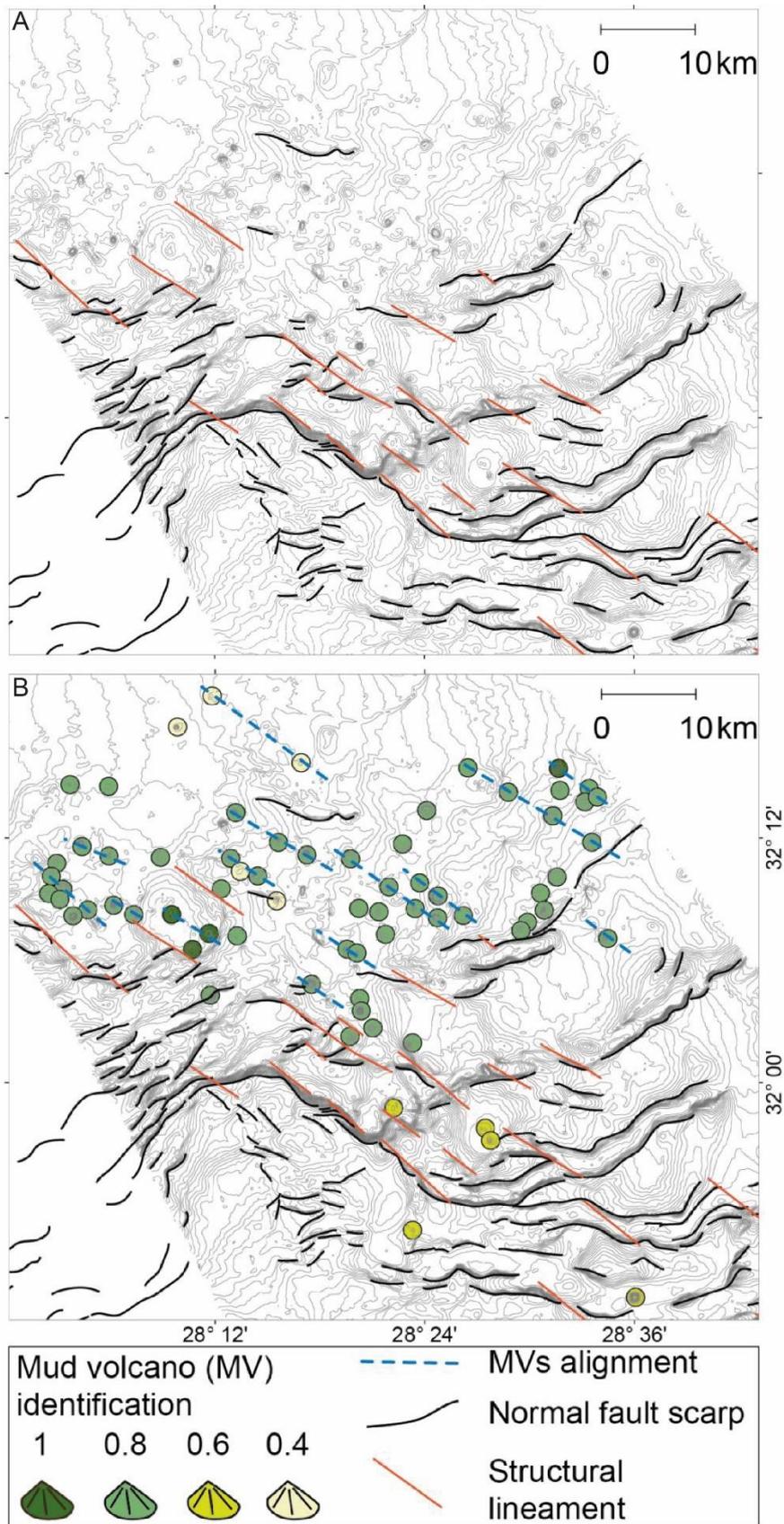


Figure 6-24 : Distribution spatiale des volcans de boue, classés selon leur indice de confiance, au niveau de la Province Occidentale du DSMN. Les volcans semblent s'aligner suivant des directions NW-SE. Cette figure est localisée sur la Figure 6-1.

### 6.3. Discussion et conclusions partielles

L'analyse morfo-bathymétrique des différents domaines structuraux de Méditerranée Orientale a permis d'analyser la distribution et la genèse des sorties de fluides à cette échelle régionale. Les résultats de cette analyse montrent que :

- la répartition des sorties de fluides en Méditerranée Orientale est contrôlée par le contexte géodynamique,
- la distribution spatiale du type de morphologie associées aux sorties de fluides (*pockmarks*/volcans de boue) n'est pas aléatoire.

#### 6.3.1. Distribution spatiale des volcans de boue

Le Tableau 6-1 récapitule l'ensemble des observations concernant la répartition spatiale des volcans de boue dans les différents domaines structuraux de Méditerranée Orientale.

Domaines structuraux	Répartition des volcans de boue	Figures de référence
<b>Prisme d'Accrétion Calabrais</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Localisés dans le domaine interne</li> <li>- 8 structures dans les bassins d'avant-arc</li> <li>- 63 structures dans le plateau interne</li> <li>- Pas de structures au niveau du domaine « crête de la ride »</li> <li>- 10 dans le domaine central tabulaire</li> <li>- Forte concentration le long de l'escarpement de Calabre, identification de la limite altérée par la segmentation de la ride ;</li> <li>- Alignements le long de linéaments structuraux bien visibles</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Figure 6-15</li> <li>- Figure 6-19</li> </ul>
<b>Ride Méditerranéenne</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Localisés dans le domaine interne</li> <li>- Forte concentration dans le plateau interne (partie occidentale et partie centrale).</li> <li>- Quelques structures sur la crête de la ride</li> <li>- Ceinture au niveau de la zone tabulaire centrale.</li> <li>- Alignements le long de linéaments structuraux bien visibles</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Figure 6-15</li> <li>- Figure 6-16</li> <li>- Figure 6-17</li> <li>- Figure 6-18</li> </ul>
<b>Province Occidentale du DSMN</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Toujours situés dans les zones non affectées par les failles gravitaires</li> <li>- Alignements de volcans sur le fond de mer à l'aplomb de failles identifiées sur la sismique.</li> <li>- La direction d'alignement des volcans coïncide avec les directions des segmentations des failles gravitaires.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Figure 6-20</li> <li>- Figure 6-21</li> <li>- Figure 6-24</li> </ul>

<b>Province Centrale/Orientale du DSMN</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Dans la limite des provinces centrales et orientales</li> <li>- Alignements de volcans sur le fond de mer à l'aplomb de failles identifiées sur la sismique.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Figure 6-20</li> <li>- Figure 6-23</li> <li>- Figure 7-3</li> </ul>
--	--	--

Tableau 6-1 : Tableau synthétisant la distribution des volcans de boue dans les différents contextes géologiques de Méditerranée Orientale.

Dans les deux prismes d'accrétion, les volcans de boue sont localisés dans les mêmes provinces morpho-bathymétriques, dans le domaine interne, et plus précisément encore au niveau du plateau interne (Domaine E, Figure 6-16). Dans d'autres prismes d'accrétion étudiés dans le monde, les volcans de boue sont surtout retrouvés dans le domaine interne et au niveau des bassins d'avant-arc, par exemple au niveau du prisme de la Barbade (Deville et al., 2003), du prisme de Nankai (Tira et al., 1991).

Dans le Golfe de Cadiz (Masclé et al., 2014 ; Pinheiro et al., 2003 ; Medialdea et al., 2009), dans les monts Anaximandre (Zitter et al., 2005 ; Masclé et al., 2014) toutes les structures semblent être associées à des failles décrochantes ou normales. En mer de Marmara, les volcans de boue et les *pockmarks* sont superposés à la faille active décrochante Nord anatolienne (Dupré et al., 2015).

Certains auteurs (Mazzini et al., 2009) indiquent que de nombreux volcans de boue ont été observés dans des zones de failles, surtout décrochantes. En Indonésie, la zone décrochante majeure appelée Watakosek, (*strike-slip fault zone*) est responsable de la formation de 6 volcans de boue (Istadi et al., 2012). Le régime de contraintes issu de son activité actuelle, conditionne la pression et l'expulsion des fluides. Mazzini et al. (2009) ont réalisé une étude basée sur des études de terrain et de géophysique, et des modélisations analogiques et numériques pour comprendre le rôle des failles décrochantes sur les processus de fluidisation. Leurs résultats ont montré que le processus de fluidisation se produit le long de la zone de cisaillement là où la pression du fluide est réduite. Ils ajoutent que la transformation d'une couche imperméable en perméable ne requiert qu'une faible contrainte tectonique. Finalement, ils proposent que la contrainte tectonique puisse être un mécanisme déclencheur du phénomène de fluidisation. Notre étude montre que les volcans de boue sont localisés suivant les directions des zones de cisaillements régionales, en accord avec les études de Mazzini et al. (2009). Ces résultats seront développés dans la discussion et conclusion générale (Partie V).

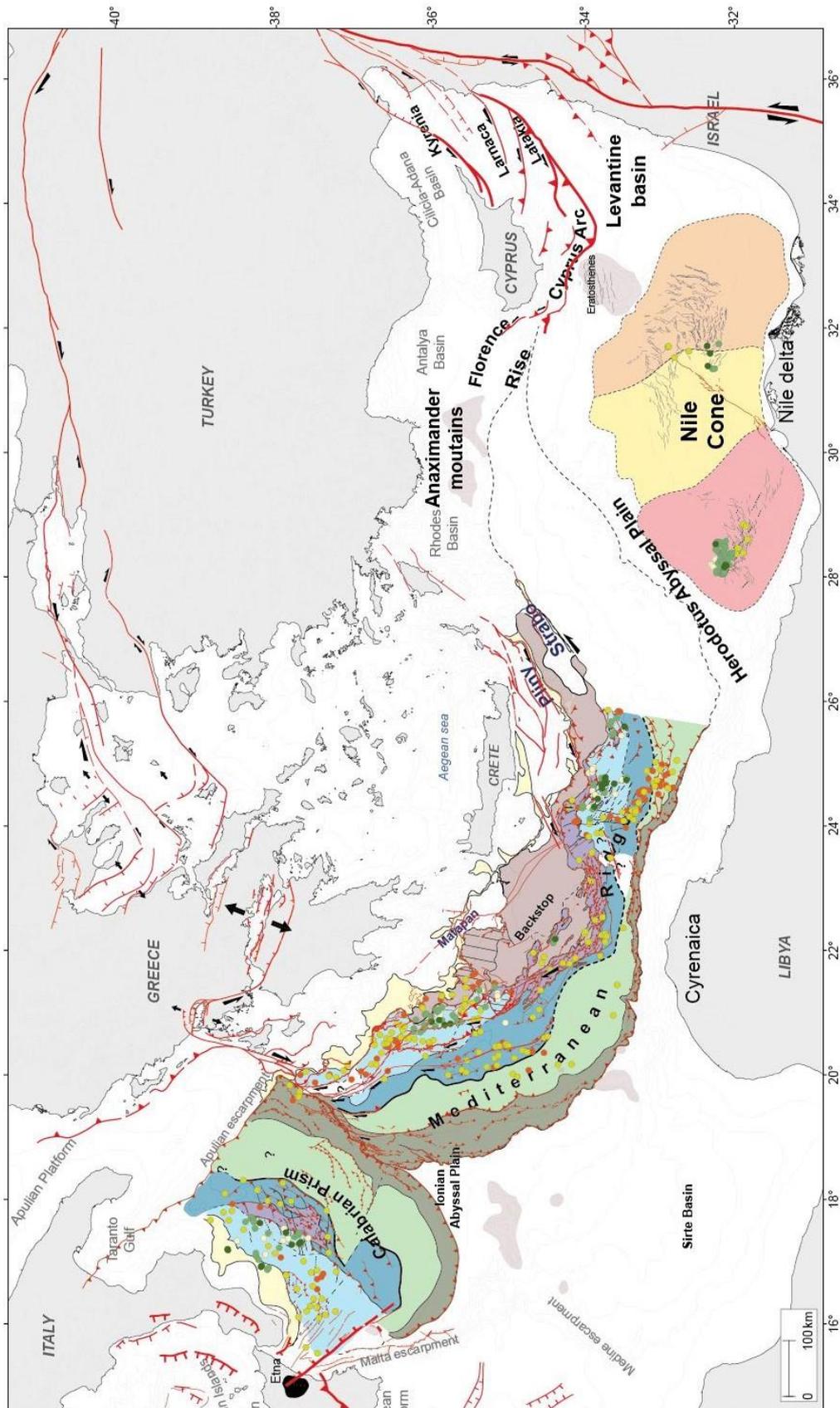


Figure 6-25 : Compilation morpho-bathymétrique et structurale utilisant les interprétations de cette étude et celles publiées par Chamot-Rooke et al., 2005 et distribution des volcans de boue classés selon leur indice de confiance. Se référer à la Figure 6-15 pour la légende.

### 6.3.1. Distribution spatiale des *pockmarks* et encroûtements carbonatés

L'analyse morpho-bathymétrique du fond de mer révèle l'absence ou la très faible proportion de *pockmarks* et/ou d'encroûtements carbonatés sur les deux prismes d'accrétion étudiés. Seules quelques structures (17), situées à proximité d'un chenal sous-marin, peuvent être interprétées comme tel dans le bassin de Spartivento au niveau de la marge calabraise (Figure 6-19). Les sorties de fluides de type *pockmarks* et encroûtements carbonatés sont essentiellement observées dans le DSMN (Figure 6-20). Cette différence d'occurrence ne peut s'expliquer par le manque de résolution des couvertures bathymétriques puisque les *pockmarks* observés dans le DMSN ont été identifiés à partir des données de bathymétrie multifaisceaux acquises lors de la campagne PRISMED, recouvrant également la partie centrale de la Ride Méditerranéenne où ce type de structures n'a pas été observé (MNT d'une résolution de 100 m). La forte concentration de *pockmarks* et/ou d'encroûtements carbonatés au niveau du DSMN contraste avec les autres domaines de la Méditerranée Orientale.

Dans la Province Centrale du DSMN, j'ai démontré lors de mon travail de mémoire de fin d'étude d'ingénieur (Mary, 2012) que la répartition spatiale des *pockmarks* se superpose à des corps sédimentaires enfouis (canaux et dépôts de transport en masse) (Figure 6-26). Les *pockmarks* sont alignés et situés à l'aplomb des bordures des dépôts de transport en masse (Figure 6-26). Cette relation sera discutée en Partie V.

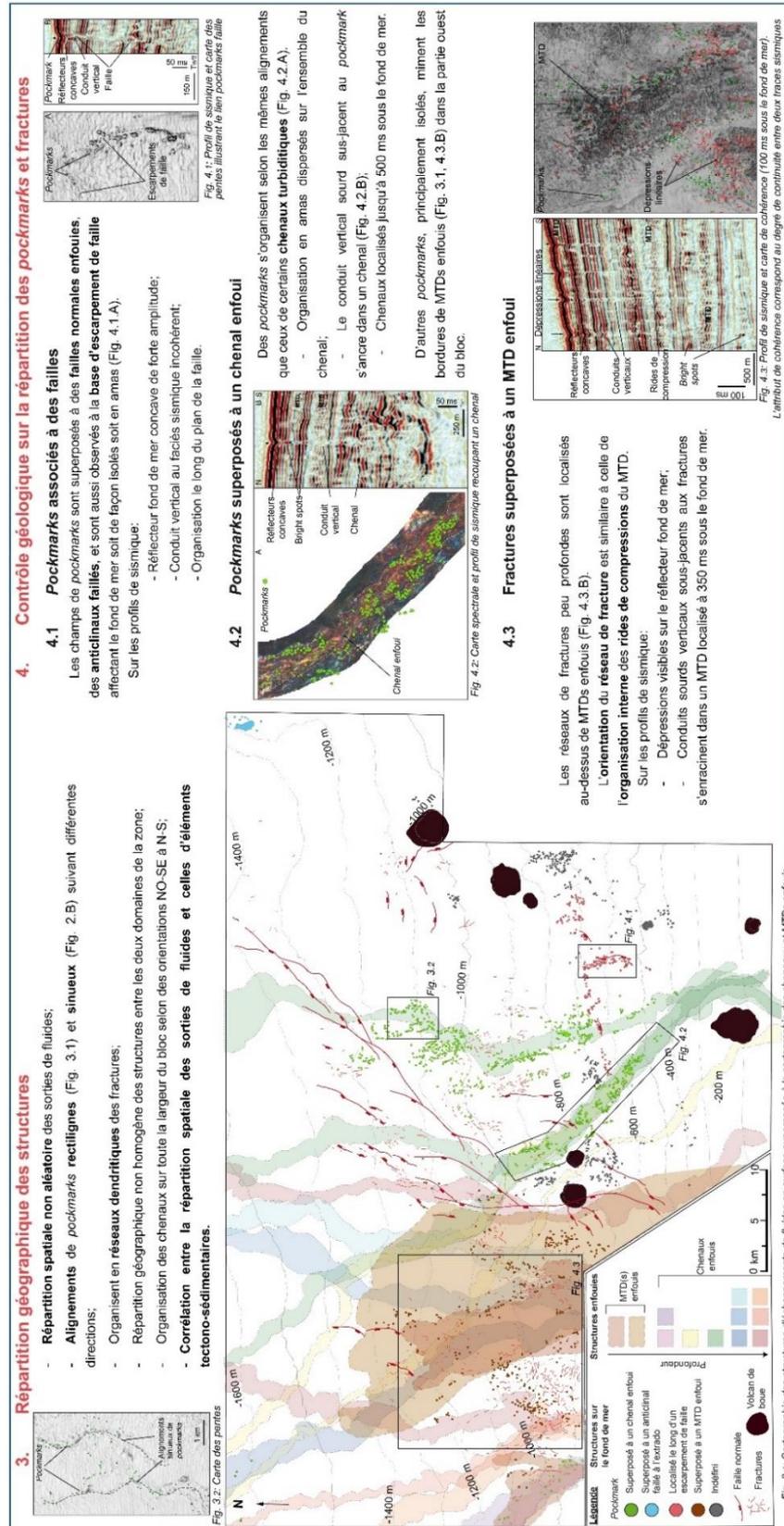


Figure 6-26 : Extrait du poster présenté à l'ASF présentant la répartition géographique des pockmarks et sillons en surface et le contrôle géologique sur leur distribution au niveau de la Province Centrale du DSMN (Mary et al., 2015.) La cartographie des corps sédimentaires enfouis est tirée de Belleville, (2012).

## **Partie IV**

### **Résultats - Les systèmes de volcan de boue de la Province Centrale du DSMN**

## CHAPITRE 7

---

### 7. Mud Volcano System on the Central Nile Deep-Sea Fan

---

Cette seconde partie des résultats présente les travaux d'analyse réalisés sur un échantillon de volcans de boue de la Province Centrale du DSMN à partir de données de sismique réflexion pétrolière 3D de haute résolution. Elles permettent d'imager en détail les couches stratigraphiques jusqu'à plusieurs kilomètres sous le fond de mer et d'analyser l'architecture interne des systèmes de volcans de boue de cette région pour tenter de répondre aux questions suivantes :

- Quelle est l'évolution structurale et géométrique des volcans de boue du DSMN ?
- L'analyse de la structure interne des volcans de boue permet-elle mieux comprendre leur mise en place et évolution ?
- Les indices d'architecture profonde liés aux systèmes de volcan de boue nous permettent-ils d'apporter des éléments de réponse pour la compréhension des sorties de fluides en Méditerranée Orientale ?
- Les paramètres caractéristiques mis en évidence dans ce cadre peuvent-ils être recherchés dans d'autres secteurs en Méditerranée Orientale, ou dans quelques une des régions du monde où les volcans de boue sont aussi présents (par exemple en Mer de Norvège et au Nigeria) ?

Ce chapitre constitue le fond d'un article scientifique qui sera proposé au le journal *Marine Geology*.

## Abstract

The central Nile Deep-Sea Fan (NDSF) is a major gas province characterized by a variety of seabed features recording fluid escape through the sediment column, including mud volcanoes (MVs), pockmarks and carbonate pavements and/or mounds. Here we examine the seabed and subsurface character of mud volcano structures using a 3D seismic volume. These data provide new information on the morphology, internal architecture, distribution and dynamics of submarine mud volcanoes.

**Keywords:** *South Eastern Mediterranean, Central Nil deep-sea fan, mud volcanoes, mud volcano system.*

## 7.1. Introduction

Mud volcanism is a common sedimentary process found in both onshore (Azerbaijan, Pakistan, Indonesia; Mazzini et al., 2009) and offshore environments (Mediterranean Sea, Barents Sea, Gulf of Mexico; Cita et al., 1989 ; Camerlenghi et al., 1995 ; Woodside et al., 1997; Loncke et al., 2004; Praeg et al., 2009). At sea, they are associated with various geodynamical context, but are mostly associated with margins showing thick sedimentary accumulation and/or active tectonic stress (Guliyev and Feizullayev, 1998; Kopf, 2002). It results in a process of mobilization and expulsion of deep sediments associated with water, gas and/or occasionally brines. This fluid seepage phenomena involves various physical mechanism of deformation and mobilization like mud liquefaction, hydrofracturing and materials fluidization, always associated with overpressure fluids in depth. Mud volcanoes are the surface witness of large and deep complex system named “Mud Volcano System” (MVS) by Stewart and Davies (2006). It comprises (1) a deep source corresponding to the stratigraphic levels containing the overpressure fluids at the origin of these structures, (2) an intrusive domain corresponding to the “plumbing system” in the sub-surface layers through which fluids migrate (feeder pipe), connecting the volcano to its source, and (3) an extrusive domain corresponding to the surface piercement structure (mud volcano). Because of their potential link to deep hydrocarbon reservoir or their high geohazard potential, those structures have attracted the attention of the scientific and industrial communities. Advances in underwater seabed imaging lead to discover and image with ever higher-resolution data numerous present-day and/or active mud volcanoes. Various types of morphologies were described ranging from regular conical shape structure with in some cases a crater on top, to flat mud pie, potentially associated with mud pools (Kopf, 2002; Deville, 2009). Although the scientific community has made some

progress in the understanding of some features of mud volcanoes within the last decade, many key questions dealing for example with the origin of their various morphologies and the internal architecture of the mud mobilization system and their functioning are still unresolved. What does the plumbing system look like in the three dimensions? Are there any variation in the architecture between mud volcanoes? Is there a marker of mud-volcano system evolution in time? Based on 2D and 3D seismic dataset, several general characteristics common to the architecture of various mud volcano systems have been recognized (Stewart and Davies, 2006; Deville, 2009). At depth, MVS are often characterized by a circular column without coherent reflectors, crossing vertically the sedimentary pile and interpreted as the fluid migration area (feeder pipe) (Stewart and Davies, 2006). Some authors have noted the presence of circular normal faults organized concentrically around this column. They are interpreted as shear faults of the cone towards its central axis, resulting from the subsidence of the volcano (Graue, 2000; Murton and Biggs, 2003; Stewart and Davies, 2006). Mud volcanoes that experienced several cycles of activity and construction classically exhibits a vertical stack of paleo-structures that are identified on 2D seismic profiles as "Christmas tree" geometry (Deville et al., 2006). However, the imaging of deep architectures remains hampered by acoustic anomalies linked to the presence of gases, fractures, tilted blocks and mixtures of materials. Moreover, this imaging of the deep geometries is directly connected with the location of the seismic profile intersecting mud volcanoes. The availability of 3D seismic cubes may circumvent this pitfall. There are a few or no terrestrial analogues to be studied making it difficult to link geophysical observations to field observations.

In this paper, we analyze mud volcanoes of the Central Nile Deep-Sea Fan (NDSF) province using 3D seismic-reflection data provided by Total. Within the last decade, several major hydrocarbon fields (gas and condensate) were discovered in this area. Reservoirs are located in the Neogene series (Miocene to Pliocene) while the sourcing comes from thermogenic as well as biogenic gas. The use of 3D seismic data allowed a better visualization of MVS in depth. We analyzed in detail and compared seven potential seabed mud volcanoes, one of which was proved by coring. Moreover, six new indices of deep mud remobilization systems were identified for the first time in this area. We highlight morphological aspects and internal architectural elements that complement the knowledge of MVS of this area. Based on seabed characteristics and the observation of deep architectures, we finally propose a model of construction of MVS in the Central province of the NDSF which show the structural and geometric timescale MVS evolution in this area.

## 7.2. Regional setting

The NDSF is a thick Tertiary sedimentary accumulation, constructed rapidly on the Libyo-egyptian Mesozoic passive margin, in the south of the eastern Mediterranean basin (Salem, 1976). The actual geodynamic of this passive margin is controlled by the interactions of various plate and micro-plate (Eurasia, Nubia, Anatolia, Arabia, Sinai) (McKenzie, 1972; Westaway, 1994; Le Pichon et al., 1995; McClusky et al., 2000; Kreemer and Chamot-Rooke, 2004). These movements were initiated by three major tectonic events: (a) The active subduction/collision of the African plate along the eastern Hellenic and Cyprus arcs (Chaumillon, 1995; Huguen, 2001), (b) the active movement of the Arabian and the African plates (Le Pichon et al., 1995) that generate active deformation along two major transcurrent fault zones, the Dead Sea/Levant and East Anatolian Fault zones (Neev, 1975; Girdler, 1990; cited by Mascle et al., 2006), (c) the functioning of the very slow and episodic Suez Rift and Red Sea (Courtilot et al., 1987, cited by Mascle et al., 2006). The margin is controlled by major structural elements comprising the Rosetta Fault System (RFS) and the El Temsah fault system which are network of normal faults inherited from older structures localized in pre-Cambrian units and reactivated periodically, particularly after the Messinian. Cenozoic deposits are affected by listric rooted in decollement levels at the base of the Cretaceous-Eocene series (Tassy et al., 2015). These faults are at the origin of the gravity instabilities in the Oligo-Miocene levels (Tassy et al., 2015). During the Messinian, the fall of the sea level leads to the deposition of evaporites and the installation of numerous canyons incising the continental shelf (Aal et al., 2000). The Messinian series is characterized by upstream clastic sediments on the platform (clastics of the Qawasim and Abu-Madi formations) passing to thick evaporites (up to 3 km thick) deposited on the continental slope (Aal et al., 2000; Caméra et al., 2010). Subsequently, these series are covered in the Pliocene by a thick and rapidly deposited submarine sedimentary cone leading to a strong subsidence of the area (Dolson et al., 2005; Tibor and Ben-Avraham, 2005). The total thickness of Tertiary sediment deposited is about 9-10 km (Aal et al., 2000; Mascle et al., 2003).

Currently, the NDSF extends from the continental shelf into the abyssal plains of Herodotus and covers an area of more than 90 000 km<sup>2</sup>. The NDSF is divided into four morpho-structural domains: the Western, the Central, the Eastern, and the Levantine Province (Mascle et al., 2001, 2006). The study area is located in the eastern part of the Central Province, in water depths between 140 and 1400 m (Figure 7-1). The Central Province is a tectonically unstable

area subjected to gravity processes characterized in the Upper Pliocene by the presence of extensive debris flow, and an intensive sedimentary by-pass. The seafloor is marked by thousands of pockmarks with authigenic carbonate crusts (Loncke et al., 2004; Bayon et al., 2010). In the Central Province mud volcanoes have been investigated since 2000 during various oceanographic cruises (Fanil, Nautinil, Bionil, Mimes). Three mud volcanoes have been found near the El Temsha fault system: Isis, Amon and Osiris (cored) while other structures were identified but not named nor cored (Figure 7-1). Multibeam bathymetry and AUV data lead to detailed morphological descriptions of these structures. Water column acoustic analysis, and sampling of hydrocarbon expulsions have also been documented. Coring proved the presence of mixed thermogenic and biogenic gas sources, and dating clasts of the Cretaceous prove the presence of Mesozoic deposits in the mud volcano.

On 2D seismic data, if the seabed identification of MVs is relatively easy, their subsurface configuration is characterized by a blank zone, lacking any acoustic signature. This is the reason why past studies were not able to enquire about their activity or their internal architecture.

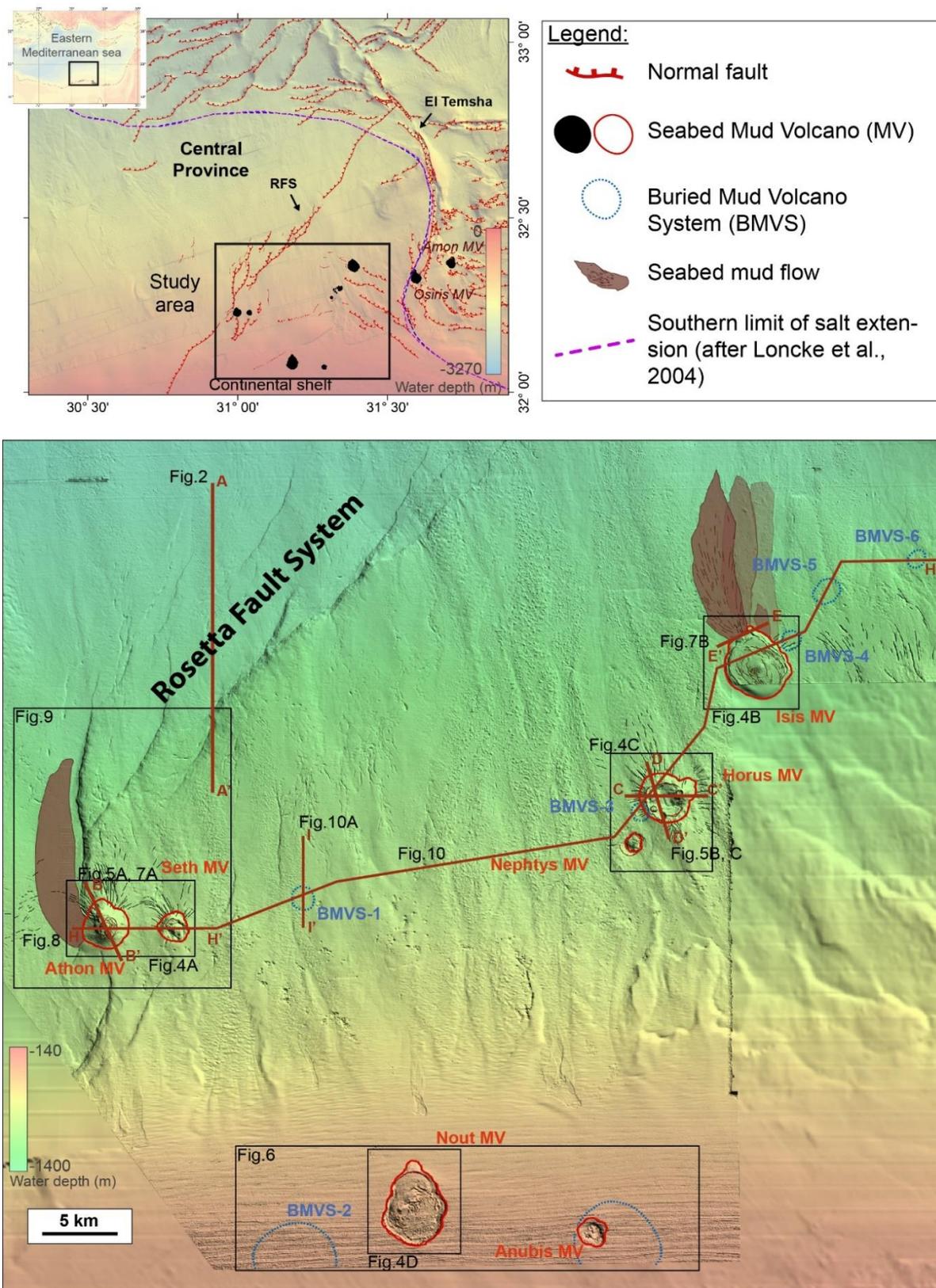


Figure 7-1 : Location map of the study area in the Central Province of NDSF. On top, the bathymetric map is from Brosolo et al. (2012). At the bottom, the bathymetric map is a DTM with a spatial resolution of 12.5 m obtained from the 3D seismic seabed extract superimposed to the Brosolo et al., (2012) bathymetric mosaic.

### 7.3. Data and method

The available data for this study consist of 3D seismic survey provided by Total and acquired by CGG Veritas in 2010. It consists of a 3412 km<sup>2</sup> grid acquired from the continental platform down to the continental slope in water depths between 130 and 1660 m (Figure 7-1). This survey is composed of 4345 inlines oriented W-E and 6524 crosslines oriented N-S with a spacing of 12.5 m. No well data was available in this area. Since no industrial well was available in the nearby area, a precise depth conversion was impossible. A default velocity of 2200 m.s<sup>-1</sup> was chosen to convert time (ms TWT) into depth (m).

A DTM with a spatial resolution of 12.5 m was obtained from the picking of the seafloor reflector allowing a detailed mapping of seabed morphologies (seabed horizon extract). At depth, the architecture of sedimentary deposits and structural elements was carried out by the interpretation of the seismic profiles. To better visualize morphological or geophysical parameters, volume attributes were calculated using Root Means Square (RMS) geostatistical algorithm. Seabed horizon was propagated vertically every 100 ms to obtain ten volume attribute maps in depth illustrating the interval between two horizons propagated (layers). Amplitude and coherency layers were used for this study. Amplitude attributes shows the amplitude of seismic reflectors and intern organization of sediment bodies whereas coherency attributes correspond to the degree of continuity between two seismic traces through a coherency coefficient and is used to visualize sedimentary or structural bodies.

## 7.4. Results

### 7.4.1. Tectono-stratigraphic features

The study area is located in the Central Nile Deep-Sea Fan (NDSF) province, characterized by intensive active destabilization and fluid related processes observed on the seabed and at depth (Mass Transport Deposits (MTDs), channel, fluid circulation system) (Loncke et al., 2004; Mascle et al., 2006). It extends on the continental shelf and the upper continental slope, from 137 m to 1655 m of water depth (Figure 7-1). The Plio-Quaternary sedimentary series is thick, up to 2500 m, and covers the Messinian platform which is incised by wide Messinian canyons filled with clastic (Loncke et al., 2004). Due to the existing topography during the Messinian crisis, evaporitic layers did not deposit in this area. Thus, on the present-day shelf, the post-Messinian cover is less deformed than the series located downstream on the continental slope that are strongly deformed by growth fault rooted in evaporitic series (Mascle et al., 2006).

#### 7.4.1.1. Regional seismic sequences

The 3D seismic volume covers the sedimentary pile up to 9 ms under the seabed, from Cretaceous to Holocene. Based on seismic characteristics and reflectors amplitude and geometry organization, we recognized 5 seismic sequences, from top to bottom. This stratigraphic work relies on background studies of the regional NDSF deposits, especially on the previous work made on regional multichannel seismic reflection profiles across the Egyptian continental slope recorded during MEDISIS survey (2002) (Loncke, 2002; Caméra et al., 2010). The five main seismic sequences are referred as, from base to top, sequences B to F.

The sequence B is characterized by sub-parallel reflectors of low amplitude and correspond to Lower Cretaceous series (Figure 7-2). Upper the sequence B, sequence C comprises well-layered reflectors with low amplitude and its time thickness is 2.8 s (Figure 7-2). A very high-amplitude reflector mark the passage from sequence C to sequence B (Figure 7-2). The base of sequence C is marked a very high amplitude reflector interpreted as the break-up unconformity (Caméra et al., 2010). The age of the deposits in sequence C then covers the Aptian to Upper Miocene. Sequence D corresponds to the Messinian series. The time thickness of this sequence is 1.2 s. The seismic facies correspond to disorganized oblique reflectors of very high amplitude filling an interpreted Messinian fluvial canyon (Figure 7-2). Due to the localization on the Messinian platform domain (Figure 7-1), this sequence is time equivalent

and interpreted like the Abu-Madi and/or Qawasi formations, and the geometry of reflectors may correspond to thick sandy layers with intercalated clay layers (Loncke, 2002). The contact with the upper sequence is transitional. Sequence E corresponds to the Pliocene. The time thickness of this unit is up to 2.6 s and consist of well-layered reflectors, with some thin MTDs of regional extension and a few confined channel-levee systems (Figure 7-2). It contrasts with the upper sequence by the lower amplitude of reflectors. The uppermost sequence F corresponds to the Pleistocene-Holocene sediment cover. Its thickness is up to 1.5 s. The seismic unit is characterized by well-layered reflector of high amplitude (hemipelagic sediment) with numerous channel-levee system and mass transport deposits (MTDs) (Figure 7-2).

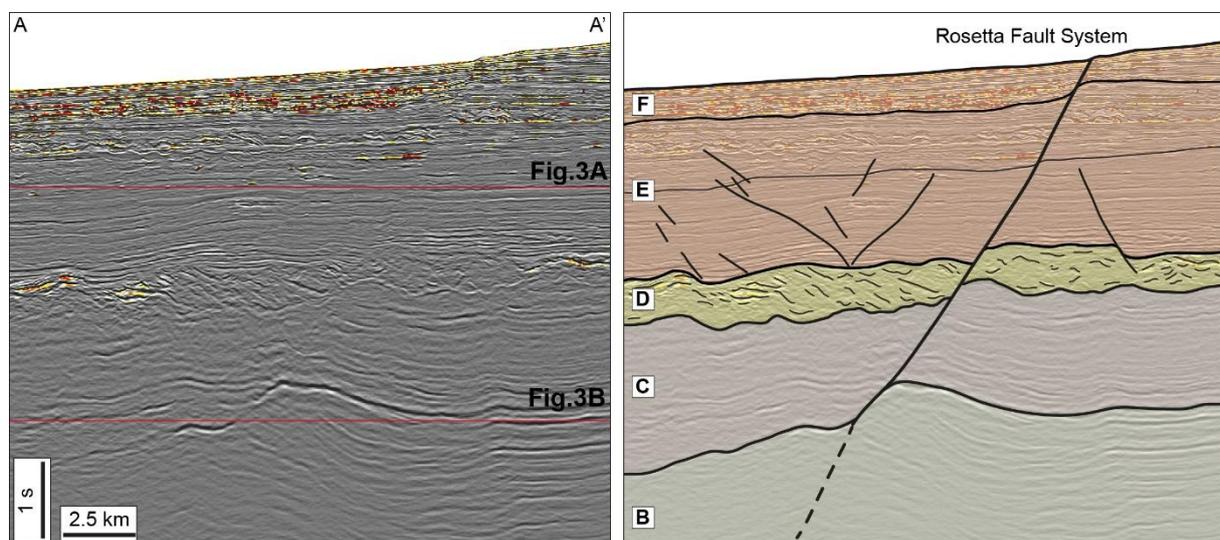


Figure 7-2 : Seismic profile (left) and its interpretation (right). From top to bottom, the 5 seismic sequences identified are named B to F. The location of the seismic profile is indicated on the Figure 7-1 (profil AA').

#### 7.4.1.2. Structural elements

##### 7.4.1.2.1. Regional deep fault

The study area is crossed by a network of faults oriented N°45 (Figure 7-1). The faults affect the seabed on the continental slope. Some scarps are a few meters to 75 m high and extend over 50 km (Figure 7-1). These normal faults are dipping towards the Northwest (Figure 7-2). They cut and shift all the sedimentary pile, from sequence B to the seabed. This fault network is interpreted as the Rosetta Fault System (RFS).

At the edge of the continental platform, an other tectonic lineament is observed. It is 12 km long, oriented N45, without marked scarp at the seabed but it is distinguished on subsurface

(Figure 7-1; Figure 7-3). The 3D seismic profiles show it to be a normal fault dipping SE, and affecting all the sedimentary pile, from sequence B to the seabed.

#### *7.4.1.2.2. Pre-messinian structures*

On 3D seismic profiles, on the actual slope, pre-Messinian sequences B and C are affected by deep faults sealed by the Messinian sequence D. Present day faults affecting the Plio-Quaternary series, i.e. sequences E and F, are rooted in sequence D, and superimposed on the pre-Messinian deep faults. These features are difficult to see on seismic profiles because they don't shift all the reflectors, but they are visible on coherency slices (Figure 7-3).

#### *7.4.1.2.3. Gravity sliding system*

On the upper continental slope, a N°80 oriented fault lineation, circa 15km long, is observed on the seabed (Figure 7-3). Eastward, this lineation takes a N45° direction towards Nephtys and Horus MVs. The analysis of profiles shows that this lineation is composed of normal faults with a few meters throw, and dipping towards the Northwest (Figure 7-3). These faults affect Plio-Quaternary sequences and are rooted in the uppermost Messinian series. They are interpreted as Pliocene gravity faults.

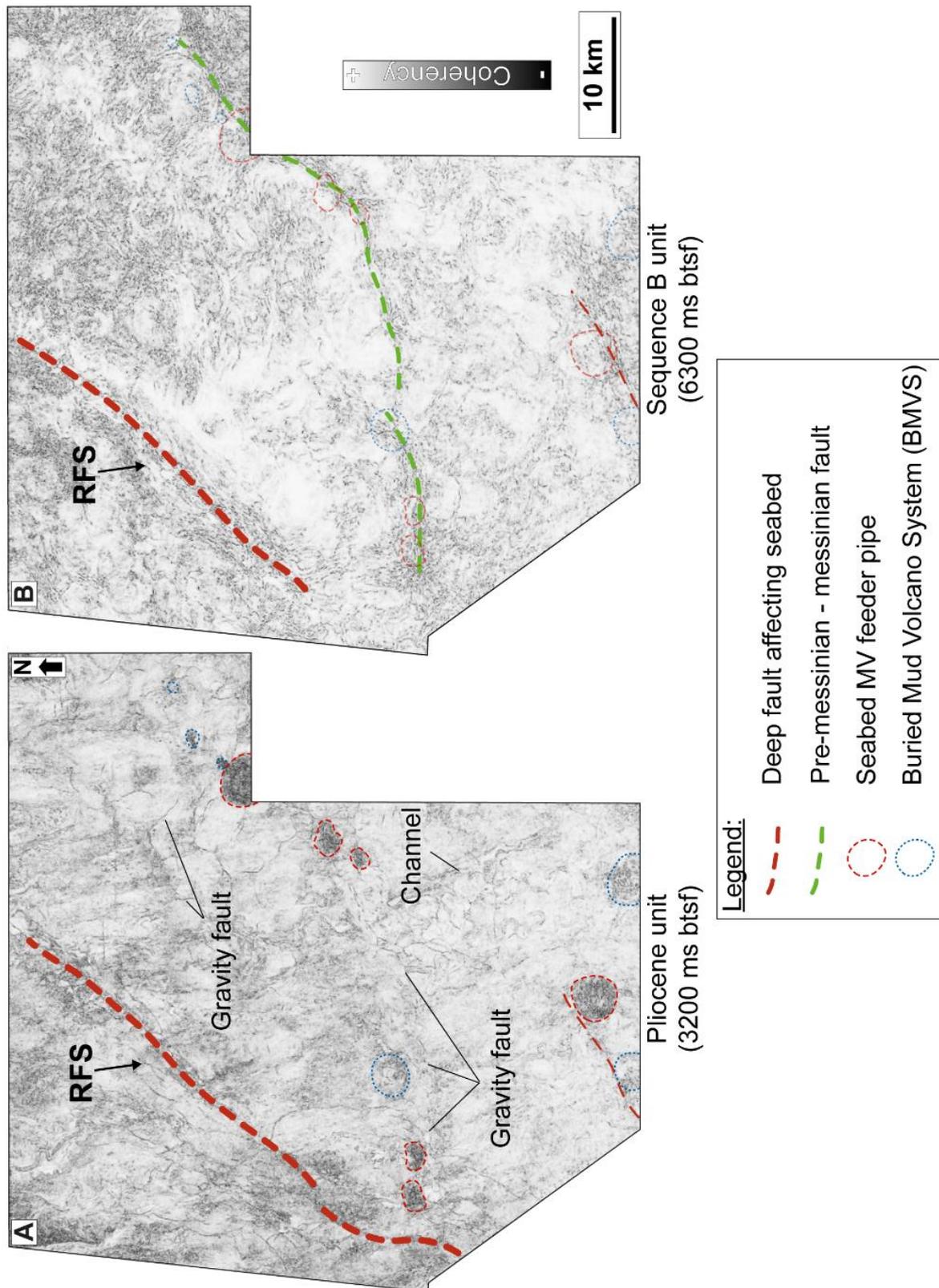


Figure 7-3 : Horizontal coherency slice located in the Pliocene unit (A) and in the Sequence B unit (B). These slice show the discontinuities of the sedimentary pile and particularly the Rosetta fault system (RFS, in red), gravity sliding in the sedimentary pile and a deep Pre-messinian lineament (in green). Dot circles delimit seabed (red) and buried MVSs (blue). Coherency slice are located on Figure 7-2.

### 7.4.2. Mud Volcano Systems

The 3D seismic cube allows the identification of a total of thirteen structures interpreted as Mud Volcano Systems (MVSs). Here, we follow Stewart and Davies (2006) definition of MVS, corresponding to the complex system from the source in depth to the surface piercement structure (mud volcano). Seven of them have a seabed expression and six are buried beneath 813 ms to 1973 ms of sediment (Figure 7-1). One of the former (Isis MV) was proven by coring (Giresse et al., 2010). The Mud Volcanoes (MVs) lie in water depths between 180 m and 1100 m; two are located on the continental shelf (Nout and Anubis), and five on the continental slope (Athon, Seth, Nephtys, Horus and Isis) between the RFS and El Temsah fault systems (Figure 7-1). On the 3D seismic seabed extract, the MVs are all sub-circular features 1-3.5 km wide and up to 70 m in relief, several with central domes located within a peripheral rim that may be bordered by outer or inner depressions. On 3D subsurface data, the seabed features are seen to overlie vertical columns of transparent to chaotic seismic facies up to 3 seconds TWT high that also characterized the seven buried MVs.

Here we first describe the morphological characteristics of the seabed MVs, secondly several subsurface architectural elements shared to varying degrees by the thirteen MVSs. Finally, we describe their spatial and temporal distribution over the study area.

#### 7.4.2.1. Seafloor expression of mud volcanoes

The seven identified MVs show differences in term of dimension and morphological organization. Their subsurface internal structure will be dealt with later. They all have in common a peripheral rim. Two MVs (Seth and Horus MV) show distinct individual small cones sinter located and superimposed on the peripheral rim that distinguish them from other MVs.

The five MVs that have no sinter cones are observed both on the continental platform (Nout and Anubis MVs) and on the shelf (Athon, Nephtys and Isis MVs) (Figure 7-1). They are sub-circular, 1 km (Nephtys MV) to 4.6 km (Nout MV) in diameter and rise up to 30 to 70 m high from the seafloor (Figure 7-4E). They consist in truncated cone with a **peripheral rim** having **sub-vertical flanks** reaching 50 m for the highest (Figure 7-4). Their summits display a rough topography, with a vertical aggradation of circular surfaces. Within the peripheral rim, numerous **successive ridges and depressions** are organized concentrically around distinct **elevated domes** (Figure 7-4). These domes forms are a few meters high and 100 to 400 m in diameter. They present various shapes, from a rounded top with steep flanks to smoother top and flanks. For Isis and Nout MVs, the higher dome emplacement coincides roughly with the

geometric center of the edifice while smaller curved domes occur in different locations within the envelope of these structures. It is noticed that the ridges encircling the domes intersect themselves suggesting a temporal relationship (Figure 7-4). The apex of Athon MV's is not located on the geometric center of the structure, but decentered. Topographic profile shows a 0.5 km wide ledge on the northern half of the cone, that is 50 m above the surrounding seafloor (Figure 7-4A, E). On the southern half of the cone, a sub-circular edifice construction is implemented with a peripheral rim, 15 m high and 1.1 km in diameter (Figure 7-4A, E). Inside the rim, on the last 20 m high to the apex, alternating ridges and depressions are organizing concentrically around two distinct domes with similar elevations of a few meters high and NNW-SSE oriented. The northern one is sharper and higher than the southern one which is more curved. Nephtys MV show its summit organization to be slightly different from other structures (Figure 7-4C). It is composed of three sub-circular sub-flat rough relieves, 250m to 400m wide, circled by a peripheral rim. An organization of alternative ridges and depressions similar to that observed on the others MVs is discerned on top of each relief. Nephtys MV is located inside a peripheral collapse that is 40 m deep on the SW side and 5 m deep on the NE side, 1.7 km in diameter. A **sub-peripheral circular depression** is noticed for each of the Nout, Anubis, Nephtys and Isis MVs. The outer wall of the peripheral rim of Athon and Isis MVs are locally fractured, probably originally due to natural disequilibrium or facilitated by microfractures, and the void created permit the discharge of material from the center of the MV to their periphery (Figure 7-1; Figure 7-4A, B). The **mud debris flow** runs for 10 km in the direction of the main slope, and show furrows created by the transport of blocks. For Isis and Athon MV, other scars are visible on the flanks, and a precise mapping of these successive mud debris flow at seafloor permit to demonstrate stacking episodes (Figure 7-1). This is not observed for Nout, Anubis and Nephtys MVs. A network of linear flutings radiates from the base of the peripheral rim of Athon and Isis MVs. They are 2.5 km long and 2-6 m deep, straight and following various directions, organizing radially around the MVs.

Two mud volcanoes show individual (Horus MV) and sinter (Seth MV) **distinct cone-like structures** organized inside a **sub-peripheral circular rim**. These complexes have a width of 2 to 3 km. Seth MV is 2 km East from Athon MV and 3.5 km from the nearest RFS fault scarp, on the continental slope (Figure 7-1). It is a dome with a rough summit (Figure 7-4A). Discrete small mounds are located on the seabed near the main edifice, and on a semi-peripheral smooth rim, 40 m high, in the northern side of Seth MV, affected by a network of linear flutings (Figure 7-4A). Horus MV is on trend with the oriented N°40 of Isis and Nephtys MVs

developed in a slope area, and they are superimposed on a deep fault (see below). It is located 1.6 km NE from Nephtys MV and 6.5 km from Isis MV (Figure 7-1). Horus MV is a 3 km diameter caldera-like structure containing several discrete mud cones with various morphologies (dome, dome-like with caldera, depression, depression with relief on the bottom) (Figure 7-4C). A mass transport deposit issued from the south apparently run through this MV (Figure 7-4C). Fault scarp 35 m high, delineate the SE border of this MVS and a circular rim, 30 m high delineate its NW border (Figure 7-4C). The distance between the summit of the rim and the fault scarp is 2 km. Several linear flutings radiate from the flanks of the rim (Figure 7-4C). The flutings are 0.2 to 1 km long, c. 100m wide, and 10 m deep. The biggest mud cone with a crater on its summit is located on the NE side (Figure 7-4C). It is 1.3 km in diameter at its base and 40 m high. The crater is 15 m deep, and various mud flows spill over its flanks. The other MVs are smaller and located in the Northwestern side. They are 100-400 m in diameter, 10-20 m high and 6-20 m deep. They don't seem to record recent mud flows. A circular depression is located along the fault scarp in the southern side of this complex, it is 150 m wide and 25 m deep, with a 5 m high relief inside (Figure 7-4C).

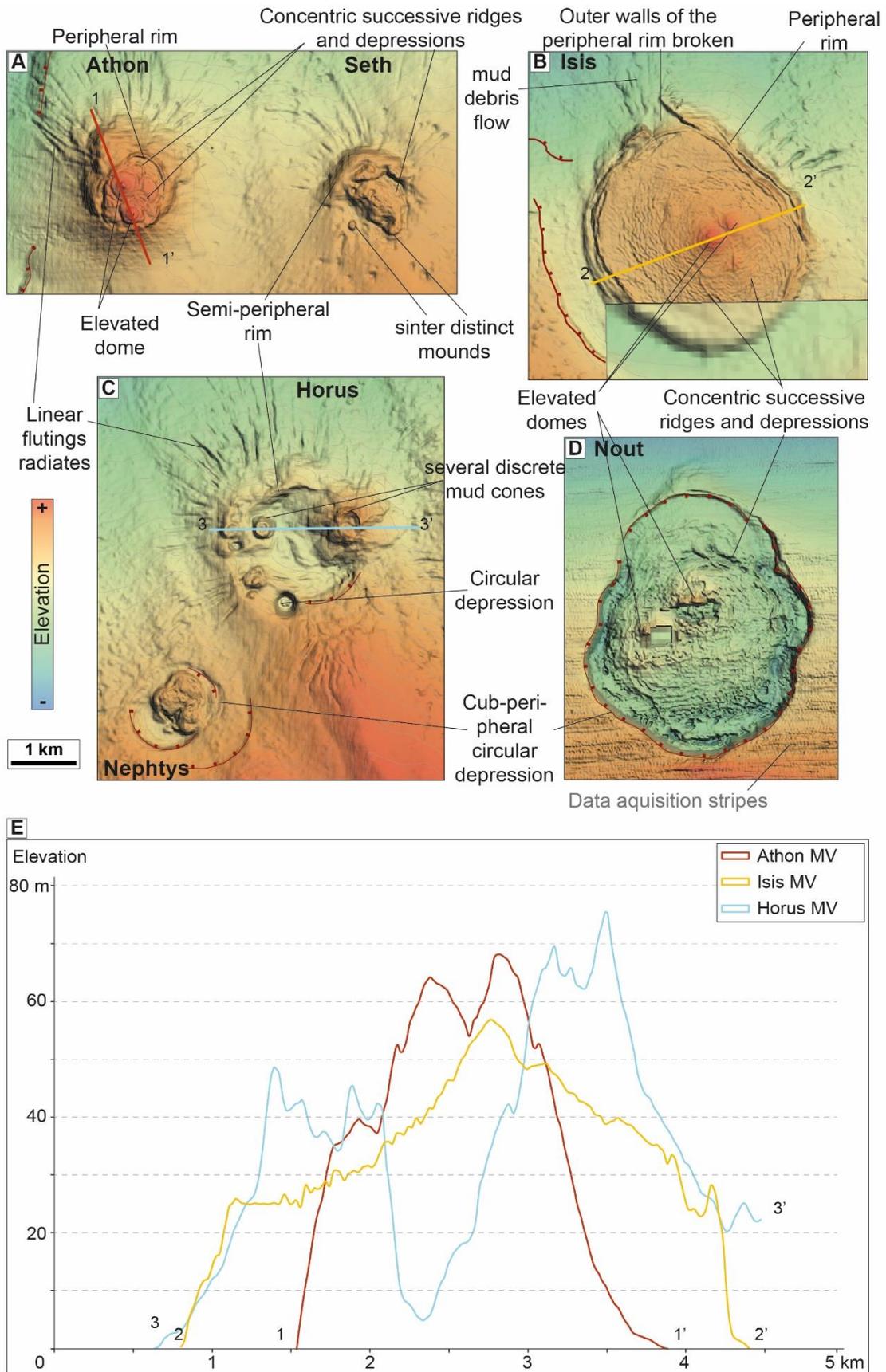


Figure 7-4 : A-D : Seabed horizon extract DTM illustrating morphology of various MVs. E: Bathymetric profiles crossing three distinct MVs (Athon, Isis and Horus).

#### 7.4.2.2. Subsurface architecture of MVSs

The subsurface data permitted identifying several architectural elements (structural elements and geophysical signature) shared by thirteen MVSs.

##### 7.4.2.2.1. *Seismically chaotic column*

Five mud-volcano identified at seafloor are built on top of a vertical column whose seismic features are strongly different from the well-layered and continuous reflections characterizing the continental-slope deposits (Figure 7-5). The two last ones have a multi-conduit column and will be later presented.

The vertical columns consist of disrupted low-amplitude reflections resulting in constant chaotic seismic facies. On coherency attribute maps, chaotic facies are sub-circular and appear as incoherent and disturbed reflectors (Figure 7-3; Figure 7-6). In the sedimentary pile comprised between the seafloor and the Messinian surface, the lateral transition between the chaotic column and the neighboring well-layered seismic facies is sharp: continuous reflectors stop abruptly against the column, with no change in their reflection (Figure 7-5A). Only a few examples of reflectors exhibiting an enhanced reflection against the column are observed, and all of them are located in the upper 500 ms of sediment, and may reflect the presence of light hydrocarbon (Figure 7-5A). This observation can be generalized between the seafloor and the Messinian surface. Below the Messinian unconformity, the lateral edges of the columns vanish (Figure 7-3; Figure 7-5A), and an upward deflection is observed in the stratigraphic interval located below the Messinian surface possibly related to pull up effects (Figure 7-5A). The transition between the chaotic column and the neighboring well-layered reflectors is also marked by concentric faults that are described below. In the Pleistocene, the width of the chaotic columns is rather constant while below, the chaotic facies dismigrates towards the edge of the column. Reaching the top of the Messinian series, the width of the chaotic facies column is drastically reduced.

##### 7.4.2.2.2. *Secondary chaotic columns*

Below three seabed MVs (Seth, Anubis and Horus) and down to 800 ms, some organized reflectors are present within the chaotic column. Reflectors are stacked, down-wrapped in majority and show the same amplitude on either side of the chaotic seismic facies. In coherency map, these chaotic areas have a circular shape, tens of meters to 1 km wide (Figure 7-5B, C; Figure 7-6). These vertical secondary chaotic columns are located below sinter cone identified on the seabed (Seth and Horus), and they display smaller dimensions varying from a

few dozens of meters to 1.5 km wide. Deeper, the smaller secondary chaotic columns coalesce into a larger disturbed area corresponding to the main column described earlier (Figure 7-5B, C).

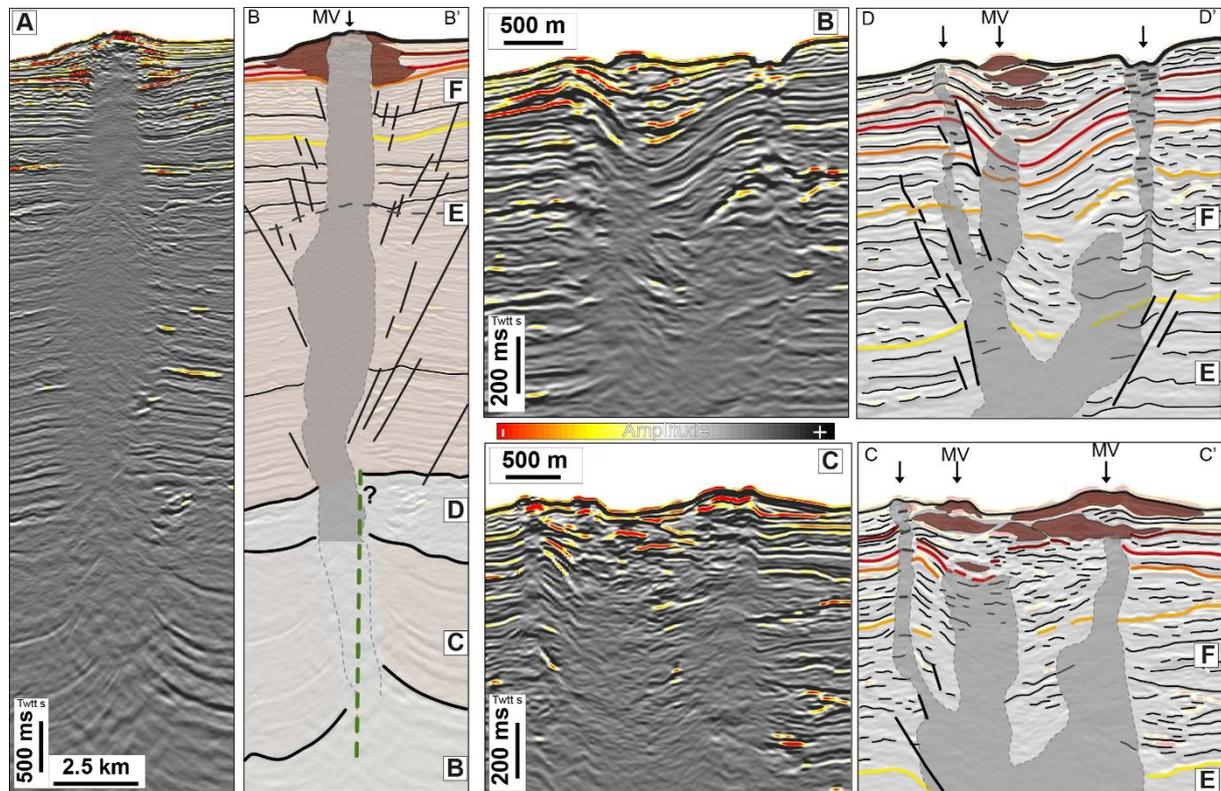


Figure 7-5 : Seismic profiles and their interpretation illustrating the unique seismically chaotic column of Athon MV (A) and the secondary seismically chaotic columns of Horus MV (B and C). Notice that each secondary column are located below seabed morphology (black arrows). These profiles illustrate either that all reflectors are down-wrapped toward the center of the main column, forming a conical collapse of strata. Seismic profiles are located on Figure 7-1.

#### 7.4.2.2.3. Concentric ring faults

On 3D seismic data, various normal faults are observed on both side of the main vertical chaotic column (Figure 7-7). They are dipping toward the column, shifting weakly reflectors and affecting the sedimentary pile on a few dozens to hundreds of meters. They are concentrated in the sedimentary slice 1 km below the extruded edifice. Some of them affect the seafloor.

On coherency slice, two organizations of these normal faults are observed. The main faults form rings around a main column, about 1 km wide (Figure 7-6). They affect the sediment succession to depths of several hundred meters. Minor concentric fractures are localized more superficially inside or above the chaotic column, affecting strata on dozens of meters (Figure

7-6). For some structure, the geometric center of the fault ring doesn't coincide with that of the main seismically chaotic column.

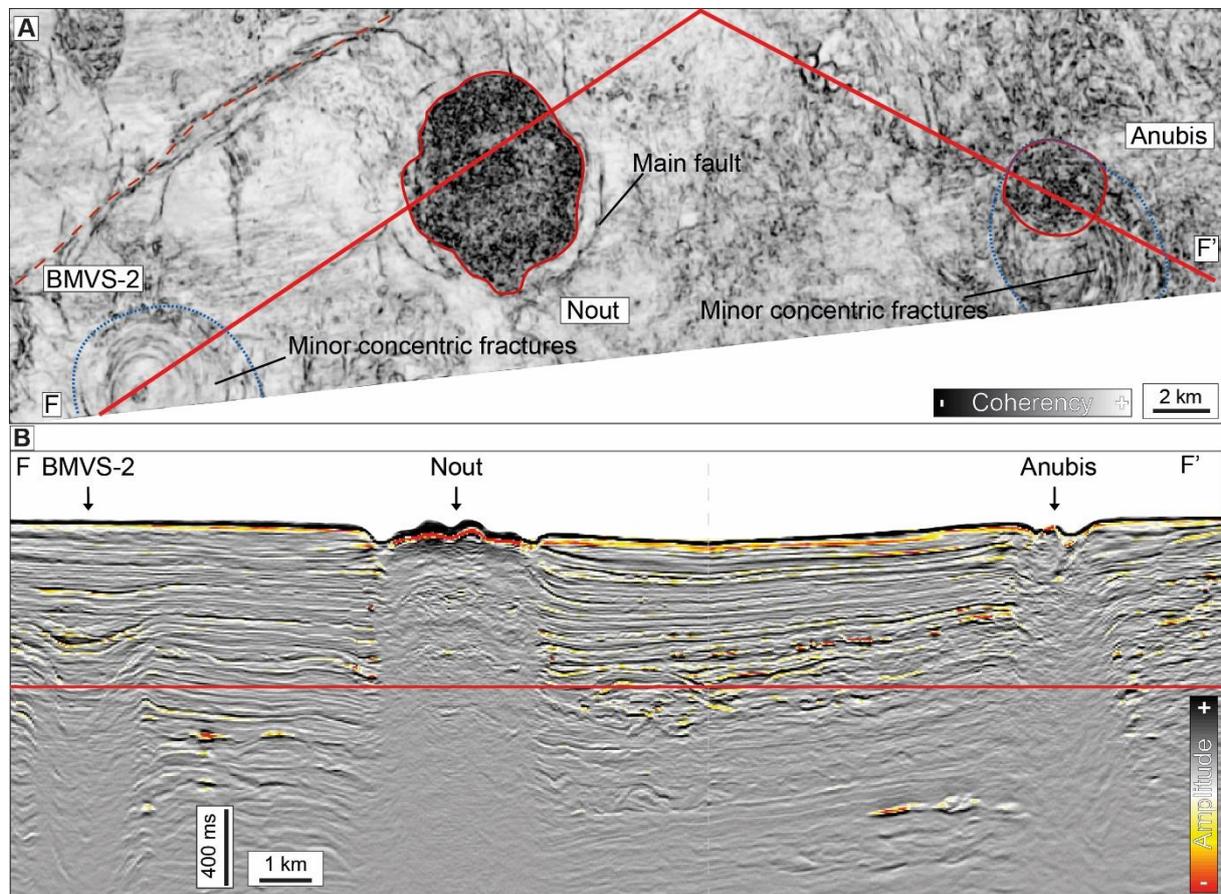


Figure 7-6 : Horizontal coherency slice (A) and random seismic profile (B) illustrating tow seabed MVs (Nout and Anubis) and a buried MVS (BMVS-2) located on the continental platform. The coherency slice illustrate the two organizations of concentric ring faults: the main faults form rings around a main column (Nout) and the minor concentric fractures (Anubis and BMVS-2). Coherency slice is located in red on the seismic profile.

#### 7.4.2.2.4. Conical collapse depressions

Inside the peripheral ring faults, all reflectors are down-wrapped toward the center of the main column, forming a conical collapse of strata (Figure 7-5). This architecture is only observed on profile that cut seabed edifice on the flank because of the lack of the main chaotic column. The depression is more or less deep, from a few meters to dozens of meters below the edifice.

#### 7.4.2.2.5. Lens-shaped bodies

Lens-shaped bodies are characterized by a lack of internal reflections, but high amplitude reflections defining a convex top and a slightly concave bottom are present (Figure

7-7). They are sub-circular, up to 50 m high and up to 3.5 km wide, and are only observed inside the ring fault system. Lens-shaped bodies are typically observed as stacked features that are onlapped by overlying reflectors, and interfinger with surrounding reflectors (Figure 7-7). Some MVSs are interbedded laterally inside the conical collapse depression, without any vertical stacking. They are superimposed to each other showing an overall upward and spatial displacement of the emission centers and a migration of the lenses (Figure 7-5B, C). It is then noticed a spatial and temporal variation of the lenses that coalesces into a massive buried body of mud and extrusive breccia.

For the seabed structures, these buried bodies are only observed in the shallowest series (Late Pleistocene). Some of them are recognized in the Pliocene series but are not localized below seabed MVs.

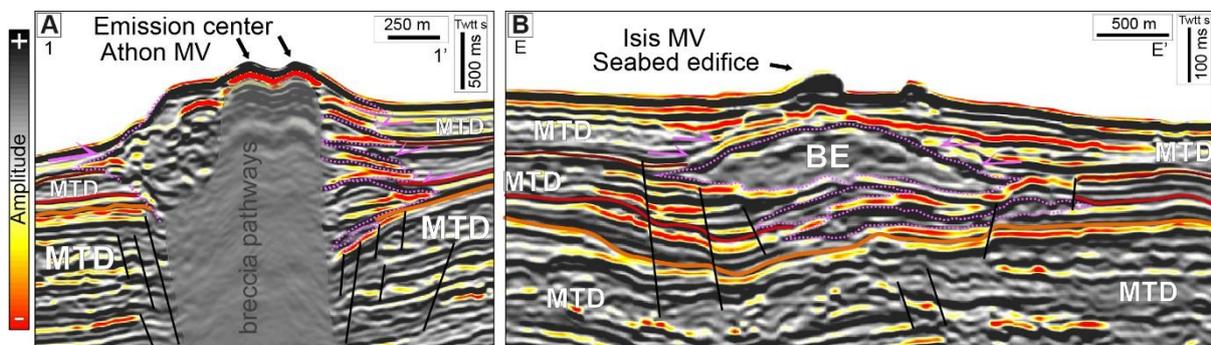


Figure 7-7 : Two seismic profiles crossing Athon MV (A) and the northern border of Isis MV (B). These profiles, located on Figure 7-1 illustrate seismic geomorphology of buried lens-shaped bodies which are delimited by pink dot lineations on profile. BE : buried edifice. Onlapped reflectors on BE are illustrate by pink arrows.

#### 7.4.2.2.6. Peripheral deformation features

Contrary to MVs showing successive stacked lens-shaped bodies, two of them, Seth and Horus MVs, show concave-shape reflector deformation in the periphery of secondary chaotic column ring system (Figure 7-5, Figure 7-8). The seabed reflector and those located up to 100 ms below are deformed in contact with the chaotic column. There is no variation in their amplitude. This deformation forms a circular peripheral ridge around various small edifices observed on the seabed reflector. In some cases this peripheral ridge is disrupted (Figure 7-4A).

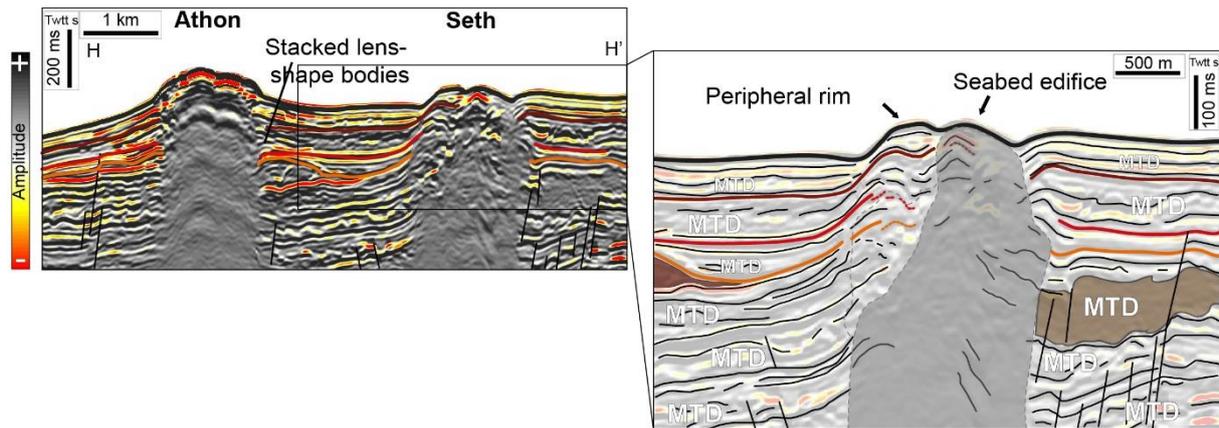
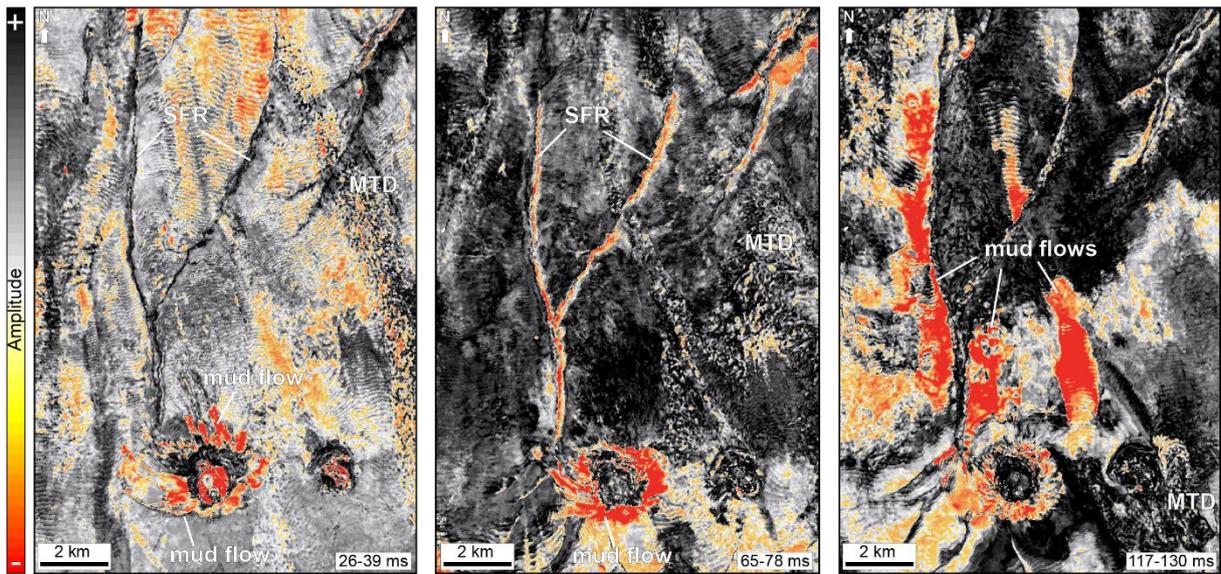


Figure 7-8 : Seismic profil (on the left) and its interpretation (on the right) crossing Athon and Seth MVs and illustrating the peripheral deformation features. The seismic profile is located on Figure 7-1.

#### 7.4.2.2.7. High amplitude thin elongated bodies

On amplitude slice, thin elongated bodies with high-amplitude homogenous seismic facies are organized around the chaotic column of a few structures (Figure 7-9). These structures are observed in the first 200 to 500 ms slice below the seabed. They are always associated with the circular chaotic column described before. They consist in thin bodies (a few meters) originating from the chaotic column, elongated in the slope direction (over up to a dozen kilometer long), and 1.7 km wide for the largest. They are characterized by very high amplitude reflectors without organization or amplitude variation marking a very sharp transition with the surrounding reflectors (Figure 7-9). They are distinguished from mass transport deposit by their seismic characteristics showing an internal reflector organization and amplitude variations ranging from low to high amplitude. For the same MVS, these bodies can be observed stacked at various depths without the same geographic location or shape.



*Figure 7-9 : Three volume attribute maps in depth with amplitude attribute, illustrating the interval between two horizons propagated located at Athon and Seth MVs. High amplitude thin elongated bodies (mud flow) are well illustrated at Athon MVs at various depth while Seth is not showing this type of seismic signature. This figure is located on Figure 7-1.*

### 7.4.2.3. Stratigraphic and spatial distribution of MVSs

#### 7.4.2.3.1. Stratigraphic organization of MVSs

The present-day seabed mud volcanoes show extrusive activity, and their mud emissions apparently spans the Pleistocene to Holocene (Figure 7-10). The stack of lens-shaped bodies, mimicking “moustaches”, indicates repetitive pulses of extrusive material.

Athon, Nout and Isis mud volcanoes are the first MVS to have been eruptive and their activity is perennial. However, they do not show the same number of stacked buried “moustaches”. Athon MV shows at least four stacked buried “moustaches” overlaying a thick MTD located 150 ms TWTT below the seabed. For Isis MV, mud emission is recorded above reflectors located 170 ms TWTT below the seafloor, and for Nout MV above 200 ms TWTT.

Horus and Nephtys mud volcanoes seems to have a more recent setting up. Buried mud volcanoes are recorded in stratigraphic units located below 100 ms TWTT seabed. No buried extrusive markers are visible for Seth and Anubis MVs.

Buried and inactive MVS, i.e. fossilized, are identified in Pliocene series. The oldest one, BMVS-1 show at least three stacked buried “moustaches”, its summit being at 2000 ms TWTT below the seabed, and its bottom at 2500 ms TWTT and 500ms TWTT above the Messinian unconformity. Eastward of the study area, the post Messinian series thickness is drastically reduced (2000 ms compared to 3000 ms), and the summit of the three other fossilized MVS (BMVS-4, BMVS-5, and BMVS-6) is less deeply buried than BMVS-1 (less than 1500 ms compared to 2000 ms).

Two additional buried Mud Volcano Systems, BMVS 2 located on the platform, and BMVS 3 located on the slope (Figure 7-1) do not show any buried extrusive markers, nor “moustaches”. Their seismically chaotic column affects the Pliocene and stops 600 ms TWTT below the seabed for BMS-2 and 830 ms TWTT for BMVS-3. They only show faint and subtle mud volcano characteristics, and can then be knick-named as “ghost MV”.

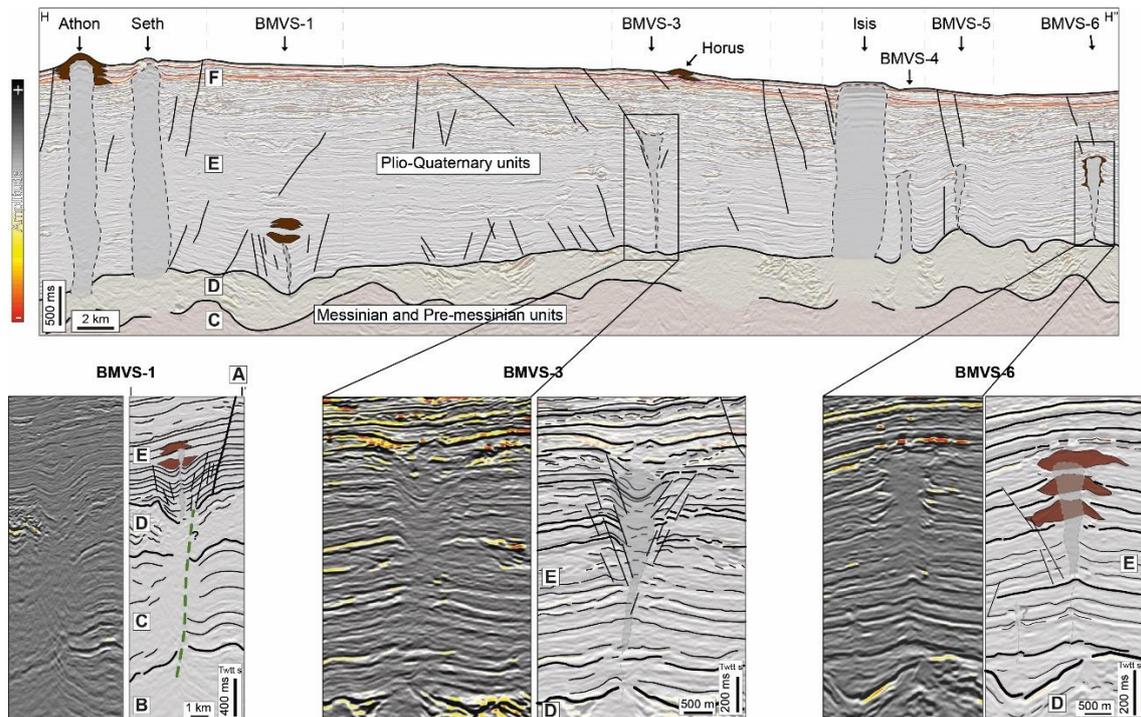


Figure 7-10 : Random profile crossing seabed and buried MVSs located on the continentale shel (top) (see Figure 7-1 for location) and three examples of seismic profiles crossing buried MVSs and their interpretation (base). See Figure 7-1 for profile A location.

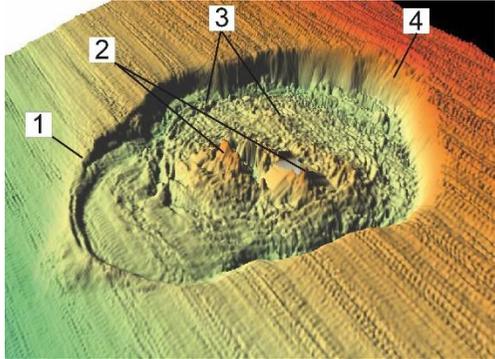
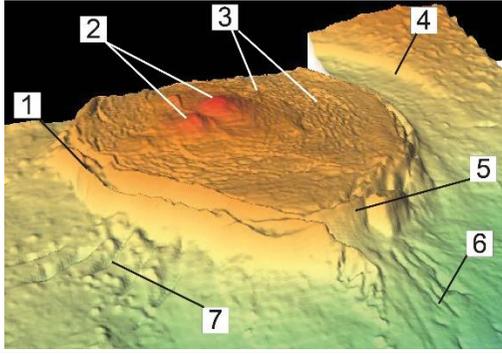
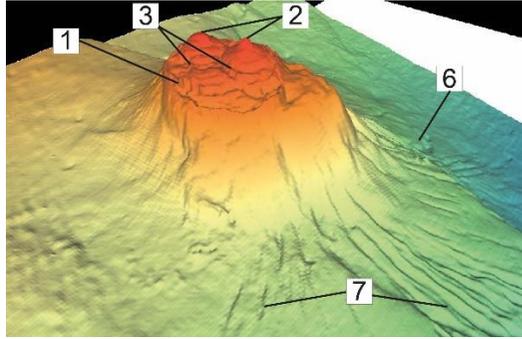
#### 7.4.2.3.2. Spatial distribution of MVSs

There is no obvious alignment of structures at the seabed (Figure 7-1). Two MVS (Athon and Seth) are located on or near a fault scarp of the RFS. At depth, the internal system of these MVS is not directly linked with this major fault system. Some seabed mud volcanoes are not associated with tectonic structures affecting the seabed.

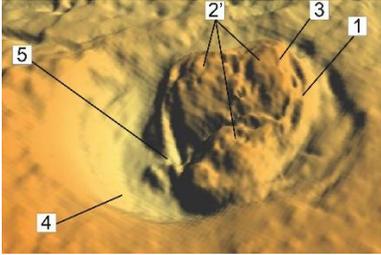
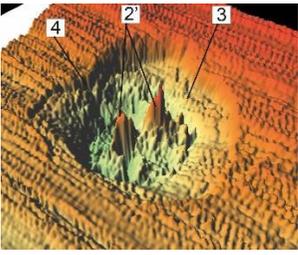
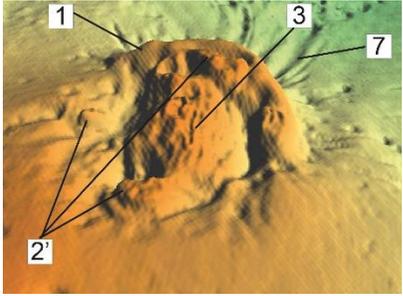
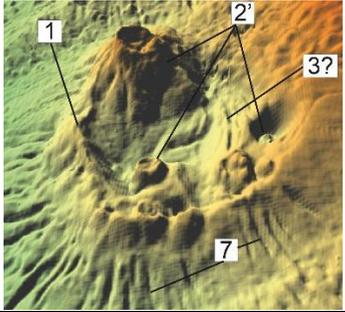
The coherency slice is a seismic attribute very useful to identify and map the organization of the deep fault system. The coherency slice at 3200 ms below seabed in Pliocene (Figure 7-3), highlight the locations of the main chaotic columns described earlier. They are aligned along two distinct globally ENE-WSW lineation. The first one located on the continental platform is oriented along a N60° direction and the second one, located on the continental slope, follows a global W-E direction eastward changing to a N45° direction. The three types of MVS described in the previous paragraph, i.e. seabed, fossilized and ghost, are found along these directions.

#### 7.4.2.4. Morpho-metric characteristics of MVSs : a synthetic template

The following table summarizes the morphological surface features and subsurface architectural features of each Mud Volcano System in the area.

		<b>Seafloor mud volcanoes</b>		
		<b>Nout</b>	<b>Isis</b>	<b>Athon</b>
<b>Seafloor features</b>	<b>MV name</b>			
	<b>Location, water depth</b>	Continental platform, 170 – 250 m bsf	Continental shelf, 1000 - 1050 m bsf	Continental shelf, 780 – 830 m bsf
	<b>Dimensions</b>	11.7 km <sup>2</sup> / 50 m high	10 km <sup>2</sup> / 56 m high	3.8 km <sup>2</sup> / 80 m high
	<b>Morphological features</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- peripheral rim (1)</li> <li>- 3 elevated domes (2)</li> <li>- successive ridges and depressions (3)</li> <li>- sub-peripheral circular depression (4)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- peripheral rim having sub-vertical flanks (1)</li> <li>- 3 elevated domes (2)</li> <li>- successive ridges and depressions (3)</li> <li>- sub-peripheral circular depression (4)</li> <li>- outer wall of the peripheral rim is fractured (5)</li> <li>- mud debris flow (6)</li> <li>- few linear flutings (7)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- peripheral rim having sub-vertical flanks (1)</li> <li>- 2 elevated domes (2)</li> <li>- successive ridges and depressions (3)</li> <li>- outer wall of the peripheral rim is fractured (5)</li> <li>- mud debris flow (6)</li> <li>- network of radiating linear flutings (7)</li> </ul>
	<b>Figures</b>	Figure 7-4D	Figure 7-4B, E	Figure 7-4A, E
<b>Bathymetric illustration</b> (vertical exaggeration x10)				

	<b>MV name</b>	<b>Nout</b>	<b>Isis</b>	<b>Athon</b>
<b>Subsurface features</b>	<b>Architectural features</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- unique vertical seismically chaotic column</li> <li>- main faults form rings around a main column</li> <li>- conical collapse depressions</li> <li>- lens-shaped bodies</li> <li>- high amplitude thin elongated bodies</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- unique vertical seismically chaotic column</li> <li>- main faults form rings around a main column</li> <li>- conical collapse depressions</li> <li>- lens-shaped bodies</li> <li>- high amplitude thin elongated bodies</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- unique vertical seismically chaotic column</li> <li>- main faults form rings around a main column</li> <li>- conical collapse depressions</li> <li>- 4 lens-shaped bodies</li> <li>- high amplitude thin elongated bodies</li> </ul>
	<b>Figures</b>	Figure 7-6	Figure 7-7B; Figure 7-10A	Figure 7-5A; Figure 7-7A; Figure 7-8; Figure 7-9; Figure 7-10A

		<b>Seafloor mud volcanoes</b>			
<b>MV name</b>		<b>Nephtys</b>	<b>Anubis</b>	<b>Seth</b>	<b>Horus</b>
<b>Location, water depth</b>		Continental platform, 170 – 250 m bsf	Continental shelf, 1000 – 1050 m bsf	Continental shelf, 780 – 830 m bsf	Continental shelf, 800 – 900 m bsf
<b>Seafloor features</b>	<b>Dimensions</b>	0.8 km <sup>2</sup> / 20 m high	1.8 km <sup>2</sup> / 40 m high	2.1 km <sup>2</sup> / 20 m high	6.1 km <sup>2</sup> / 70 m high
	<b>Morphological features</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- peripheral rim having sub-vertical flanks (1)</li> <li>- three sub-circular sub-flat rough relieves (2')</li> <li>- successive ridges and depressions (3)</li> <li>- sub-peripheral circular depression (4)</li> <li>- outer walls of the peripheral rim broken (5)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- individual distinct elevated area (2')</li> <li>- ridges? (3)</li> <li>- sub-peripheral circular depression (4)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- semi-peripheral rim having sub-vertical flanks (1)</li> <li>- sinter distinct cone-like structures: dome with rough summit and discrete small mounds located on the seabed and on the semi-peripheral smooth rim (2')</li> <li>- ridges (3)</li> <li>- network of linear flutings radiates (7)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- semi-peripheral rim having sub-vertical flanks (1)</li> <li>- several discrete mud cones with various morphologies (2')</li> <li>- ridges (3)</li> <li>- network of linear flutings radiates (7)</li> </ul>
	<b>Figures</b>	Figure 7-4C		Figure 7-4A	Figure 7-4C, E
	<b>Bathymetric illustration (vertical exaggeration x10)</b>				

MV name		Nephtys	Anubis	Seth	Horus
<b>Subsurface features</b>	<b>Architectural features</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- unique vertical seismically chaotic column</li> <li>- main faults form rings around a main column</li> <li>- conical collapse depressions</li> <li>- lens-shaped bodies</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- secondary seismically chaotic columns coalesce into a larger disturbed area corresponding to the main seismically chaotic column</li> <li>- main faults form rings around a main column</li> <li>- minor concentric fractures</li> <li>- conical collapse depressions</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- secondary seismically chaotic columns coalesce into a larger disturbed area corresponding to the main seismically chaotic column</li> <li>- main faults form rings around a main column</li> <li>- minor concentric fractures</li> <li>- conical collapse depressions</li> <li>- peripheral deformation features</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- secondary seismically chaotic columns coalesce into a larger disturbed area corresponding to the main seismically chaotic column</li> <li>- main faults form rings around a main column</li> <li>- minor concentric fractures</li> <li>- conical collapse depressions</li> <li>- lens-shaped bodies that laterally interfinger inside the conical collapse depression</li> <li>- peripheral deformation features</li> </ul>
	<b>Figures</b>		Figure 7-6	Figure 7-8	Figure 7-5B, C; Figure 7-10A

		<b>Fossilized mud volcanoes</b>			
<b>MV name</b>		<b>BMVS-1</b>	<b>BMVS-4</b>	<b>BMVS-5</b>	<b>BMVS-6</b>
<b>Location</b>		Continental shelf	Continental platform	Continental shelf	Continental shelf
<b>Subsurface features</b>	<b>Architectural features</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- unique vertical seismically chaotic column</li> <li>- main faults form rings around a main column</li> <li>- minor concentric fractures</li> <li>- conical collapse depressions</li> <li>- 3 lens-shaped bodies</li> <li>- summit being at 2000ms TWTT below the seabed, and its bottom at 2500ms TWTT and 500ms TWTT above the Messinian unconformity</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- unique vertical seismically chaotic column</li> <li>- main faults form rings around a main column</li> <li>- summit being at 1500ms TWTT below the seabed</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- unique vertical seismically chaotic column</li> <li>- main faults form rings around a main column</li> <li>- lens-shaped bodies</li> <li>- summit being at 1500ms TWTT below the seabed</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- unique vertical seismically chaotic column</li> <li>- main faults form rings around a main column</li> <li>- 3 lens-shaped bodies</li> <li>- summit being at 1500ms TWTT below the seabed</li> </ul>
	<b>Figures</b>	Figure 7-10A, B	Figure 7-10A	Figure 7-10A	Figure 7-10A, D

		<b>“Ghost” mud volcanoes</b>	
<b>MV name</b>		<b>BMVS-2</b>	<b>BMVS-3</b>
<b>Location</b>		Continental platform	Continental shelf
<b>Subsurface features</b>	<b>Architectural features</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- unique vertical seismically chaotic column</li> <li>- main faults form rings around a main column</li> <li>- minor concentric fractures</li> <li>- conical collapse depressions</li> <li>- chaotic column affects the Pliocene and stop 600ms TWTT below the seabed</li> <li>- do not show any buried extrusive markers, nor “moustaches”</li> <li>- faint and subtle mud volcano characteristics</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- unique vertical seismically chaotic column</li> <li>- main faults form rings around a main column</li> <li>- minor concentric fractures</li> <li>- conical collapse depressions</li> <li>- chaotic column affects the Pliocene and stop 830ms TWTT</li> <li>- do not show any buried extrusive markers, nor “moustaches”</li> <li>- faint and subtle mud volcano characteristics</li> </ul>
	<b>Figures</b>	Figure 7-6	Figure 7-10A, C

## 7.5. Discussion: Timescale MVS evolution

The analysis of the 3D block provided several results concerning MVSs of the Central Province of NDSF:

- They are both buried and actual MVSs,
- The extrusive process of the mud volcanoes is recorded in the sedimentary pile (“moustaches” geometries),
- Three types of MVS have been described: present-day seabed mud volcanoes, fossilized MVS and “ghost MV” that only show faint and subtle MV characteristics,
- Mud Volcanoes show pulses of asynchronous activity,
- The sinter cones type (Horus MV) displays a very recent activity (Quaternary),
- MVS can show several distinct zone of deep fluid migration in depth,
- The collapse morphology is visible on both present-day seabed MV, fossilized MV and “ghost MV”,
- The fluids instantly pass through the sedimentary pile, from the Pre-Messinian to the Pliocene-Quaternary,
- The MVS, whether fossil or actual, are related to the same deep fault system affecting the pre-Messinian levels.

Classically, scenarios illustrating the formation and construction of a mud volcano involve: a source, a conduit through which fluids migrate and a single center of surface breccia emission (Deville, 2009). This schematic representation is surely induced by the 2D vision that we have of the internal structure of the mud volcano systems. The seismic interpretation of their deep architectures is complex because of the presence of gases, fractures, tilted blocks or mixtures of solids. Thus, on the seismic reflection data, the seismic signature located beneath the volcanoes is presented as a vertical column with chaotic, transparent seismic facies that masks the underlying sedimentary pile. This column is interpreted as the fluid migration area.

To date, few observations have been published on the three-dimensional internal architecture of sedimentary mobilization systems. The temporal dynamics of the intrusive domain of the mud volcano systems is, for its part, still poorly informed. It lacks a time parameter in understanding the establishment and evolution of mud volcano systems.

The analysis of the 3D block provided several generic parameters and allowed constructing a model of timescale MVS evolution. The model proposed below to explain the

Mud Volcanoe Systems is generic: it encompass the sourcing stage up to their morphological expressions on the seabed, and it is independent of known parameters that may locally vary (lithology, thicknesses, volumes, temperatures, rheology, pre-existing microfracturation).

This model is subdivided into three stages: (1) fluid migration stage, (2) gryphon stage, (3) mud volcano stage (Figure 7-11).

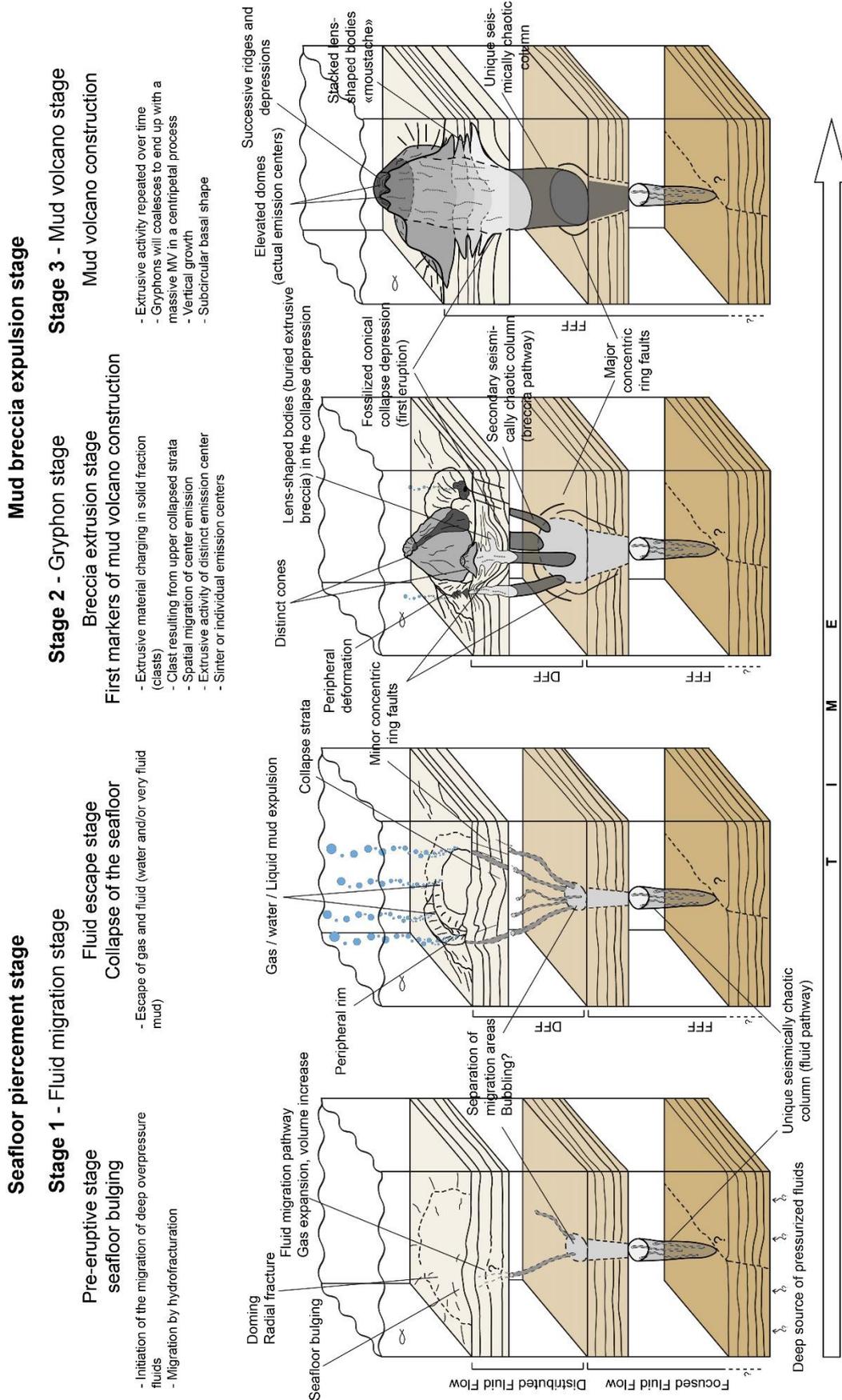


Figure 7-11 : Schematic 3D model to illustrate timescale mud volcano system evolution.

### **Stage 1: Fluid Migration stage**

This stage covers the initiation of the system until fluids reaches the sea floor. Vertically, from the source of the system up to the sea floor, the system is divided into a basal part that is called Focused Fluid Flow (FFF), and an upper part termed Distributed Fluid Flow (DFF). Once the fluid, possibly enriched into gas, reaches the surface by hydrofracturation, it provokes a sea floor bulging, followed by a microfracturation of the sea bed and this in turn favor the escape of gas and fluids. This fracturation of the positive relief created conducts to a collapse of the previously set up morphology.

Seafloor bulging: This study, and other published either on land or seafloor, often shows the presence of an area of uplift around the depressions (calderas) of MVs. Studies of MVs utilising Lidar showed that their first seafloor expression is a pre-eruptive superficial deformation, i.e. a "relative uplift of the main active zone of the mud volcano" (Antonielli et al., 2014, 2015). This is due to a swelling effect predating the exit of the initial fluid, and it is then followed by deflation. Analogical models of Woosley (and Noerman) on the formation of diatrème showed the same phenomenon with an upstream phase of doming. Initial deformation is also visible on the analog models of the piercing structures developed by Gay et al. (2012).

Focus and Distributed Fluid Flow: Gay et al. (2012) suggests that the initiation and the propagation of fluids in sediments show several phases with focused migration through a narrow sub-vertical conduct at first, followed by more distributed migration through non-sediment consolidated from a threshold depth. These observations tend to show that the deeper the source, the more migration paths would be dispersed.

Deville et al. (2003) and Mazzini et al. (2007) indicates that the eruption of water precedes the eruption of the mud breccia. Deville (2009) proposes that the excess pressure is stronger at the initiation of the extrusion than during subsequent eruptive reactivations. Similarly for the flow of fluids which is considerable during the appearance of mud volcano and which would decrease thereafter. He moreover proposes an influence of the sediment pressure on the fluid migration style with a logic of convergence of the fluids in the zones of pressure, and divergence of the fluids in the zones of normal pressure.

The collapse geometry: Camerlenghi et al. (1995) proposes a sequential interpretation of the topographies: in a first step the extrusive process form a depression on the surface (ponds), then the intrusion of important masses of mud in the conduct previously created would then result in an elevation of the structure and the formation of a cone.

**Circular fault:** Mud volcanoes sometimes develop in large circular depressions, interpreted as calderas, observed both on land (Evans et al., 2008) and at sea (Somoza et al., 2003; Lei et al., 2011). Circular normal faults are associated with these calderas, organized concentrically around volcanic edifices (Fowler et al., 2000; Graue, 2000; Kopf, 2002; Somoza et al., 2003; Davies and Stewart, 2005; Camerlenghi et al., 1995; Stewart and Davies, 2006; Evans et al., 2008). In subsurface, some authors have noted the presence of circular normal faults organized concentrically around the seismically chaotic column (Stewart and Davies, 2006; Deville, 2009). They are interpreted as shear faults of the cone towards its central axis, resulting from the subsidence of the building (Graue, 2000; Murton and Biggs, 2003; Stewart and Davies, 2006).

### **Stage 2: Gryphon stage**

During this stage, the fluids, probably containing solid material (breccia, clasts), reached the newly depressed sea floor due to the collapse characterizing the last episode of the fluid migration stage. In this caldera-like structure, the continuation of the expulsion of fluids is materialized by several gryphons utilizing the fault network resulting from the collapse. The gryphons are generally located away from the collapsed area of the caldera in the internal periphery of the outer rim. The presence of a gryphon stage indicates a juvenile stage in the MVS process.

Field observations have shown that volcanoes can be in the form of either a single structure with sometimes a few vents scattered around the building, or several small structures scattered or localized along structural accidents (Deville 2009).

In a single eruption, the mud volcano system can greatly modify the initial topography but can also modify its own morphology very quickly. For example, during violent eruptions, a large volume of mud breccia may lead to the formation of ephemeral islands (examples of Chatham on the south coast of Trinidad, Deville et al. (2006), on the prism of Makran, in the Arabian Sea). Time tracking of the Håkon Mosby submarine mud volcano for 431 days showed 25 eruptions that drastically altered its shape (Feserker et al., 2014).

During the construction of volcanoes, emission centers can migrate into space over a radius of a few tens of meters. Some centers stop their activity while new ones appear nearby (Deville, 2009).

On land, the birth of the Lusi mud volcano (Java Island) has been observed and documented (Mazzini et al., 2007). The activity of the volcano is marked chronologically by

the expulsion of water to which are added gases, then a clay material of low viscosity whose proportion in clasts increases over time (process detailed in Chapter 1).

Another example of a mud eruption, this time in a geothermal system, artificially triggered during drilling (Vona et al., 2015), shares features with natural mud volcanoes. It is also noted a chronological variability of the expelled material: the fluid mud becomes muddier, then a new expulsion site appears next to the first one which then stops working. It follows a rapid increase in the dimensions of these artificial volcanoes.

Current submarine pockmarks have been observed superimposed on fossil mud volcanoes on seismic reflection profiles (Fowler et al., 2000; Riboulot et al., 2011). Their conduit is rooted at the top of the paleo-MVs. On the bathymetric data, the pockmarks are organized in a circular way on the seabed.

### **Stage 3: Mud Volcanoe stage**

The expulsion continues, and the gryphons will coalesces to end up with a massive MV in a centripetal process. These three stages shows the evolution from a unique source upward passing into a series of centrifugal conduits and evolving into a centripetal movement.

Circular feeder complex: Feeder complexes are delimited by peripheral fracture zones. And the fracturing of the country rock increases in intensity towards the center of the feeder pipe, although it is very difficult to see something on seismic data (Roberts et al., 2010). Pipe contains brecciated elements with varying lithologies and eventually forms one large feeder complex.

For each stage, there is a temporal dimension that must be taken into account, and it complicates the overall process.

## **7.6. Conclusion**

The results of this study lead to a better understanding of the processes responsible for the present day mud volcanoes sitting on the sea beds of the Central Nile Deep Sea Fan. These processes concerns morphology, internal architecture, kinetics, and origins.

These results permit to propose a global generic model for the formation of the Mud Volcanoes. Observations coming from published studies on MVs in other areas in the world support this model.

---

The stepforward to detail the evolution of mud volcano systems in time is now to test the generic model through the use of 4D seismic acquisition.

## **Partie V**

### **Discussion générale**

---

## Discussion générale

---

### ❖ Source des sorties de fluides

Les sources des volcans de boue, qu'elles soient post ou pré-Messiniennes, sont très difficiles à identifier, que ce soit à partir de profils de sismique réflexion 2D, ou même 3D. Ceci est vrai malgré le fait que ces volcans soient trouvés dans des secteurs où il n'y a pas de sel messinien ou que l'épaisseur des évaporites messiniennes soit faible.

Les résultats présentés dans le Chapitre 7, tirés de l'analyse d'un bloc de sismique réflexion 3D, montrent que les volcans de boue de la Province Centrale du DSMN se répartissent suivant les mêmes directions que des linéations structurales profondes, affectant les niveaux pré-messinien et messinien (Figure 7-3). Les premières évidences sismiques de conduits d'échappement de fluides apparaissent au toit du Messinien le long de ces linéations. Ces observations suggèrent que les fluides pourraient provenir de niveaux stratigraphiques d'âge pré-Messinien à pré-Pliocène. Cette observation est concordante avec les travaux de Prinzhofer et Deville (2013) et Dupré et al. (2014) qui, sur la base de résultats d'analyses géochimiques des gaz expulsés et d'analyses de sismique réflexion, attribuent une source d'âge pré-Messinien aux volcans de boue du DSMN. Dans la Province Occidentale du DSMN, Bentham et al. (2006) s'appuient sur l'analyse de sismique réflexion 2D pour proposer une source provenant des argiles d'âge Tortonien qui reposent sur une discordance régionale à la base des évaporites messiniennes. Barsoum et al. (2000) indiquent que les volcans de la pente continentale supérieure sont principalement localisés dans les zones de formation de canyons d'âge Messinien et proposent qu'ils soient connectés à la formation Abu-madi d'âge Messinien, caractérisée par des séries sableuses avec des intercalations argileuses.

La nature et l'âge des sources peuvent être révélés par l'échantillonnage des clastes présents dans la brèche de boue, remontés par dragages ou carottages. C'est ainsi que les clastes les plus anciens trouvés dans les volcans de boue de la Ride Méditerranéenne, sur le Prisme d'Accrétion Calabrais et dans le Delta Sous-Marin du Nil datent du Crétacé, en particulier de

l'Aptien (Premoli-Silva et al., 1996, Praeg et al., 2009 ; Synthèse bibliographique de la Partie I, Tableau 2-2).

Régionalement, de l'Aptien au Cénomaniens, le niveau marin transgresse le continent arabo-africain et les séries de cet âge, actuellement situées dans mon domaine d'étude, sont constituées par des argiles pélagiques plastiques sur la marge libyenne (Duronio et al., 1991), sur la marge égyptienne (Keeley et Massoud, 1998), sur la marge levantine (Roberts et Peace, 2007). Ceci est également vrai le long de la Ride Méditerranéenne avec les âges donnés par les carottages (Ryan et al., 1982 ; Akhmanov, 1996). Ces argiles constituent de plus la surface majeure de décollement observée en Méditerranée Orientale (Tari et al., 2012 ; Arsenikos, 2014 ; Tassy et al., 2015).

Le niveau stratigraphique actuellement identifié comme étant le plus profond et pouvant correspondre à la source régionale des volcans de boue est d'âge Aptien. Toutefois, les microfaunes donnant cet âge et les clastes associés pourraient être des éléments remaniés au cours de phases érosives ultérieures, cela mériterait une étude systématique de ces clastes, ce qui fait actuellement défaut.

En ce qui concerne la nature des fluides impliqués dans la construction des volcans de boue, il est classiquement admis dans la littérature scientifique que ce sont systématiquement des gaz d'origines thermogéniques, mélangés à d'autres gaz biogéniques, comme ceci a été démontré dans le DSMN (Prinzhofer et Deville, 2013). Il peut être également envisagé que, au cours de leur remontée, et par micro-fracturation ascendante, des fluides plus profonds en surpression puissent venir se mélanger à ceux plus superficiels, expliquant alors les signatures géochimiques complexes des émissions en surface (Prinzhofer et Deville, 2013).

Dans le cas des *pockmarks* de la Province Centrale du DSMN, leur répartition spatiale en surface mime des corps sédimentaires enfouis (MTDs et chenaux), localisés dans l'intervalle du Pléistocène (Figure 6-26, Mary, 2012). Cette association entre MTDs ou chenaux enfouis et *pockmarks* a déjà été décrite de nombreuses fois (Haskell et al., 1999 ; Gay et al., 2003, 2006b ; Pilcher et Argent, 2007 ; Bayon et al., 2009 ; Plaza-Faverola et al., 2010 ; Reiche et al., 2011 ; Riboulot et al., 2011) et les fluides sont alors associés à la déshydratation progressive de ces corps sédimentaires. Toutefois, dans le cas présent, les *pockmarks* sont progressivement comblés par des encroutements carbonatés (Migeon et al., 2014 ; Praeg et al., 2014) : ceci suggère que les fluides nécessaires à leur formation ne peuvent pas venir de la simple déshydratation des MTDs formés des dépôts arrachés à la pente continentale ou des chenaux

comblés de sable. La précipitation de carbonates authigènes nécessite la présence de méthane au sein des fluides. La totalité ou une partie de ces fluides doit donc provenir de niveaux stratigraphiques plus profonds. Même si peu d'observations directes ou indirectes ont pu être effectuées jusqu'à présent, Praeg et al. (2011) proposent sur la base de modélisations que des hydrates de gaz puissent exister dans certaines zones de la Province Centrale. Au cours de changement des conditions de pression/température sur le fond de mer (chute du niveau marin), la dissociation de ces hydrates pourrait aussi être à l'origine de remontées de méthane. Un autre indice qui permet de favoriser une origine profonde des fluides impliqués est la profondeur d'enfouissement des dépôts de transport en masse (MTDs) et chenaux sur lesquels s'alignent les *pockmarks*. En effet, dans la littérature, les MTDs et chenaux subissant une déshydratation à l'origine supposée des *pockmarks* sont toujours faiblement enfouis sous la surface. Dans le cas présent, les chenaux et dépôts de transport en masse peuvent être localisés à plusieurs centaines de ms sous le fond de mer (jusqu'à 550 ms sous le fond de mer). Même si ceci serait à tester d'un point de vue hydrodynamique, il est peu probable que les flux de fluides générés par déshydratation aient une surpression suffisante pour traverser toute la colonne sédimentaire et des horizons de « stockage » temporaire de ces fluides n'ont pas été observés à différentes profondeurs dans la colonne sédimentaire. Quelle que soit l'origine de ces fluides profonds, leur remontée serait perturbée par la présence des MTDs qui joueraient le rôle de barrières imperméables. Les fluides devraient donc alors migrer horizontalement en suivant la base des MTDs jusqu'à atteindre leur bordure latérale où ils pourraient reprendre leur migration verticale. Localement, la présence de failles normales recoupant les MTDs pourraient favoriser le passage des fluides et ainsi favoriser les mélanges entre fluides profonds et fluides plus superficiels.

**En conclusion, la source des sorties de fluide en Méditerranée Orientale s'étage depuis des niveaux stratigraphiques profonds d'âge Aptien à des niveaux plus superficiels et récents (Pléistocène), et si des sources intermédiaires existent, il est pour l'instant difficile de les identifier.**

## ❖ **Relation entre les volcans de boue et les processus tectoniques régionaux**

Dans nos zones d'études, l'analyse de détail de la morphologie de surface et de la distribution des volcans de boue a montré que leur répartition n'est pas aléatoire (Chapitre 6) et leur mise en place récente (Chapitre 2 et Chapitre 7).

A l'échelle des bassins de la Méditerranée Orientale, il existe un lien entre les principales zones de failles actives et l'expulsion de boue (Chapitre 6, Figure 6-26). A l'échelle locale, les expulsions de boue sont systématiquement associées à des zones de failles ou à une zone de fort apport sédimentaire (Chapitre 6, Figure 6-15 à 6-19 et Figure 6-25 et 6-26). Notre étude a montré que (1) localement sur les prismes d'accrétion l'emplacement de certains volcans coïncide avec les linéaments structuraux qui découpent et décalent les plis (Figure 6-15 à Figure 6-19) ; ces linéaments sont interprétés comme étant des failles de transfert accommodant la déformation ; (2) Dans les deux prismes d'accrétion, les volcans de boue sont localisés dans les mêmes provinces morpho-bathymétriques, dans le domaine interne, et plus précisément encore au niveau du plateau interne au niveau des bassins d'avant-arc (Figure 6-15) ; (3) dans la Province Occidentale du DSMN, la majorité des structures identifiées est localisée en aval de la base de la pente, à des profondeurs d'eau supérieures à 2700 m, dans une zone où le fond de mer, relativement homogène, n'est pas affecté par des failles gravitaires et leur répartition spatiale montre de potentiels alignements de direction NW-SE, similaires à l'orientation des linéaments structuraux qui segmentent les failles gravitaires localisées sur la pente continentale (Figure 6-24) ; (4) dans la Province Centrale du DSMN, les volcans de boue ne sont pas systématiquement associés à des failles profondes qui se propageraient et affecteraient le fond de mer : les volcans sont localisés à une distance kilométrique des failles mais alignés selon leur direction (Figure 7-3).

#### **Relation entre l'initiation du volcanisme de boue et l'apparition de grandes bandes de cisaillement.**

Sur la RM, Rabaute et Chamot-Rooke (2007) associent l'initiation du volcanisme de boue à la réorganisation cinématique de la Méditerranée Orientale avec l'ouverture du golfe de Corinthe et l'activation de la faille de Kephallonia autour de 1-2 Ma. Cette réorganisation cinématique au Pliocène liée à l'initiation du mouvement de la microplaque Anatolie-Egée entraîne le passage d'une convergence lente à une convergence rapide, déclenchant l'inversion du bassin et l'apparition de grandes bandes de cisaillement sur les bordures du butoir continental dû au partitionnement de la déformation. Les grandes bandes de cisaillement semblent donc être un facteur prédisposant voir déclenchant pour l'initiation du volcanisme de boue sur la RM.

Pour les systèmes de volcans de boue de la Province Centrale du DSMN, les premières phases d'expulsion de brèches enregistrées sur les profils de sismique réflexion 3D sont localisées dans les niveaux interprétés comme étant Plio-Quaternaire et plus particulièrement fin Pléistocène (Chapitre 7). Notre étude ainsi que les études précédentes sont donc en faveur

d'une mise en place récente des volcans de boue en Méditerranée Orientale, synchrone du début d'activité des grandes structures cisailantes.

### **Failles cisailantes : drain possible pour la migration du matériel solide ?**

De nombreux volcans de boue sont observés dans des zones de failles essentiellement décrochantes (Mazzini et al., 2009 ; Mascle et al., 2014 ; Dupré et al., 2015). Cette localisation particulière est associée à des processus de fluidisation qui se produisent le long de la zone de cisaillement là où la pression du fluide est réduite (Mazzini et al., 2009). Rabaute et Chamot-Rooke (2007) montrent également que les volcans de boue se situent de préférence en zone de cisaillement à la terminaison des failles, ou plus généralement dans les zones d'interaction de failles (*restraining* ou *releasing bends*). La compilation mondiale des sorties de fluides sous différents régimes tectoniques ainsi que les modèles mécaniques prédisent l'accumulation des contraintes et des déformations aux extrémités et/ou aux intersections des failles, ce qui conduit à des dommages localisés (Curewitz et Karson, 1997). Dans nos zones d'étude, les volcans de boue sont systématiquement localisés à proximité de zones de failles cisailantes (Chapitre 6, Figure 6-15 à 6-19).

Dans la littérature, la présence de volcans de boue est souvent reliée aux accidents tectoniques qui sont classiquement interprétés comme des drains pour la migration des fluides vers la surface (Chaumillon, 1995 ; Hieke et al., 1996 ; Kopf, 2002 ; Loncke et al., 2004). L'extrusion de boue suivrait les zones endommagées préexistantes et néoformées. Les fractures cisailantes agiraient comme des conduits efficaces pour favoriser la circulation des fluides. Pour qu'il y ait circulation de fluides le long des failles, la porosité dans les zones de cisaillement doit être maintenue. Ceci peut se produire, par exemple, lorsque les contraintes sont suffisamment fortes pour provoquer la réouverture de fractures préexistantes ou la génération de nouvelles fractures (Barton et al., 1995). La distribution de la perméabilité varie spatialement dans les zones de failles et les zones de fractures connexes (Caine et al., 1996 ; Evans et al., 1997). Elle augmente de l'encaissant jusqu'à la zone endommagée et diminue de la zone endommagée jusqu'au cœur de la faille où l'on trouve habituellement des gouges à grain fin (Seront et al., 1998 ; Wibberley et Shinamoto, 2003). Les failles actives créent et maintiennent la perméabilité en concentrant les contraintes et en fracturant la roche. Dans la zone d'étude, le contexte géodynamique actif pourrait générer une quantité de contraintes suffisante à la formation de zones d'endommagement et au maintien de la perméabilité et de l'écoulement du fluide le long de ces zones.

Cependant sur les différentes zones d'étude, les volcans de boue ne se distribuent pas obligatoirement le long de ces failles mais parallèlement à leur direction (Figure 6-19). De plus, le système interne des volcans de boue ne suit pas le plan des failles et les fluides ne migrent pas le long des plans de faille, mais verticalement (Chapitre 7, Figure 7-5). Dans la Province Centrale du DSMN, les volcans de boue ne sont pas systématiquement associés à des failles profondes qui se propageraient et affecteraient le fond de mer. Mais, leur localisation à proximité kilométrique de failles profondes (Figure 7-3, Figure 7-5) suggère que les conduits se dissocient de la faille lors de l'ascension de la boue. Une des hypothèses pour expliquer ces observations serait liée à l'ampleur des contraintes qui ne seraient plus suffisantes, les précipitations minérales entraineraient alors un colmatage des fractures. La faille deviendrait ainsi inactive et le fluide emprunterait alors un chemin plus direct vers la surface sans suivre le pendage éventuel de la faille. Si les failles ne servent pas systématiquement de drain favorisant la remontée des fluides profonds, il faut trouver un autre mécanisme expliquant leur capacité à traverser la colonne sédimentaire.

#### **Mécanisme de migration du mélange eau/gaz/argile en surpression.**

Sur nos zones d'étude, si les failles ne servent pas ou peu de drain préférentiel favorisant la remontée des fluides profonds, deux hypothèses peuvent alors être proposées pour expliquer la construction de volcans de boue indépendamment mais parallèlement aux directions des failles : 1) les expulsions de fluides ont commencé de façon très précoce après la mise en place d'une faille, entraînant la construction d'un premier édifice à l'intersection entre le fond marin et l'escarpement ; puis l'édifice a alors pu continuer à se développer verticalement au fur et à mesure de la mise en place des sédiments environnants indépendamment de la faille qui a pu continuer à se propager dans ces sédiments selon sa direction et son pendage initiale, ou 2) les expulsions de fluide ont débuté tardivement après que la faille ait affectée la colonne sédimentaire selon sa direction et son pendage et les fluides se sont créés leurs propres conduits à travers la colonne sédimentaire.

Dans la Province centrale du DSMN, les données de sismique 3D montrent clairement que les conduits de fluides profonds suivent le système de Faille de Rosetta jusqu'au toit des dépôts Messinien puis qu'ils continuent directement leur remontée à la verticale à travers la colonne sédimentaire. Aucun édifice correspondant à des volcans de boue n'est observé au toit du Messinien ni même le long des conduits verticaux de remontée de fluides dans la colonne sédimentaire. Associées à chaque conduit, les premiers édifices apparaissent uniquement à proximité du fond de mer. Dans les cas que nous avons pu analyser, les édifices étant toujours

plus larges que le diamètre du conduit, ils ne peuvent pas être cachés par le faciès sourd/chaotique des conduits. Ceci suggère que les volcans de boue ne se sont pas construits progressivement au fur et à mesure de la sédimentation à l'instar de la mise en place de diapirs de sel, et **l'hypothèse 1 n'est donc pas retenue**. Les *time slices* réalisées à différentes profondeurs le long des conduits montrent la présence de discontinuités linéaires mises en place de façon radiale autour du faciès sourd/chaotique (Chapitre 7, Figure 7-6). Ce même type de structures radiales est présent sur le fond de mer autour de certains volcans de boue (*linear flutings*) (Chapitre 7, Figure 7-4). Ces structures peuvent parfois être associées à la présence de *pockmarks*, suggérant qu'elles ont la capacité à drainer des fluides sur le pourtour de la zone principale d'expulsion située au centre du volcan. Nous interprétons alors ces structures comme des fractures liées à la pression exercée par les fluides sur leur encaissant, des sédiments peu ou pas consolidés. Elles marqueraient alors un processus similaire à celui de l'hydrofracturation. **L'hypothèse 2 serait donc ici favorisée**. Les fractures observées actuellement sur la périphérie des conduits ne sont certainement pas celles qui existaient au tout début de la migration verticale des fluides, les fractures originelles étant maintenant englobées dans le faciès sourd/chaotique des conduits, mais elles témoignent de l'activité récente et de l'expansion latérale du diamètre des conduits dans leurs sédiments encaissants. La mise en place de ces fractures par la pression des fluides aurait alors créé le chemin préférentiel et guidé la remontée progressive des fluides vers la surface. Ce type de phénomène a été observé lors de modélisations analogiques au cours desquels un fluide sous pression était injecté localement à la base d'une couche de matériau granulaire (Gay et al., 2012). Les fluides auraient alors leur propre capacité à générer leurs chemins de migration quel que soit l'épaisseur de la colonne sédimentaire. La pression initiale des fluides ainsi que son maintien en profondeur sur une période de temps suffisamment longue pour permettre une expulsion sur le fond de mer doit alors être le principal facteur forçant, mais ceci doit encore être prouvé.

Enfin, pour expliquer l'initiation de l'expulsion du mélange eau/gaz/boue et sa remontée à l'aplomb de celui-ci, Revil (2002) propose un déclenchement lors de la mise en place de la faille au niveau de la barrière en surpression. L'expulsion peut être induite en réponse à l'hydrofracturation de la barrière de perméabilité au toit du compartiment en surpression. Revil (2002) prédit une montée en pression des boues après l'hydrofracturation du joint de la barrière (choc initial). Ce choc initial induit la naissance d'ondes de choc hydro-mécaniques non linéaires (dites solitaires) associées à une poussée d'eau interstitielle qui dépend du gradient de pression du fluide interstitiel porté par les ondes. La migration de ces ondes hydro-mécaniques depuis le

compartiment en surpression jusqu'à la surface génèrerait un conduit vertical à porosité et perméabilité élevées (*mud pipe*) en raison de la décompaction/liquéfaction (ou fracturation) des sédiments (Revil, 2002). L'arrivée de cette hydro-fracturation jusqu'à la surface peut générer des volcans de boue.

**Volcans de boue : témoins des contraintes régional/déformation active en Méditerranée Orientale et intérêt de la cartographie automatique.**

Les failles ou segments de faille ne sont pas systématiquement visibles sur le fond de mer (cas du DSMN et du Prisme d'Accrétion Calabrais) et sur les données de sismique, de plus les déformations associées sont souvent diffuses et localisées sur des zones de transfert. Au niveau du PAC, la distribution des volcans issue de la cartographie manuelle ne montre pas d'alignement particulier de ces structures alors que celle issue la cartographie automatique permet de distinguer des orientations préférentielles de ces volcans.

L'identification en fond de mer de la déformation active mais diffuse peut-être révélée grâce à l'apport du traitement de la cartographie des morphologies sous-marines développé dans le Chapitre 4 et dont les résultats sont présentés en Partie III. Cette double approche qualitative/quantitative est succinctement illustrée ci-dessous en prenant trois exemples :

- cas de la Province Occidentale du DSMN : la cartographie manuelle de cette province publiée par Huguen et al. (2009, Figure 2-40) ne montre pas d'alignements préférentiels des volcans de boue cartographiés. La cartographie automatique effectuée au cours de mon étude en suivant la méthodologie développée, a permis d'identifier des alignements (WNW-ESE) de ces structures,
- cas du Prisme d'Accrétion Calabrais : la cartographie manuelle de Ceramicola et al. (2014, Chapitre 2, Figure 2-28) a permis d'identifier 49 morphologies susceptibles d'être interprétées comme des volcans de boue. Celle automatisée et récente de mon étude a permis d'en identifier 82. Là encore, des alignements (en majorité ENE-WSW) de ces morphologies sont détectables,
- cas de la province centrale de la Ride Méditerranéenne : la cartographie manuelle de cette province a été publiée par Huguen et al. (2004, Figure 2-33). Ces auteurs ont identifié et cartographié les volcans de boue en utilisant les fortes réflectivités mais les coulées introduisaient des biais sur la géométrie de l'emprise au sol du volcan. Ceux-ci sont désormais lissés lors de la cartographie automatique ce qui

permet de distinguer l'objet dans son contexte régional, son extension spatiale et donc d'identifier d'éventuels alignements (dans ce cas N-S à NW-SE).

Ces exemples comparatifs démontrent bien l'intérêt de cette approche pour mettre en évidence des directions de zones de déformations diffuses. Cette approche pourrait être étendue à l'étude bathymétrique de la branche orientale de la Ride Méditerranéenne.

Les différents alignements de volcans de boue identifiés dans les différents domaines pourraient être reliés à des champs de contrainte actuels, eux-mêmes contrôlés par les différents contextes géodynamiques de Méditerranée Orientale.

## ❖ **Morphométrie des volcans de boue**

La variabilité de taille et de forme des volcans de boue est généralement attribuée à leur fréquence d'éruption ainsi qu'aux volumes et aux caractéristiques du matériau extrudé (viscosité, taille des grains, nature et proportion des clastes) (Cifçi et al., 1997). Toutefois, les auteurs ne s'accordent pas sur l'influence de ces paramètres sur la croissance et l'évolution morphologique des volcans (Chapitre 1, paragraphe 1.2.1.2). Ces variations de morphologies sur des périmètres restreints ont été également observées dans cette étude, dans les différents domaines de Méditerranée Orientale (Figure 7-4). Ces variabilités de configuration morphologique sont peut-être à chercher vers d'autres facteurs. Certains auteurs proposent que les morphologies de surface soient influencées par la largeur du conduit par lequel les fluides migrent en profondeur depuis leur niveau stratigraphique source (domaine intrusif) (Lance et al., 1998 ; Kopf, 2002 ; Yusifov et Rabinowitz, 2004 ; Dupré et al., 2014). A ce jour, peu d'observations ont été publiées sur l'architecture profonde en trois dimensions des volcans de boue (Talukder, 2012). L'interprétation sismique de leur architecture est rendue complexe par la présence de gaz, de fractures, de blocs basculés ou encore de mélanges de matériaux. De plus, il n'existe pas ou peu d'analogues terrestres. Il est donc difficile de relier les observations géophysiques aux observations de terrain (Chapitre 1, paragraphe, 1.2.2.1 et 1.2.2.2). Il existe donc une méconnaissance des géométries caractéristiques en profondeur du domaine intrusif des volcans de boue et de leur influence sur les morphologies en surface.

Classiquement, les scénarios proposés dans la littérature illustrant la mise en place d'un volcan de boue impliquent : une source de fluides en profondeur connectée à un unique conduit par lequel les fluides et la fraction solide mobilisée migrent et sont expulsés à la surface (impliquant un unique centre d'émission de brèche argileuse en surface) (e.g. Deville, 2009 ;

Samoza et al., 2012). Cette représentation schématique est induite par la vision en coupe de la structure des systèmes de volcans de boue tirée des analyses de données de sismique réflexion 2D (Chapitre 1, paragraphe 1.2.2.1).

Dans notre étude, l'analyse d'un bloc de sismique réflexion 3D a permis d'identifier les éléments architecturaux du domaine intrusif des systèmes de volcans de boue de la Province Centrale du DSMN (Chapitre 7). Ces observations ont conduit à la conception d'un modèle schématique, générique, illustrant l'initiation (stade 1 du modèle, Chapitre 7) et l'évolution morphologique dans le temps des volcans de boue (stades 2 et 3 du modèle) en impliquant plusieurs mécanismes et processus géologiques (Figure 7-11). Les différentes étapes du modèles sont : (1) Sous la contrainte d'un ébranlement mécanique, les fluides en surpressions en profondeur vont être mobilisés et vont migrer vers la surface par hydrofracturation focalisée (*Focused Fluid Flow*) puis à partir d'une certaine profondeur (variation de pression ?) de façon plus distribuée (*Distributed Fluid Flow*). Une fois que le fluide (eau/gaz) atteint la surface par hydrofracturation, il provoque un gonflement du fond marin, suivi d'une microfracturation du fond marin, ce qui favorise à son tour la fuite de gaz et de fluides. Cette fracturation du relief positif conduit à un effondrement de la morphologie précédemment mise en place ; (2) Dans cette structure de type caldera, l'expulsion des fluides chargés en matériaux solides (brèche argileuse) utilisant le réseau de failles résultant de l'effondrement des strates, est matérialisée par la mise en place de plusieurs gryphons (ou cônes de boue). (3) L'expulsion continue et les gryphons vont s'unir pour finir par former un volcan de boue massif dans un processus centripète. Ces 3 étapes montrent l'évolution d'une source unique vers le haut en passant par une série de conduits centrifuges et en évoluant vers un mouvement centripète en surface.

Notre modèle rejoint préférentiellement les modèles de formation de type diatrème proposés par Woosley et al., 1975 ; Brown, 1990 ; Robertson et Kopf 1998 (Chapitre 1, paragraphe 1.2.2.2.2) pour expliquer les processus de mise en place des premières phases d'expulsion de fluides (majoritairement de l'eau et du gaz, stade 1 du modèle) plutôt que les modèles de type diapirisme argileux (Brown, 1990 ; Kopf, 2002 ; Van Rensbergen et al., 1999 ; Morley et Guerin, 1996 ; Somoza et al., 2012 ; Palomino et al., 2016) (Chapitre 1, paragraphe 1.2.2.2.1). Ce modèle impliquerait un principe de migration focalisée depuis la source du système et de migration distribuée dans les niveaux plus superficiels de la pile sédimentaire (Chapitre 1, paragraphe 1.4). Gay et al. (2012) ont étudié l'initiation de structures perçantes induites par des fluides en surpression en profondeur via des modélisations analogiques. Leurs expériences révèlent que l'initiation et la propagation des fluides montrent plusieurs phases,

comprenant une migration focalisée au travers d'un conduit étroit sub-vertical, suivie d'une migration plus distribuée au travers des sédiments non consolidés à partir d'une profondeur seuil (Figure 1-34B). Enfin, les différentes fractures créées par hydro-fracturation et par le collapse des niveaux stratigraphiques en surface sont intrudées par des sédiments argileux fluidisés conduisant à la formation de structures de type cheminée (*fluidization pipe*), *dyke* ou *sill* (Morley, 2003) contenant de la brèche argileuses (Morley, 2003 ; Stewart et Davies, 2006 ; Roberts et al., 2010) (Chapitre 1, paragraphe 1.2.2.2.3) (stade 2 du modèle). Les clastes retrouvés dans la brèche argileuse pourraient correspondre à l'effondrement de blocs le long des bords des différents conduits.

Quelles propriétés du sous-sol pourraient influencer le style de migration des fluides en surpression et les morphologies de surface (un ou plusieurs conduits) (lithologies, épaisseurs, volumes, températures, pressions, rhéologie, micro-fracturations préexistantes) ?

Les paramètres à l'origine de la transition entre une déformation focalisée en profondeur puis distribuée en sub-surface ne sont pas encore compris. Gay et al. (2012) proposent que ce changement de mode de propagation soit dû à une perte de cohésion dans les sédiments, initiée par la formation de zones de cisaillement. Les fluides ne peuvent pas fracturer l'encaissant non-cohésif, en revanche, le sédiment peut être mobilisé permettant l'initiation d'un processus de fluidisation. Ce processus serait à l'origine des cavités observées dans la suite de l'expérience (Figure 1-33d). Il s'agirait de bulles (*bubbles*) formées au cours de la fluidisation des matériaux (Yang, 2005). Ces bulles migreraient ensuite le long des zones de cisaillement. Deville et al. (2003) proposent une influence de la pression dans le sédiment sur le style de migration des fluides avec une logique de convergence des fluides dans les zones de surpression et de divergence des fluides dans les zones de pression normale (Chapitre 1, paragraphe 1.4). D'après Woosley et al. (1975), la structure du diatrème dépendrait principalement de la rhéologie des matériaux traversés par les fluides en surpression. L'évasement initial du conduit en profondeur serait enclenché par l'expansion du gaz (dilatation) suite aux changements de phases des liquides (surtout l'eau) quand ils migrent vers le haut. La géométrie du conduit en surface dépend de la rhéologie du niveau superficiel. Lorsque celui-ci est de faible résistance, la forme du conduit est accentuée par l'affaissement des strates. En profondeur, elle dépend également du type de matériaux traversés. Une migration latérale est possible dans les sédiments de faible cohésion. Parfois, des conduits subsidiaires se développent et s'arrêtent lorsque le conduit principal atteint la surface (Chapitre 1, Figure 1-15A).

L'emprise en surface d'un volcan de boue pourrait être liée aux différents chemins de migration empruntés par les fluides lors de leur ascension, notamment dans les niveaux plus superficiels où ils se traduiraient par un ou plusieurs centres d'émission fournissant des sorties coalescentes de fluides. L'emprise basale en surface des volcans de la Province Centrale/Orientale du DSMN est plus grande que celle des volcans de boue des prismes d'accrétion. Sans qu'il soit possible d'identifier clairement le niveau de la source des systèmes de volcans de boue en Méditerranée Orientale, l'épaisseur sédimentaire traversée par les fluides depuis leurs zones sources est plus forte dans le DSMN que dans les prismes d'accrétion (excepté dans l'avant-arc). Même si ce point reste encore à tester et démontrer, l'épaisseur de la colonne sédimentaire pourrait présenter un contrôle sur la formation de conduits de circulation multiples. De plus, ce secteur du delta du Nil est caractérisé par une succession de corps sédimentaires de type MTDs et chenaux (principalement au Pléistocène). Certaines caractéristiques (nature des lithologies traversées, minéralogie des argiles, granularité des réservoirs) de la pile sédimentaire pourrait aussi localement influencer la migration des fluides et la formation de conduits multiples. Il en serait de même pour les volcans de boue situés dans l'avant-arc du Prisme d'Accrétion Calabrais, où des morphologies similaires à celle de la Province Centrale du DSMN sont observées (volcan Minerva, Figure 4-3 ; Les différents exemples de volcans de boue aux morphologies complexes de la Figure 5-9). Dans les prismes d'accrétion, l'épaisseur de sédiments d'âge Plio-Quaternaire est moins grande. Pour un même système de volcans de boue, la migration des fluides depuis la couche source serait plus focalisée, conduisant à un nombre plus restreint de centres d'émission en surface. Ceci pourrait expliquer la croissance verticale plutôt que latérale des volcans dans ces secteurs qui tendent vers une forme conique (Figure 5-22).

Au cours du temps, le volcan évoluerait donc d'une phase juvénile avec de multiples expulsions suivant différents conduits associées à des mobilisations de matériel en subsurface, et à des variations spatiales des points d'émissions, à une structure avec une unique colonne source, correspondant à une zone très perturbée, regroupant les différents conduits de boue initiaux.

C'est à la fin du stade 2 et au cours de ce stade 3 du modèle que l'aspect temporel des processus régissant les formes, dimensions et donc stades de vie des volcans de boue est à discuter. En Méditerranée Orientale, l'activité éruptive des volcans de boue semble récente, générale et quasi instantanée au cours du Plio-Quaternaire. A une échelle de temps plus courte mais encore difficilement quantifiable, on note des épisodes d'activité extrusive asynchrones

des édifices visibles sur le fond de mer et imagée par les différences de réflectivité (Chapitre 5, Figure 5-4), mais aussi en profondeur, illustrée par les variations de faciès acoustiques sur les profils sismiques (Chapitre 7, Figure 7-5, Figure 7-7, Figure 7-9). Ces variations d'activité ont été observées également sur d'autres volcans de boue, principalement à terre (Guliyev et Feizullayev, 1998). Au cours de la construction des volcans, les centres d'émissions peuvent migrer dans l'espace sur un périmètre de quelques dizaines de mètres. Certains centres arrêtent leur activité tandis que de nouveaux apparaissent à proximité (Deville, 2009). De plus, en une seule éruption, le système de volcan de boue peut largement modifier la topographie initiale mais aussi modifier très rapidement sa propre morphologie. Par exemple, lors des expulsions violentes, un grand volume de brèches argileuses peut conduire à la formation d'îles éphémères (exemple de Chatham sur la côte Sud de Trinidad, Deville et al., 2006). Le suivi temporel du volcan de boue sous-marin Håkon Mosby pendant 431 jours a montré 25 éruptions qui ont drastiquement modifié sa forme (Feserker et al., 2014). Si l'on peut trouver un phénomène qui est responsable de l'initiation du développement de volcans de boue (facteur déclenchant), leur devenir leur est propre, et indépendant de ce paramètre initiatique. La fréquence d'activité semble être contrôlée par le régime de pression local dans la pile sédimentaire, qui est propre au système des fluides à l'origine des structures extrusives (Chapitre 5, paragraphe 5.).

**L'épaisseur et la nature du domaine intrusif reliant le volcan en surface à sa source (*feeder pipe*) semble être, avec le flux, ce qui contrôle au premier ordre l'expression morphologique de surface. De plus, quel que soit leur durée de vie, leur fréquence d'activité ou leur contexte géologique, les volcans de boue observés tendent tous vers une forme géométrique subcirculaire. Les caractéristiques morphométriques (forme et taille) des volcans de boue dépendent d'une série de facteurs endogènes et exogènes. Les facteurs endogènes sont, les lithologies traversées, la présence d'un ou de plusieurs conduits en profondeur conduisant à différents centres d'émission en surface, la nature des fluides (eau/gaz) et fraction solide (brèches, argiles). Pour les volcans de boue sous-marins, les facteurs exogènes pourraient être les courants de fond océaniques pour lequel il existe très peu d'information.**

L'évolution temporelle des systèmes de volcan de boue est actuellement non maîtrisée. Les phénomènes conduisant à l'évolution des systèmes de volcans de boue semblent se relayer spatialement mais surtout être instantanés. Cette brièveté des phénomènes a été illustrée par l'étude 4D des migrations de fluides pour le champ de Duri en Indonésie pendant 31 mois (Jenkins et al., 1997), ce qui est en soi encore très limité dans le temps d'analyse, et par des

travaux sur une plus longue période (1994 à 2006) en Norvège (Mathisen, 2016). L'approche 4D pourrait être utilisée dans des modélisations analogiques (Mourgues et al., 2012) pour une meilleure compréhension des processus. L'utilisation d'une approche 4D permettrait également de tester la pérennité des morphologies et de savoir si le cycle de formation de volcans de boue se termine par leur disparition suite à des phénomènes érosifs d'ordres divers non encore identifiés. Ces éventuels phénomènes érosifs pourraient expliquer l'apparente rareté des volcans de boue fossiles. Cependant, cette faible présence pourrait être due à la méconnaissance de l'identification de ces morphologies de la part des interpréteurs des campagnes sismiques, qu'ils soient académiques ou industriels. Une autre possibilité tient au fait que l'intérêt de ces morphologies fossiles ne commence qu'à se faire jour et donc leur reconnaissance n'en n'est qu'à ses débuts.

---

## Conclusions générales et perspectives

---

Ce travail de thèse s'articulait autour de trois axes de recherche qui furent de :

- comprendre l'impact du contexte régional et local sur la distribution des volcans de boue et d'identifier leurs relations avec les processus tectoniques et sédimentaires,
- contraindre les différents types de morphologies/architectures associées aux systèmes de volcans de boue, et d'identifier les processus à l'origine de ces diversités,
- comprendre l'origine, les mécanismes de formation et la dynamique temporelle des volcans de boue.

Pour pouvoir répondre aux différentes problématiques de mon doctorat, j'ai réalisé une typologie avancée des volcans de boue, en déterminant des paramètres quantifiables, communs à ces structures. Cette étude novatrice se distingue des travaux antérieurs par l'élaboration d'une nouvelle méthodologie d'analyse, basée sur une approche classique naturaliste couplée à une approche statistique automatisée, portée sur un grand échantillon de volcans présents dans différents contextes géologiques de Méditerranée Orientale. En parallèle de cette étude régionale, et dans le but de coupler les résultats d'analyse de surface à ceux du sous-sol, j'ai réalisé une analyse détaillée de plusieurs exemples de systèmes de volcans de boue en utilisant des données 2D et 3D de sismique réflexion.

L'analyse de détail de la morphologie de surface du fond de mer et la cartographie des échappements de fluides a montré (1) une disparité dans la distribution des types de morphologies de sorties de fluides (*pockmarks*, encroûtement carbonatés et volcans de boue) en Méditerranée Orientale (Chapitre 6) ; (2) un contrôle tectonique ou sédimentaire de leur répartition (Chapitre 6) et (3) une mise en place récente de ces structures (Chapitre 2 et Chapitre 7). Si les volcans de boue sont présents dans les différents contextes géodynamiques de Méditerranée Orientale, les *pockmarks* et encroûtements carbonatés sont majoritairement observés dans le Delta Sous-Marin du Nil (DSMN). Leur répartition spatiale en surface mime des corps sédimentaires enfouis (MTDs et chenaux), localisés dans l'intervalle du Pléistocène.

La méthodologie d'identification et de cartographie automatisée des volcans de boue, développée au cours de cette étude, a permis de mettre en évidence des orientations préférentielles d'alignements de ces structures, systématiquement dans chaque contexte géodynamique de Méditerranée Orientale (marge active et passive). Dans les prismes d'accrétions, l'emplacement des volcans de boue coïncide avec les principales zones de failles actives ou zones de partitionnement de la déformation. La distribution et l'activité récente des volcans de boue suggèrent une relation entre des champs de contrainte actuels, contrôlés par les différents contextes géodynamiques de Méditerranée Orientale et l'initiation du volcanisme de boue. Cependant, ces hypothèses nécessitent d'être contraintes par l'analyse du sous-sol afin d'identifier la nature de ces directions d'alignements (profil de sismique réflexion). S'il existe un lien entre la cinématique de la Méditerranée Orientale et l'initiation des processus de mobilisation sédimentaire, l'identification en fond de mer de la déformation active mais diffuse (zones de transfert) pourrait être révélée grâce à la méthodologie d'identification et de cartographie automatisée des volcans de boue élaborée durant ce travail de thèse (Chapitre 4 et Chapitre 5). Une systématisation de cette méthode, intégrant l'analyse des volcans de boue dans le monde, pourrait être utilisée comme un indicateur de l'état de contrainte régional (équivalent du « *stress indicator* » présenté par Bonini et Mazzarini (2010)). De plus, cette méthodologie pourrait être appliquée à la reconnaissance d'autres expressions sous-marines liées aux échappements de fluides, comme les *pockmarks*.

Cette nouvelle méthode d'analyse des volcans de boue a permis de quantifier les caractéristiques morpho-métriques d'une large population de volcans de boue en Méditerranée Orientale et de comparer ces structures entre elles. Il ressort de l'analyse de ces paramètres que quel que soit le contexte géodynamique (marge active/passive), les volcans de boue de Méditerranée Orientale ont tous la même forme géométrique : un relief topographique positif avec une forme basale sub-circulaire. Leurs morphologies montrent un continuum de formes principalement marquées par des variations de pente et de hauteur des flancs (Chapitre 5). Une analyse détaillée de plusieurs exemples de systèmes de volcans de boue dans la Province Centrale du DSMN en utilisant des données de sismique réflexion 3D a permis de relier des aspects morphologiques de surface des structures et des éléments architecturaux en profondeur (Chapitre 7). Il ressort de ces analyses que l'épaisseur et la nature du domaine intrusif reliant le volcan en surface à sa source semble être, avec le flux, ce qui contrôle au premier ordre l'expression morphologique de surface. Sur la base des caractéristiques morphologiques de surface et de l'observation des architectures profondes de systèmes de volcans de boue, nous

proposons un modèle original de formation de volcans de boue en fond de mer qui montre leur évolution structurale et géométrique. La conception de ce modèle, qui se veut générique, permet de regrouper les paramètres constitutifs d'un système de volcan de boue en trois étapes spatiales, depuis la couche source jusqu'à l'expression superficielle. Cette unicité verticale en profondeur se décline ensuite spatialement à la surface en fonction d'une multitude de processus dépendant de paramètres complexes interagissant entre eux (la profondeur et la nature des sources, nature et épaisseur des lithologies traversées,...) et conditionnant dimensions et forme des volcans de boue en surface. L'évolution temporelle, et donc spatiale en surface de fond de mer ne peut encore être clairement appréhendée, malgré l'utilisation de la réflectivité.

### **Perspectives de recherches**

A l'issue de ce travail, une série de travaux de recherche ciblés sur un certain nombre de problématiques nouvelles issues de cette étude, mais surtout utilisant des approches complémentaires, devront être mises en marche. Plusieurs perspectives de recherches peuvent être proposées :

- le protocole d'analyse morphométrique des volcans de boue doit être amélioré, entre autres par intégration et quantification des données de réflectivité, et d'autres paramètres morphologiques et tectono-sédimentaires non encore pris en compte dans cette étude. Ceci afin de discriminer plus en détail les processus intervenants dans la construction des volcans de boue (analyse à composantes principales).
- l'étude comparative des volcans de boue dans les contextes structuraux effectuée au cours de cette étude est une analyse de premier ordre. Elle doit être poursuivie au second ordre en appliquant la même méthodologie dans les sous domaines définis par l'analyse morpho-bathymétrique.
- cette méthodologie pourrait être appliquée à d'autres zones du globe. Il faudrait ainsi identifier des zones géographiques pour lancer des ateliers de recherche spécifiques (prisme de Makran) permettant de répondre à une ou deux questions (relation sorties de fluides et processus tectono-sédimentaires régionaux) inscrites dans la problématique générale.
- afin d'étudier l'évolution temporelle de ces volcans de boue, des acquisitions bathymétriques et sismiques 4D sur une série de volcans de boue dans des contextes choisis serait utile. Enfin, c'est grâce à l'amélioration des techniques d'acquisition et de résolution sismiques que pourra être abordée l'identification des sources profondes des volcans de boue.

- 
- pour aller plus loin dans l'étude et la valorisation des échantillons des volcans de boue, il conviendrait de cibler judicieusement quelques structures où seraient effectuées une multitude d'analyses complémentaires. Pour cela, les carottes Kullenberg s'avèrent être de faible utilité de par leur pénétration limitée.

---

## Références bibliographiques

---

### A

- Aal, A.A., El Barkouky, A., Gerrits, M., Meyer, H., Schwander, M. and Zaki, H., 2000. Tectonic evolution of the Eastern Mediterranean Basin and its significance for hydrocarbon propectivity in the ultradeep water of Nile Delta. *The Leading Edge*, October 2000, 1082-1102.
- Aharon, P., 1994. Geology and biology of modern and ancient submarine hydrocarbon seeps and vents: An introduction. *Geo-Marine Letters*, 14: 69-73.
- Akhmanov G., 1996. Lithology of mud breccia clasts from the Mediterranean Ridge. *Marine Geology*, 132: 151-164. doi:10.1016/0025-3227(95)00158-1
- Aloisi G., Pierre C., Rouchy J-M., Foucher J-P., Woodside J., and MEDINAUT Scientific Party, 2000. Methane-related authigenic carbonates of eastern Mediterranean Sea mud volcanoes and their possible relation to gas hydrate destabilisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 184: 321-388.
- Aloisi, G., Cita, M.B., and Castradori, D., 2006. Sediment injection in the pit of the Urania Anoxic brine lake (Eastern Mediterranean). *Rend. Fis. Acc. Lincei. S.9*, 17: 243-262.
- Amante, C. and Eakins, B.W., 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. doi:10.7289/V5C8276M
- Amodio-Morelli, L., Bonardi, G., Colonna, V., Dietrich, D., Giunta, G., Ippolito, F., Liguori, V., Lorenzoni, S., Paglionico, A., Perrone, A., Piccaretta, G., Russo, M., Scandone, P., Zanettin-Lorenzoni, E. and Zuppetta, A., 1976. L'arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico-Maghrebide. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 17: 1-60.
- Andresen, K.J., Huuse, M., and Clausen, O.R., 2008. Morphology and distribution of Oligocene and Miocene pockmarks in the Danish North Sea - implications for bottomcurrent activity and fluid migration. *Basin Research*, 20: 445-466. doi: 10.1111/j.1365-2117.2008.00362.x
- Andresen, K.J., and Huuse, M., 2011. 'Bulls-eye' pockmarks and polygonal faulting in the Lower Congo Basin: Relative timing and implications for fluid expulsion during shallow burial. *Marine Geology*, 279: 111-127. doi:10.1016/j.margeo.2010.10.016
- Anka, Z., Berndt, C., and Gay, A., 2012. Hydrocarbon leakage through focused fluid flow systems in continental margins. *Marine Geology*, 332/334: 1-3. doi:10.1016/j.margeo.2012.10.012
- Antonielli, B., Monserrat, O., Bonini, M., Righini, G., Sani, F., Luzi, G., Feyzullayev A.A., and Aliyev, C.S., 2014. Pre-eruptive ground deformation of Azerbaijan mud volcanoes detected through satellite radar interferometry (DInSAR). *Tectonophysics*, 637: 163-177.
- Argus, D.F., Gordon, R.G., De Mets, C., and Stein, S., 1989. Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. *Journal of Geophysical Research*, 94: 5585-5602.
- Arhangelski, A., 1932. Some words about genesis of mud volcanoes on the Apsheron peninsula and Kerch-Taman area. *Bull. MOIP, Ser. Geol.*, 3(3): 269-285 (in Russian).
- Arsenikos, S., 2014. Tectonic evolution and structure of the Cyrenaica margin, Libya (East Mediterranean). Thèse de doctorat, Université de Cergy-Pontoise, 350 pp.
- Augustin, J.M., Le Suave, R., Lurton, X., Voisset, M., Dugelay, M., and Satra, C., 1996. Contribution of multibeam acoustic imagery to the exploration of the sea-bottom. *Marine Geophysical Research*, 18: 459-486.

### B

- Badawy, A., and Horvath, F., 1999a. The Sinai subplate and tectonic evolution of the northern Red Sea region. *Journal of Geodynamics*, 27: 433-450.
- Badawy, A., 2001. Status of the crustal stress in Egypt as inferred from earthquake focal mechanisms and borehole breakouts. *Tectonophysics*, 343: 49-61.
- Baraza, J., Ercilla, G., and Nelson, C.H., 1999. Potential geologic hazards on the eastern Gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Marine Geology*, 155: 191-215.
- Barsoum, K., Della Martera, M., and Menardi Noguera, A., 2000. Gas chimneys in the Nile delta slope and gas fields occurrence, in EAGE Conference on Geology and Petroleum Geology, St Julians, Malta.
- Barton, C.A., Zoback, M.D., and Moos, D., 1995. Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock. *Geology*, 23 : 683-686.
- Bayon, G., Loncke, L., Dupré, S., Caprais, J-C., Ducassou, E., Duperron, S., Etoubleau, J., Foucher, J-P., Fouquet, Y., Gontharet, S., Henderson, G.M., Huguen, C., Klaucke, I., Mascle, J., Migeon, S., Olu-Le Roy K., Ondréas, H., Pierre C., Sibuet, M., Stadnitskaia, A., and Woodside J., 2009. Multi-disciplinary investigation of fluid seepage on an unstable margin: the case of the Central Nile deep sea fan. *Marine Geology*, 261(1-4): 92-104. doi:10.1016/j.margeo.2008.10.008
- Bayon, G., Dupré, S., Ponzevera, E., Etoubleau, J., Chéron, S., Pierre, C., Mascle, J., Boetius, A., de Lange, G.J., 2013. Formation of carbonate chimneys in the Mediterranean Sea linked to deep-water oxygen depletion. *Nature Geosciences*, 6: 755-760. doi:10.1038/ngeo1888.
- Belderson, R.H., Kenyon, N.H., and Stride, H., 1978. Local submarine salt-karst formation on the Hellenic Outer Ridge, eastern Mediterranean. *Geology*, 6: 716-720.
- Bellaiche, G., Zitter, T., Droz, L., Gaullier, V., Mart, Y., Mascle, J., and e.l.é.s. embarquée, 1999. Le cône sous-marin profond du Nil: principaux résultats de la campagne "Prismed II" du N.O. "l'Atalante", C. R. Acad. Sc. Paris, 329 : 727-733.
- Bellaiche, G., Loncke, L., Gaullier, V., Mascle, J., Courp, T., Moreau, A., Radan, S., and Sardou, O., 2001. Le cône sous-marin du Nil et son réseau de chenaux profonds: nouveaux résultats (campagne Fanil). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 333: 399-404.
- Belleville, M., 2012. Analyse des processus sédimentaires et élaboration d'un modèle architectural à partir de sismique 3D : exemple de la province centrale de la marge nilotique (Egypte). Mémoire d'Ingénieur Géologue, n°507, 100 p., 68 fig., 16 annexes, 1 CD.
- Ben-Avraham, Z., Tibor, G., Limonov, A.F., Leybov, M.B., Ivanov, M.K., Tokarev, M.Yu. and Woodside, J.M., 1995. Structure and tectonics of the eastern Cyprian Arc. *Marine and Petroleum Geology*, 12(3): 263-271.
- Benkhelil, J., Bayerly, M., Branchoux, S., Courp, T., Gonthier, E., Hübscher, C., Maillard, A., and Tahchi, E., 2005. La branche orientale de l'arc de Chypre. Morphostructure d'une frontière de plaques d'après les résultats de la campagne BLAC (2003). *Comptes Rendus Geoscience*, 337(12) : 1075-1083. doi:10.1016/j.crte.2005.05.002.
- Bentham, P., Pasley, M., and Birt, C., 2006. The style and timing of mud volcanism in the offshore Nile Delta, Egypt. In: *Abstr Vol AAPG/GSTT Hedberg Conf Mobile Shale Basins - Genesis, Evolution and Hydrocarbon Systems*, 4-7 June 2006, Port of Spain, Trinidad & Tobago.
- Berndt, C., 2005. Focused fluid flow in passive continental margins. *Philos. Trans. Roy. Soc. A: Math., Phys. Eng. Sci.*, 363: 2855-2871.
- Biju-Duval, B., Letouzey, J., and Montadert, L., 1978. Variety of margins and deep basins in the Mediterranean. *AAPG Memoirs*, 29: 293-317.
- Biju-Duval, B., LeQuellec, P., Mascle, A., Renard, V., and Valery, P., 1982. Multibeam bathymetric survey and high resolution seismic investigation on the Barbados Ridge Complex (Eastern Caribbean): a key to the knowledge and interpretation of an accretionary wedge. *Tectonophysics*, 86: 275-304.
- Bleschschmidt, G., Cita, M.B., Mazzei, R., and Salvatorini, G., 1982. Stratigraphy of the western Mediterranean Ridge and southern Calabrian Ridge, Eastern Mediterranean (USA/Italy Coblestone Project). *Marine Micropaleontology*, 7: 101-134.
- Boe, R., Rise, L., and Ottesen, D., 1998. Elongate depressions on the southern slope of the Nowegian trench (Skagerrak): morphology and evolution. *Marine Geology*, 146: 191-203.
- Boetius, A., Ravensschlag K., Schubert C.J., Rickert D., Widdel F., Gieseke A., Amann R., Jørgensen B.B., Witte U., and Pfannkuche O., 2000. A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. *Nature*, 407: 623-626.

- Bohnenstiehl, D., Howell, J.K., White, S.M., and Hey, R.N., 2012. A modified basal outlining algorithm for identifying topographic highs from gridded elevation data, Part 1: Motivation and methods. *Computers and Geosciences*, 49: 308-314.
- Bohrmann, G., Alvarez, R., Biller, T., Buchheister, S., Büttner, H., Canoni, O., Dehning, K., Ferreira, C., Geprägs, P., Heinken, S., Hüttich, D., Johansen, C., Klar, S., Klüber, S., Leymann, T., Mai, H.A., Marcon, Y., Mary, F., Meinecke, G., Menapace, W., Nowald, N., Pape, T., Praeg, D., Raeke, A., Rehage, R., Renken, J., Reuter, C., Rohleder, C., Römer, M., Sahling, H., Sans i Coll, C., Schade, T., Seiter, C., Spalek, P., Spiesecke, U., Tamborrino, L., Torres, M., von Wahl, T., Wiebe, M., Wintersteller, P., Zarrouk, M., 2015. Report and preliminary results of R/V Meteor cruise m112 dynamic of mud volcanoes and seeps in the calabrian accretionary prism, Ionian sea. Catania (Italy) – Catania (Italy) november 6 – december 15, 2014, 228 pp.
- Bonini, M., 2007. Interrelations of mud volcanism, fluid venting, and thrust-anticline folding: Examples from the external northern Apennines (Emilia-Romagna, Italy). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112 (B8).
- Bonini, M., and Mazzarini, F., 2010. Mud volcanoes as potential indicators of regional stress and pressurized layer depth. *Tectonophysics*, 494 : 32-47.
- Bowman, S.A., 2012. A comprehensive review of the Msc facies and their origins in the offshore sirt Basin, libya. *Petroleum Geoscience*, 18: 457-469. doi: 10.1144/petgeo2011-070.
- Brosolo L., Mascle J., and Loubrieu B., 2012. Morpho-Bathymetry of the Mediterranean Sea. Publication de la Commission de la Carte Géologique du Monde, CCGM/UNESCO, Paris.
- Brown, K.M., 1990. The nature and hydrogeologic significance of mud diapirs and diatremes for accretionary systems. *Journal of Geophysical Research*, 95(B6): 8969-8982.
- Brun, J. P., and Sokoutis, D., 2010. 45 m.y. of Aegean crust and mantle flow driven by trench retreat. *Geology*, 38(9): 815-818. doi:10.1130/G30950.1

## C

- Caine, J.S., Bruhn, R.L., & Forster, C.B., 2010. Internal structure, fault rocks, and inferences regarding deformation, fluid flow, and mineralization in the seismogenic Stillwater normal fault, Dixie Valley, Nevada. *Journal of Structural Geology*, 32 : 1576-1589.
- Caméra, L., Ribodetti, A., Mascle, J., 2010. Deep structures and seismic stratigraphy of the Egyptian continental margin from multichannel seismic data. In: Homberg, C., and Bachmann, M., (eds), 2010. Evolution of the Levant margin and Western Arabia platform since the Mesozoic. Geological society, London, Special Publications, 341: 26-38.
- Camerlenghi, A., McCoy, F., 1990. Physiography and structure of Bacino Bannock (Eastern Mediterranean). *Geo-Marine Letters* 10: 23-30.
- Camerlenghi A., Cita M.B., Hieke W., and Ricchiuto T., 1992. Geological evidence for mud diapirism on the Mediterranean Ridge accretionary complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 109: 493-504. doi:10.1016/0012-821X(92)90109-9
- Camerlenghi A., Cita M.B., Della Vedova B., Fusi N., Mirabile L., and Pellis G., 1995. Geophysical evidence of mud diapirism on the Mediterranean Ridge accretionary complex. *Marine Geophysical Research*, 17: 115-141. doi:10.1007/BF01203423
- Camerlenghi, A., and Pini, G.A., 2009. Mud volcanoes, olistostromes and Argille scagliose in the Mediterranean region. *Sedimentology*, 56(1): 319-365.
- Capozzi, R., Artoni, A., Torelli, L., Lorenzini, S., Oppo, D., Mussoni, P., Polonia, A., 2012. Neogene to Quaternary tectonics and mud diapirism in the Gulf of Squillace (Crotona-Spartivento Basin, Calabrian Arc, Italy). *Marine Petroleum Geology* 35: 219-234.
- Cartwright, J.A., Huuse, M. and Aplin, A. 2007. Seal bypass systems. *AAPG Bulletin*, 91: 1141-1166. doi: 10.1306/04090705181
- Cartwright, J.A., James, D., Huuse, M., Vetel, W., Hurst, A., 2008. The geometry and emplacement of conical sandstone intrusions. *Journal of Structural Geology*, 30: 854-867.

- Cavazza, W., and De Celles, P.G., 1998. Upper Messinian siliciclastic rocks in southeastern Calabria (southern Italy): Palaeotectonic and eustatic implications for the evolution of the central Mediterranean region. *Tectonophysics*, 298: 223–241.
- Ceramicola, S., Praeg, D., Monteys, X., Unnithan, V., Wardell, N., Cova, A., Garziglia, S., and OGS Explora Scientific Party, 2006. Mud volcanism discovered on the Calabrian Arc: (OGS-Explora Cruise HERMES-HYDRAMED IONIO 2005). Presented at the HERMES First Annual Meeting, Majorca.
- Ceramicola, S., Praeg, D., Cova, A., Accettella, D., and Zecchin, M., 2014. Seafloor distribution and last glacial to postglacial activity of mud volcanoes on the Calabrian accretionary prism, Ionian Sea. *Geo-Marine Letters*, 34: 111-129. doi:10.1007/s00367-013-0354-y
- Chamot-Rooke, N., and Rabaute, A., 2006. Plate tectonics from space. Commission for the Geological Map of the World (CGMW) & Unesco, 1 sheet : 99x67 cm, 1:50.000.000 scale.
- Chamot-Rooke, N., Rangin, C., Le Pichon, X., and Dotmed Working Group, 2005. DOTMED: A synthesis of deep marine data in the eastern Mediterranean, *Mémoire de la Société Géologique de France*, 177(64): 64 pp.
- Chamot-Rooke, N., Rabaute, A., and Kreemer, C., 2005. Western Mediterranean Ridge mud belt correlates with active shear strain at the prism-backstop geological contact. *Geology*, 33: 861-864.
- Channell, J.E.T., 1996. Palaeomagnetism and palaeogeography of Adria. In: Morris, A., and Tarling, D.H., (eds.). *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*. Geological Society, Special Publication, 105: 119-132.
- Charlou J.L., Donval J.P., Zitter T., Roy N., Jean-Baptiste P., Foucher J.P., Woodside J., and MEDINAUT Scientific Party, 2003. Evidence of methane venting and geochemistry of brines on mud volcanoes of the eastern Mediterranean Sea. *Deep-Sea I: Oceanographic Research Papers*, 50(8): 941-958. doi:10.1016/S0967-0637(03)00093-1
- Chaumillon, E., 1995. Structure de la Ride Méditerranéenne: apports de la sismique multitrace. Thèse de troisième cycle thesis, Pierre et Marie Curie (Paris 6).
- Chaumillon, E., Mascle, J., and Hoffmann, J., 1996. Deformation of the western Mediterranean Ridge: importance of Messinian evaporitic formations. *Tectonophysics*, 263: 163-190.
- Christodoulou, D., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., Masson, M., 2003. Active seepage in two contrasting pockmark fields in the Patras and Corinth gulfs, Greece. *GeoMarine. Letters*. 23: 194–199. doi:10.1007/s00367-0063-0151-0
- Cifçi, G., Limonov, A., Dimitrov, L., and Gainanov, V., 1997. Mud volcanoes and Dome-Like Structures at the eastern Mediterranean Ridge. *Marine Geophysical Researches*, 19: 421-438.
- Cita, M.B., Ryan, W.B.F., and Pagi, L., 1981. Prometheus mud breccia: an example of shale diapirism in the Western Mediterranean Ridge. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, 30: 543-557.
- Cita, M.B., Broglia, C., Malinverno, A., Spezzibottiani, G., Tomadin, L., and Violanti, D., 1982. Late quaternary pelagic sedimentation on the southern Calabrian Ridge and western Mediterranean Ridge, eastern Mediterranean. *Marine Micropaleontology*, 7: 135-162.
- Cita, M.B., Camerlenghi, di A., Erba, E., McCoy, F.W., Castradori, D., Cazzani, A., Guasti, G., Giambastiani, M., Lucchi, R., Nolli, V., Pezzi, G., Redaelli, M., Rizzi, E., Torricelli, S., and Violanti, D., 1989. Discovery of mud diapirism on the Mediterranean Ridge. A preliminary report. *Bool. Soc. Geol. It.*, 108: 537-543.
- Cita, M.B., and Camerlenghi, A., 1990. The Mediterranean Ridge as an accretionary prism in collisional context. *Memorie della Società Geologica Italiana* 45: 463-480.
- Cita, M.B., Woodside J.M., Ivanov M., Kidd R.B., Limonov A.F., and Shipboard Scientists Cruise TTR-3, Leg 2, 1994. Fluid venting, mud volcanoes and mud diapirs in the central Mediterranean ridge. *Rend Fis Acc Lincei* 5(2): 159-169. doi:10.1111/j.1365-3121.1995.tb00541.x
- Cita, M.B., Erba E., Lucchi R., Pott M., Van Der Meer R., and Nieto L., 1996a. Stratigraphy and sedimentation in the Mediterranean Ridge diapiric belt. *Marine Geology*, 132: 131-150. doi:10.1016/0025-3227(96)00157-0
- Cita, M.B., Ivanov M.K., and Woodside J.M., 1996b. The Mediterranean ridge Diapiric belt. *Marine Geology*, 132(1): 1-6. doi:10.1016/0025-3227(95)00149-2
- Coleman, D., and Ballard, R., 2001. A highly concentrated region of cold hydrocarbon seeps in the southeastern Mediterranean Sea. *Geo-Marine Letters*, 21: 162-167. doi:10.1007/s003670100079

- Coleman, D. F., Austin, J. A., Ben-Avraham, Z., Makowsky, Y., and Tchernov, D., 2012. Seafloor pockmarks, deepwater corals, and cold seeps along the continental margin of Israel. *Oceanography, Suppl.*, 25: 40–41.
- Colletta, B., Le Quellec, P., Letouzey, J., and Moretti, I., 1988. Longitudinal evolution of the Suez rift structure (Egypt). *Tectonophysics*, 153: 221-233.
- Courtillot, V., Armijo, R., and Tapponnier, P., 1987. The Sinai triple junction revisited. *Tectonophysics*, 141: 181-190.
- Coste, M., 2014. Les processus sédimentaires, depuis la pente continentale jusqu'au bassin, en contexte de tectonique active : analyse comparée entre la Marge Calabro-Ionienne et la Marge Ligure durant les derniers 5 Ma. Thèse, Université de Nice.
- Cronin, B.T., Ivanov, M.K., Limonov, A.F., Egorov, A., Akhmanov, G.G., Akhmetjanov, A.M., and Kozlova, E., 1997. New discoveries of mud volcanoes on the eastern Mediterranean Ridge. *Journal of the Geological Society* 154: 173-182.
- Curewitz, D., and Karson, J. A., 1997. Structural settings of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 79 : 149-168.

## D

- D'Agostino, N., and Selvaggi, G., 2004. Crustal motion along the Eurasia-Nubia plate boundary in the Calabrian Arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements. *Journal of Geophysical Research*, 109(b11402).
- D'Agostino, N., Avallone, A., Cheloni, D., D'Anastasio, E., Mantenuto, S., and Selvaggi, G., 2008. Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 113(B12).
- Dahlmann, A., and de Lange, G.J., 2003. Fluid-sediment interactions at Eastern Mediterranean mud volcanoes: a stable isotope study from ODP Leg 160. *Earth Planetary Science Letters*, 212: 377–391.
- Dano, A., Praeg, D., Augustin, J., Ceramicola, S., Ketzer, M., Augustin, A.H., Ducassou, E., Mascle, J., 2014. Fluid Seepage in Relation to Seabed Deformation on the Central Nile Deep-Sea Fan , Part 1 : Evidence from Sidescan Sonar Data, 129–139. doi:10.1007/978-3-319-00972-8
- Davies, R., and Stewart, S.A., 2005. Emplacement of giant mud volcanoes in the south Caspian Basin: 3D seismic reflection imaging of their root zones. *Journal of the Geological Society, London*, 162: 1-4.
- Davies, R. J., Huuse, M., Hirst, P., Cartwright, J., and Yang, Y., 2006. Giant clastic intrusions primed by silica diagenesis. *Geology*, 34: 917-920. doi: 10.1130/G22937A.1
- De Capitani, L., and Cita, M.B., 1996. The “marker-bed” of the Mediterranean Ridge diapiric belt: geochemical characteristics. *Marine Geology*, 132: 215-225.
- De Vogdd, B., Truffert, C., Chamot-Rooke, N., Huchon, P., Lallemand, S., and Le Pichon, X., 1992. Two-ship deep seismic sounding in the basins of the Eastern Mediterranean Sea (Pasiphae cruise). *Geophysical Journal International*, 109: 536-552.
- DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., and Stein, S., 1990. Current plate motion. *Geophysical Journal International*, 101: 425-478.
- Deville, E., Battani A., Griboulard R., Guerlais S., Herbin J.P., Houzay J.P., Muller C., and Prinzhofer A., and 2003a. Mud volcanism origin and processes: New insights from Trinidad and the Barbados Prism. In: Van Rensbergen, P., Hillis, R.R., Maltman, A.J., and Morley, C., (eds.). *Subsurface Sediment Mobilization*. Geological Society, London, Special Publications, 216: 475-490.
- Deville, E., Mascle A., Guerlais S.-H., Decalf C., and Colletta B., 2003b. Lateral changes of frontal accretion and mud volcanism processes in the Barbados accretionary prism. In: Bartolini, C., Buffler, T., and Blickwede, J.F, (eds.). *AAPG Memoirs*, 79(30): 1-19.
- Deville, E., Battani A., Callec Y., Guerlais S-H., Mascle A., Prinzhofer A., Schmitz J., and Lallemand S., 2004. Processes of Mud Volcanism and Shale Mobilization: A Structural, Thermal and Geochemical Approach in the Barbados-Trinidad Compressional System: 24th Annual GCCSEPM foundation, Bob F. Perkins Conference, 514-527.

- Deville, E., Guerlais S.-H., Callec Y., Griboulard R., Huyghe P., Lallemand S., Mascle A., Noble M., and Schmitz J., 2006. Liquefied vs stratified sediment mobilization processes: insight from the south of the Barbados accretionary prism. *Tectonophysics*, 428(1/4): 33-47. doi:10.1016/j.tecto.2006.08.011
- Deville, E., 2009. Mud volcano systems. *Volcanoes: Formation, Eruptions and modeling*. Nova Science Publishers, Inc., pp. 95-126
- Deville, E. and Guerlais, S.-H., 2009. Cyclic activity of mud volcanoes: evidences from Trinidad (SE Caribbean). *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1681-1691. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2009.03.002
- Deville, E., Guerlais, S.-H., Lallemand, S., and Schneider, F., 2010. Fluid dynamics and subsurface sediment mobilization processes: an overview from Southeast Caribbean: Fluid dynamics and subsurface sediment mobilization processes. *Basin Research*, (22): 361-379. doi:10.1111/j.1365-2117.2010.00474.x
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P. and Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123(1-4): 241-315.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Torco, E., Hutton, D.H.W., and Knott S.D., 1989. Kinematics of the Western Mediterranean, in *Alpine tectonics*, edited by M. P. Coward, D. D. Dietrich and R. G. Park, Geological Society Special Publication, pp. 265-283
- Dia, A.N., Castrec-Rouelle M., Boulègue J., and Comeau P., 1999. Trinidad mud volcanoes: where do the expelled fluids come from ?. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 1023-1038.
- Dimitrov, L.I., 2002. Mud volcanoes - the most important pathway for degassing deeply buried sediments. *Earth-Science Reviews*, 59: 49-76. doi:10.1016/S0012-8252(02)00069-7
- Dimitrov, L., Woodside, J., 2003. Deep sea pockmark environments in the eastern Mediterranean. *Marine Geology* 195(1/4): 263-276.
- Dixon, J.E., and Robertson, A.H.F., 1984. The geological evolution of the Eastern Mediterranean. *Special Publication - Geological Society* 17: 824 pp.
- Dolson, J.C., Shann, M.V., Matbouly, S.I., Hammouda, H. and Rashed, M.R., 2000. Egypt in the twenty-first century: petroleum potential in offshore trends. *Georabia*, 6: 221-230.
- Dolson, J.C., Boucher, P.J., Siok, J. and Heppard, P.D., 2005. Key challenges to realizing full potential in an emerging giant gas province: Nile Delta/Mediterranean offshore, deep water, Egypt. In: Dore, A.G., and Vinnig, B.A., (eds.). *Petroleum Geology: North-West Europe and Global Perspectives Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference*, 607-624 pp. Petroleum Geology Conferences Ltd. Published by the Geological Society, London.
- Dupré, S., Woodside, J., Foucher, J.-P., de Lange, G., Mascle, J., Boetius, A., Mastalerz, V., Stadnitskaia, A., Ondreas, H., Huguen, C., Harmegnies, F., Gontharet, S., Loncke, L., Deville, E., Niemann, H., Omeregic, E., Olu-Le Roy, K., Fiala-Medioni, A., Dählmann, A., Caprais, J.-C., Prinzhofer, A., Sibuet, M., Pierre, C., and Damsté, J.S., 2007. Seafloor geological studies above active gas chimneys off Egypt (Central Nile Deep Sea Fan). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 54, 1146-1172. doi:10.1016/j.dsr.2007.03.007
- Dupré, S., Buffet, G., Mascle, J., Foucher, J.-P., Gauger, S., Boetius, A., Marfia, C., and the AsterX AUV Team, the Quest ROV Team, the BIONIL Scientific Party, 2008. High-resolution mapping of large gas emitting mud volcanoes on the Egyptian continental margin (Nile Deep Sea Fan) by AUV surveys. *Marine Geophysical Research*, 29(4): 275-290. doi:10.1007/s11001-009-9063-3
- Dupré S., Woodside J., Klauke I., Mascle J., and Foucher J.-P., 2010. Widespread active seepage activity on the Nile Deep Sea Fan (offshore Egypt) revealed by high-definition geophysical imagery. *Marine Geology*, 275(1-4): 1-19. doi:10.1016/j.margeo.2010.04.003
- Dupré, S., Mascle, J., Foucher, J.P., Harmegnies, F., Woodside, J., Pierre, C., 2014. Warm brine lakes in craters of active mud volcanoes, Menes caldera off NW Egypt: Evidence for deep-rooted thermogenic processes. *Geo-Marine Lett.* 34, 153-168. doi:10.1007/s00367-014-0367-1
- Dupré, S., C. Scalabrin, C. Grall, J.-M. Augustin, P. Henry, A. M. C. Şengör, N. Görür, M. N. Çağatay, and L. Géli (2015), Tectonic and sedimentary controls on widespread gas emissions in the Sea of Marmara: Results from systematic, shipborne multibeam echo sounder water column imaging. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, doi:10.1002/2014JB011617.

Duronio, P., Dakshe, A., & Bellini, E., 1991. Stratigraphy of the offshore Cyrenaica (Libya). *The Geology of Libya*, 4 : 1589-1620.

## E

Eichhubl, P., Greene, H.G., Naehr, T., and Maher, N., 2000. Structural control of fluid flow: offshore fluid seepage in the Santa Barbara Basin, California. *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70: 545-549.

Emeis K.C., Robertson A.H.F., Richter C. et al. (eds.), 1996. Proc ODP, Init Repts 160. Ocean Drilling Program, College Station, TX. doi:10.2973/odp.proc.ir.160.1996.

Etioppe, G., and Martinelli, G., 2009. “Pieve Santo Stefano” is not a mud volcano: Comment on “Structural controls on a carbon dioxide-driven mud volcano field in the Northern Apennines”(by Bonini, 2009). *Journal of Structural Geology*, 31 : 1270-1271.

Etioppe, G., Feyzullayev, A., Milkov, A., Waseda, A., Mizobe, K., and Sun, C.H., 2009. Evidence of subsurface anaerobic biodegradation of hydrocarbons and potential secondary methanogenesis in terrestrial mud volcanoes. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1692-1703.

Euillades, L.D., Grosse, P., and Euillades, P.A., 2013. NETVOLC: An algorithm for automatic delimitation of volcano edifice boundaries using DEMs. *Computers & Geosciences*, 56: 151-160. doi:10.1016/j.cageo.2013.03.011

Evans, J.P., Forster, C. B., and Goddard, J.V., 1997. Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 19(11), 1393-1404.

Evans, R.J., Stewart, S.A. and Davies, R.J., 2007. Phase-reversed seabed reflections in seismic data: examples related to mud volcanoes from the South Caspian Sea. *Geo-Marine Letters*, 27: 203-212. doi: 10.1007/s00367-007-0073-3.

Evans, R.J., Stewart, S.A. and Davies, R.J., 2008. The structure and formation of mud volcano summit calderas. *Journal of the Geological Society, London*, 165: 769-780. doi: 10.1144/0016-76492007-118

## F

Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., and Rossetti, F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the central Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 145(3): 809-820. doi:10.1046/j.0956-540x.2001.01435.x

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., and Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23(TC1012). doi:10.1029/2002TC001488

Fader, G.B.J., 1991. Gas-related sedimentary features from the eastern Canadian continental shelf. *Continental Shelf Research*, 11: 1123-1153.

Ferrand, J., 2007. Dynamique des systèmes de volcans de boue. Thèse de doctorat de 3ème cycle. Université Pierre et Marie Curie. Paris. 357 pp.

Feseker, T., Dählmann A., Foucher J-P., and Harmegnies F., 2009. In-situ sediment temperature measurements and geochemical porewater data suggest highly dynamic fluid flow at Isis mud volcano, eastern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 261: 128-137. doi:10.1016/j.margeo.2008.09.003

Feseker, T., Brown, K.R., Blanchet, C., Scholz, F., Nuzzo, M., Reitz, A., Schmidt, M., and Hensen, C., 2010. Active mud volcanoes on the upper slope of the western Nile deep-sea fan—first results from the P362/2 cruise of R/V Poseidon. *Geo-Marine Letters*, 30(3/4): 169-186. doi:10.1007/s00367-010-0192-0

Feseker, T., Boetius, A., Wenzhöfer, F., Blandin, J., Olu, K., Yoerger, D. R., Camilli, R., German, C.R., and de Beer, D., 2014. Eruption of a deep-sea mud volcano triggers rapid sediment movement. *Nature Communication*, 5: 5385. doi:10.1038/ncomms6385

Finetti, I., Lentini, F., Carbone, S., Del Ben, A., Di Stefano, A., Forlin, E., Guarnieri, P., Pipan, M., Prizzon, A. 2005. Geological outline of Sicily and Lithospheric tectono-dynamics of its Tyrrhenian margin from new CROP seismic data. In: Finetti IR (ed) CROP Project: deep seismic exploration of the Central Mediterranean and Italy. *Atlases in Geoscience*, 1: 75–155.

Flood, R.D., 1984. Side scan targets in Lake Superior - evidence for bedforms and sediment transport. *Sedimentology*, 31: 311-333.

- Floodgate, G.D., and Judd, A.G., 1992. The origins of shallow gas. *Continental Shelf Research*, 12(10): 1145-1156.
- Foucher, J-P., Westbrook, G.K., Boetius, A., Ceramicola, S., Dupré, S., Mascle, J., Mienert, J., Pfannkuche O., Pierre C., and Praeg D., 2009. Structure and drivers of hydrocarbon seep ecosystems in the European seas: An overview from HERMES results. *Oceanography*, 22(1): 92-109. doi:10.5670/oceanog.2009.11
- Fowler, S.R Mildenhall, J., Zalova, S., Riley, G., Elsley, G., Desplanques, A., and Guliyev, F.. 2000. Mud volcanoes and structural development on Shah Deniz. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 28:189-206.
- Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.C., Blanpied, C. and Ringenbach, J.C., 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics*, 30: TC3002. doi:10.1029/2010TC002691
- Fruehn, J., Reston, T., von Huene, R., Bialas, J., 2002. Structure of the Mediterranean Ridge accretionary complex from seismic velocity information. *Marine Geology* 186(1–2): 43–58.
- Fusi, N., and Kenyon, N.H., 1996. Distribution of mud diapirism and other geological structures from long-range sidescan sonar (GLORIA) data, in the Eastern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 132: 21-38. doi:10.1016/0025-3227(95)00151-4

## G

- Galindo-Zaldivar J., Nieto L., and Woodside J., 1996. Structural features of mud volcanoes and the fold system of the Mediterranean Ridge, south of Crete. *Marine Geology*, 132: 95-112. doi:10.1016/0025-3227(96)00155-7
- Gallais, F., Gutscher, M.A., Graindorge, D., Chamot-Rooke, N. and Klaeschen, D., 2011. A Miocene tectonic inversion in the Ionian Sea (Central Mediterranean): evidence from multi-channel seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 116, B12108. doi:10.1029/2011JB008505.
- Gallais, F., Gutscher, M.A., Graindorge, D. and Klaeschen, D., 2012. Two-stage growth of the Calabrian accretionary wedge in the Ionian Sea (Central Mediterranean): Constraints from depth migrated multi-channel seismic data. *Marine Geology*, 326–328: 28–45.
- Garfunkel, Z., and Bartov, Y., 1977. The tectonics of the Suez rift. *Geological Survey of Israel Bulletin* 71, 44 pp.
- Garfunkel Z., 1998. Constrains on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin. *Tectonophysics* 298, 5–35. doi: 10.1016/S0040-1951(98)00176-0
- Garfunkel, Z., 2004. Origin of the Eastern Mediterranean basin: A reevaluation. *Tectonophysics* 391, 11–34. doi:10.1016/j.tecto.2004.07.006
- Gaullier, V., Mart, Y., Bellaiche, G., Mascle, J., Vendeville, B.C., Zitter, T., Benkhelil, J., Buffet, G., Droz, L., Ergun, M., Huguen, C., Kopf, A., Levy, R., Limnov, A., Shaked, Y., Volkonskaia, A., Woodside, J.M., Prised II Second Leg Scientific Party France, 2000. Salt tectonics in and around the Nile deep-sea fan; insights from the PRISMED II cruise. *Geological society, London, Special Publications*, 174 : 111–129.
- Gay, A., 2002. Les marqueurs géologiques de la migration et de l'expulsion des fluides sédimentaires sur le plancher des marges passives matures. Exemple dans le bassin du Congo. Thèse de doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle. Université de Lille. Lille. 217 pp.
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., and Sermondadaz, G., 2004. Polygonal faults-furrows system related to early stages of compaction - Upper Miocene to present sediments of the Lower Congo Basin. *Basin Research*, 16: 101-116.
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Levaché, D., Sermondadaz, G., and Séranne, M., 2006a. Evidence of early to late fluid migration from an upper Miocene turbiditic channel revealed by 3D seismic coupled to geochemical sampling within seafloor pockmarks, Lower Congo Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 23: 387-399.
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Séranne, M., Levaché, D., and Sermondadaz, G., 2006b. Isolated seafloor pockmarks linked to BSR's, fluid chimneys, polygonal faults and stacked Oligocene-Miocene turbiditic palaeochannels in the Lower Congo Basin. *Marine Geology*, 226: 25-40.
- Gay, A., Lopez, M., Bernt, C., and Séranne, M., 2007. Geological controls on focused fluid flow associated with seafloor seeps in the Lower Congo Basin. *Marine Geology*, 244: 68-92.

- Gay, A., Mourgues, R., Berndt, C., Bureau, D., Planke, S., Laurent, D., Gautier, S., Lauer, C., and Loggia, D., 2012. Anatomy of a fluid pipe in the Norway Basin: initiation, propagation and 3D shape. *Marine Geology*, 332/334: 147-157.
- German, CR., Ramirez-Llodra, E., Baker, M.C., Tyler, PA., and the ChEss Scientific Steering Committee. 2011. Deep-Water Chemosynthetic Ecosystem Research during the Census of Marine Life Decade and Beyond: A Proposed Deep-Ocean Road Map. *PLoS ONE* 6(8): e23259. doi:10.1371/journal.pone.0023259
- Geprägs, P., 2016. Methane environment around cold seeps – examples from Antarctica and The Mediterranean. Thèse, Breme, 141 pp.
- Ginsburg, G.D., and Soloviev, V.A., 1994. Mud volcano gas hydrates in the Caspian Sea. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 41 : 95-100.
- Giresse, P., Loncke, L., Huguen, C., Muller, C., and Mascle, J., 2010. Nature and origin of sedimentary clasts associated with mud volcanoes in the Nile deep-sea fan, Relationships with fluid venting. *Sediment Geology*, 228: 229-245. doi:10.1016/j.sedgeo.2010.04.014
- Graue, K., 2000. Mud volcanoes in deep water Nigeria. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 959-974. doi: 10.1016/S0264-8172(00)00016-7.
- Gontharet, S., Pierre, C., Blanc-Valleron, M.M., Rouchy, J.M., Fouquet, Y., Bayon, G., Foucher, J.P., Woodside, J., Mascle, J., 2007. Nature and origin of diagenetic carbonate crusts and concretions from mud volcanoes and pockmarks of the Nile deep-sea fan (eastern Mediterranean Sea). *Deep Sea Res II Topical Studies Oceanogr*, 54(11/13): 1292–1311.
- Grosse, P., van Wyk de Vries, B., Euillades, P.A., Kervyn, M., and Petrinovic, I.A., 2012. Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models. *Geomorphology*, 136 : 114-131. doi:10.1016/j.geomorph.2011.06.001
- Grosse, P., Vries, B. van W. de, Petrinovic, I.A., Euillades, P.A., and Alvarado, G.E., 2009. Morphometry and evolution of arc volcanoes. *Geology*, 37: 651-654. doi:10.1130/G25734A.1
- Guiraud, R., and Bosworth, W., 1999. Phanerozoic geodynamic evolution of northeastern Africa and the northwestern Arabian platform. *Tectonophysics*, 315: 73-108.
- Guliyev, I.S., 1992. A review of mud volcanism in mud volcanoes of Azerbaïdjan. *Azerbaijan Academy of Sciences Institute of Geology*.
- Guliyev, I.S., Feizullayev, A.A. and Belov, I.S., 1998. All about mud volcanoes. *Azerbaijan Academy of Sciences Institute of Geology*, 'Nafta Press', Baku.
- Gutscher, M.A., Dominguez, S., De Lepinay, B.M., Pinheiro, L., Gallais, F., Babonneau, N., Cattaneo, A., Le Faou, Y., Barreca, G., Micallef, A., Rovere, M., 2016. Tectonic expression of an active slab tear from high-resolution seismic and bathymetric data offshore Sicily (Ionian Sea). *Tectonics* 35: 39–54. doi:10.1002/2015TC003898
- Gutscher, M., Kopp, H., Krastel, S., Bohrmann, G., Garlan, T., Zaragosi, S., Klauke, I., Wintersteller, P., Loubrieu, B., Le, Y., San, L., Dominguez, S., Rovere, M., Mercier, B., Lepinay, D., Ranero, C., Sallares, V., 2017. Active tectonics of the Calabrian subduction revealed by new multi-beam bathymetric data and high-resolution seismic profiles in the Ionian Sea (Central Mediterranean). *Earth Planetary Science Letters*, 461: 61–72. doi:10.1016/j.epsl.2016.12.020

## H

- Hammer, O., and Webb, K.E., 2010. Piston coring of Inner Oslofjord Pockmarks, Norway: constraints on age and mechanism. *Norwegian Journal of Geology*, 90: 79-91.
- Haskell, N., Grindhaug, J., Dhanani, S., Heath, R., Kantorowicz, J., Antrim, L., Cubanski, M., Nataraj, R., Schilly, M., and Wigger, S., 1999. Delineation of geological drilling hazards using 3-D seismic attributes. *The Leading Edge*, 18: 373-382.
- Hasiotis, T., Papatheodorou, G., Kastanos, N., Ferentinos, G., 1996. A pockmark field in the Patras Gulf (Greece) and its activation during the 14/7/93 seismic event. *Marine Geology*, 130: 333-344.
- Hatzfeld, D., Besnard, M., Makropoulos, K., and Hatzidimitriou, P., 1993. Microearthquake seismicity and fault-plane solutions in the southern Aegean and its geodynamic implications. *Geophysical Journal International*, 115: 799–818. doi:10.1111/j.1365-246X.1993.tb01493.x

- Hatzfeld, D., 1994. On the shape of the subducting slab beneath the Peloponnese, Greece. *Geophysical Research Letter*, 21: 173-176.
- Hartwig, A., Anka, Z., and di Primio, R., 2012. Evidence of a widespread paleo-pockmarked field in the Orange Basin: An indication of an early Eocene massive fluid escape event off-shore South Africa. *Marine Geology*, 332/334: 222-234.
- Hedberg, H.D., 1974. Relation of methane generation to under compacted shales, shale diapirs and mud-volcanoes. *AAPG Bulletin*, 58: 661-673.
- Heggland, R., 1998. Gas seepage as an indicator of deeper prospective reservoirs. A study based on exploration 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 15: 1-9.
- Henry, P., Le Pichon, X., Lallemand, S., Lance, S., Martin, J.B., Foucher, J-P., Fiala-Medioni, A., Rostek, F., Guilhaumou, N., Pranal, V., and Castrec, M., 1996. Fluid flow in and around a mud volcano field seaward of the Barbados accretionary wedge: Result from Manon cruise. *Journal of Geophysical Research*, 101(B9): 20297-20323.
- Hersey, J.B., 1965. Sedimentary basins of the Mediterranean Sea. *Submarine Geology and Geophysics*, in *Proceedings XVII Symposium of the Colston Research Society*, Butterworths, London, pp. 75-91.
- Hieke, W., Werner, F., Schenke, H.-W., 1996. Geomorphological study of an area with mud diapirs south of Crete (Mediterranean Ridge). *Marine Geology*, 132: 63-93.
- Hieke, W., Cita, M.B., Mirabile, G.L., Negri, A., and Werner, F., 1996. The summit area (Antaeus/Pan di Zuccherò) of the Mediterranean Ridge: a mud diapir field?. *Marine Geology*, 132: 113-129. doi:10.1016/0025-3227(95)00156-5
- Hieke, W., 2004. The August 27, 1886 earthquake in Messenia (Peloponnesus) and reported flames over the Ionian Sea—a Mediterranean Ridge gas escape event?. *Marine Geology*, 207: 259-265. doi:10.1016/j.margeo.2004.03.007
- Higgins, G.E., and Saunders, J.B., 1974. Mud volcanoes, their nature and origin. *Verhandlungen Naturforschenden gessellschaft in Basel*, 84: 101-152.
- Higgins, G.E., 1996. A history of Trinidad oil. *Trinidad Express Newspapers Limited*, (Port-of-Spain), Express Production House. 498 pp.
- van Hinsbergen, D.J.J., van der Meer, D.G., Zachariasse, W.J., and Meulenkamp, J.E., 2006. Deformation of western Greece during Neogene clockwise rotation and collision with Apulia. *International Journal of Earth Sciences*, 95(3): 463-490. doi:10.1007/s00531-005-0047-5.
- Ho, S., Cartwright, J.A., and Imbert, P., 2012. Vertical evolution of fluid venting structures in relation to gas flux, in the Neogene-Quaternary of the Lower Congo Basin, Offshore Angola. *Marine Geology*, 332-334: 10-55. doi: 10.1016/j.margeo.2012.08.011
- Holland CW., Etiopè G., Milkov AV., Michelozzi E., and Favali P., 2003. Mud volcanoes discovered offshore Sicily. *Marine Geology*, 199: 1-6. doi:10.1016/S0025-3227(03)00125-7
- Hollenstein, C., Kahle, H.-G., Geiger, A., Jenny, S., Goes, S., and Giardini, D., 2003. New GPS constraints on the Africa-Eurasia plate boundary zone in southern Italy. *Geophysical Research Letter*, 30(18): 1935. doi:10.1029/2003GL017554.
- Hovland, M., Judd, A.G., and King, L.H., 1984. Characteristic features of pockmarks on the north seafloor and scotian shelf. *Sedimentology*, 31:471-480.
- Hovland, M. Talbot, M.R., Qvale, H., Olaussen, S., and Aasberg, L., 1987 Methane-related carbonate cements in pockmarks of the North Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 881-892.
- Hovland, M., and Judd, A.G., 1988. Seabed pockmarks and seepages: Impact on geology, biology and the marine environment. *Graham & Trotman*, London. doi:10.1016/0264-8172(89)90010-X
- Hovland, M., and Curzi, P.V., 1989. Gas seepage and assumed mud diapirism in the Italian central Adriatic Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 6: 161-169. doi:10.1016/0264-8172(89)90019-6
- Hovland, M., 1991. Large pockmarks, gas-charged sediments and possible clay diapirs in the Skagerrak. *Marine and Petroleum Geology*, 8: 311-316.
- Hovland, M., Hill, A., and Stokes, D., 1997. The structure and geomorphology of the Dashgil mud volcano, Azerbaïdjan. *Geomorphology*, 21: 1-15.
- Hovland, M., Gardner, J.V., and Judd, A.G., 2002. The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards. *Geofluids* 2: 127-136.

- Hovland, M., and Svensen, H., 2006. Submarine pingoes: Indicators of shallow gas hydrates in a pockmark at Nyegga, Norwegian Sea. *Marine Geology*, 228: 15-23. doi:10.1016/j.margeo.2005.12.005
- Hovland, M., Fichler, C., Rueslåtten, H. and Johnsen, H.K., 2006. Deep-rooted piercement structures in deep sedimentary basins — manifestations of supercritical water generation at depth?. *Journal of Geochemical Exploration*, 89 : 157-160. doi: 10.1016/j.gexplo.2005.11.056
- Hübscher, C., Tahchi, E., Klauke, I., Maillard, A., Sahling, H., 2009. Salt tectonics and mud volcanism in the Latakia and Cyprus Basins, eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 470: 173–182. doi:10.1016/j.tecto.2008.08.019
- Huchon P., Lyberis, N., Angelier, J., Le Pichon, X., Renard, V., 1982. Tectonics of the Hellenic Trench: a synthesis of Sea- Beam and submersible observations. *Tectonophysics*, 86: 69-112.
- Von Huene, R., Reston, T., Kukwiski, N., Dehghani, G.A., Weinrebe, W. and the IMERSE working group, 1997. A subducting seamount beneath the Mediterranean Ridge. *Tectonophysics*, 271 : 249–261.
- Huguen, C., 2001. Déformation récente à actuelle et argilo-cinèse associée au sein de la ride méditerranéenne (Méditerranée Orientale). Thèse. Université Pierre et Marie Curie (Paris).
- Huguen, C., Mascle, J., Chaumillon, E., Woodside, J.M., Benkhelil, J., Kopf, A., and Volkonskaia, A., 2001a. Deformational styles of the eastern Mediterranean Ridge and surroundings from combined swath mapping and seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 343: 21-47. doi:10.1016/S0040-1951(01)00185-8
- Huguen, C., Benkhelil, J., Giresse, P., Mascle, J., Muller C., Woodside, J.M., Zitter, T., and MEDINAUT Scientific Party, 2001b. Echantillons rocheux provenant de volcans de boue de Méditerranée Orientale. *Oceanologica Acta*, 24: 349-360. doi:10.1016/S0399-1784(01)01152-5
- Huguen, C., Mascle, J., Chaumillon, E., Kopf, A., Woodside, J., and Zitter, T., 2004. Structural setting and tectonic control of Mud Volcanoes in the central Mediterranean Ridge (Eastern Mediterranean). *Marine Geology*, 209: 245-263. doi:10.1016/j.margeo.2004.05.002
- Huguen, C., Zitter T., Woodside J., Mascle J., and Foucher J-P., 2005. Mud volcanoes and mud domes of the Central Mediterranean Ridge: near bottom and in situ observations. *Deep-Sea Research*, 52: 1911-1931. doi:10.1016/j.dsr.2005.05.006
- Huguen, C., Foucher, J-P., Mascle, J., Ondréas, H., Thouement, M., Gontharet, S., Stadnitskaia, A., Pierre, C., Bayon, G., Loncke, L., Boetius, A., Bouloubassi, I., de Lange, G., Caprais, J.C., Fouquet, Y., Woodside, J.M., Dupré S., and NAUTINIL Scientific Party, 2009. Menes caldera, a highly active site of brine seepage in the Eastern Mediterranean Sea: in situ observations from the Nautinil expedition, 2003. *Marine Geology*, 261:138-152. doi:10.1016/j.margeo.2009.02.005
- Hurst, A., Cartwright, J. and Duranti, D., 2003a. Fluidisation structures in sandstone produced by upward injection through a sealing lithology. In: van Rensbergen, P., Hillis, R.R., Maltman, A.J., and Morley C.K., (eds.). *Subsurface Sediment Mobilization*. Geological Society, London, Special Publication, 216: 123-137.
- Hurst, A. and Cartwright, J.A., 2007. Relevance of sand injectites to hydrocarbon exploration and production. In: Hurst, A. and Cartwright, J. (eds.). *Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoirs, 87: 1-19.
- Hurst, A., Scott, A., and Vigorito, M., 2011. Physical characteristics of sand injectites. *Earth - Science Reviews*, 106: 215-246.

## I

- Imbert, P. and Ho, S., 2012. Seismic-scale funnel-shaped collapse features from the Paleocene-Eocene of the North West Shelf of Australia. *Marine Geology*, 332/334: 198-221.
- Ivanov, M.K., Limonov, A.F., and van Weering, T.C.E., 1996. Comparative characteristics of the Black Sea and Mediterranean Ridge mud volcanoes. *Marine Geology*, 132: 253-271. doi:10.1016/0025-3227(96)00165-X

## J

- Jackson, J., and McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 77: 185-264.

- Jenkins, S.D., Waite, M.W., and Bee, M.F., 1997. Time-lapse monitoring of the Duri steamflood: A pilot and case study. *The Leading Edge*, 16 : 1267-1274.
- Jerosch K., Schlüter M., Foucher J-P., Allais A-G., Klages M., and Edy C., 2007. Spatial distribution of mud flows, chemoautotrophic communities, and biogeochemical habitats at Håkon Mosby Mud Volcano. *Marine Geology*, 243: 1-17.
- Jolivet, L., and Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19(6): 1095-1106.
- Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmelé, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F., and Crespo-Blanc, A., 2008. Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179(6): 525-550. doi:10.2113/gssgfbull.179.6.525
- Jolivet, L., and Brun, J.P., 2010. Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. *International Journal of Earth Sciences*, 99(1): 109-138. doi:10.1007/s00531-008-0366-4
- Jolly, J.H.R., and Lonergan, L., 2002. Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions. *Journal of the Geological Society of London*, 159: 605-617.
- Jonk, R., 2010. Sand-rich injectites in the context of short-lived and long-lived fluid flow. *Basin Research*, 22: 603-621.
- Josenhans, H.W., King, L.H., and Fader, G.B., 1978. A side-scan sonar mosaic of pockmarks on the Scotian shelf. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15: 831-840.
- Judd, A.G., Hovland, M., 2007. *Seabed fluid flow: The impact on geology, biology and the marine environment*. Cambridge University Press, Cambridge.

## K

- Kalinko, M., 1964. Mud volcanoes, reasons of their origin, development and fading. *VNIGRI*, 40: 30-54 (in Russian).
- Kastens, K.A., Breen, N.A., Cita M.B., 1992. Progressive deformation of an evaporite-bearing accretionary complex: SeaMARC I, SeaBeam and Piston-core observations from the Mediterranean Ridge. *Marine Geophysical Researches*, 14: 249-298.
- Keeley, M.L., and Massoud, M.S., 1998. Tectonic controls on the petroleum geology of NE Africa. Geological Society, London, Special Publications, 132 : 265-281.
- Kempler, D., Garfunkel, Z., 1994. Structures and kinematics in the northeastern Mediterranean: a study of an irregular plate boundary. *Tectonophysics*, 234: 19-32.
- Kenyon, N.H., Belderson, R.H., and Stride, A.H., 1982. Detailed tectonic trends on the Central part of the hellenic outer ridge in the hellenic trench system, in trench fore-arc geology, edited by J.K. Leggett. Special publications Geological society London, London, 10: 335-343.
- King, L.H., and MacLean, B., 1970. Pockmarks on the Scotian shelf: *Geological Society of America Bulletin*, 81: 3141-3148.
- Kioka, A., Ashi, J., Sakaguchi, A., Sato, T., Muraoka, S., Yamaguchi, A., Hamamoto, H., Wang, K., Tokuyama, H., 2015. Possible mechanism of mud volcanism at the prism-backstop contact in the western mediterranean ridge accretionary complex. *Marine Geology*, 363: 52-64. doi:10.1016/j.margeo.2015.01.014
- Kirkham, C., 2015. A 3D seismic interpretation of mud volcanoes within the western slope of the Nile Cone. Thèse de doctorat, Université de Cardiff, 477 pp.
- Kobayashi K., 1992. Deep-tow survey in the Kaiko-Nankai cold seepage areas. *Earth and Planetary Science Letters*, 109: 347-354.
- Konyukhov, A.I., Ivanov, M.K., and Kulnitsky, L.M., 1990. On mud volcanoes and gas hydrates in deep water regions of the Black Sea. *Litol. Polezn. Iskop.* 3: 12-23.
- Kopf, A., Robertson, A.H.F., Clennel, M.B., and Flecker, R., 1998. Mechanisms of mud extrusion on Mediterranean Ridge Accretionary Complex. *Geo-Marine Letters*, 18: 97-114. doi:10.1007/s003670050058
- Kopf, A., Robertson, A.H.F., and Volkmann, N., 2000. Origin of mud breccia from the Mediterranean Ridge accretionary complex based on evidence of the maturity of organic matter and related petrographic and regional tectonic evidence. *Marine Geology*, 166: 65-82. doi:10.1016/S0025-3227(00)00009-8

- Kopf, A., 2002. Significance of mud volcanism. *Reviews of Geophysics* 40(2): 1-51. doi:10.1029/2000RG000093
- Kopf, A., 2003. Global methane emission through mud volcanoes and its past and present impact on the Earth's climate. *International Journal of Earth Sciences*, 92(5): 806-816. doi:10.1007/s00531-003-0341-z
- Kouassi, M., 2016. Architecture et processus de formation des volcans de boue sur la marge nilotique. Rapport interne (Total) de stage de Master 2, 40 pp.
- Kreemer, C., and N. Chamot-Rooke, N., 2004. Contemporary kinematics of the southern Aegean and the Mediterranean Ridge. *Geophysical Journal International*, 157(3): 1377-1392. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02270.x
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Marabini, S., Vai, G.B., 1999. New paleomagnetic and cyclostratigraphic age constraints on the Messinian of the Northern Apennines (Vena del Gesso Basin, Italy). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 54: 25-33.
- Kugler, H.G., 1953. Jurassic to recent sedimentary environments in Trinidad. *Bull. Ass. Suisse des Géol. et Ing du Pétrole*, 20: 27-60.
- Kurszlaukis, S., and Barnett, W.P., 2003. Volcanological and structural aspects of the Venetia kimberlite cluster — a case study of South African kimberlite maar-diatreme volcanoes. *South African Journal of Geology*, 106(2): 165-192.
- Kuzmin, M.I., Karabanov, E.B., Prokopenko, A.A., Gelety, V.F., Antipin, V.S., Williams, D.F., and Gvozdkov, A.N., 2000. Sedimentation processes and new age constraints on rifting stages in Lake Baikal: results of deep-water drilling. *International Journal of Earth Sciences*, 89: 183-192.

## L

- Lafuerza, S., Sultan, N., Canals, M., Frigola, J., Berné, S., Jouet, G., Galavazi, M., and Sierro, F.J., 2009. Overpressure within upper continental slope sediments from CPTU data, Gulf of Lion, NW Mediterranean Sea. *International Journal of Earth Sciences*, 98(4): 751-768. doi:10.1007/s00531-008-0376-2
- Lallemand, S., Truffert, C., Jolivet, L., Henry, P., Chamot-Rooke, N., de Voogd, B., 1994. Spatial transition from compression to extension in the Western Mediterranean Ridge accretionary complex. *Tectonophysics*, 234: 33-52.
- Lance, S., Henry, P., Le Pichon, X., Lallemand, S., Chamley, H., Rostek, F., Faugeres, J.C., Gonthier, E., and Olu, K., 1998. Submarine study of mud volcanoes seaward of the Barbados accretionary wedge: sedimentology, structure and rheology. *Marine Geology*, 145: 255-292.
- Lei, C., Ren, J., Clift, P.D., Wang, Z., Li, X. and Tong, C., 2011. The structure and 2267 formation of diapirs in the YinggehaieSong Hong Basin, South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 28: 980-991.
- León, R., Somoza, L., Medialdea, T., Vázquez, J.T., González, F.J., López-González, N., Casas, D., Mata, M.P., Fernández-Puga, M.C., Giménez-Moreno, C.J., and Díaz-del-Río, V., 2012. New discoveries of mud volcanoes on the Moroccan Atlantic continental margin (Gulf of Cádiz): morpho-structural characterization. *Geo-Marine Letters*, 32(5-6): 473-488. doi:10.1007/s00367-012-0275-1
- Le Gonidec, Y., Lamarche, G., Wright, I.C., 2003. Inhomogeneous substrate analysis using EM300 backscatter imagery. *Marine Geophysical Research*, 24: 311-327. doi:10.1007/s11001-004-1945-9
- Le Meur, D., 1997. Étude géophysique de la structure profonde et de la tectonique active de la partie occidentale de la Ride méditerranéenne. Thèse de doctorat de l'université Paris-sud Orsay (Paris 11), 223 p.
- Le Pichon, X., and J.F., Francheteau, 1978. A plate tectonic analysis of the Red Sea-Gulf of Aden area. *Tectonophysics*, 46: 369-406.
- Le Pichon, X., Augusthitis, S.S., and Mascle, J., 1982. Geodynamics of the Hellenic Arc and Trench. *Tectonophysics*, Special issue, 304 p.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., Noomen, R., and Veis, G., 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7): 12675-12690
- Limonov, A.F., Woodside, J.M., and Ivanov, M.K., (eds.), 1994. Mud volcanism in the Mediterranean and Black Seas and shallow structure of the Eratosthenes Seamount. *UNESCO Reports in Marine Science*, 64.
- Limonov, A., Kenyon, N., Ivanov, M., Woodside, J., 1995. Deep-sea depositional systems of the Western Mediterranean and mud volcanism on the Mediterranean Ridge, vol 67, *UNESCO Rep. Mar. Sci.*, Paris.

- Limonov, A.F., Woodside, J.M., Cita, M.B., and Ivanov, M.K., 1996. The Mediterranean Ridge and related mud diapirism: a background. *Marine Geology*, 132: 7-19. doi:10.1016/0025-3227(96)00150-8
- Loncke, L., 2002. Le delta profond du Nil: Structure et évolution depuis le Messinien (Miocène terminal). Thèse, Université Paris 6.
- Loncke, L., and Mascle, J., 2004. Mud volcanoes, gas chimneys, pockmarks and mounds on the Nile deep sea-fan (Eastern Mediterranean): Geophysical evidences. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 669-689. doi:10.1016/j.marpetgeo.2004.02.004
- Loncke L., Gaullier V., Mascle J., Vendeville B., and Caméra L., 2006. The Nile deep-sea fan: an example of interacting sedimentation, salt tectonics, and inherited subsalt paleotopographic features. *Marine and Petroleum Geology*, 23(3): 297-315. doi:10.1016/j.marpetgeo.2006.01.001
- Loncke, L., Gaullier, V., Basile, C., Maillard, A., Patriat, M., Roest, W., Vendeville, B., 2010. Deep to surface processes of the French Guiana transform margin, Eastern Demerara plateau. In: Dos Reis, R.P., Pimentel, N. (Eds.), II Central and North Atlantic Conjugate Margins Conference, Lisbon, Portugal, 29th September-1st October 2010, Rediscovering the Atlantic: New Ideas for an Old Sea, ISBN 978-989-96923-1-2, pp. 147-151. Extend abstracts.
- Løseth, H., Gading, M., Teige, G.M.G., and Heggland, R., 1998. Leakage observations from seismic data. - Overpressures in petroleum exploration; Proc. Workshop, Pau, Avil 1998. *Bull. Centre Rech. Elf Explr, Mem.* 22: 55-59.
- Løseth, H., Wensaas, L., Arntsen, B., Hanken, N.M., Basire, C., and Graue, K., 2011. 1000 m long gas blow-out pipes. *Marine and Petroleum Geology*, 28(5): 1047-1060.
- Lykousis, V., Alexandri, S., Woodside, J., Nomikou, P., Perissoratis, C., Sakellariou, D., de Lange, G., Dählmann, A., Casas, D., Rousakis, G., Ballas, D., and Ioakim, C., 2004. New evidence of extensive active mud volcanism in the Anaximander Mountains (Eastern Mediterranean): the "ATHINA" mud volcano. *Environmental Geology*, 46: 1030-1037. doi:10.1007/s00254-004-1090-4
- Lykousis, V., Alexandri, S., Woodside, J., de Lange G., Dählmann, A., Perissoratis, C., Heeschen, K., Ioakim, C., Sakellariou, D., Nomikou, P., Rousakis, G., Casas, D., Ballas, D., and Ercilla, G., 2009. Mud volcanoes and gas hydrates in the Anaximander mountains (Eastern Mediterranean Sea). *Marine and Petroleum Geology*, 26: 854-872. doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.05.002

## M

- Maillard, A., Hübscher, C., Benkhelil, J., Tahchi, E., 2011. Deformed Messinian markers in the Cyprus Arc: tectonic and/or Messinian Salinity Crisis indicators? *Basin Research*, 23: 146-170. doi:10.1111/j.1365-2117.2010.00464.x
- Maltman, A.J., 1994. Introduction and overview. In: Maltman, A.J. (eds.). *The geological deformation of sediments*. Chapman and Hall, London, pp. 1-35.
- Martens, C.S. and Klump, J.V., 1984. Biogeochemical cycling in an organic-rich coastal marine basin 4. An organic carbon budget for sediments dominated by sulfate reduction and methanogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 1987-2004.
- Martinelli, G., and Judd, A.G., 2004. Mud volcanoes of Italy. *Geological Journal*, 39: 49-61. doi:10.1002/gj.943
- Mary, F., 2012. Analyse des processus actifs "fond de mer" pour une identification et compréhension des geohazards, cas de la marge nilotique (Egypte). *Mémoire d'Ingénieur Géologue n°554*, 107 p., 55 fig., 09 annexes, 01 CD.
- Mascle, J., Huguen, C., and Prised Scientific Party, 1999. Images may show start of European-African plate collision. *EOS, Transactions American Geophysical Union Journal*, 80(7): 425-428. doi:10.1029/99EO00308
- Mascle, J., Benkhelil, J., Woodside, J., Loncke, L., 2000. Marine geologic evidence for a Levantine-Sinai plate, a new piece of the Mediterranean puzzle. *Geology*, 28: 778-782.
- Mascle, J., Zitter, T., Bellaiche, G., Droz, L., Gaullier, V., Loncke, L., and a.t.P.s. party, 2001. The Nile deep-sea fan : preliminary results from a swath bathymetry survey. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 471-477.
- Mascle, J., Loncke, L., Sardou, O., Boucher, P., Felt, V., Prised II and Fanil Scientific Parties, 2002. Evidences of fluid escape structures and mud volcanoes on the Nile Deep-Sea Fan. In: *Abstr Vol AAPG Annu Int Meeting, October 2002, Cairo p 270*.

- Masclé, J., Sardou, O., Loncke, L., Migeon, S., Caméra, L., and Gaullier, V., 2006. Morphostructure of the Egyptian continental margin: insights from swath bathymetry surveys. *Marine Geophysical Research*, 27: 49-59. doi:10.1007/s11001-005-1559-x
- Masclé, J., and Masclé, G., 2012. Geological and morphotectonic map of the Mediterranean domain, 2012, publication de la Commission de la Carte Géologique du Monde, CCGM/UNESCO, Paris.
- Masclé, J., Mary, F., Praeg, D., Brosolo, L., Caméra, L., Ceramicola, S., and Dupré, S., 2014. Distribution and geological control of mud volcanoes and other fluid/free gas seepage features in the Mediterranean Sea and nearby Gulf of Cadiz. *Geo-Marine Letters*, 34: 89-110. doi:10.1007/s00367-014-0356-4
- Mastalerz, V., de Lange, G.-J., Dählmann, A., and Feseker, T., 2007. Active venting at the Isis mud volcano, offshore Egypt: origin and migration of hydrocarbons. *Chemical Geology*, 246: 87-106. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.09.005
- Mathisen, L.M., 2016. Repeatability of P-Cable 3D seismic data (Master's thesis, UiT The Arctic University of Norway).
- Mazzini, A., Svensen, H., Akhmanov, G.G., Aloisi, G., Planke, S., Malthe-Sørenssen, A. and Istadi, B., 2007. Triggering and dynamic evolution of the LUSI mud volcano, Indonesia. *Earth and Planetary Science Letters*, 261: 375-388. doi: 10.1016/j.epsl.2007.07.001
- Mazzini, A., Nermoen, A., Krotkiewski, M., Podladchikov, Y., Planke, S., and Svensen, H., 2009. Strike-slip faulting as a trigger mechanism for overpressure release through piercement structures. Implications for the Lusi mud volcano, Indonesia. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1751-1765.
- Mazurenko, L.L., Soloviev, V.A., Belenkaya, I., Ivanov, M.K., and Pinheiro, L.M., 2002. Mud volcano gas hydrates in the Gulf of Cádiz. *Terra Nova*, 14: 321-329. doi:10.1046/j.1365-3121.2002.00428.x
- Mazurenko, L.L., and Soloviev, V.A., 2003. Worldwide distribution of deep-water fluid venting and potential occurrences of gas hydrate accumulations. *Geo-Marine Letters*, 23: 162-176. doi:10.1007/s00367-003-0146-x
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., and Veis, G., 2000. GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105: 5695-5719.
- McKenzie, D.P., 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226: 239-243.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 30: 109-185.
- Mellors, R., Kilb, D., Aliyev, A., Gasanov, A., Yetirmishli, G., 2007. Correlations between earthquakes and large mud volcano eruptions. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 112, 1–11. doi:10.1029/2006JB004489
- Micallef, A., Berndt, C., Masson, D.G., and Stow, D.A.V., 2007. A technique for the morphological characterization of submarine landscapes as exemplified by debris flows of the Storegga Slide. *Journal of Geophysical Research* 112(F02001). doi:10.1029/2006JF000505
- Mienert, J., Vanneste, M., Haflidason, H., and Bünz, S., 2010. Norwegian margin outer shelf cracking: a consequence of climate-induced gas hydrate dissociation?. *International Journal of Earth Sciences*, 99: 207-225. doi:10.1007/s00531-010-0536-z
- Migeon, S., Ceramicola, S., Praeg, D., Ducassou, E., Dano, A., Ketzer, J.M., Mary, F., and Masclé, J., 2014. Post-failure Processes on the Continental Slope of the Central Nile Deep-Sea Fan: Interactions Between Fluid Seepage, Sediment Deformation and Sediment-Wave Construction. In: Krastel, S., Behrmann, J.-H., Völker, D., Stipp, M., Berndt, C., Urgeles, R., Chaytor, J., Huhn, K., Strasser, M., Harbitz, C.B. (eds.). *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research*, pp. 117-127.
- Milkov, A.V., 2000. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. *Marine Geology*, 167: 29-42. doi:10.1016/S0025-3227(00)00022-0
- Milkov, A.V., 2003. Global gas flux from mud volcanoes: A significant source of fossil methane in the atmosphere and the ocean. *Geophysical Research Letters* 30(2). doi:10.1029/2002GL016358
- Mitchell, N.C., 1993. A Model for Attenuation of Backscatter due to Sediment Accumulations and Its Application to Determine Sediment Thickness With GLORIA Sidescan Sonar. *Journal of Geophysical Research*, 98: 22477-22493. doi:10.1029/93JB02217

- Miller, V.C., 1953. A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area, Virginia and Tennessee. Tech. Report n°3, Dept of Geology, Columbia University, New York, USA.
- Minelli, L., and Faccenna, C., 2010. Evolution of the Calabrian Accretionary wedge (Central Mediterranean). *Tectonics*, 29(TC4004). doi:10.1029/2009TC002562.
- Mourgues, R., and Cobbold, P.R., 2006. Sandbox experiments on gravitational spreading and gliding in the presence of fluid overpressures. *Journal of Structural Geology*, 28: 887-901.
- Mourgues, R., Bureau, D., Bodet, L., Gay, A., and Gressier, J.B., 2012. Formation of conical intrusions in sedimentary basins: experiments involving pore fluids and implications for sandstone intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 313/314: 67-78.
- Morley, C.K. and Guerin, G., 1996. Comparison of gravity-driven deformation styles and behaviour associated with mobile shales and salt. *Tectonics*, 15: 1154-1170. doi: 10.1029/96TC01416
- Morley, C.K., 2003. Outcrop examples of mudstone intrusions from the Jerudong Anticline. In: Van Rensbergen, P., Hillis, R.R., Maltman, A.J. and Morley, C.K. (eds.). *Subsurface sediment remobilization*. Geological Society, London, Special Publications, 216: 381-394.
- Morlotti, E., Sartori, R., Torelli, L., Barbieri, F., and Raffi, I., 1982. Chaotic deposits from the external Calabrian Arc (Ionian Sea, eastern Mediterranean). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 24: 261-275.
- Moss, J.L., and Cartwright, J., 2010. The spatial and temporal distribution of pipe formation, offshore Nambia. *Marine and Petroleum Geology*, 27: 1216-1234. doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.12.013
- Moss, J.L., Cartwright, J., Cartwright, A., Moore, R., 2012. The spatial pattern and drainage cell characteristics of a pockmark field, Nile Deep Sea Fan. *Marine and Petroleum Geology*, 35: 321-336. doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.02.019
- Moustafa, A.R., El-Badrawy, R., Gibali, H., 1998. Pervasive E-ENE oriented faults in northern Egypt and their effect on the development and inversion of prolific sedimentary basins. *Proc. 14th Petroleum Conference*, October, Exploration Egyptian General Petroleum Corporation, Cairo, 1: 51-67.
- Murton, B.J., and Biggs, J., 2003. Numerical modelling of mud volcanoes and their flows using constraints from the gulf of Cadiz. *Marine Geology*, 195: 223-236.

## N

- Nerموen, A., Galland, O., Jettestuen, E., Fristad, K., Podladchikov, Y., Svensen, H., and Malthe-Sørenssen, A., 2010. Experimental and analytic modeling of piercement structures. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 115(B10202). doi: 10.1029/2010JB007583
- Netzeband, G.L., Hübscher, C.P., and Gajewski, D., 2006. The structural evolution of the Messinian evaporites in the Levantine Basin. *Marine Geology*, 230: 249-273. doi: 10.1016/j.margeo.2006.05.004
- Newton, R.S., et al., 1980. Mud volcanoes and pockmarks: seafloor engineering hazards or geological curiosities? *OTC*, paper 3729.
- Novikov, I., Vapnik, Y., and Safonova, I., 2013. Mud volcano origin of the Mottled Zone, South Levant. *Geoscience Frontiers*, 4: 597-619.
- Nuzzo, M., Elvert, M., Schmidt, M., Scholz, F., Reitz, A., Hinrichs, K.-U., and Hensen, C., 2012. Impact of hot fluid advection on hydrocarbon gas production and seepage in mud volcano sediments of thick Cenozoic deltas. *Earth Planet Science Letter*, 341(344): 139-157. doi:10.1016/j.epsl.2012.05.009
- Nyman, S.L., 2009. Tubular carbonate concretions from North Island, New Zealand: Evidence for hydrocarbon migration and the subsurface plumbing system of cold seeps. The University of Waikato, Hamilton, New-Zealand.

## O

- Olu-Le Roy, K., Sibuet, M., Fiala-Médioni, A., Gofas, S., Salas, C., Mariotti, A., Foucher, J.-P., and Woodside, J., 2004. Cold seep communities in the deep eastern Mediterranean Sea: composition, symbiosis and spatial distribution on mud volcanoes. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 51: 1915-1936. doi:10.1016/j.dsr.2004.07.004

Orange, D.L., Greene, H.G., Reed, D.J., Martin, B., McHugh, C.M., Ryan, W.B.F., Mahe, N., Stakes, D., and Barry, J., 1999. Widespread fluid expulsion on a translational continental margin: Mud volcanoes, fault zones, headless canyons, and organic-rich substrate in Monterey Bay, California. *Bulletin of the Geological Society of America Bulletin*, 111: 992-1009.

## P

Palomino, D., López-González, N., Vázquez, J.T., Fernández-Salas, L.M., Rueda, J.L., Sánchez-Leal, R., Díaz-del-Río, V., 2015. Multidisciplinary study of mud volcanoes and diapirs and their relationship to seepages and bottom currents in the Gulf of Cádiz continental slope (northeastern sector). *Marine Geology*, 378: 196-212. doi:10.1016/j.margeo.2015.10.001

Papathodorou, G., Hasiotis, T., Ferentinos, G., 1993. Gas-charged sediments in the Aegean and Ionian Seas, Greece. *Marine Geology*, 112: 171-184.

Pape, T., Kasten, S., Zabel, M., Bahr, A., Abegg, F., Hohnberg, H-J., and Bohrmann, G., 2010. Gas hydrates in shallow deposits of the Amsterdam mud volcano, Anaximander Mountains, Northeastern Mediterranean Sea. *Geo-Marine Letters*, 30(3-4): 187-206. doi:10.1007/s00367-010-0197-8

Pérez-Belzuz, F., Alonso, B., and Ercilla, G., 1997. History of mud diapirism and trigger mechanisms in the Western Alboran Sea. *Tectonophysics*, 282: 399-422. doi:10.1016/S0040-1951(97)00226-6

Perouse, E., Chamot-Rooke, N., Rabaute, A., Briole, P., Jouanne, F., Georgiev, I., and Dimitrov, D., 2012. Bridging onshore and offshore present-day kinematics of central and eastern Mediterranean: Implications for crustal dynamics and mantle flow. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13(9). doi: 10.1029/2012GC004289

Pickrill, R.A., 1993. Shallow seismic stratigraphy and pockmarks of a hydrothermally influenced lake, Lake Rotoiti, New-Zealand. *Sedimentology*, 40: 813-828.

Pierre, C., Mascle, J., and Dupré, S., 2008. MEDECO Leg 2 cruise report. R/V Pourquoi pas? 02/30 November 2007, Rhodes-Toulon. Ifremer, Paris.

Pierre, C., Bayon, G., Blanc-Valleron, M.-M., Mascle, J., Dupré, S., 2014. Authigenic carbonates related to active seepage of methane-rich hot brines at the Cheops mud volcano, Menes caldera (Nile deepsea fan, eastern Mediterranean Sea). *Geo-Marine Letters*, 34(2-3): 253-267. doi:10.1007/s00367-014-0362-6

Pilcher, R., Argent, J., 2007. Mega-pockmarks and linear pockmark trains on the West African continental margin. *Marine Geology*. 244(1-4): 15-32.

Planke, S., Svensen, H., Hovland, M., Banks, D.A., and Jamtveit, B., 2003. Mud and fluid migration in active mud volcanoes in Azerbaijan. *Geo-Marine Letters*, 23(3-4): 258-268. doi:10.1007/s00367-003-0152-z

Platt, J., 1977. Significance of pockmarks for engineers. *Offshore Engineers* (August), 45 p.

Plaza-Faverola, A., Büinz, S., Mienert, J., 2010. Fluid distributions inferred from P-wave velocity and reflection seismic amplitude anomalies beneath the Nyegga pockmark field of the mid-Norwegian margin. *Marine and Petroleum Geology* 27: 46-60.

Polonia, A., Torelli, L., Mussoni, P., Gasperini, L., Artoni, A. and Klaeschen, D., 2011. The Calabrian arc subduction complex in the Ionian Sea: regional architecture, active deformation and seismic hazard. *Tectonics*, 30(TC5018). doi:10.1029/2010TC002821.

Praeg, D., Ceramicola, S., Wardell, N., Marchi, M., and Unnithan, V., 2007. 3D-seismic imaging of the Madonna dello Ionio mud volcanoes on the Calabrian Arc. Presented at the GeoItalia, Rimini.

Praeg, D., Ceramicola, S., Barbieri, R., Unnithan, V., and Wardell, N., 2009. Tectonically-driven mud volcanism since the late Pliocene on the Calabrian accretionary prism, central Mediterranean Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1849-1865. doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.03.008

Praeg, D., Geletti, R., and Wardell, N., 2011. The Mediterranean sea: A natural laboratory to study gas hydrate dynamics? *Proceedings of the 7th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2011)*, Edinburgh, Scotland, United Kingdom, July 17-21, 2011.

Praeg, D., Ketzer, J.M., Augustin, A.H., Migeon, S., Ceramicola, S., Dano, A., Ducassou, E., Dupré, S., Mascle, J., and Rodrigues, L.F., 2014. Fluid seepage in relation to seabed deformation on the central Nile Deep-Sea Fan, part 2: evidence from multibeam and sidescan imagery. In: Krastel, S., Behrmann, J.-H., Völker, D., Stipp, M., Berndt, C., Urgeles, R., Chaytor, J., Huhn, K., Strasser, M., and Bonnevie Harbitz,

- C., (eds.). Submarine mass movements and their consequences, 6th International Symposium. *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, 37: 141-150. doi:10.1007/978-3-319-00972-8\_13
- Premoli-Silva, I., Erba, E., Spezzaferri, S., and Cita, M.B., 1996. Age variation in the source of the diapiric mud breccias along and across the axis of the Mediterranean Ridge Accretionary Complex. *Marine Geology*, 132: 175–202.
- Prinzhofer, A., and Deville, E., 2013. Origins of hydrocarbon gas seeping out from offshore mud volcanoes in the Nile delta. *Tectonophysics*, 591: 52-61. doi:10.1016/j.tecto.2011.06.028
- Prior, D.B., Doyle, E.H., and Kaluza, M.J., 1989. Evidence for sediment eruption on deep sea floor, Gulf of Mexico. *Science*, 243: 517-519.

## R

- Rabaute, A., and Chamot-Rooke, N., 2007. Quantitative mapping of active mud volcanism at the western Mediterranean Ridge-backstop contact. *Marine Geophysical Research*, 28 : 271-295. doi:10.1007/s11001-007-9031-8
- Rao, Y., Subrahmanyam, C., Rastogi, A., and Deka, B., 2001. Anomalous seismic reflections related to gas/gas hydrate occurrences along the western continental margin of India. *Geo-Marine Letters*, 21: 1-8.
- Reiche, S., Hjelstuen, B.O., and Haflidason, H., 2011. High-resolution seismic stratigraphy, sedimentary processes and the origin of seabed cracks and pockmarks at Nyegga, mid-Norwegian margin. *Marine Geology*, 284(1-4): 28-39. doi:10.1016/j.margeo.2011.03.006
- Reston, T.J., Fruehn, J., von Huene, R. and the IMERSE Working Group, 2002a. The structure and evolution of the Western Mediterranean Ridge. *Marine Geology*, 186: 83-110.
- Revil, A., 2002. Genesis of mud volcanoes in sedimentary basins: A solitary wave-based mechanism. *Geophysical research letters*, 29 : 12.
- Riboulot, V., 2011. Facteurs de contrôle du fonctionnement des pockmarks durant les derniers cycles climatiques (Partie orientale du delta sous-marin du Niger et Golfe du Lion). Thèse de doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle. Université de Perpignan Via Domitia. Perpignan. 243 pp.
- Riboulot, V., Cattaneo, A., Lanfumey, V., Voisset, M., and Cauquil, E., 2011. Morphological signature of fluid flow seepage in the Eastern Niger Submarine Delta (ENSD). *Offshore Technology Conference*, Houston, Texas, 2-5 May 2011, OTC-21744-PP.
- Riboulot, V., Cattaneo, A., Sultan, N., Garziglia, S., Ker, S., Imbert, P., and Voisset, M., 2013. Sea-level change and free gas occurrence influencing a submarine landslide and pockmark formation and distribution in deepwater Nigeria. *Earth and Planetary Science Letters*, 375: 78-91. doi: 10.1016/j.epsl.2013.05.013
- Riboulot, V., Thomas, Y., Berne, S., Jouet, G., and Cattaneo, A., 2014. Control of Quaternary sea-level changes on gas seeps. *Geophysical Research Letters*, 41(14): 4970-4977. doi: 10.1002/2014GL060460
- Rise, L., Saettem, J., Fanavoll, S., Thorsnes, T., Ottesen, D., and Boe, R., 1999. Sea-bed pockmarks related to fluid migration from Mesozoic bedrock strata in the Skagerrak offshore Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 16: 619-631.
- Roberts, G., and Peace, D., 2007. Hydrocarbon plays and prospectivity of the Levantine Basin, offshore Lebanon and Syria from modern seismic data. *GEOARABIA-MANAMA*-, 12 : 99.
- Roberts, S.J., 2001. Fluid flow in the South Eugene Island area, offshore Louisiana: results of numerical simulations. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 799-805.
- Roberts, K.S., Davies, R.J. and Stewart, S.A. 2010. Structure of exhumed mud volcano feeder complexes, Azerbaijan. *Basin Research*, 22: 439-451. doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00441.x
- Roberts, K.S., 2010. Mud volcano systems: Structure, evolution and processes. Thèse de doctorat, Université de Durham, 300 pp.
- Roberts, K.S., Stewart, S.A., Davies, R.J., and Evans, R.J., 2011. Sector collapse of mud volcanoes, Azerbaijan. *Journal of the Geological Society, London*, 168: 1–12. doi: 10.1144/0016-76492010-115
- Roberston, A., Kidd, R.B., Ivanov, M.K., Limonov, A.F., Woodside, J.M., Galindo-Zaldivar, J., Nieto, L., and s.p.o.T. cruise, 1995. Eratosthenes seamount collisional processes in the easternmost Mediterranean in relation to the plio-quadernary uplift of southern cyprus. *Terra Research*, 7: 254-564.

- Robertson A., and Ocean Drilling Program Leg 160 Scientific Party, 1996. Mud volcanism on the Mediterranean Ridge: Initial results of Ocean Drilling Program Leg 160. *Geology*, 24: 239-242. doi:10.1130/0091-7613(1996)024<0239:MVOTMR>2.3.CO;2
- Robertson, A.H.F., and Kopf, A., 1998. Tectonic setting and processes of mud volcanism on the Mediterranean Ridge accretionary complex: evidence from Leg 160. In: Robertson, A.H.F., Emeis, K.C., Richter, C., and Camerlenghi, A., (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 160*. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 665-680.
- Rouillard, P., 2010. Modèle architectural et lithologique du système de Rosetta (Delta du Nil, Méditerranée Orientale) : Implication pour un analogue actuel de réservoir pétrolier. Thèse de doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle, Université Nice Sophia-Antipolis. Nice. 421 pp.
- Rossi S., and Sartori R., 1981. A seismic reflection study of the external Calabrian Arc in the northern Ionian Sea (eastern Mediterranean). *Marine Geophysical Research*, 4: 403-426. doi:10.1007/BF00286036
- Römer, M., Sahling, H., Pape, T., dos Santos Ferreira, C., Wenzhöfer, F., Boetius, A., and Bohrmann, G., 2014. Methane fluxes and carbonate deposits at a cold seep area of the Central Nile Deep Sea Fan, Eastern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 347 : 27-42. doi:10.1016/j.margeo.2013.10.011
- Rouchy, J.M. and Caruso, A., 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedimentary Geology*, 188-189: 35-67.
- Rosenbaum, G. and Lister, G.S., 2004. Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics*, 23(TC1013). doi:10.1029/2003TC001518
- Royden, L. H., and Papanikolaou, D.J., 2011. Slab segmentation and late Cenozoic disruption of the Hellenic arc. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12.
- Ruppel, C., and Kinoshita, M., 2000. Fluid, methane, and energy flux in an active margin gas hydrate province, offshore Costa Rica. *Earth and Planetary Science Letters*, 179(1): 153-165.
- Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., et al., 1973. *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, 1447 pp.
- Ryan, W.F.B., Kastens, K.A., and Cita, M.B., 1982. Geological evidence concerning compressional tectonics in the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 86: 213-242. doi:10.1016/0040-1951(82)90068-3

## S

- Saffer, D. M., and Tobin, H., 2011. Hydrogeology and mechanics of subduction zone forearcs: Fluid flow and pore pressure. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39(1): 157-186.
- Sager, W.W., MacDonald, I.R., and Hou, R., 2003. Geophysical signatures of mud mounds at hydrocarbon seeps on the Louisiana continental slope, northern Gulf of Mexico. *Marine Geology*, 198: 97-132.
- Sahling, H., Bohrmann, G., Spiess, V., Bialas, J., Breitzke, M., Ivanov, M., Kasten, S., Krastel, S., and Schneider, R., 2008. Pockmarks in the Northern Congo Fan area, SW Africa: Complex seafloor features shaped by fluid flow. *Marine Geology*, 249(3-4): 206-225.
- Salamon, A., Hofsetter, A., Garfunkel, Z., and Ron, H., 1996. Seismicity of the eastern Mediterranean region: perspective from the Sinai subplate. *Tectonophysics*, 263: 293-305.
- Salem, R., 1976a. Evolution of Eocene-Miocene Sedimentation Patterns in Parts of Northern Egypt. *Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, 60(1): 34-64.
- Salem, R., 1976b. Evolution of Eocene-Miocene sedimentation patterns in parts of northern Egypt. *AAPG Bulletin*, 60: 34-36.
- Samuel, A., Kneller, B.C., Raslan, S., Sharp, A. and Parsons, C., 2003. Profilic deepmarine slope channels of the Nile Delta, Egypt. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 87(4): 541-560.
- Sardou, O., and Mascle, J., (2003). Cartography by multibeam echo-sounder of the Nile deep-sea Fan and surrounding areas (2 sheets). Special publication CIESM, Monaco.
- Sartori, R., 2003. The Tyrrhenian back-arc basin and subduction of the Ionian lithosphere. *Episodes*, 26: 217-221.
- Sautkin, A., Talukder, A.R., Comas, M.C., Soto, J.I., and Alekseev, A., 2003. Mud volcanoes in the Alboran Sea: evidence from micropaleontological and geophysical data. *Marine Geology*, 195: 237-261. doi:10.1016/S0025-3227(02)00691-6

- Savini, A., Corselli, C., Tessarolo, C., Bellanca, A., Daffonchio, D., Danovaro, R., and Etiope, G., 2007. Seafloor mapping and acoustic geophysical data of a shallowly mud-volcanoes province offshore Sicily (Eastern Sicily channel - Hyblean - Malta plateau). *Rapp. Comm. int. Mer Médit.*, 38, 2007.
- Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X., and Roulet, M.J., 1986. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123: 1-35.
- Scholz, H., Frieling, D., and Obst, K., 2009. Funnel structures and clastic dykes in Cambrian sandstones of southern Sweden - indications for tensional tectonics and seismic events in a shallow marine environment. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 251: 355-380.
- Schulz, H.-M., Emeis, K.-C., and Volkmann, N., 1997. Organic carbon provenance and maturity in the mud breccia from the Napoli mud volcano: Indicators of origin and burial depth. *Earth and Planetary Science Letters*, 147: 141-151.
- Seed, H.B., 1979. Soil liquefaction and cyclic mobility evaluation for level ground during earthquakes. *Journal of the Geotechnical Engineering Division, ASCE*, 105: 201-255.
- Selvaggi, G., and Chiarabba, C., 1995. Seismicity and P-wave velocity image of the Southern Tyrrhenian subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 121: 818-826.
- Sengör, A.M.C., 1979. Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, 279: 590-593.
- Sengör, A.M.C., Yilmaz, Y., and Sungurlu, O., 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Paleo-Tethys. *Geological Society, London, Special Publications*, 17: 77-111.
- Seront, B., Wong, T.F., Caine, J.S., Forster, C.B., Bruhn, R.L., and Friedrich, J.T., 1998. Laboratory characterization of hydromechanical properties of a seismogenic normal fault system. *Journal of structural geology*, 20 : 865-881.
- Sestini, G., 1989. Nile Delta: a review of depositional environments and geological history, in M. K. G. Whateley and K. T. Pickering, eds., *Deltas: sites and traps for fossil fuels*: Geological Society, London, Special Publication, 41: 99-127.
- Shih, T., 1967. A survey of the active mud volcanoes in Taiwan and a study of their types and the character of the mud. *Pet. Geol. Taiwan*, 5, pp. 259-311.
- Sieck, H.C., 1975. Practical application of offshore site hazard surveys. *Ocean Engineering*, 15 (November): 6-9.
- Smith, A.G., 1971. Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. *Bulletin of the Geological Society of America*, 82: 2039-2070.
- Sokol, E., Novikov, I., Zateeva, S., Vapnik, Ye., Shagam, R., and Kozmenko, O., 2010. Combustion metamorphism in the Nabi Musa dome: new implications for the Amud volcanic origin of the Mottled Zone, Dead Sea area. *Basin Research*, 22: 414-438. doi: 10.1111/j.1365-2117.2010.00462.x
- Somoza, L., Díaz-del-Río, V., Hernández-Molina, F.J., León, R., Lobato, A., Alveirinho-Dias, J.M., Rodero, J., and TASYO Team, 2000. New discovery of a mud volcano field related to gas venting in the Gulf of Cádiz: imagery of multibeam data and ultra-high resolution seismics. In: *Ext Abstr Vol 3rd Symposium Iberian Atlantic Margin, September 2000, Faro*, pp. 397-398.
- Somoza, L., Ivanov, M.K., Pinheiro, L., Maestro, A., Lowrie, A., Vázquez, J.T., Gardner, J., Medialdea, T., and Fernández-Puga, M.C., 2001. Structural and tectonic control of fluid seeps and mud volcanoes in the Gulf of Cádiz. In: Akhmanov, G., and Suzyumov, A., (eds.). *Geological processes on deep-water European margins. IOC Worksh Report 175*: 41-42.
- Somoza, L., Díaz-del-Río, V., León, R., Ivanov, M., Fernández-Puga, M.C., Gardner, J.M., Hernández-Molina, F.J., Pinheiro, L.M., Rodero, J., Lobato, A., Maestro, A., Vázquez, J.T., Medialdea, T., and Fernández-Salas, L.M., 2003. Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cádiz mud volcano area: acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data. *Marine Geology*, 195: 153-176. doi:10.1016/S0025-3227(02)00686-2
- Somoza, L., Medialdea, T., León, R., Ercilla, G., Vázquez, J.T., Farran, M., Hernández-Molina, J., Gonzáles, J., Juan, C., and Fernández-Puga, M.C., 2012. Structure of mud volcano systems and pockmarks in the region of the Ceuta Contourite Depositional System (Western Alborán Sea). *Marine Geology*, 332/334: 4-26. doi:10.1016/j.margeo.2012.06.002
- Soter, S., 1999. Macroscopic seismic anomalies and submarine pockmarks in the Corinth - Patras rift, Greece. *Tectonophysics*, 308: 275-290.

- Staffini, F., Spezzaferri, S., and Aghib, F., 1993. Mud diapirs of the Mediterranean Ridge: Sedimentological and micropaleontological study of the mud breccia. *Riv. It. Paleont. Strat.* 99: 252-254.
- Stampfli, G. M., and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth Planetary Science Letters*, 196(1-2): 17-33. doi:10.1016/S0012-821X(01)00588-X
- Stampfli, G. M., Borel, G. D., Marchant, R. and Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. In: Rosenbaum, G. and Lister, G. S., (eds). *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*. *Journal of the Virtual Explorer*, 7: 75-104.
- State Oil of the Republic of Azerbaijan SOCAR, 1996. Engineering geology of the seabed in the Guneshli, Chirag and Azeri field areas. Report for Azerbaijan International Oil AIOC.
- Stewart, S.A. and Davies, R.J., 2006. Structure and emplacement of mud volcano systems in the South Caspian Basin. *AAPG Bulletin*, 90(5): 771-786.
- Sultan, N., Voisset, M., Marsset, T., Vernant, A.M., Cauquil, E., Colliat, J.L., and Curinier, V., 2007. Detection of free gas and gas hydrate based on 3D seismic data and cone penetration testing: An example from the Nigerian Continental Slope. *Marine Geology*, 240(1-4): 235-255.
- Sultan, N., Marsset, B., Ker, S., Marsset, T., Voisset, M., Vernant, A.M., Bayon, G., Cauquil, E., Adamy, J., Colliat, J.L., and Drapeau D., 2010. Hydrate dissolution as a potential mechanism for pockmark formation in the Niger delta. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 115(B08101). doi:10.1029/2010JB007453
- Sultan, N., Bohrmann, G., Ruffine, L., Pape, T., Riboulot, V., Colliat, J-L., De Prunelé, A., Dennielou, B., Garziglia, S., Himmler, T., Marsset, T., Peters, C.A., Rabiou, A., and Wei, J., 2014. Pockmark formation and evolution in deep water Nigeria: Rapid hydrate growth versus slow hydrate dissolution, *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 119: 2679-2694. doi:10.1002/2013JB010546.
- Swarbrick, R.E., Osborne, M.J., and Yardley, G.S., 2002. Comparison of overpressure magnitude resulting from the main generating mechanisms. In: Huffman, A.R., and Bowers, G.L., (eds.). *Pressure Regimes in Sedimentary Basins and their Prediction*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 76: 1-12.

## T

- Taira, A., Hill, I., Firth, J.V., and Shipboard scientific Party Leg 131, 1991. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 131*, College Station, TW (Ocean Drilling Program): 434 pp.
- Tari, G., Hussein, H., Novotny, B., Kohazy, R., Hannke, K., and Mascle, J., 2012. Examples of deepwater play types in the Matruh and Herodotus basins of NW Egypt. *Leading Edge*, 32(7): 816-823.
- Tassy, A., Crouzy, E., Gorini, C., Rubino, J.L., Bouroullec, J.L., and Sapin, F., 2015. Egyptian Tethyan margin in the Mesozoic: Evolution of a mixed carbonate-siliciclastic shelf edge (from Western Desert to Sinai). *Marine and Petroleum Geology*, 68(A): 565-581. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2015.10.011
- Taud, H., and Parrot, J.-F., 1992. Detection of circular structures on satellite images. *International Journal of Remote Sensing* 13: 319-335.
- Taylor, M.H., Dillon, W.P., and Pecher, I.A., 2000. Trapping and migration of methane associated with the gas hydrate stability zone at the Blake Ridge Diapir: new insights from seismic data. *Marine Geology*, 164: 79-89.
- Tibor, G., and Ben-Avraham, Z., 2005. Late Tertiary paleodepth reconstruction of the Levant margin off Israel. *Marine Geology* 221: 331-347.
- Tinivella, U., and Giustiniani, M., 2012. An overview of mud volcanoes associated to gas hydrate system. In: Nemeth, K. (eds.). *Updates in volcanology - new advances in understanding volcanic systems*, 6: 225-267. doi:10.5772/51270
- Truffert, C., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., de Voogd, B., Huchon, P., and Le Pichon, X., 1993. The crust of the western mediterranean ridge from deep seismic data and gravity modelling. *Geophysical Journal International*, 114(2): 360-372.
- Topuz, G., Gocmengil, G., Rolland, Y., Celik, O. F., Zack, T., and Schmitt, A. K., 2012. Jurassic accretionary complex and ophiolite from northeast turkey; no evidence for the cimmerician continental ribbon. *Geology*, 41(2): 255-258.

## V

- Vandré, C., Cramer, B., Gerling, P., and Winsemann, J., 2007. Natural gas formation in the western Nile delta (Eastern Mediterranean): thermogenic versus microbial. *Org Geochem* 38(4): 523–539.
- Van Rensbergen, P., Morley, C.K., Ang, D.W., Hoan, T.Q., and Lam, N.T., 1999. Structural evolution of shale diapirs from reactive rise to mud volcanism: 3D seismic data from the Baram delta, offshore Brunei Darussalam. *Journal of the Geological Society of London*, 156: 633-650.
- Van Rensbergen, P., Depreiter, D., Pannemans, B., Moerkerke, G., Van Rooij, D., Marsset, B., Akhmanov, G., Blinova, V., Ivanov, M., Rachidi, M., Magalhaes, V., Pinheiro, L., Cunha, M., and Henriot, J-P., 2005. The El Arraiche mud volcano field at the Moroccan Atlantic slope, Gulf of Cádiz. *Marine Geology*, 219: 1-17. doi:10.1016/j.margeo.2005.04.007
- Varas, G., Vidal, V., and Geminard, J.J., 2009. Dynamics of crater formations in immersed granular materials. *Physical Review E* 79(2), (021301(7)).
- Varas, G., Vidal, V., and Geminard, J.J., 2011. Venting dynamics of an immersed granular layer. *Physical Review E*, 83(1) (011302(6)).
- Vigorito, M., and Hurst, A., 2010. Regional sand injectite architecture as a record of porepressure evolution and sand redistribution in the shallow crust: insights from the Panoche Giant Injection Complex, California. *Journal of the Geological Society, London*, 167: 889-904.
- Vogt, P.R., Crane, K., Pfirman, S., Sundvor, E., Cherkis, N., Fleming, H., Nishimura, C., and Shor, A., 1991. Sea MARC II sidescan sonar imagery and swath bathymetry in the Nordic Basin. *EOS*, 72: 486.
- Vogt, P.R., Crane, K., Sundvor, E., Max, M.D., Pfirman, S.L., 1994. Methane-generated(?) pockmarks on young, thickly sedimented oceanic crust in the arctic: Vestnesa ridge, Fram strait. *Geology*, 22: 255-258.
- Vogt, P.R., Cherkashev, G., Ginsburg, G., Ivanov, G., Milkov, A., Crane, K., Lein, A., Sundvor, E., Pimenov, N. and Egorov, A., 1997. Haakon Mosby mud volcano provides unusual example of venting. *Eos*, 78: 549-557.
- Volgin, A.V., and Woodside, J.M., 1996. Sidescan sonar images of mud volcanoes from the Mediterranean Ridge: possible causes of variations in backscatter intensity. *Marine Geology*, 132: 39-53. doi:10.1016/0025-3227(95)00152-2

## W

- Walters, A.L., Phillips, J., Brown, R.J., Field, M., Gernon, T., Stripp, G., and Sparks, R.S.J., 2006. The role of fluidisation in the formation of volcanoclastic kimberlite: grain size observations and experimental investigation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155: 119-137.
- Wibberley, C.A., and Shimamoto, T., 2003. Internal structure and permeability of major strike-slip fault zones: the Median Tectonic Line in Mie Prefecture, Southwest Japan. *Journal of Structural Geology*, 25 : 59-78.
- Westbrook, G.K., and Smith, M.J., 1983. Long décollements and mud volcanoes: Evidence from the Barbados Ridge complex for the role of high pore fluid pressure in the development of an accretionary complex. *Geology*, 11: 279-283.
- Wheeler, S.J., Sham, W.K., and Thomas, S.D., 1990. Gas pressure in unsaturated offshore soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 27: 79-89
- Woodside, J.M., and Volgin A.V., 1996. Brine pools associated with Mediterranean Ridge mud diapirs: an interpretation of echo-free patches in deep tow sidescan sonar data. *Marine Geology*, 132(1-4): 55-61. doi:10.1016/0025-3227(95)00153-0
- Woodside, J.M., Ivanov, M.K., and Limonov, A.K. (eds.), 1997. Neotectonics and Fluid Flow through Seafloor Sediments in the eastern Mediterranean and Black Seas. Intergovernmental Oceanographic Commission Technical Series, 48 (part I and II).
- Woodside, J.M., Kenter, J.A., and Köhnen, A., 1998. Acoustic properties from logs and discrete measurements (sites 966 and 967) on Eratosthenes seamount: Controls and ground truth. *Proceedings-Ocean Drilling Program, Scientific Results, National science foundation*, pp. 535-544.

- Woodside, J.M., Mascle, J., Zitter, T.A.C., Limonov, A.F., Ergün, M., and Volkonskaia, A., 2002. The Florence Rise, the Western Bend of the Cyprus Arc. *Marine Geology*, 185: 177-194. doi:10.1016/S0025-3227(02)00194-9
- Woodside, J.M., de Lange, G., Dupré, S., 2004. Mimes (Multiscale Investigations of Eastern Mediterranean Seep Systems). An expedition on Pelagia 13 June 2004 - 14 July 2004: a contribution to the Mediflux projet of Euromargins. Cruise report, Ifremer, Plouzané. <http://archimer.ifremer.fr/doc/00175/28649/>
- Woolsey, T.S., Macallum, M.E., and Schumm, S.A., 1975. Modelling of diatreme emplacement by fluidization. *Physical Chemical Earth*, 9: 29-42. doi:10.1016/0079-1946(75)90004-X

## Y

- Yakubov, A.A., Alizade, A.A., and Zeinalov, M.M., 1971. Mud volcanoes of Azerbaijan SSR, Atlas. Elm, Baku (in Russian).
- Yassir, N., 2003. The role of shear stress in mobilizing deep-seated mud volcanoes: geological and geomechanical evidence from Trinidad and Taiwan. In: Van Rensbergen, P., Hillis, R.R., Maltman, A.J. & Morley, C.K. (eds) *Subsurface sediment mobilization*. Geological Society, London, Special Publications, 216, 461-474. doi: 10.1144/GSL.SP.2003.216.01.30
- Yang, W.C., 2005. *Handbook of Fluidization and Fluid-Particle Systems*. Taylor and Francis e-library, 871 pp.
- Yusifov, M., and Rabinowitz, P.D., 2004. Classification of mud volcanoes in the South Caspian Basin, offshore Azerbaijan. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 965-975. doi:10.1016/j.marpetgeo.2004.06.002

## Z

- Zaghloul, Z.M., Elgamal, M.M., El Araby, H. and Abdel Wahab, W., 2001a. Evidences of neotectonics and ground motions in the northern Nile Delta. In: Zaghloul, Z.M., and Elgamal, M.M., (eds.). *Deltas, Modern and Ancient*. 1st International Symposium on the Deltas, Cairo, Egypt, March 1999, pp. 285-314.
- Zatyagalova, V., Ivanov, A.Y., and Golubov, B.N., 2007. Application of envisat sar imagery for mapping and estimation of natural oil seeps in the south caspian sea. Proc. 'Envisat Symposium 2007', Montreux, Switzerland, 23-27 April 2007, (ESA SP-636, July 2007).
- Zitter, T.A.C., Woodside, J.M., and Mascle, J., 2003. The Anaximander Mountains: a clue to the tectonics of southwest Anatolia. *Geological Journal*, 38: 375-394. doi: 10.1002/gj.961
- Zitter, T.A.C., 2004. Mud volcanism and fluid emissions in eastern Mediterranean neotectonic zones. Thèse

---

## Liste des illustrations

---

- Figure 1-1 : Répartition mondiale des champs de volcans de boue tirée de Milkov (2000), Dimitrov (2002) et Kopf (2002) superposée à la carte « La tectonique des plaques vue de l'espace », modifiée d'après Chamot-Rooke et Rabaute (2006). ..... 18
- Figure 1-2 : Schéma illustrant les principales composantes des systèmes de circulation et émission de fluides sur une marge continentale ou dans un bassin sédimentaire (Anka et al., 2012). ..... 19
- Figure 1-3 : Bloc 3D schématique illustrant les différents marqueurs de la migration et l'expulsion de fluides dans la colonne sédimentaire, à la surface du fond de mer, dans la colonne d'eau et à la surface de l'eau. .... 23
- Figure 1-4 : (A) Image Envisat SAR illustrant des suintements naturels d'hydrocarbures à la surface de l'eau en Mer Caspienne (modifié de Zatyagalova et al., 2007) ; (B) Visualisation des anomalies acoustiques dans la colonne d'eau associées à des échappements de gaz dans la Province Centrale du Delta Sous-Marin du Nil (Praeg et al., 2014). ..... 24
- Figure 1-5 : (A), (B) et (C) micro-bathymétrie multifaisceaux obtenue avec le Véhicule Sous-Marin Autonome (AUV) Seal 5000 développé par Marum, des volcans de boue Kazan (A) et Thessaloniki (B) situés sur les Monts Anaximandre en Méditerranée Orientale (source marum.com) et des encroûtements carbonatés de la Province Centrale du DSMN (modifié d'après Römer et al., 2013). (D) Image de réflectivité des encroûtements carbonatés de la Province Centrale du DSMN obtenue avec le sondeur multifaisceaux EM120 (modifié d'après Römer et al., 2013). ..... 25
- Figure 1-6 : Image tirées de plongée ROV représentant (A) des panaches de bulles sur le volcan Håkon Mosby, marge Norvégienne, lors de la campagne Vicking 2006 (source hermes.net), (B) et (C) des communautés chimiosynthétiques installées sur les sites de sorties de fluides de la Province Centrale du DSMN, lors de la campagne MSM13/4 (modifié d'après Römer et al., 2013). ..... 26

Figure 1-7 : Illustration des différents domaines composant les systèmes de volcan de boue (Roberts, 2011 modifié de Stewart et Davies, 2006).....	28
Figure 1-8 : Tableau descriptif des différents types de brèches de boue décrites par Staffini et al. (1993). Les photographies sont tirées de la banque de données de la NOAA et de Camerlenghi et Pini (2009). .....	29
Figure 1-9 : Photographies (A) d'un volcan de boue terrestre à Chandragrup dans la province du Makran au Pakistan (Deville, 2009), (B) d'un champ de gryphons à Dashgill en Azerbaïdjan (Deville, 2009), (C) d'une caldera à l'ouest du volcan de boue Bahar en Azerbaïdjan (Roberts, 2010). Image bathymétrique des volcans de boue sous-marin (D) Chefren dans la province occidentale du DSMN (Masclé et al., 2014) ; (E) Carlos Ribeiro dans le golfe de Cadiz (source hermione.net) et (F) Håkon Mosby en Mer de Barents (Jerosch et al., 2007).....	31
Figure 1-10 : Figures illustrant le suivi de l'évolution morphologique au cours du temps du volcan de boue Håkon Mosby en Mer du Nord (modifié d'après Feseker et al., 2014). Les trois premières figures sont des cartes bathymétriques du volcan acquises, de gauche à droite, en 2003, 2006 et 2010. La figure du dessous représente deux profils topographiques N-S comparant la topographie de l'édifice entre 2006 et 2010. ....	34
Figure 1-11 : Fréquences des éruptions catastrophiques des volcans de Trinidad et d'Azerbaïdjan (Deville et al., 2004 ; Deville et Guerlais, 2009). .....	35
Figure 1-12 : (A) Profils de sismique réflexion recoupant différents volcans de boue offshore occidental de Trinidad (Deville et al., 2006). (B) Coupe horizontale en profondeur de la colonne au faciès sismique transparent associée à un volcan de boue en Mer Caspienne. (C) Profil de sismique réflexion recoupant un volcan de boue fossile en Mer Caspienne. (D) Visualisation en 3D de la colonne au faciès sismique transparent et des failles circulaires concentriques (Stewart et Davies, 2006).....	40
Figure 1-13 : Photographies des structures circulaires visibles à l'affleurement dans les sédiments d'âge Pliocène supérieur sur l'île de Rhodes (A) (Løseth et al., 2011), (B) (Judd et Hovland 2007).....	41
Figure 1-14 : Schéma illustrant la formation de volcans de boue suite à la formation de diapir d'argile en profondeur (Milkov, 2000). ....	42

Figure 1-15 : Schéma illustrant les différentes étapes de formation des diatrèmes (Woosley et al., 1975). .....	44
Figure 1-16 : Modèle schématique illustrant le domaine intrusif et extrusif d'un système de volcan de boue. Les trois zones du complexe cylindrique définies par Roberts et al. (2010) y sont présentées.....	45
Figure 1-17 : (A) Coupe schématique à travers la structure Forest Reserve où une masse argileuse a été forée (Higgins, 1996 dans Deville et al., 2003) (B) Représentation schématique d'un système de volcan de boue comprenant des chambres de boue (Deville et al., 2003). ...	46
Figure 1-18 : Figure illustrant les différentes morphologies sur le fond associées aux sorties de fluides selon la vitesse du flux émis d'après Roberts (2001).....	50
Figure 1-19 : Photographies d'encroûtement carbonaté sous forme de dalle (A) ou de construction de type chemoherm (B), prises lors d'une plongée avec le ROV Jason dans le bassin Levantin en Méditerranée Orientale. (C) Photomosaïque du site de sorties de fluides (Coleman et Ballard, 2001). .....	51
Figure 1-20 : (A) Image bathymétrique des pockmarks en Mer du Nord. Le pipeline sert d'échelle et fait 61 cm de diamètre (Hovland et Judd, 2007). (B) Image bathymétrique illustrant des pockmarks et des sillons dans le bassin du Congo (Gay, 2002). .....	52
Figure 1-21 : Classification des différents pockmarks communs selon leur morphologie (Riboulot, 2011 d'après Hovland et al., 2002). .....	53
Figure 1-22 : (A) Profil de sismique réflexion recoupant un pockmark et son interprétation (Gay, 2002). (B) Profil de sismique réflexion recoupant un pockmark à cheminée oblique et son interprétation (Riboulot, 2011). .....	54
Figure 1-23 : Illustration des modèles proposés pour la formation et l'évolution des pockmarks communs. (A) Josenhans et al. (1978) ; (B) Hovland et Judd, (1988) ; (C) Gay (2002). .....	56
Figure 1-24 : Illustration du modèle de formation et d'évolution des pockmarks communs proposé par Andresen et al. (2008). .....	57
Figure 1-25 : Illustration géophysique des témoins de la variation de flux au sein d'un système de sortie de fluide. (A) profil de sismique réflexion ; (B) Coupe horizon ; (C) Modèle modifié d'après Ho et al., 2012. ....	58

- Figure 1-26 : Bloc 3D illustrant les différents contrôles structuraux et sédimentaires sur la répartition des pockmarks en surface (Gay et al., 2007). ..... 60
- Figure 1-27 : A. Illustration de pockmarks associés à un volcan de boue enfoui, modifiée d'après Riboulot et al. (2011) avec 1. Carte des pentes du fond de mer illustrant 7 pockmarks localisés en surface au niveau d'un volcan de boue enfoui et 2. Profil de sismique réflexion HR tiré d'un bloc 3D de sismique réflexion avec son interprétation illustrant le volcan de boue enfoui et les pockmarks de surface ; B. Profil de sismique réflexion tiré d'un bloc de sismique 3D illustrant un pockmark en surface et des volcans de boue enfouis en profondeur, modifié d'après Fowler et al. (2000). ..... 61
- Figure 1-28 : Schéma de l'organisation des systèmes « haché-faillé » conduisant à la formation de sillons sur le plancher océanique (Gay et al., 2004). ..... 62
- Figure 1-29 : Image AUV illustrant les pockmarks à hydrates dans le delta du Niger (Sultan et al., 2014). ..... 64
- Figure 1-30 : (A) Profil de sismique réflexion 3D recoupant le pockmark présenté dans la Figure 1-29a (Sultan et al., 2010). (B) Profil de sismique réflexion très haute résolution recoupant le même pockmark (Sultan et al., 2014). ..... 65
- Figure 1-31 : Modèle de formation et d'évolution des pockmarks à hydrate (Sultan et al., 2014). ..... 66
- Figure 1-32 : Profil de sismique réflexion recoupant la structure Giant Gjallar Vent. Deux conduits alimentent l'édifice en surface et s'enracinent dans les niveaux intra-oligocène où d'anciens monts hydrothermaux se sont développés (Gay et al., 2012). ..... 68
- Figure 1-33 : Modélisation analogique d'une structure perçante. La première colonne représente les photos en noir et blanc des différentes étapes de l'expérience. Les deuxièmes (déplacement vertical) et troisièmes (déformation cisailante) colonnes correspondent aux résultats obtenus via une technique de mesure de la vélocimétrie par imagerie des particules (Gay et al., 2012). ..... 69
- Figure 1-34 : (A) photographie de l'expérience au moment de la fracturation hydraulique initiale et (b) représentation des contraintes volumétriques calculées entre le commencement de l'expérience et l'étape présentée en (a). La dilatation est maximum au niveau de la fracture et des zones de cisaillement. (c) photographie de la morphologie finale de la

structure et (b) son interprétation (Gay et al., 2012). (B) Modèle d'initiation et de propagation de la structure interne des structures perçantes (Gay et al., 2012). .....	71
Figure 2-1 : Carte topographique de la Méditerranée (source ETOPO1, Amante et Eakins, 2009).....	74
Figure 2-2 : Reconstitutions paléo-géographiques de l'histoire Néo-Téthys, modifiées d'après Stampfli et Borel, 2002.....	76
Figure 2-3 : Evolution géodynamique de la Mer Méditerranée de l'Oligocène à l'actuel (Faccenna et al., 2014). Les lignes rouges indiquent les zones actives de subduction, les volcans calco-alcalins sont en rouge et les volcans anorogéniques en bleu, les zones en jaune correspondent aux zones en extension, les flèches indiquent les zones de contraintes. ....	77
Figure 2-4 : Carte cinématique de la Méditerranée. Les flèches jaunes indiquent les mouvements relatifs de la plaque afrique par rapport à l'Eurasie fixe en mm/an (modifiée d'après Chamot-Rooke et al., 2005).....	78
Figure 2-5 : Carte cinématique illustrant la localisation de la potentielle microplaque Sinäi (Loncke, 2002). .....	80
Figure 2-6 : Répartition des dépôts méssiniens (Rouchy et Caruso, 2006).....	81
Figure 2-7 : Distribution de la sismicité en Méditerranée (Faccenna et al., 2014). ....	82
Figure 2-8 : Carte tectonique de la Méditerranée (Faccenna et al., 2014). .....	82
Figure 2-9 : Cinématique actuelle de la Méditerranée Centrale et Orientale (Pérouse et al., 2012).....	83
Figure 2-10 : Carte Bathymétrique de la Méditerranée Orientale modifiée d'après Brosolo et al. (2012).....	84
Figure 2-11 : Carte des domaines structuraux de la Méditerranée Orientale. Les prismes d'accrétion des marges actives sont en violet, le DSMN localisé sur la marge passive Libyo-égyptienne est en organe, le Golfe de Syrte en vert et les bassins Ionien et Herodote sont en bleu. Le fond de carte bathymétrique est tiré de Brosolo et al. (2012). .....	85
Figure 2-12 : Carte morpho-structurale du prisme Calabrais Gutscher et al., 2017. Les deux profils sismiques a et b sont présentés en Figure 2-15. ....	87
Figure 2-13 : Vue 3D schématique du Prisme d'accrétion Calabrais (Gallais et al., 2012).....	88

- Figure 2-14 : Diagramme schématique de la région de Sicile-Calabre montrant la cinématique régionale et l'activité de la faille liée au STEP. Le ralentissement du panneau plongeant induit une avancée vers le SE du bloc Calabro-Péloritain conduisant à un raccourcissement dans le prisme d'accrétion externe calabrais (ombrage vert clair). AS : Alfeo Seamount ; SAF : Sud Alfeo Fault system. NAF : North Alfeo Fault. La prolongation de la faille STEP au nord du Mont Etna est incertaine, trois prolongements possibles sont représentés schématiquement (Guscher et al., 2016). ..... 89
- Figure 2-15 : Interprétation des profils sismiques (a) MSC CROP M-2B recoupant le lobe Ouest et (b) MCS CROP M-4 recoupant le lobe Est (Polonia et al., 2012). Le domaine jaune correspond aux niveaux stratigraphiques Messinien et Plio-Quaternaire, le vert aux sédiments d'âges Tertiaire et Mésozoïque et le violet à la plaque africaine. .... 90
- Figure 2-16 : Carte structurale de la Ride Méditerranéenne (Huguen et al., 2004). .... 92
- Figure 2-17 : Coupe interprétative recoupant la partie occidentale de la Ride Méditerranéenne basée sur les résultats du projet IMMERSE tirée de Reston et al., 2002. .... 93
- Figure 2-18 : Carte morpho-structurale de la partie occidentale de la Ride Méditerranéenne modifiée d'après Chamot-Rooke et al., 2005. Les différents domaines morpho-structuraux ont été ajoutés à la carte et sont tirés de Chamot-Rooke et al., 2005 d'après Truffert et al., 1993. .... 95
- Figure 2-19 : Bloc diagramme interprétatif de la structure du domaine central de la Ride Méditerranéenne modifié d'après Huguen et Mascle, 2005. .... 97
- Figure 2-20 : Bloc diagramme interprétatif de la structure du domaine oriental de la Ride Méditerranéenne modifié d'après Huguen et Mascle, 2005. .... 98
- Figure 2-21 : Carte structurale régionale de la marge Libyo-égyptienne (Tari et al., 2012). ..... 100
- Figure 2-22 : Carte du DSMN illustrant les principaux éléments structuraux régionaux et domaines morpho-structuraux modifiée d'après Rouillard (2010). Le fond de carte bathymétrique est tiré de Mascle et al., 2006. La localisation des systèmes de failles est tirée de Sestini (1989) et (Aal et al., 2000). ..... 101
- Figure 2-23 : Coupe géologique schématique illustrant l'architecture tectono-stratigraphique de la marge égyptienne (Tassy et al., 2015). ..... 102
- Figure 2-24 : Carte morpho-structural du delta sous-marin du Nil (Loncke, 2002). . 104

Figure 2-25 : Couverture de réflectivité du sonar GLORIA modifié de Fusi et Kenyon, 1996.....	106
Figure 2-26 : Localisation des différents champs de sorties de fluide en Méditerranée Orientale.....	111
Figure 2-27 : Distribution des volcans de boue prouvés et supposés en Méditerranée (Masclé et al., 2014).....	112
Figure 2-28 : Localisation des potentiels volcans de boue du Prisme Calabrais (Ceramicola et al., 2014). ....	114
Figure 2-29 : Planche descriptive du volcan de boue Madonna dello Ionio. A : Image de bathymétrie multifaisceaux HERMES (Praeg et al., 2009). B : Image de réflectivité (Ceramicola et al., 2014). ....	115
Figure 2-30 : Profil de sismique réflexion et son interprétation recoupant le volcan de boue Madonna dello Ionio (Praeg et al., 2009).....	116
Figure 2-31 : Données de réflectivité issues des campagnes Médée (branche occidentale de la Ride Méditerranéenne), Prismed (branche Centrale et orientale de la Ride) et Anaxiprobe (Monts Anaximandre) (Huguen et al., 2006). ....	119
Figure 2-32 : Carte localisant les différentes coulées de boue (en noir) identifiées sur les données de réflectivité recouvrant la branche occidentale de la Ride Méditerranéenne (Rabaute et Chamot-Rooke, 2007). ....	121
Figure 2-33 : Cartographie des morphologies fond de mer et des coulées de boue associées aux volcans de boue de la partie centrale et orientale de la Ride Méditerranéenne (Huguen, 2001).....	122
Figure 2-34 : Principaux types de structures argilo-cinétiques identifiés selon leur caractéristiques morphologiques, réflectives et sismiques sur la partie centrale et orientale de la Ride Méditerranéenne (Huguen et al., 2004). ....	123
Figure 2-35 : A. Image bathymétrique 3D du volcan de boue Napoli (Masclé et al., 2014). B. Image de réflectivité acoustique (données PRISMED). C. Photographie d'un lac de saumure présent au sommet du volcan Napoli (source Ifremer.fr). D. Cartographie détaillée du sommet du volcan Napoli à partir de données vidéo (Huguen, 2001). ....	125

Figure 2-36 : (A) Interprétation d'un profil de sismique réflexion recoupant le volcan de boue Napoli et lithostratigraphie à partir des forages ODP leg 160 site 971 (Robertson et al., 1996 dans Kopf et al, 1998) ; (B) Profil de sismique réflexion recoupant le volcan Napoli (Mascle et al., 2014) (C) Photographie de section des forages ODP (source noaa.net). ..... 127

Figure 2-37 : Distribution des pockmarks, encroûtements carbonatés et volcans de boue sur le delta du Nil et le bassin Levantin (Loncke et al., 2004). ..... 132

Figure 2-38 : Carte bathymétrique ombrée de la partie est de la Province Centrale du DSMN (Sardou et Mascle, 2003) illustrant les différents volcans de boue actifs de cette zone (Dupré et al., 2008). ..... 133

Figure 2-39 : A. Image bathymétrique d'une résolution de 1,5 m (AUV) du sommet du volcan Isis illustrant les différents dômes et rides concentriques (modifiée d'après Dupré et al., 2008). B. Profil de sismique réflexion 2D recoupant le volcan de boue Isis (modifié d'après Loncke et al., 2004). ..... 135

Figure 2-40 : Carte bathymétrique illustrant le champ de cônes localisés dans la Province Occidentale du DSMN et son interprétation morpho-structurale (Huguen et al., 2009). ..... 136

Figure 2-41 : A. Visualisation oblique 3D de données bathymétriques (Sardou et Mascle, 2003) au niveau de la caldera Menes (modifiée d'après Dupré et al., 2014). B. Visualisation 3D de données bathymétriques d'une résolution de 2 m du volcan de boue Chephren localisé dans la caldera Menes (modifiée d'après Mascle et al., 2014). C. Exemple de profils de sismique réflexion haute résolution, sans localisation, recoupant la caldera Menes (Dupré et al., 2014). ..... 137

Figure 2-42 : Données bathymétriques d'une résolution de 2 m illustrant un champ de pockmarks de la pente continentale de la Province Centrale du DMSN (Mascle et al., 2014). ..... 138

Figure 2-43 : Illustration des encroûtements carbonatés localisés dans la Province Centrale du DSMN et des anomalies hydroacoustiques associées. (A) Figure composée illustrant le signal hydroacoustique enregistré dans la colonne d'eau (Parasound echosounder) et les profils HR recoupant les patches de fortes réflectivités. (B) Visualisation 3D des données de réflectivités et des anomalies hydroacoustiques détectées aux niveaux des encroûtements carbonatés (Römer et al., 2013). ..... 139

Tableau 2-1 : Tableau synthétisant les différents processus impliqués dans les systèmes de sorties de fluides communément décrits dans la littérature et ceux proposés pour expliquer la formation des volcans de boue dans les différents domaines structuraux de la Méditerranée Orientale. ....	143
Tableau 2-2 : Tableau synthétisant les différentes hypothèses proposées dans la littérature pour expliquer l'origine des volcans de boue en Méditerranée Orientale. ....	146
Figure 3-1 : Schéma représentant le principe d'acquisition du sondeur multifaisceaux EM12 (source ifremer.com). ....	150
Tableau 3-1 : Tableau répertoriant les différentes campagnes d'acquisition des données de sondeur multifaisceaux. B* : Bathymétrie ; R* : Réflectivité. Le logiciel Caraïbe est développé par l'Ifremer, PDS2000 par Teledyne PDS, et MB-system par l'université Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia (L-DEO) et Monterey Bay Aquarium Research Institute (MBARI). ....	153
Tableau 3-2 : Caractéristiques des différents modèles de sondeurs multifaisceaux utilisés pour acquérir les données utilisées au cours de cette étude. ....	154
Figure 3-2 : Données bathymétriques en Méditerranée Orientale. ....	154
Figure 3-3 : Illustration des différentes données de sondeur multifaisceaux acquises au niveau du volcan de boue Cetus sur le Prisme Calabrais. ....	155
Figure 3-4 : Synthèse des données de réflectivité acquises en méditerranée Orientale (Masclé et al., 2014). ....	156
Figure 3-5 : Illustration du dispositif d'acquisition de sismique réflexion modifié d'après Pacault et Léon, (2015). ....	158
Tableau 3-3 : Paramètres d'acquisition du bloc de sismique réflexion 3D East El Burrulus Offshore. ....	159
Figure 3-6 : A. Schéma illustrant un carottier gravitaire de type Küllenbergh. B. Schéma illustrant les différentes étapes d'un carottage (source ifremer.com). ....	161
Figure 3-7 : Localisation des différentes carottes disponibles pour mon étude. ....	162
Figure 3-8 : Clastes récupérés après leur lavage lors de la campagne MOCOSSED...	163
Figure 4-1 : Distribution des carottes de la base de données distinguées selon la présence ou l'absence de brèches argileuses. ....	167

Figure 4-2 : Paramètres sédimentaires renseignés dans la base de données sédimentologiques. ....	168
Figure 4-3 : Attributs utilisés pour délimiter les structures sub-circulaires à topographie positive. Passage d'un profil concave à convexe indiqué par la flèche rouge (Volcan de boue Minerva, Prisme d'Accrétion Calabrais). ....	169
Figure 4-4 : Attributs topographiques (pente et contours bathymétriques) illustrant la zone du champ de volcans de boue Olympie de la partie centrale de la Ride Méditerranéenne et du champ Menes Caldera de la province occidentale du DSMN. ....	172
Figure 4-5 : Illustration des images de réflectivités des champs Olympie et Menes Caldera et des profils de valeur de pixel recoupant différents volcans de boue. ....	173
Figure 4-6 : Illustration et description des étapes de traitement des données de bathymétrie et de réflectivité. ....	174
Figure 4-7 : Illustration et description des étapes du protocole de sélection automatique de forme. ....	177
Figure 4-8 : Résultat de la sélection automatique de forme. ....	178
Figure 4-9 : Illustration et description des étapes du protocole de sélection automatique de zones réflectives associées aux volcans de boue. ....	180
Figure 4-10 : Exemple de la partie centrale de la ride Méditerranéenne (données bathymétriques Prismed) pour illustrer les différentes méthodes de regroupement des informations. ....	184
Tableau 4-1 : Tableau répertoriant les différents paramètres morphométriques. ....	186
Figure 4-11 : Illustration des paramètres morphométriques définis. ....	186
Figure 4-12 : Illustration des différents attributs géophysiques créés sous le logiciel Sismage. ....	190
Figure 5-1 : Localisation des volcans de boue prouvés, probables et possibles, identifiés et classés selon la présence d'un ou de l'association de plusieurs critères de reconnaissance. ....	194
Figure 5-2 : Illustration des différentes classes morphologiques de volcans de boue (images bathymétriques et interprétations). ....	195

- Figure 5-3 : Illustration des différentes classes de réflectivités (images de réflectivité en nuance de gris et interprétation). Les fortes réflectivités sont représentées par des teintes foncées..... 196
- Figure 5-4 : Cartographie des potentiels volcans de boue distingués selon les classes morphologiques définies et de leur signature réflective au niveau du champ Olympie dans la partie centrale de la Ride Méditerranéenne (A) et au niveau de la province occidentale du DSMN (B)..... 198
- Figure 5-5 : Cartographie des zones de forte réflectivité distinguées selon leur classe de réflectivité attribuées et localisation des carottages classés selon le type de brèche retrouvée au niveau du champ de volcan de boue Olympie dans la partie centrale de la ride Méditerranéenne. .... 199
- Figure 5-6 : Graphiques représentant de gauche à droite la distribution des classes morphologiques, de réflectivité et de brèches argileuses en fonction des différentes zones d'études (Prisme d'Accrétion Calabrais, Ride Méditerranéenne, Province Occidentale et Centrale du DSMN). .... 200
- Figure 5-7 : Visualisation en trois dimensions de structures coniques avec une dépression au sommet (classe M3). A, B : au niveau du Prisme Calabrais (données bathymétriques M112). C : au niveau de la province occidentale du DSMN (données bathymétriques Fanil). Profils bathymétriques recoupant les différentes structures. .... 201
- Figure 5-8 : Profils topographiques recoupant différents volcans de boue..... 203
- Figure 5-9 : Cartes bathymétriques illustrant les différentes morphologies complexes de volcan de boue..... 205
- Figure 5-10 : Distribution des résultats de la sélection automatique de forme à l'échelle de la Méditerranée Orientale. Les champs de volcans de boue sont ceux présentés dans le Chapitre 2. .... 207
- Figure 5-11 : Cartes des pentes : exemples de volcans de boue prouvés par carottages mais non sélectionnés..... 209
- Figure 5-12 : Illustration des paramètres de taille des volcans de boue prouvés par carottage et des formes sélectionnées..... 210
- Figure 5-13 : Graphiques représentant l'aplatissement vertical en fonction de l'indice de forme des volcans de boue prouvés par carottage (graphique supérieur) et des structures

sélectionnées automatiquement (graphique inférieur). Les structures en vert correspondent aux volcans de boue prouvés par carottage..... 212

Figure 5-14 : (A) représentation des zones de réflectivité sélectionnées au niveau du champ de volcan de boue Olympie ; (B) Carte illustrant la superposition des formes sélectionnées aux zones de réflectivité sélectionnées ; (C) Représentation des différentes configurations..... 214

Figure 5-15 : Illustration des différentes étapes pour l'attribution d'un indice de confiance aux structures identifiées. .... 216

Figure 5-16 : Répartition des structures sélectionnées automatiquement classées selon l'indice de confiance défini à l'échelle de la Méditerranée Orientale..... 217

Figure 5-17 : Illustration des paramètres de taille des structures identifiées classées selon l'indice de confiance défini. .... 219

Figure 5-18 : Illustration des paramètres de taille des structures identifiées classées selon leur localisation géographique. .... 221

Figure 5-19 : Illustration des valeurs de pente moyenne et de rapport d'aspect par classes d'indice de confiance et par localisation géographique ..... 223

Figure 5-20 : Graphiques représentant le paramètre d'aplatissement vertical en fonction de l'indice de forme des différents volcans de boue prouvés par carottage en Méditerranée Orientale, classé selon leur localisation géographique. Sur le premier graphique, le nom des volcans est indiqué. Sur le second graphique, certains profils topographiques recoupant les volcans de boue sont ajoutés. Cette représentation graphique est inspirée de celles présentées dans la publication de Grosse et al. (2012). .... 226

Figure 5-21 : Graphique représentant le paramètre d'aplatissement vertical en fonction de l'indice de forme des différents volcans de boue identifiés en Méditerranée Orientale et classés selon leur indice de confiance. Les profils topographiques sont ceux de certains volcans de boue prouvés par carottage..... 227

Figure 5-22 : Graphique représentant le paramètre d'aplatissement vertical en fonction de l'indice de forme des différents volcans de boue identifiés en Méditerranée Orientale et classés selon leur localisation géographique. Les profils topographiques sont ceux de volcans de boue prouvés par carottage..... 229

- Figure 5-23 : Graphique représentant le paramètre de hauteur des volcans de boue prouvés par carottage en fonction de la superficie de leur base. Les volcans sont classés selon leur localisation géographique. Sur le premier graphique, le nom des volcans de boue est indiqué. Sur le second graphique, certains profils topographiques recoupant les volcans de boue nommés sont ajoutés. .... 232
- Figure 5-24 : Graphique représentant le paramètre de hauteur en fonction de la surface de la base des différents volcans de boue identifiés en Méditerranée orientale et classés selon leur indice de confiance. Les profils topographiques sont ceux de certains volcans de boue prouvés par carottage. .... 234
- Figure 5-25 : Graphique représentant le paramètre de hauteur en fonction de la surface de la base des différentes structures identifiées en Méditerranée orientale et classées selon leur localisation géographique. Les profils topographiques sont ceux de certains volcans de boue prouvés par carottage. .... 236
- Figure 6-1 : Carte illustrant les différentes morphologies cartographiées sur le fond de mer au niveau du PAC, des provinces occidentale et centrale de la RM et du DSMN. .... 245
- Figure 6-2 : Cartographie des structures présentes sur le fond de mer au niveau du Prisme d'Accrétion Calabrais et délimitation des différents domaines et sous-domaines morpho-bathymétriques indiqués par les lettres A à F. Le segment en rouge délimite le domaine externe (A et B) du domaine interne (C, D, E). A : Front de déformation ; B : Sous-domaine de transition externe ; C : Secteur tabulaire du sous-domaine central ; D : Crête de la ride du sous-domaine central ; E : Plateau interne ; F : Bassins d'avant-arc. .... 247
- Figure 6-3 : Définition des provinces morpho-bathymétriques du Prisme d'Accrétion Calabrais et de la Ride Méditerranéenne résultant de la cartographie des morphologies du fond de mer. .... 249
- Figure 6-4 : Profil bathymétrique recoupant le domaine externe du PAC et illustrant la topographie des sous-domaines du front de déformation et de transition externe. Le profil est localisé sur la Figure 6-5. .... 251
- Figure 6-5 : Carte bathymétrique ombrée du domaine externe du PAC et illustrant la topographie des sous-domaines du front de déformation et de transition externe. La figure est localisée sur la Figure 6-6 ..... 251

- Figure 6-6 : Carte des domaines morpho-bathymétriques sur les deux prismes d'accrétion. La figure est localisée sur la Figure 6-1. .... 252
- Figure 6-7 : Profil bathymétrique recoupant la Crête de la ride du sous-domaine central (domaine interne) du Prisme d'Accrétion Calabrais et illustrant sa topographie et son organisation structurale. Le profil est localisé sur la Figure 6-9. .... 254
- Figure 6-8 : Profil bathymétrique recoupant la Crête de la ride du sous-domaine central (domaine interne) de la Ride Méditerranéenne et illustrant sa topographie et son organisation structurale. Le profil est localisé sur la Figure 6-11. .... 255
- Figure 6-9 : Carte bathymétrique ombrée au niveau du domaine interne du PAC avec la localisation des différentes provinces morpho-bathymétriques (limites en rouge sur la figure). Cette figure est localisée sur la Figure 6-10. .... 256
- Figure 6-10 : Carte morpho-bathymétrique du domaine interne du PAC avec la localisation des différentes provinces morpho-bathymétriques. Cette figure est localisée sur la Figure 6-1. .... 257
- Figure 6-11 : Carte morpho-bathymétrique de la partie occidentale de la RM avec la localisation des différentes provinces morpho-bathymétriques. Cette figure est localisée sur la Figure 6-1. .... 258
- Figure 6-12 : Carte morpho-bathymétrique de la partie centrale de la RM avec la localisation des différentes provinces morpho-bathymétriques. Cette figure est localisée sur la Figure 6-1. .... 259
- Figure 6-13 : Compilation morpho-bathymétrique et structurale utilisant les interprétations de cette étude et celles publiés par Chamot-Rooke et al., 2005. .... 261
- Figure 6-14 : Détail du PAC avec les interprétations structurales des différents domaines morpho-bathymétriques. .... 263
- Figure 6-15 : Distribution des volcans de boue classés selon leur indice de confiance superposée à la carte morpho-structurale du PAC et de la RM. .... 265
- Figure 6-16 : Distribution spatiale des volcans de boue classés selon leur indice de confiance superposée à la carte morpho-structurale de la province occidentale de la RM (isobathes 50 m). .... 266

Figure 6-17 : Distribution spatiale des volcans de boue classés selon leur indice de confiance superposée à la carte morpho-structurale au niveau de la crête de la ride (D) de la RM (isobathes 50 m). .....	267
Figure 6-18 : Distribution spatiale des volcans de boue classés selon leur indice de confiance superposée à la carte morpho-structurale de la province centrale de la RM (isobathes 50 m). .....	268
Figure 6-19 : Distribution des volcans de boue classés selon leur indice de confiance superposée à la carte morpho-structurale du domaine interne du PAC (isobathes 20 m).....	269
Figure 6-20 : Carte morpho-bathymétrique du DSMN (isobathes 50 m). .....	270
Figure 6-21 : Carte morpho-bathymétrique de la Province Occidentale du DSMN illustrant les failles gravitaires (en noir) NNE-SSW décalés par les linéaments structuraux WNW-ESE (en vert). Cette figure est localisée sur la Figure 6-1. ....	272
Figure 6-22 : Carte morpho-bathymétrique de la Province Centrale du DSMN illustrant les différents processus de surface (Mary, 2012). Cette figure est localisée sur la Figure 6-1. ....	274
Figure 6-23 : Distribution spatiale des volcans de boue, classés selon leur indice de confiance, au niveau de la limite des Provinces Centrale et Orientale du DSMN. Les volcans semblent se répartir uniquement à proximité du Système de faille El Temsah. Cette figure est localisée sur la Figure 6-1. ....	277
Figure 6-24 : Distribution spatiale des volcans de boue, classés selon leur indice de confiance, au niveau de la Province Occidentale du DSMN. Les volcans semblent s'aligner suivant des directions NW-SE. Cette figure est localisée sur la Figure 6-1.....	279
Tableau 6-1 : Tableau synthétisant la distribution des volcans de boue dans les différents contextes géologiques de Méditerranée Orientale. ....	281
Figure 6-25 : Compilation morpho-bathymétrique et structurale utilisant les interprétations de cette étude et celles publiées par Chamot-Rooke et al., 2005 et distribution des volcans de boue classés selon leur indice de confiance. Se référer à la Figure 6-15 pour la légende. ....	282
Figure 6-26 : Extrait du poster présenté à l'ASF présentant la répartition géographique des pockmarks et sillons en surface et le contrôle géologique sur leur distribution au niveau de	

la Province Centrale du DSMN (Mary et al., 2015.) La cartographie des corps sédimentaires enfouis est tirée de Belleville, (2012)..... 284

Figure 7-1 : Location map of the study area in the Central Province of NDSF. On top, the bathymetric map is from Brosolo et al. (2012). At the bottom, the bathymetric map is a DTM with a spatial resolution of 12.5 m obtained from the 3D seismic seabed extract superimposed to the Brosolo et al., (2012) bathymetric mosaic. .... 291

Figure 7-2 : Seismic profile (left) and its interpretation (right). From top to bottom, the 5 seismic sequences identified are named B to F. The location of the seismic profile is indicated on the Figure 7-1 (profil AA'). .... 294

Figure 7-3 : Horizontal coherency slice located in the Pliocene unit (A) and in the Sequence B unit (B). These slice show the discontinuities of the sedimentary pile and particularly the Rosetta fault system (RFS, in red), gravity sliding in the sedimentary pile and a deep Pre-messinian lineament (in green). Dot circles delimit seabed (red) and buried MVSs (blue). Coherency slice are located on Figure 7-2. .... 296

Figure 7-4 : A-D : Seabed horizon extract DTM illustrating morphology of various MVs. E: Bathymetric profiles crossing three distinct MVs (Athon, Isis and Horus). .... 300

Figure 7-5 : Seismic profiles and their interpretation illustrating the unique seismically chaotic column of Athon MV (A) and the secondary seismically chaotic columns of Horus MV (B and C). Notice that each secondary column are located below seabed morphology (black arrows). These profiles illustrate either that all reflectors are down-wrapped toward the center of the main column, forming a conical collapse of strata. Seismic profiles are located on Figure 7-1..... 302

Figure 7-6 : Horizontal coherency slice (A) and random seismic profile (B) illustrating tow seabed MVs (Nout and Anubis) and a buried MVS (BMVS-2) located on the continental platform. The coherency slice illustrate the two organizations of concentric ring faults: the main faults form rings around a main column (Nout) and the minor concentric fractures (Anubis and BMVS-2). Coherency slice is located in red on the seismic profile. .... 303

Figure 7-7 : Two seismic profiles crossing Athon MV (A) and the northern border of Isis MV (B). These profiles, located on Figure 7-1 illustrate seismic geomorphology of buried lens-shaped bodies which are delimited by pink dot lineations on profile. BE : buried edifice. Onlaped reflectors on BE are illustrate by pink arrows. .... 304

- 
- Figure 7-8 : Seismic profil (on the left) and its interpretation (on the right) crossing Athon and Seth MVs and illustrating the peripheral deformation features. The seismic profile is located on Figure 7-1..... 305
- Figure 7-9 : Three volume attribute maps in depth with amplitude attribute, illustrating the interval between two horizons propagated located at Athon and Seth MVs. High amplitude thin elongated bodies (mud flow) are well illustrated at Athon MVs at various depth while Seth is not showing this type of seismic signature. This figure is located on Figure 7-1. .... 306
- Figure 7-10 : Random profile crossing seabed and buried MVSs located on the continentale shel (top) (see Figure 7-1 for location) and three examples of seismic profiles crossing buried MVSs and their interpretation (base). See Figure 7-1 for profile A location. .... 308
- Figure 7-11 : Schematic 3D model to illustrate timescale mud volcano system evolution. .... 317

---

## Liste des tableaux

---

Tableau 2-1 : Tableau synthétisant les différents processus impliqués dans les systèmes de sorties de fluides communément décrits dans la littérature et ceux proposés pour expliquer la formation des volcans de boue dans les différents domaines structuraux de la Méditerranée Orientale. ....	143
Tableau 2-2 : Tableau synthétisant les différentes hypothèses proposées dans la littérature pour expliquer l'origine des volcans de boue en Méditerranée Orientale. ....	146
Tableau 3-1 : Tableau répertoriant les différentes campagnes d'acquisition des données de sondeur multifaisceaux. B* : Bathymétrie ; R* : Réflectivité. Le logiciel Caraïbe est développé par l'Ifremer, PDS2000 par Teledyne PDS, et MB-system par l'université Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia (L-DEO) et Monterey Bay Aquarium Research Institute (MBARI). ....	153
Tableau 3-2 : Caractéristiques des différents modèles de sondeurs multifaisceaux utilisés pour acquérir les données utilisées au cours de cette étude. ....	154
Tableau 3-3 : Paramètres d'acquisition du bloc de sismique réflexion 3D East El Burrulus Offshore. ....	159
Tableau 4-1 : Tableau répertoriant les différents paramètres morphométriques. ....	186
Tableau 6-1 : Tableau synthétisant la distribution des volcans de boue dans les différents contextes géologiques de Méditerranée Orientale. ....	281