



UNIVERSITE LILLE 1 - SCIENCES ET TECHNOLOGIES

Ecole Doctorale Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement

THESE

Présentée par **Matthieu Dupuis**

Intitulée :

Processus de mise en place et évolution des systèmes de volcans de boue.

En vue de l'obtention du grade de **docteur** de l'Université de Lille 1

Spécialité : Géosciences, Ecologie, Paléontologie, Océanographie

Date de soutenance **le 27 juin 2017**

Devant un jury composé de :

Lies LONCKE	Maître de conférences, Université de Perpignan	Rapporteur
Éric DEVILLE	Professeur, Institut Français du Pétrole	Rapporteur
Aurélien LACOSTE	Maître de conférences, Université de Tours	Examineur
Nicolas TRIBOVILLARD	Professeur, Université Lille 1	Examineur
Vincent RIBOULOT	Chercheur, Ifremer	Examineur
Francis ODONNE	Professeur, Université Toulouse III	Encadrant
Patrice IMBERT	Chercheur, Total	Encadrant
Bruno VENDEVILLE	Professeur, Université Lille 1	Directeur

Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences
UMR 8187 LOG - CNRS
Université Lille 1
Cité Scientifique – Bâtiment SN5
59655 VILLENEUVE D'ASCQ
France

Table des matières :

Avant-propos	7
1 Introduction générale	9
1.1 Etat de l'art – Volcans de boue	9
1.1.1 Classification	10
1.1.2 Situation géologique	13
1.1.3 Début d'investigation, l'arrivée de l'imagerie géophysique de surface	14
1.1.4 Mud volcano systems	22
1.1.5 Le système profond en sismique	24
1.1.6 Déclenchement de remontée de fluide	33
1.2 Problématique	40
2 Contextes géologiques du Bassin Sud Caspien et du delta du Niger	43
2.1 Contexte géologique du Bassin Sud Caspien (BSC) et de la continuité onshore, le bassin de la Kura	43
2.1.1 Evolution structurale	43
2.1.2 Stratigraphie	48
2.1.3 Stratigraphie sismique	51
2.2 Contexte géologique du delta du Niger	52
2.2.1 Evolution géodynamique	52
2.2.2 Stratigraphie et structure	52
2.2.3 Caractéristiques de la roche mère et régime thermique	54
2.2.4 Régime de pression dans le delta du Niger	54
3 Données et méthodologie	55
3.1 Localisation des données	55
3.1.1 Onshore, données satellites	55
3.1.2 Offshore	55
3.2 Méthodes	56
3.2.1 Interprétation sismique	56
3.2.2 Géomorphologie de terrain	57
3.2.3 Analyse du matériel argileux	57
3.2.4 Géochimie des fluides	59
3.2.5 Modélisation analogique	59
4 Résultats	62

4.1	Les systèmes de volcans de boue du Bassin Sud Caspien (BSC) et de sa continuité onshore, le bassin de la Kura.	62
4.1.1	Contexte géologique régional	62
4.1.2	Architecture d'un exemple type de système de volcan de boue, MV4 de la Structure 1	62
4.1.3	Le système de volcan de boue d'Absheron	71
4.1.4	Continuité du système en domaine onshore	82
4.1.5	Apports de la modélisation analogique	130
4.2	Les systèmes de volcans de boue du delta du Niger	142
4.2.1	Environnement de dépôt, taux de sédimentation et régime de pression	144
4.2.2	Géomorphologie sismique de la zone d'étude	144
5	Modèles de mise en place des systèmes de volcan de boue	157
5.1	Modèle d'évolution du système de transfert des systèmes de volcans de boue	157
5.1.1	Processus de remobilisation	157
5.1.2	Profondeur de mise en place	158
5.1.3	Apports multiples de fluides et provenances différenciées	160
5.1.4	Le modèle de mise en place d'un système de volcan de boue	161
5.2	Evolution des édifices à morphologies plates	163
5.2.1	AA et Absheron : un sommet plat, subsidant et en compression radiale	163
5.2.2	Modèle Pousse-murailles	165
5.3	Application du modèle de système de volcan de boue : le Nigéria	170
5.3.1	Signification de la morphologie en « <i>overlap</i> »	170
5.3.2	Relations temporelles	171
5.3.3	Modèle du complexe de systèmes de volcans de boue du delta du Niger	172
6	Discussion	176
6.1	Liaison processus de surface – processus de fond	176
6.1.1	La partie superficielle, de la morphologie aux processus	176
6.1.2	Evolution du système de transfert	181
6.1.3	Aux sources des systèmes	186
6.2	Vie des systèmes et échelles de temps	188
6.2.1	Vie des systèmes à l'échelle humaine	188
6.2.2	Vie des systèmes à l'échelle de la résolution sismique 3D	188
6.2.3	Echelle intermédiaire manquante	190
6.2.4	Représentativité des observations in vivo	190
7	Conclusion et Perspectives	192

Annexes	196
Références	209
Table des illustrations	217
Liste des tableaux	226
Résumé	227
Abstract	227

Avant-propos

Ce travail de thèse s'inscrit au départ dans le cadre d'un projet de recherche intitulé « Géofluides 4D », initié par Patrice Imbert au sein de la société Total en 2012 et qui a pris fin en 2015. Il s'agissait d'un projet axé sur l'étude des marqueurs de migration de fluides au sein d'un bassin sédimentaire, et qui regroupait différents axes de recherches tels que les injections sableuses, les glissements de terrain, les marqueurs de surface (pockmarks, etc.) et les volcans de boue.

Cette thèse se concentre plus particulièrement sur les modes de mise en place de systèmes de volcans de boue et sur l'évolution des édifices de surface que sont les volcans. Une grande partie de ces travaux sont réalisés sur des données du Bassin Sud Caspien ainsi que sur le terrain en Azerbaïdjan puisque Total a mis à disposition un grand nombre de données sismiques de haute qualité, ainsi que des facilités techniques pour organiser les différentes missions de terrain. Une seconde partie du travail a été d'appliquer les connaissances acquises sur un autre site d'intérêt : le delta du Niger.

Les volcans de boue sont des édifices étudiés depuis moins de 50 ans, surtout en Mer Caspienne et en Méditerranée, mais qui sont présents dans différents contextes géologiques et donc répartis en de nombreux endroits sur la planète. L'étude de ces édifices s'oriente sur différents aspects de leur développement, depuis la géochimie des fluides qui sont apportés en surface depuis la source du système jusqu'à la morphologie des édifices de surface. Il n'y a toutefois aucune étude aujourd'hui, à ma connaissance, qui illustre la géométrie de la zone de fluidisation d'un système de volcan de boue. Le matériel extrudé permet la construction des volcans, qui peuvent avoir différentes morphologies, depuis les cônes pointus jusqu'aux édifices plats. Les processus régissant l'évolution de ces édifices de surface sont pour l'instant peu connus, notamment pour les édifices plats, tout comme la relation entre la source de boue (sa localisation le long du système) et les morphologies de ces édifices de surface.

Dans ce travail de thèse, nous nous intéressons tout d'abord à la mise en place de ces systèmes de volcan de boue, notamment la mise en place de la source de boue différenciée de la source de fluides. Nous étudions ensuite les processus d'évolution des édifices de surface, à morphologies plates ou coniques. Pour ces deux parties, nous définissons des modèles de mise en place et d'évolution qui s'appliquent de façon générale aux volcans de boue. Pour finir, nous appliquons ces modèles pour contraindre une zone complexe, qu'il était jusqu'ici difficile d'interpréter.

Les principaux résultats de ce travail doctoral ont été mis en avant dans une publication en cours de correction dans le journal *Marine and Petroleum Geology*. Deux autres articles sont en cours de rédaction, un premier article porte sur la structure de l'Ayaz Aktharma et un second article présente les travaux entrepris sur nos données de géochimie.

1 Introduction générale

1.1 Etat de l'art – Volcans de boue

Un volcan de boue est un édifice à morphologie circulaire construit en surface par l'extrusion de matériel argileux provenant d'une source en profondeur (Figure 1-1) (Jakubov et al., 1971 ; Ali-Zade et al., 1984 ; Dimitrov, 2002). La taille d'un volcan de boue est de l'ordre de plusieurs centaines de mètres de haut pour une base de plusieurs kilomètres de large, le Toragay (Azerbaïdjan) est le plus grand édifice à terre avec un sommet culminant à 400 m et une base de 4 km de diamètre (Rashidov, 2014). Ces objets peuvent avoir des morphologies coniques avec des flancs à pente de l'ordre de 15° jusqu'à des morphologies à sommets plats (Dimitrov, 2002 ; Kopf, 2002; Mazzini & Etiope, sous presse). Un cratère principal se trouve au sommet de l'édifice, différents points de sorties secondaires que l'on appelle « manifestations de surface », sont souvent visibles sur les flancs de ces édifices (Dimitrov, 2002 ; Mazzini & Etiope, sous presse). Le matériel argileux extrudé en surface est souvent une *brèche*, constituée de boue et de clastes provenant de toutes les formations traversées au cours de la remontée de la boue (Dimitrov, 2002). Cette remontée de boue est accompagnée de sorties d'huile et de gaz, pouvant engendrer des phases d'éruption violentes.

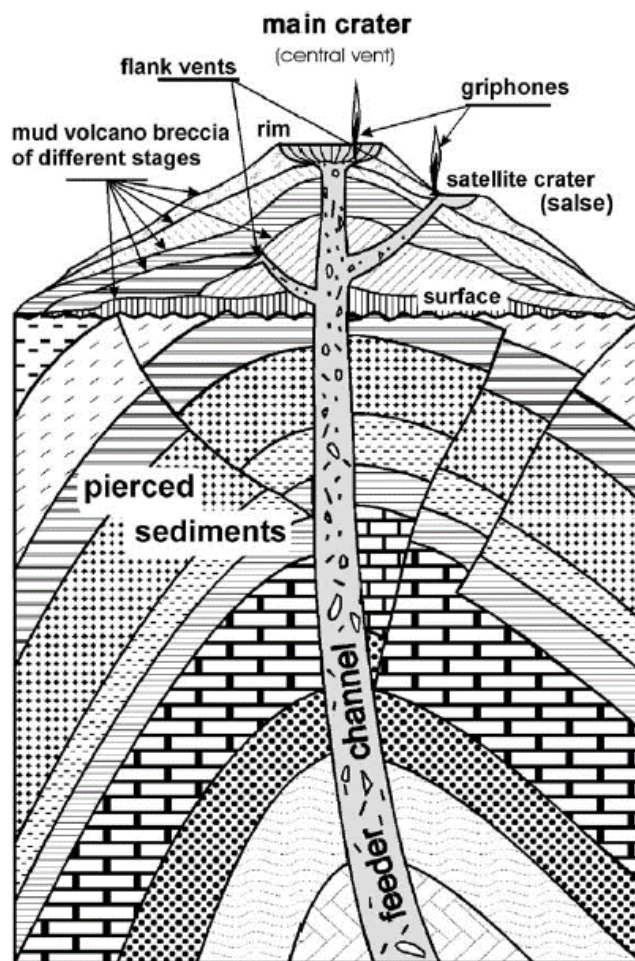


Figure 1-1: Structure d'un volcan de boue, d'après Dimitrov (2002).

De façon générale, un volcan de boue est l'édifice de surface d'un système permettant l'arrivée en surface de matériel argileux fluidisé depuis une source en profondeur en surpression de fluides (Dimitrov, 2002 ; Kopf, 2002 ; Mazzini & Etiope, sous presse). Les volcans de boue (MV) sont des structures géologiques que l'on retrouve à terre et en domaine marin. Ils ont été décrits pour la première fois par Pline l'Ancien dans « Naturalis Historia » en l'an 77. Ils ont ensuite été étudiés dans les zones où ils sont présents en grande quantité, notamment en Azerbaïdjan où ils sont étudiés depuis quelques décennies. Ces édifices sont étudiés depuis la fin des années 70, notre compréhension sur leur mode de fonctionnement s'améliore depuis, en partie grâce au perfectionnement des techniques géophysiques, géochimiques et aux techniques d'analyse des matériaux.

1.1.1 Classification

Ces édifices ont des tailles et des formes qui varient entre une morphologie conique à pente forte (de l'ordre de 15°) et sommet pointu (voir le Toragay, Figure 1-2A) appelé *mud cone* et une morphologie plate avec une bordure restreinte et un sommet étendu et plat appelé *mud pie* (voir l'Ayaz Aktharma, Figure 1-2B) (Dimitrov, 2002 ; Kopf, 2002).

Des éruptions de boue à plus petite échelle, localisées sur les grands édifices ou en dehors sont appelées « manifestations de surface de MV » (Mazzini & Etiope, sous presse). Il s'agit de sorties de fluides qui créent des édifices de petite échelle (métrique). Ces manifestations de surface correspondent aux salse, gryphons, chalumeaux et pools. On retrouve ces « manifestations de surface » en surface de certains grands édifices (tel que le Dashgil, Hovland et al., 1997), ces objets peuvent également être observés dans des zones à l'écart de l'emprise d'un volcan de boue (e.g. le Pirekeskul, voir Jakubov et al., 1971).

Les salse sont des piscines de boue, des objets métriques à décamétriques constitués de boue liquide et d'eau chargée en éléments dissous (Figure 1-3A), elles sont enracinées sur un conduit étroit d'où s'échappe du gaz qui forme des bulles en surface.

Les gryphons sont des monticules formés de matériaux argileux, d'une hauteur de l'ordre du mètre pour une largeur du même ordre. Ces édifices peuvent être actifs et se construire par empilement de coulées de boue à chaque phase d'éruption, formant un édifice conique à pente jusqu'à 45° avec souvent un sommet plat avec un lac de boue d'où s'échappent les coulées. Lorsque l'activité décroît, le sommet plat sèche et le gryphon forme un cône de matériel argileux sec (Figure 1-3B). Ces monticules se positionnent en alignement le long de structures profondes telles que des failles (Mazzini & Etiope, sous presse). Les gryphons sont des constructions éphémères dont la morphologie évolue rapidement à chaque phase d'éruption ou sous l'impact des eaux météoriques qui les érodent rapidement.

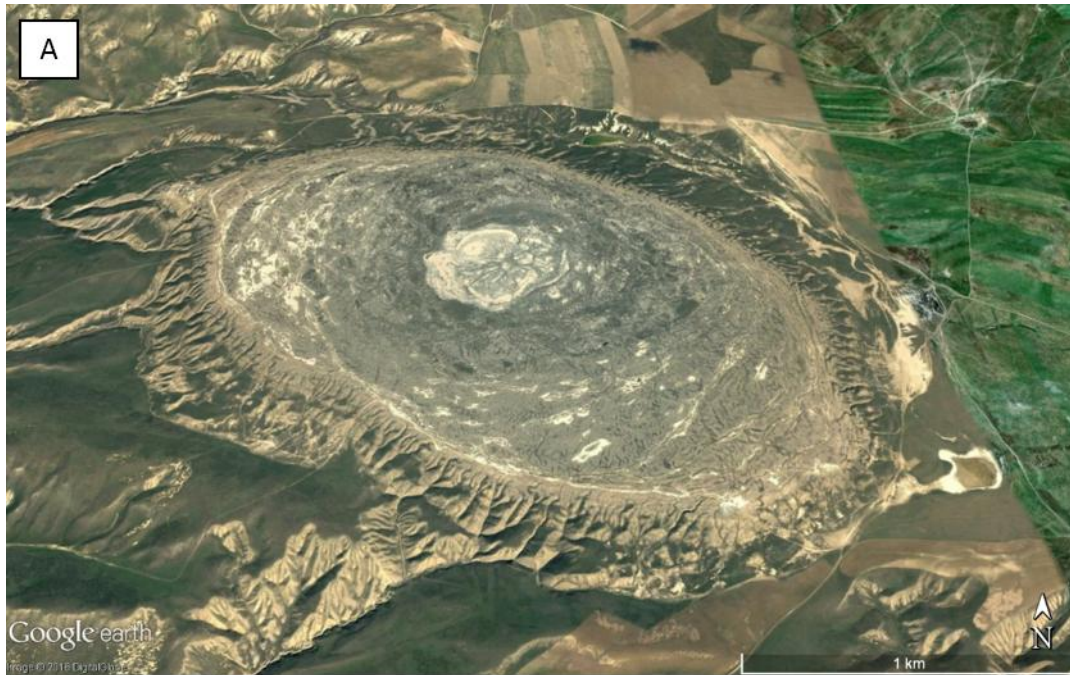


Figure 1-2: A: morphologie plate de *mud pie* (Ayaz Aktharma, Azerbaïdjan), B : morphologie de *mud cone* (Toragay, Azerbaïdjan). Les images sont présentées avec une exagération verticale *3.

Les chalumeaux (*sinter mounds*, Hovland et al., 1997) correspondent à des monticules de matériel rouge et grenu en périphérie et noir et lisse au centre (Figure 1-3C). Ce matériel rouge et grenu correspond à de la boue cuite à haute température créant de la céramique par cuisson de l'argile à une température de l'ordre de 1000°C. La partie centrale correspond à du verre, car l'argile a été fondue à une température supérieure à 1200°C. Cette partie centrale correspond au point de sortie du gaz.

Les pools sont des points de sortie circulaires de diamètre plus faible que les salse, de l'ordre de quelques décimètres, avec un conduit à morphologie en entonnoir (Figure 1-3D).

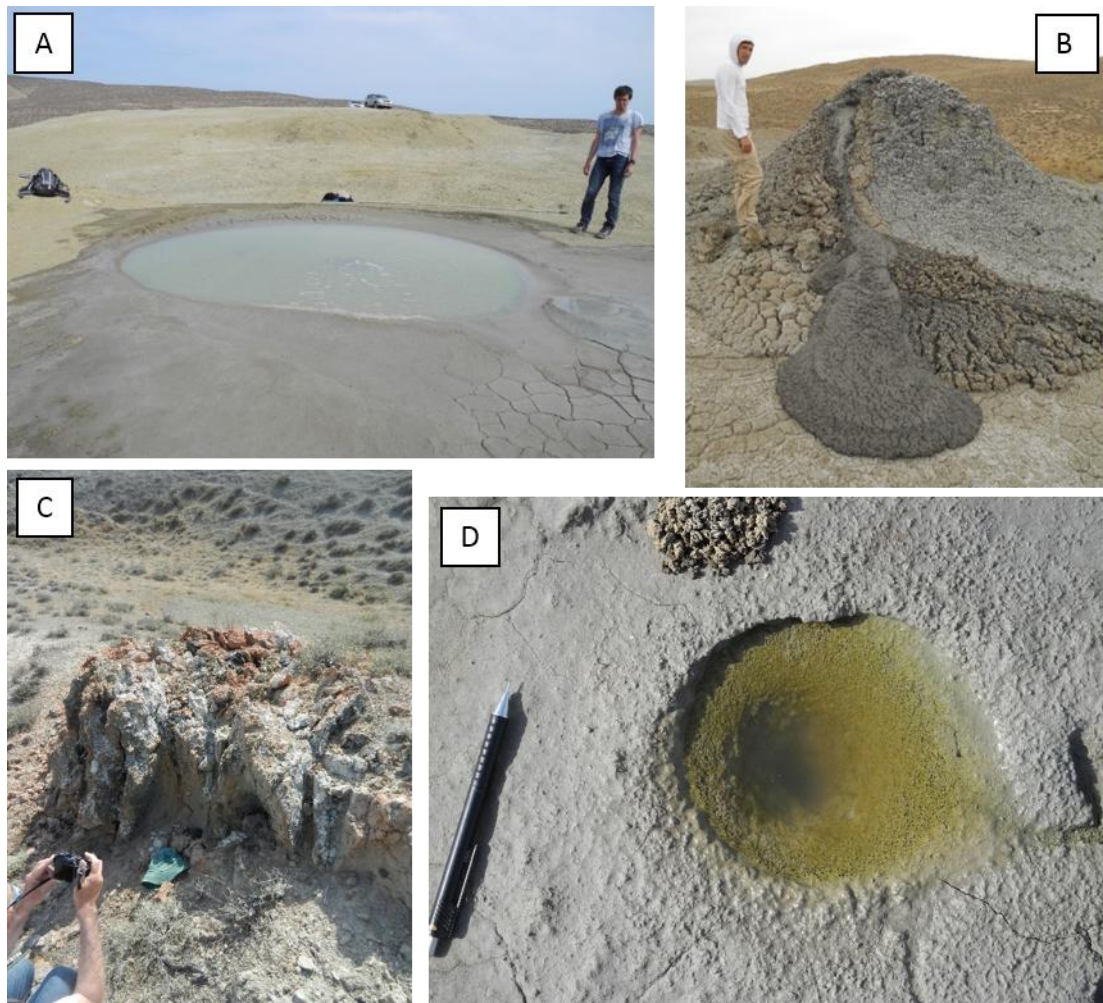


Figure 1-3: Différentes « manifestations de surface », A: salsa, B: Gryphon, C : Sinter mounds, D: Pool

On observe que les gryphons et les salse sont en général alignés (e.g. la suite de gryphons du Pirekeshkul). Les chalumeaux sont en général disposés sur les coulées de boue ainsi que sur les murs de caldera (e.g. Koturdag), avec une exception sur le Dashgil où ces *sinter mounds* sont alignés sur le sommet du volcan (Hovland et al, 1997).

Plusieurs classifications des MV ont été proposées. Kalinko (1964) décrit une classification des volcans de boue basée sur leur mode d'éruption. Il définit trois types, en fonction de la morphologie de surface d'édifices en domaine onshore liée à l'activité des volcans. Le type I : « Type Lokbatan », le type II : « Type Chikislyar » et le type III : « Type Schugin » (Kalinko, 1964). Le type Lokbatan (type I) correspond plus ou moins aux volcans magmatiques explosifs. Ces édifices ont un mode d'éruption rare mais violent. Les éruptions sont ponctuées d'ignition de gaz, formant des flammes de plusieurs centaines de mètres de haut (Dimitrov, 2002) de façon épisodique (Stewart & Davies, 2006). Il s'agit d'une activité violente avec de longues périodes de calme (Dimitrov, 2002). Kalinko (1964) précise que ces édifices sont liés à du matériel extrudé de faible viscosité, responsable selon Dimitrov (2002) de leurs morphologies plates et larges. Les édifices de type Chikislyar (type II) sont plus proches d'un type de volcan effusif, des édifices à éruptions plus continues et calmes. Ces volcans de boue émettent en continu de faibles quantités de boue et de gaz. Ils sont à

mettre en relation avec du matériel extrudé à haute teneur en eau responsables de leurs morphologies en dômes plats ou en remplissage de dépressions (Dimitrov, 2002). Les types I et II sont les deux extrêmes de la classification de Kalinko (1964). Le type III correspond à une activité entre le type I et le type II avec des émissions discontinues mais pas catastrophiques (Dimitrov, 2002). Il existe d'autres classifications, par exemple basées sur des corrélations avec la tectonique locale (Arhangelski, 1932) ou plus récente définie sur la morphologie des édifices (Mazzini & Etiope, sous presse).

1.1.2 Situation géologique

La Figure 1-4 montre l'étroite relation entre les zones de surpressions de fluide (Mourgues, 2003) et la localisation géographique des volcans de boue (Mazzini & Etiope, sous presse). Cette corrélation montre bien-sûr quelques lacunes puisque certaines zones en surpressions telles que la pointe est du Brésil ou la côte du Chili ne sont pas des zones à volcans de boue. Cette carte des surpressions mériterait d'être retravaillée avec les données acquises depuis, notamment sur des zones telles que le delta du Nil. On observe de manière générale une relation entre ces zones en surpression et la localisation des volcans de boue. Leur répartition mondiale montre que la plupart d'entre eux se trouvent en contexte compressif comme la Ride Méditerranéenne ou les bassins de Mer Caspienne (Dimitrov, 2002 ; Mazzini & Etiope, sous presse). A échelle plus locale, on observe une relation entre la localisation de structures géologiques plissées et celle de volcans de boue tel qu'illustré en Azerbaïdjan où les MV sont localisés sur les crêtes de grandes structures anticlinales (Jakubov et al., 1971, Figure 1-5).

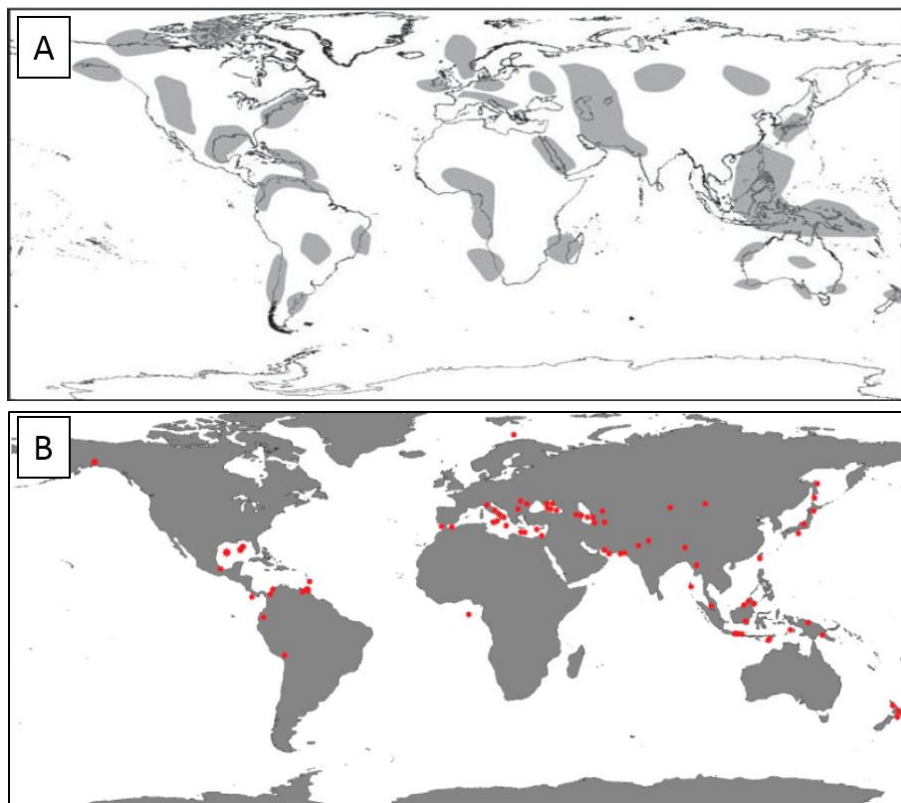


Figure 1-4: A : Carte des zones en surpression de fluides sur la planète, d'après Mourgues, 2003 ; B : Répartition des volcans de boue sur la planète, d'après Mazzini & Etiope, sous presse.

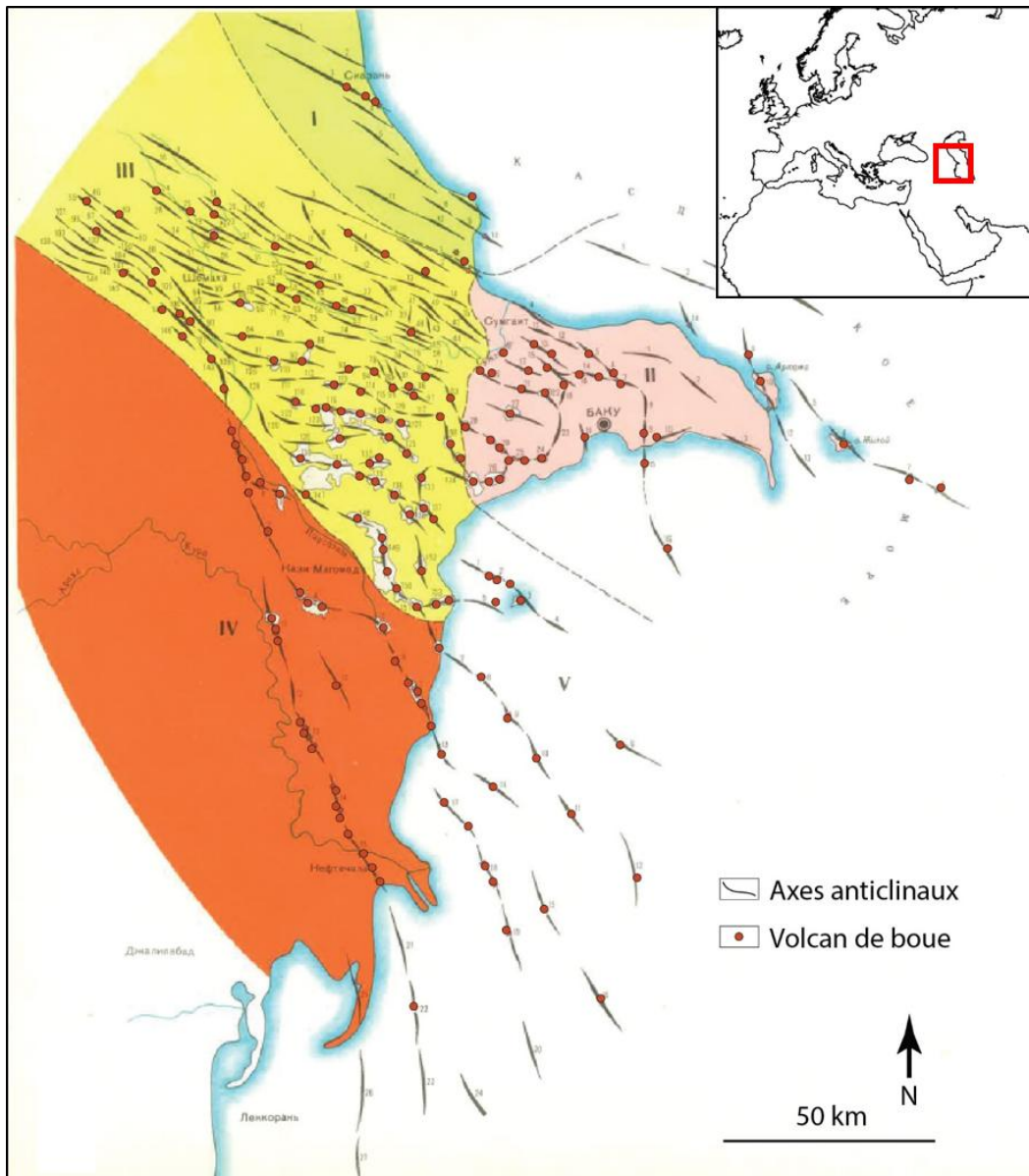


Figure 1-5: Répartition des différents volcans de boue localisés sur les axes des structures anticlinales en Azerbaïdjan. Modifié d'après Jakubov et al., 1971.

1.1.3 Début d'investigation, l'arrivée de l'imagerie géophysique de surface

Dans les années 70 et 80, les campagnes en mer se sont multipliées et ont permis l'acquisition d'échantillons marins par dragage, combinés à l'imagerie géophysique de la bathymétrie, permettant de déterminer la *mud breccia*, la brèche, soit le matériel expulsé par les volcans de boue (Cita et al., 1981). Cette brèche est constituée de clastes de formes et de tailles variables jusqu'à décamétriques (Dimitrov, 2002), portés par la boue. Ces clastes proviennent de toutes les formations traversées lors de la remontée des fluides jusqu'en surface (Figure 1-1). Le matériel expulsé s'épanche en surface sous la forme de coulées de boue. Ces coulées peuvent couvrir des milliers de mètres carrés à chaque éruption du fait de leur haute fluidité. Akhmanov et al (2003) utilisent les clastes retrouvés dans la boue draguée en fond de mer pour reconstituer la colonne stratigraphique au travers de laquelle la boue est remontée en combinant datation et lithologies. Avec les données de leur

répartition géographique, ils sont estimés à 1800 volcans répartis de manière à peu près égale à terre et en domaine sous-marin (Dimitrov, 2002). On trouve des MV à de nombreux endroits de la planète mais ils sont le plus connus en Méditerranée (Camerlenghi et al., 1995 ; Robertson & Kopf, 1998 ; Aloisi et al., 2000 ; Loncke et al., 2004, Dupré et al., 2008, Feseker et al., 2010) et le long de la ceinture Téthysienne où ils ont été le plus étudiés (Fowler et al., 2000 ; Yusifov & Rabionowitz, 2004 ; Stewart & Davies, 2006 ; Oppo et al., 2014 ; Javanshir et al., 2015 ; Wu, 2015). Ces études ont permis de définir les morphologies de surface des volcans de boue sous-marins.

Il faut attendre les années 90 et l'arrivée du sonar pour que permette une forte intensification de l'étude des volcans de boue. C'est pendant l'expédition Training Through Research Cruise (TTR-3) de 1993 que les scientifiques font la découverte de structures sub-circulaires et montrant une forte réflectivité (Limonov, 1996). Cette campagne met en lumière un grand nombre de « diapirs de boue » et de « volcans de boue » (Limonov, 1996). Les auteurs décrivent les diapirs de boue comme des extrusions de matériel argileux sous forme de colonnes de boue remontant depuis les crêtes de structures profondes, telles que chevauchements et failles inverses, jusqu'en surface où ils forment des volcans de boue (Camerlenghi et al., 1995)

Premoli Silva et al. (1996) ont effectué des études biostratigraphiques sur la boue constituant les « diapirs de boue » de la ride méditerranée et concluent que cette boue provient de niveaux sédimentaires d'âges Crétacé à Miocène. Robertson et al. (1998) utilisent des données de carottes de forages dans des volcans de boue de Méditerranée (les volcans Napoli et Milano). En couplant ces données à de la sismique, ils améliorent le modèle de mise en place des volcans de boue défini par Camerlenghi et al. (1995). Ils observent que les horizons qui se trouvent sous l'extrusion montrent des pendages orientés vers le centre des édifices. Les horizons au-dessus de l'extrusion viennent se terminer en biseaux, en onlap sur cette extrusion. Selon Camerlenghi et al (1995), cette géométrie représente le stade final de l'extrusion. Robertson et al. (1998) décrivent cette géométrie comme un stade intermédiaire. Pour eux le stade final de l'évolution d'un volcan de boue correspond à une morphologie de *mud pie* soit un volcan à sommet plat (Figure 1-6) (Robertson et al., 1998).

La plupart des volcans de boue montrent des géométries de surface irrégulières, sub-circulaires voire elliptiques. Plusieurs études ont été menées sur la géométrie des volcans (Bonini & Mazzarini, 2010 ; Paulsen & Wilson, 2010 ; Roberts et al., 2011). Une étude de Paulsen & Wilson (2010) est basée sur le fait que, pour les volcans magmatiques, les alignements de points de sortie de gaz apparaissent en surface de dikes. Paulsen & Wilson (2010) affirment qu'il est possible d'utiliser les géométries irrégulières des édifices volcaniques pour définir des orientations de contraintes tectoniques comme déjà décrit dans la littérature (voir par exemple Anderson, 1951 ; Nakamura, 1977, Zoback, 1992) mais qu'il est également possible d'utiliser les alignements de points de sortie à morphologies irrégulières qui vont se former en surface de structures de dikes en profondeur pour trouver les champs de contraintes associés à ces structures (Paulsen & Wilson, 2010).

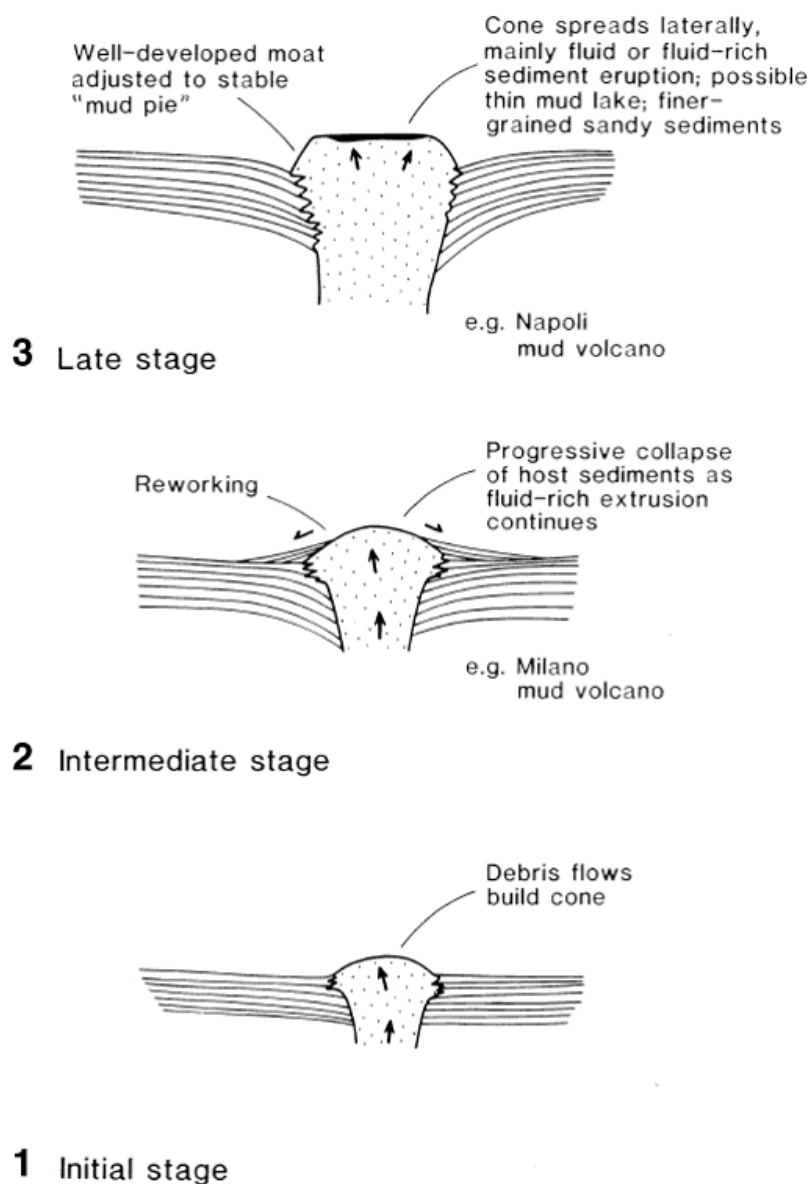


Figure 1-6: Schéma de mise en place des volcans en Méditerranée, modifié d'après Robertson & Kopf (1998).

Bonini & Mazzarini (2010) appliquent une méthode d'étude de la géométrie des volcans de boue d'abord utilisée sur les volcans magmatiques. Ils considèrent les relations entre contraintes tectoniques maximale et minimale (σ_H et σ_h respectivement dans leur étude) et géométrie des volcans (Figure 1-7). Ils considèrent les alignements de points de sorties de gaz, huile et boue ainsi que l'allongement des édifices qu'ils relient à la contrainte tectonique horizontale maximale : les alignements de points de sortie ainsi que le grand axe d'un volcan sont parallèles à la contrainte maximale. Ils considèrent également l'excentricité elliptique des calderas qui s'alignent perpendiculairement à la contrainte horizontale principale. Roberts et al. (2011) utilisent également la distribution des points de sorties pour mettre en relation la géométrie des édifices volcaniques et les contraintes tectoniques, sur les volcans de boue d'Azerbaïdjan ainsi que sur les volcans de boue de l'île de Java.

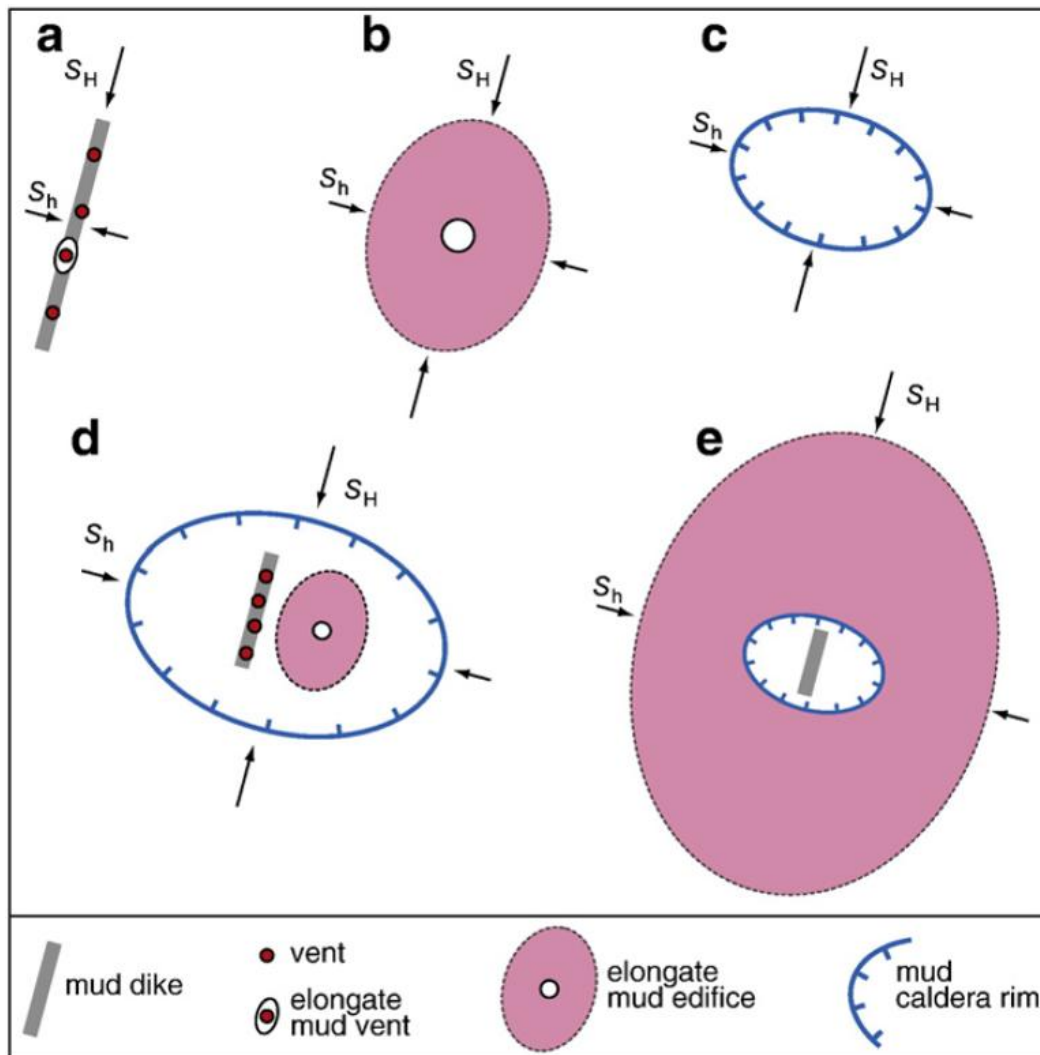


Figure 1-7: Représentation schématique de l'impact d'une contrainte tectonique régionale sur la morphologie des volcans de boue, d'après Bonini & Mazzarini (2013). S_H correspond à la contrainte horizontale maximale et S_h à la contrainte horizontale minimale.

Toutes ces études montrent que les volcans à géométrie irrégulière, elliptique, ont un grand axe orienté parallèlement à la contrainte tectonique régionale maximale. Les alignements de points de sorties sont également orientés parallèlement à la contrainte tectonique maximale. L'allongement de l'édifice par la formation de calderas se fait quant à lui perpendiculairement à la contrainte maximale.

Impact de la remontée de matériel sur la morphologie de surface

Peu de travaux ont porté sur les processus de croissance des édifices volcaniques de boue. Ablay et al. (2008) fournissent un début de réponse en se basant sur une étude morphologique des édifices magmatiques. Ils ne considèrent pas les contraintes tectoniques mais se concentrent sur les contraintes locales induites par la remontée de matériel en surface. La déformation de surface dans ce cas ne dépend que de l'état de contrainte induit par les propriétés rhéologiques des matériaux en surface et la poussée des fluides migrant vers la surface. Par exemple, des ouvertures en étoiles par failles normales radiales sont typiques d'un contexte où la contrainte minimale est la contrainte horizontale tangentielle

(Ablay et al., 2008) alors que dans un contexte où la contrainte minimale est la contrainte horizontale, la déformation se traduira par des morphologies d'injection de type sills (Figure 1-8) (Ablay et al., 2008).

Dupré et al. (2008) ont étudié la morphologie de surface de deux mud pies appelés Amon MV et Isis MV. Ces volcans de boue sont localisés sur le delta du Nil. Dupré et al. (2008) imagent la bathymétrie à haute résolution (moins d'1 mètre de résolution horizontale) de ces édifices grâce à un AUV (Autonomous Underwater Vehicle). La surface de cet édifice montre des structures quasi-circulaires et concentriques de largeur environ 30 m pour des amplitudes de l'ordre de 3 m. Ces structures sont du centre de l'édifice et se recoupent par endroits. Selon Dupré et al. (2008), ces structures seraient des rides de pression qui seraient dues à une contrainte radiale venant du centre du volcan légèrement surélevé (environ 3 m de haut).

La croissance de volcans de boue ne se résume pas à des extrusions successives qui se superposent. Différents mécanismes ont un impact important sur leur croissance. Un grand nombre d'études ont été faites sur les volcans de boue du delta du Nil. Les études sur les volcans North Alex et Giza (Figure 1-9A et Figure 1-9B) (Feseker et al., 2010) et Isis, Amon (Figure 1-10A et Figure 1-10B) (Dupré et al., 2008), portant sur l'âge des sédiments et des clastes émis par ces édifices montrent l'impact d'une extrusion verticale de matériel argileux induisant la légère surrection du point d'émission ainsi que la déformation de la surface de l'édifice de façon radiale autour du point d'émission, formant une succession de rides de longueur d'onde de l'ordre de quelques dizaines de mètres. D'autres études portent sur la géochimie des fluides émis par les volcans de boue (Mastalerz et al., 2007 ; Prinzhofer & Deville, 2011) qui est en majorité du gaz thermogénique (Etiopie et al., 2009), sur la chimie des concrétions carbonatées présentes au-dessus des points de sorties de fluides (Gontharet et al., 2007), sur l'activité de ces points de sortie de fluides et l'impact d'un contexte de tectonique salifère sur leur répartition (Loncke et al., 2004).

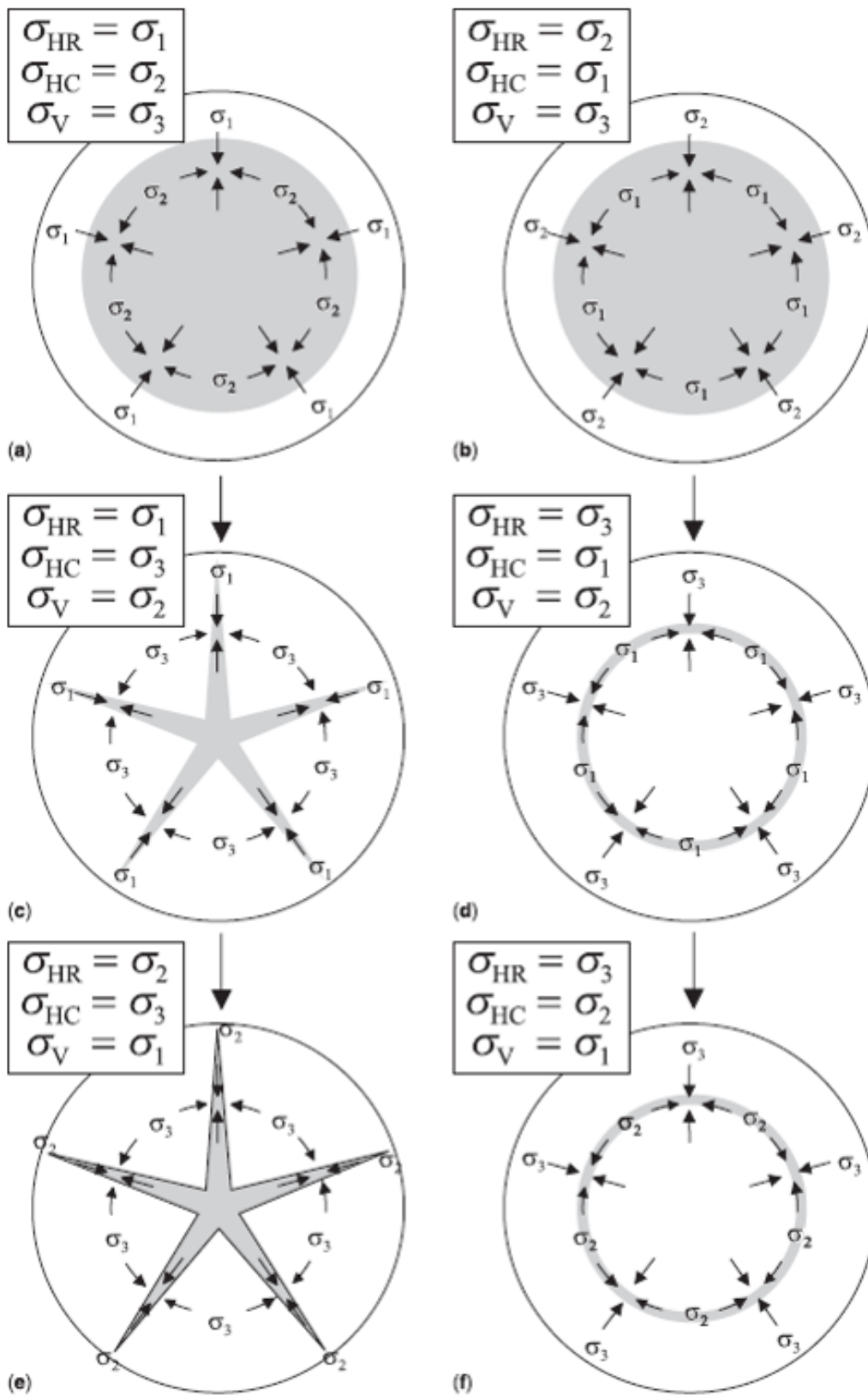


Figure 1-8: Représentation des contraintes à symétries de révolution et des fracturations associées à ses contraintes, d'après Ablay et al. (2008). HR correspond à la contrainte horizontale radiale, HC représente la contrainte horizontale de « circonférence » soit la contrainte tangentielle à la déformation radiale et V correspond à la contrainte verticale.

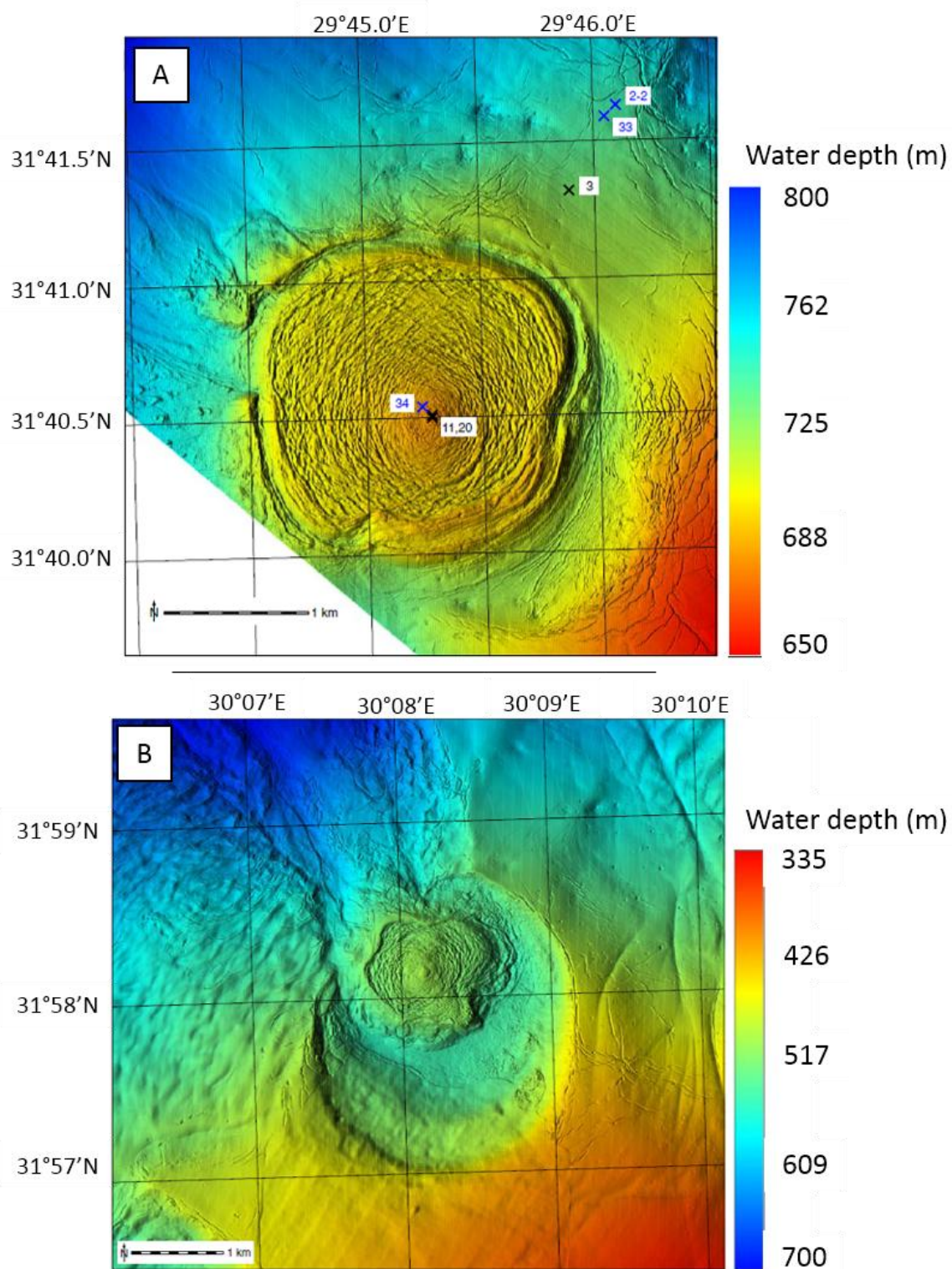


Figure 1-9: A : Bathymétrie du volcan de boue Giza, B : Bathymétrie du volcan de boue North Alex (modifié d'après Feseker et al., 2010).

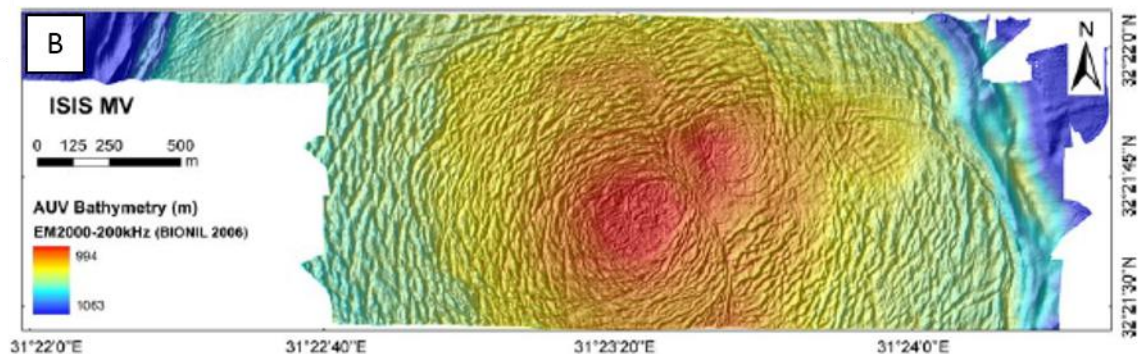
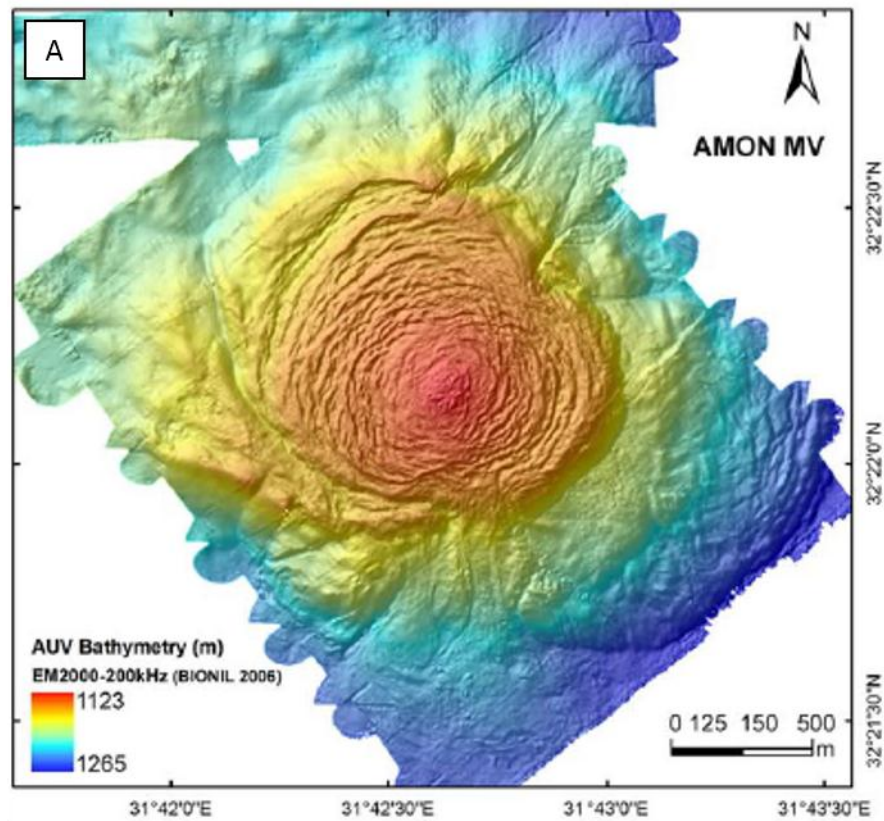


Figure 1-10: A : Bathymétrie du volcan de boue Amon (Dupré et al., 2008), B: Bathymétrie du volcan de boue Isis (Dupré et al., 2008).

Une étude de Antonielli et al. (2014) vient renforcer l'idée d'une déformation de surface induite par compression depuis le centre de l'édifice car elle met en évidence des failles de décrochement en surface d'un édifice volcanique à morphologie de *mud pie*. Dans cette étude, les auteurs montrent que la surface de cet édifice est soumise à des mouvements verticaux (Figure 1-11). La surface de la moitié de l'édifice est en surrection alors que l'autre moitié est en subsidence continue sur une période de 5 ans. Ces mouvements sont interprétés comme résultant de variations de volume dues à des arrivées de matériel depuis une source plus profonde.

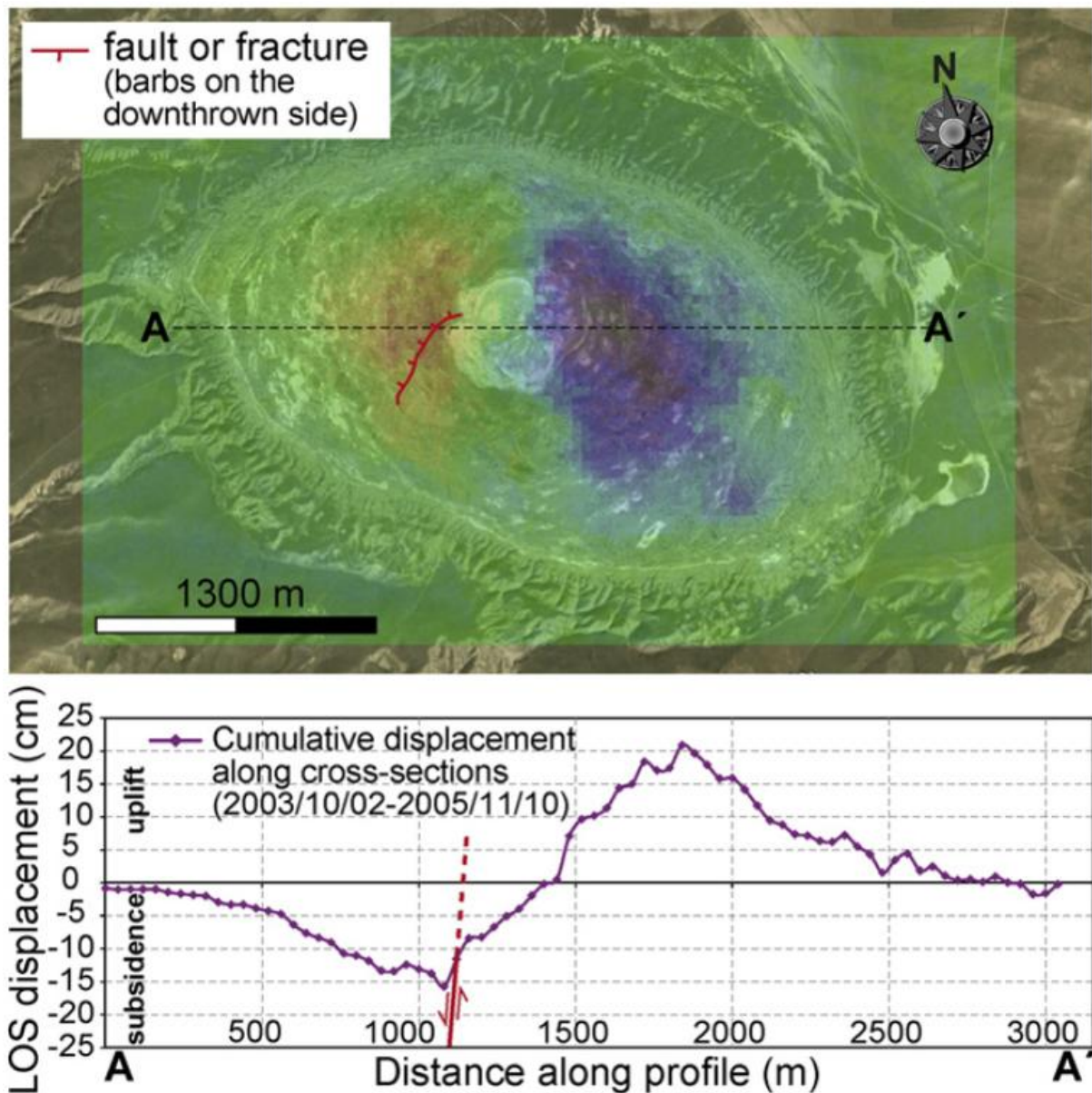


Figure 1-11: Carte de l’Ayaz Aktharma (Azerbaïdjan) représentant le mouvement cumulé au cours de la période du 02 octobre 2003 au 10 novembre 2005. La moitié ouest est en subsidence (jusqu’à 15 cm) et la moitié est en surrection (jusqu’à 20 cm), d’après Antonielli et al., 2014.

1.1.4 Mud volcano systems

Les volcans de boue sont des édifices de surface. Ces édifices correspondent à la fin de tout un système depuis la source de fluides en profondeur jusqu’au volcan de boue à proprement parler. Stewart & Davies (2006) décrivent ce *Mud Volcano System* comme le chemin que parcourent les fluides depuis la source en surpression en profondeur jusqu’en surface en passant par tout un système de plomberie plus ou moins compliqué. Selon Stewart & Davies (2006) la source est une zone en surpression de fluides d’où du matériel argileux commence à migrer vers la surface. Ils appellent « zone dégonflée » cette source de boue. La boue se propage le long de failles quasi-verticales jusqu’en surface. La zone faillée permettant la migration de la boue peut faire 300 mètres de large. Lorsque la boue arrive en surface après avoir suivi ce chemin de migration, la zone comprise entre les failles se retrouve en déséquilibre, le matériel contenu dans la zone dégonflée étant maintenant en

surface, tout le système de migration s'effondre dans cette zone formant le cône inférieur de ce qu'ils appellent bicône à symétrie radiale (Figure 1-12). Le matériel qui est extrudé en surface forme ensuite le cône supérieur de ce bicône (Stewart & Davies, 2006). Ce qu'ils décrivent sur données sismiques comme des bicônes à symétrie radiale sont des paléovolcans. Le sommet de ce cône basal est marqué par une caldera. La mise en place du cône supérieur est ainsi liée à l'effondrement du cône inférieur (voir Fig. 8A de Stewart & Davies, 2006). L'extrusion de breccia peut se faire de manière continue ou de manière épisodique. Il est possible d'observer une superposition de bicônes radiaux. Chaque bicône correspond à un volcan qui s'est déposé sur le fond de mer de l'époque. Ces empilements de volcans constituent la morphologie en sapin de Noël (*Christmas Tree* de Stewart & Davies) visible en sismique (Stewart & Davies, 2006).

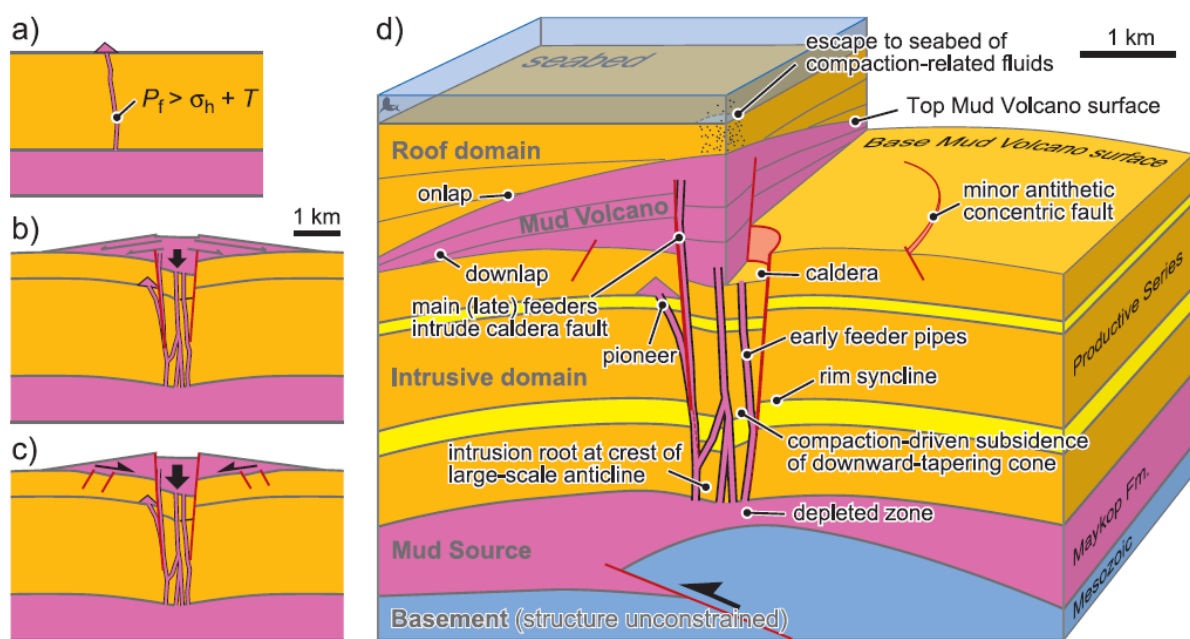


Figure 1-12: Diagramme de l'évolution en 3D d'un modèle de système de volcan de boue, d'après Stewart & Davies, 2006. De a à c, évolution temporelle conduisant à la formation du bicône, P_f = pression de fluide, σ_h = contrainte horizontale, T = force de cohésion de la couverture. D, modèle 3D montrant la connexion entre la zone source de boue en profondeur et la surface, les terminaisons en biseaux de l'extrusion et l'effondrement du système de transfert, d'après Stewart & Davies (2006).

Deville (2009) est le premier à faire une distinction claire entre source de fluide et source de boue (Figure 1-18). Il examine des systèmes volcaniques en domaine onshore et en domaine sous-marin. Il définit la source de fluides en profondeur, il peut d'ailleurs y avoir différentes sources entre gaz et eau. Cette source est différente de la source de boue qu'il identifie comme la « mud generation zone ». Cette zone devient la zone de formation de la boue, ce qui change des « réservoirs de boue » précédemment définis. Cette zone source de boue se trouve quelque part entre la source de fluides en profondeur et le volcan, édifice de surface (Deville, 2009). Cette zone de formation de boue correspond à une « chambre » où les fluides, qui migrent depuis une plus grande profondeur, entrent en interaction avec le sédiment afin de former de la boue qui sera ensuite extrudée en surface.

1.1.5 Le système profond en sismique

Cooper (2001) est le premier à utiliser la sismique 3D pour illustrer la géométrie de sub-surface sous un volcan de boue. Il n'y a cependant que peu d'études situant la source du matériel extrudé, notamment Stewart & Davies (2006) qui définissent une « depletion zone », c'est-à-dire une zone d'où du matériel a été évacué. Ces auteurs définissent le concept de « système de volcan de boue » en considérant le volcan comme l'édifice de surface de tout un système, système commençant à la source profonde des fluides, puis à leur migration vers la surface le long d'un chemin de migration, jusqu'à leur extrusion en surface. Ils basent leurs études sur 4 volcans de boue sous-marins localisés sur l'anticlinal d'Azeri-Chirag-Guneshli (ACG) qui se trouve dans le Bassin Sud Caspien (BSC). Le Maykop est le niveau stratigraphique considéré comme la roche mère principale dans le BSC, ainsi qu'en mer Noire. Davies & Stewart (2005), ainsi que Stewart & Davies (2006), proposent un modèle de formation de volcan de boue. Dans ce modèle, la source de la boue correspond au Maykop. Selon leur modèle, l'extrusion de matériel se fait le long de failles quasi-verticales qui relient la source à la surface. Lors de l'extrusion, le domaine faillé finit par s'effondrer, créant un cône superficiel orienté pointe vers le bas. Lors d'une seconde phase d'éruption, le matériel extrudé se dépose sur ce cône inversé et compose un second cône à pointe vers le haut. L'association de ces deux phases éruptives constitue ce que Stewart & Davies (2006) appellent un « bicône d'extrusion ». Ce bicône correspond à une lentille transparente en sismique constituée de matériel homogénéisé. L'activité épisodique des volcans de boue permet d'empiler des bicônes, ce qui aboutit à la morphologie en *Christmas Tree* (Figure 1-13 ; Stewart & Davies, 2006) en sismique (Figure 1-14).

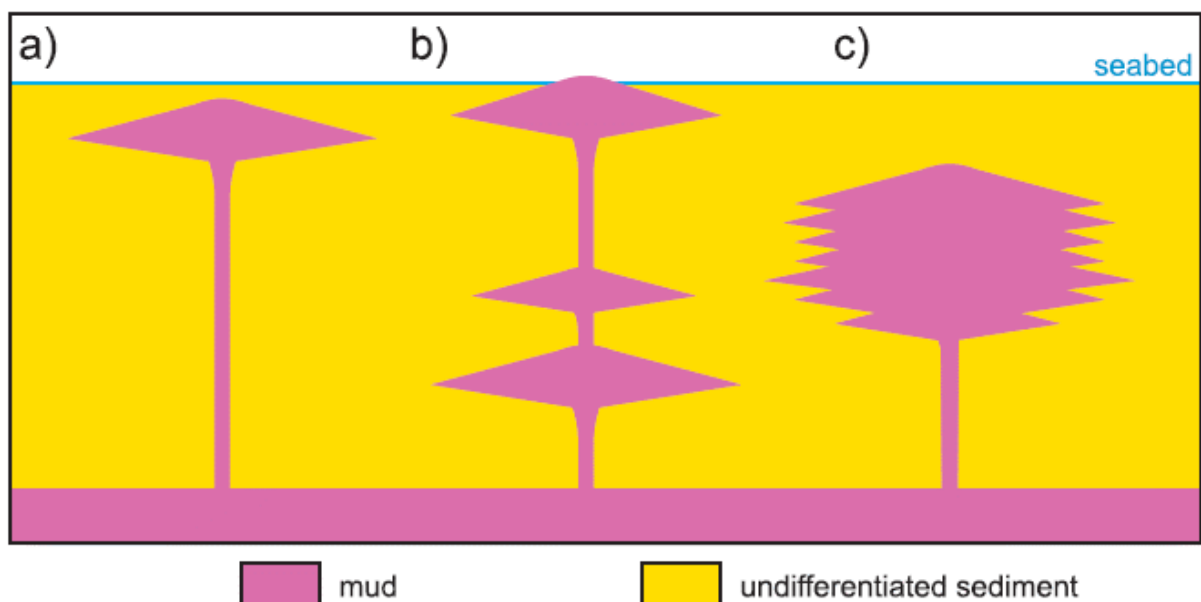


Figure 1-13: Différentes morphologies d'un volcan de boue à activité épisodique. A : Bicône simple situé à faible profondeur et relié à une source de boue en profondeur, B : Empilement de bicônes de tailles variées, C : Un épisode d'extrusion avec des variations du taux de sédimentation formant une morphologie en *Christmas Tree*, d'après Stewart & Davies, 2006.

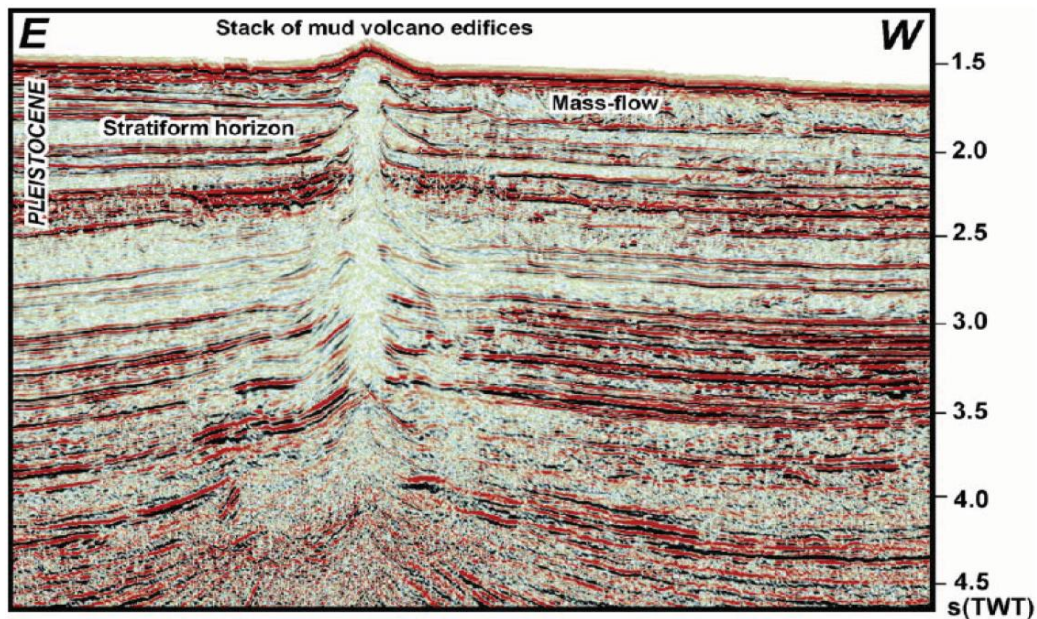


Figure 1-14: Système de volcan de boue à morphologie en "Sapin de Noël" : chaque cône correspond à un volcan de boue déposé en paléo-surface. La base du système est bien visible vers 3,5 s(TWT), (d'après Deville, 2009).

Sources de fluide à différentes profondeurs

Les volcans de boue sont l'expression de surface d'un processus naturel qui permet la remontée de fluides en surface, soit sur le fond marin soit à terre, depuis une zone en surpression en profondeur. Nous nous intéressons à ces phénomènes et aux facteurs permettant de créer des surpressions de fluides dans des contextes de volcans de boue.

Lors de son dépôt, chaque sédiment possède un contenu en eau plus ou moins important. La sédimentation continuant, les sédiments sont petit à petit enfouis. Au cours de cet enfouissement, ces sédiments subissent un accroissement de la pression et de la température. Dans un système ouvert, c'est-à-dire permettant la circulation des fluides jusqu'à la surface ou fond de mer, la pression des fluides reste en équilibre avec la pression du milieu connecté jusqu'en surface de la mer ou jusqu'au toit de la nappe phréatique. Elle suit donc un gradient hydrostatique représenté par la formule :

$$P = \rho_e * g * h \quad (\text{éq. 1})$$

La pression (P) correspond au poids de la colonne d'eau (de masse volumique ρ_e) sus-jacente. Le gradient de pression hydrostatique est de l'ordre de 1 bar pour 10 mètres à ajouter à la pression atmosphérique d'environ 1 bar.

Par ailleurs, un élément de subsurface est soumis à une contrainte verticale égale au poids des sédiments sus-jacents et le cas échéant (en milieu sous-aquatique) de la colonne d'eau. Cette contrainte verticale (σ_v sur la Figure 1-15), communément appelée « pression lithostatique » dans le jargon pétrolier, est égale à l'intégrale de l'équation (1) depuis la surface jusqu'à l'élément considéré, où ρ_z est la densité à la profondeur z et g l'accélération de la gravité. Sous 10 mètres d'eau, la pression hydrostatique sera de 2 bars ; un fluide du réseau poreux d'une formation enfouie à 2 km par une profondeur d'eau de 2 km sera dans

un système ouvert à une pression de 401 bars, le long du gradient hydrostatique (point Pf sur Figure 1-15A). Les sédiments sont capables d'évacuer l'eau interstitielle pendant les premières phases d'enfouissement. Au cours de l'enfouissement et de la diagenèse, la perméabilité du sédiment diminue. Les surpressions de fluides apparaissent alors lorsque le sédiment n'est plus capable de se mettre à l'équilibre avec la pression hydrostatique. Cette profondeur limite est la Profondeur de rétention des fluides (Fluid Retention Depth, Swarbrick et al., 2002). Le gradient de pression de pores à partir de ce niveau est supérieur au gradient hydrostatique, et la pression de pores augmente « plus vite » que la pression hydrostatique. La profondeur de la PRF est fonction du sédiment (taille des grains) mais également de la vitesse de sédimentation, plus le taux de sédimentation est élevé, plus la PRF est proche de la surface (Swarbrick et al., 2002). La situation extrême où la « fluid retention depth » représente le toit d'un système complètement fermé est représenté par le point σ_v sur la Figure 1-15A.

La pression va augmenter en suivant le gradient hydrostatique jusqu'à cette PRF. Une fois la PRF dépassée, la pression commencera à augmenter différemment, le long d'un gradient plus fort. Si le système est parfaitement fermé, la pression augmentera le long du gradient lithostatique (point Pf sur la Figure 1-15B). La profondeur de la PRF induit donc des différences importantes de pression en profondeur visibles entre les points Pf des Figure 1-15A et Figure 1-15B. Il s'agit ici d'un exemple théorique, dans la nature, il n'existe pas de système parfaitement fermé, la pression aux pores augmente en général de façon plus importante que la pression hydrostatique mais moins importante que la pression lithostatique.

On parle de surpression de fluide pour tout point situé dans un environnement à pression supérieure à la pression hydrostatique. En d'autres termes, dès que la pression de pores devient supérieure à la pression hydrostatique, on définit l'environnement comme étant en surpression de fluide. L'état de surpression est un état de déséquilibre, un état transitoire, qui va tendre à retourner à son équilibre notamment par migration des fluides (Mourgues, 2003).

Pour le point σ_v du graphe (Figure 1-15), on a considéré l'environnement comme un système fermé, c'est-à-dire sans connexion entre les pores dans le sédiment. Les fluides qui étaient à l'équilibre en surface (à pression hydrostatique) se retrouvent avec une pression plus forte suivant le gradient lithostatique. Il s'agit d'une représentation théorique qui ne peut être atteinte dans la nature que si la contrainte verticale est la contrainte minimum. Le passage au-dessus de la pression lithostatique se traduit alors par la mise en place d'un sill ou d'une veine de fluide horizontale (cf. « beef » de Cobbold et al., 2013). Dans les cas où la contrainte principale maximum est verticale, la fracturation hydraulique du milieu se produira dès que la pression dépassera la contrainte principale minimum (horizontale par conséquent). Dans la plupart des contextes tectoniques passifs, la contrainte horizontale minimum est de l'ordre de 70-90% de la pression lithostatique (voir Osborne & Swarbrick, 1997).

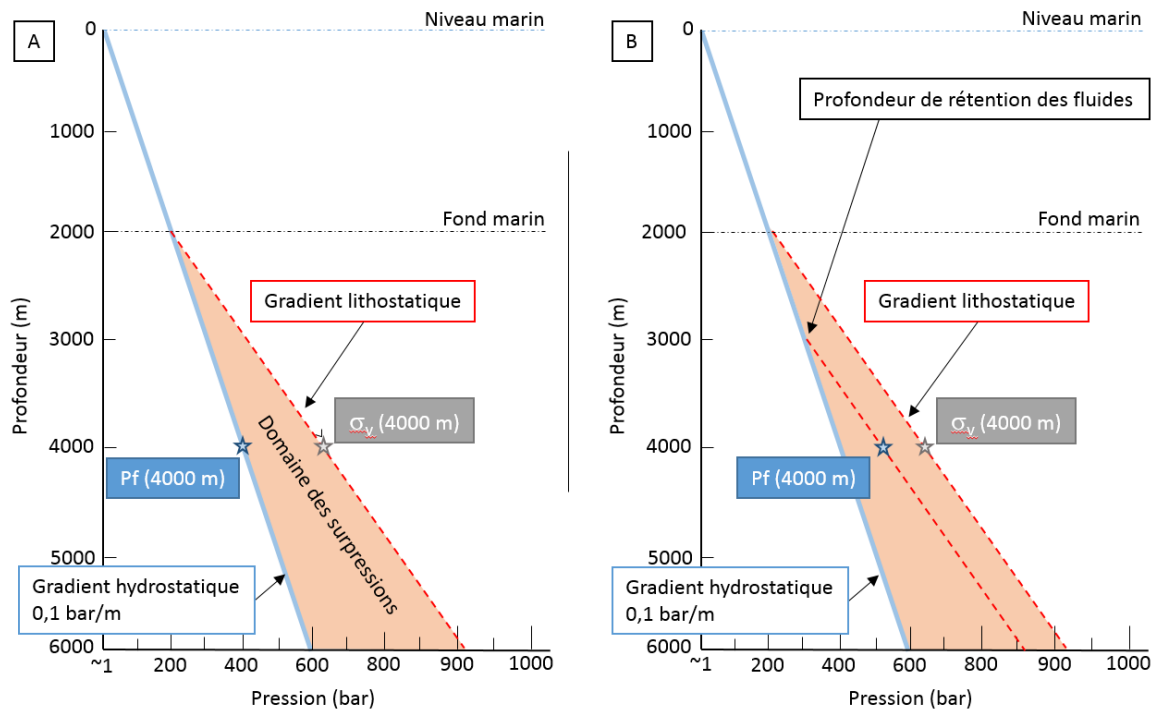


Figure 1-15: Diagramme de l'augmentation de pression avec la profondeur en fonction des gradients hydrostatique et lithostatique. La pression en tout point d'une colonne d'eau ou d'un système ouvert se trouve sur le gradient hydrostatique (bleu), la contrainte verticale induite par une colonne de roche se trouve sur le gradient lithostatique (rouge). La zone située entre les gradients hydrostatique et lithostatique correspond au domaine des surpressions de fluides. La Profondeur de Rétention des Fluides induit des différences de pression à même profondeur.

Dans certains cas naturels tel que le Graben Central de la mer du Nord, la pression de fluide peut montrer des variations brutales qui permettent d'imager des zones à forte perméabilité et les formations à plus faible perméabilité, les surpressions se localisant sous les formations les moins perméables (Figure 1-16).

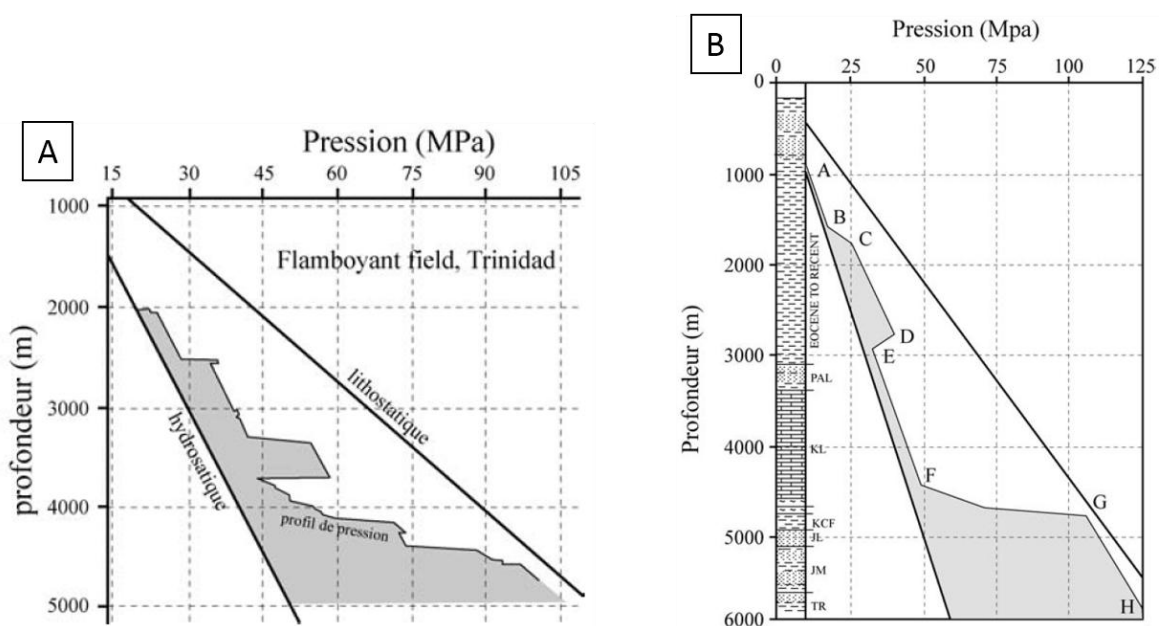


Figure 1-16: Profils de pression montrant des variations de pressions de fluide dans des formations à faible perméabilité, A: Profil de pression de Flamboyant Field (Trinidad) montrant des variations brutales de pression de fluide ; B : Profil de pression dans le Graben Central de la Mer du Nord, les intervalles C – D et G – H sont en surpression (Mourgues, 2003).

Processus de formation de surpressions

Selon Osborne & Swarbrick (1997), plusieurs processus peuvent engendrer des surpressions de fluides. Certains processus sont directement liés au dépôt du sédiment, d'autres sont liés aux réactions engendrées par l'augmentation de pression et de température dues à l'enfouissement. Certains processus sont indirectement liés au sédiment, mais plutôt induits par des contraintes extérieures.

Enfouissement

L'enfouissement est le principal facteur de formation de surpression de fluide due à la compaction différentielle (Osborne & Swarbrick, 1997). La charge subie par une particule est égale au poids de la colonne de roche au-dessus (éq. 1). Les fluides présents dans la roche contrebalancent ce poids en soutenant une partie de la colonne. La force appliquée par les fluides va créer une contrainte effective qui correspond à la somme de la pression lithostatique (poids de la colonne) moins la poussée des fluides (principe de Terzaghi) :

$$P' = P - P_f \quad (\text{éq. 2})$$

avec P' la contrainte effective, P la contrainte due à la colonne et P_f la pression appliquée par les fluides.

Au cours de l'enfouissement, la pression exercée par la colonne va aller en augmentant (pression lithostatique), la porosité va avoir tendance à diminuer avec la compaction du sédiment (Figure 1-17). Une formation riche en sable aura une porosité au moment du dépôt de l'ordre de 40% et cette porosité va diminuer jusqu'à atteindre les 20% vers 2 kilomètres de profondeur (Osborne & Swarbrick, 1997). Une formation riche en argile va subir une compaction de façon continue, la porosité passera de 65 % à 80% au moment du dépôt à 10% à de grandes profondeurs (jusque 6 kilomètres) (Osborne & Swarbrick, 1997).

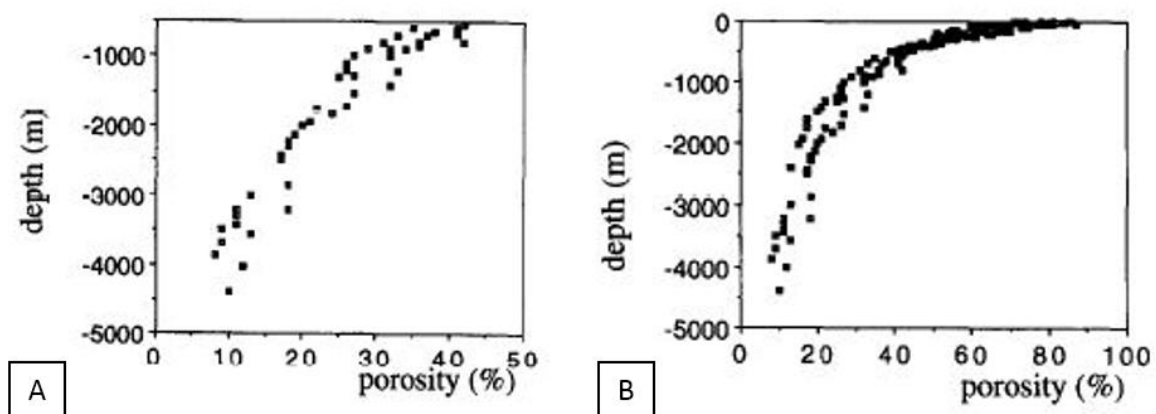


Figure 1-17: Courbes d'évolution de la porosité en fonction de la profondeur des sédiments, A : valeurs sur les 500 premiers mètres, B : valeurs sur la portion > à 500 m, d'après Velde (1996).

Les fluides présents dans ces pores subissent cette diminution du volume des pores. Pour des formations avec une bonne connectivité, cette augmentation de pression se traduit par l'expulsion des fluides piégés dans la porosité. Pour les formations avec une mauvaise

connectivité de pores, cette diminution des volumes de pores va engendrer des surpressions de fluides dans le cas de fluides compressibles comme le gaz puisque ces fluides ne pourront être évacués et se retrouveront dans des espaces plus petits. Si le fluide est incompressible (le cas de l'eau), la diminution du volume de pores induira une surpression suffisante pour fracturer l'encaissant et permettre l'échappement du fluide. Il sera plus simple d'engendrer une surpression de fluide dans une formation argileuse à faible perméabilité que dans une formation sableuse à perméabilité plus élevée. De plus, les formations sableuses montrent généralement de bonnes continuités latérales, les fluides peuvent migrer sur de grandes distances. Toutefois, dans le cas d'un objet à bonne perméabilité isolé dans une formation imperméable (tel qu'un îlot de sable isolé dans une formation argileuse), la pression de fluide augmentera pour rester la même dans les pores de la formation perméable et dans les pores de la formation imperméable. La formation de surpressions de fluides dépend donc d'un équilibre entre le taux de sédimentation et la perméabilité des formations. Les formations plus imperméables mettent plus de temps à évacuer leur excès de fluides quand les formations sableuses ouvertes sur l'extérieur se mettent à l'équilibre plus rapidement. Les formations argileuses se retrouvent en fortes surpression plus rapidement que les formations à granulométrie plus élevée. Le taux de sédimentation limite pour éviter toute surpression de fluides, toutes granulométries confondues, est de 600 mètres par million d'années (Mann & Mackenzie, 1990). La perméabilité minimum pour qu'une formation puisse servir de couverture à une remontée de fluide et engendrer des surpressions, est de l'ordre de 10^{-21} à 10^{-23} m² (Deming, 1994). L'enfouissement est un mécanisme permettant d'engendrer des surpressions de fluides. Ce processus est particulièrement efficace en cas de fort taux de sédimentation sur des séries à faible granulométrie.

Compaction tectonique

La compaction horizontale a le même impact que l'enfouissement. Toutefois, ce processus n'est pas considéré comme intéressant pour créer des surpressions car il induit des augmentations et des relaxations de la contrainte à des échelles de temps trop courtes pour être efficaces (Osborne & Swarbrick, 1997).

Expansion aqueuse

L'eau se dilate lorsque la température augmente (Osborne & Swarbrick, 1997). Cette expansion est faible, de l'ordre de 1.65% pour un volume d'eau passant de 54°C à 93°C (Daines, 1982). Cette expansion pourrait impliquer des surpressions de fluides dans le cas d'un système parfaitement hermétique, avec des perméabilités de plusieurs ordres de grandeur plus faibles que celles mesurées dans la nature (Luo & Vasseur, 1996). L'expansion aqueuse sous l'effet de la température aura un impact mineur sur la formation de surpressions de fluides.

Diagenèse

Au cours de l'enfouissement, les sédiments subissent une succession de réactions mécaniques (la compaction citée précédemment) et chimiques sous l'effet de l'augmentation de la température et de la pression. Les réactions utiles à la formation de

surpressions de fluides sont la transformation des minéraux argileux smectite en illite et la réaction de transformation du gypse en anhydrite.

Smectite – illite

Lors du remplissage d'un bassin sédimentaire dont le cortège sédimentaire est principalement constitué de sédiments détritiques, ces sédiments résultent de l'érosion puis du transport jusqu'au lieu de dépôt et sont de compositions variées. La smectite est l'un des minéraux détritiques les plus fréquents dans les argiles, ce minéral peut également avoir une origine diagénétique due à l'altération d'autres minéraux détritiques tels que les feldspaths (Meunier, 2003).

Les minéraux argileux sont caractérisés par leur nombre de feuillets, l'épaisseur d'un feuillet et de l'espace interfoliaire associé. Selon l'organisation et le nombre de ces couches, on distingue trois principaux groupes de minéraux :

Les minéraux 1/1 possèdent une couche de tétraèdres (T) et une couche d'octaèdres (O). Il s'agit d'une structure T.O d'épaisseur variant entre 7 Å (la kaolinite) et 10 Å (l'halloysite).

Les minéraux 2/1 possèdent une couche d'octaèdres coincée entre deux couches de tétraèdres. Il s'agit d'une structure T.O.T d'épaisseur variant entre 9 Å (le talc) et 15 Å (la smectite). L'illite fait partie de cette famille avec une épaisseur de 10 Å.

Les minéraux 2/1/1 possèdent une couche d'octaèdres coincée entre deux couches de tétraèdres ainsi qu'une couche d'octaèdres dans l'espace interfoliaire. Il s'agit d'une structure T.O.T.O avec des épaisseurs de l'ordre de 14 Å (les chlorites).

Le passage de smectite à illite reste encore aujourd'hui mal compris. Selon Hower et al (1976), cette réaction serait une transformation continue de la smectite vers l'illite par substitution dans les feuillets de smectite. Une seconde théorie est définie par Nadeau et al. (1985). Ils décrivent cette réaction comme une transformation par étapes successives de dissolution-cristallisation. Les substitutions ioniques sont gouvernées par les règles de Goldschmidt. Dans le cas des smectites, on parle de substitution ionique lorsque les feuillets ont le même domaine de constitution mais avec une composition différente (Meunier, 2003). Lorsque les compositions des feuillets deviennent aléatoires, on ne parle alors plus de solution solide mais d'interstratifiés tels que les interstratifiés smectite-illite (Meunier, 2003).

Lorsque l'enfouissement débute, les minéraux se retrouvent dans des conditions de température et de pression qui évoluent. Lors du premier kilomètre d'enfouissement, le cortège sédimentaire ne change pas beaucoup. Les premières réactions ont lieu avant 80°C avec la transformation de la plupart des minéraux argileux en smectites (Meunier, 2003). Une fois les 80°C atteint, les minéraux argileux ne sont plus que smectites pures, stables à

cette température (Meunier, 2003). Cette température limite est observée par Meunier (2003) dans les bassins sédimentaires récents mais diminue dans les bassins plus anciens pour atteindre 50°C dans les bassins sédimentaires créacés.

La smectite à 3 couches d'eau est stable sous forte pression (proche de la pression lithostatique) pour une température de moins de 180°C (Osborne & Swarbrick, 1997). Elle est instable en contexte de pression faible, proche de la pression lithostatique. Dans le cas d'une pression élevée, la déshydratation de la smectite se fait en trois phases : une couche est expulsée aux alentours de 60°C, une seconde couche est expulsée aux alentours de 80°C et la troisième couche est expulsée aux alentours de 180°C. Selon Swarbrick et al. (2002), l'expulsion de ces trois couches d'eau engendre une augmentation du volume total de l'environnement de l'ordre de 4% au maximum due à la décompaction de l'eau (Mourgues, 2003).

Qu'il s'agisse d'une transformation continue ou de déstabilisation successives, la transformation aboutit à un enrichissement en illite au cours de l'enfouissement, ces smectites se transforment petit à petit en illites en passant par les différentes phases de déshydratation décrites précédemment : les interstratifiés désordonnés (autour de 60°C) riches en smectites, puis interstratifiés ordonnés riches en illite (autour de 80°C) (Lanson et al, 2009) pour finalement n'avoir plus que de l'illite (autour de 180°C). Le premier stade de la transformation est le passage smectite – interstratifié désordonné. Ensuite, l'enfouissement se poursuivant, les empilements de feuillets des minéraux argileux deviennent de plus en plus ordonnés, pour finalement former de l'illite.

La transformation de smectite en illite est consommatrice de potassium. Il faut donc un apport extérieur, il n'y en a pas assez dans la smectite. Pour cela, cette transformation va engendrer la dissolution de certains minéraux potassiques du cortège sédimentaires dont les micas et les feldspaths potassiques. La réaction smectite – illite n'est pas encore tout à fait comprise et peut se faire selon deux réactions :

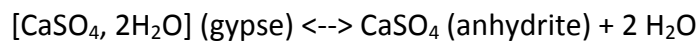
- 1) $1 \text{ Smectite} + \text{K}^+ + \text{Al}^{3+} \rightarrow 1 \text{ Illite} + \text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Si}^{4+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{H}_2\text{O}$
- 2) $1,6 \text{ Smectite} + \text{K}^+ \rightarrow 1 \text{ Illite} + \text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Si}^{4+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{O}^{2-} + \text{OH}^- + \text{H}_2\text{O}$

La seconde réaction engendre une perte de volume d'eau dans l'argile de l'ordre de 35% alors que la première permet une augmentation du volume général de 4% (Meunier, 2003). Les deux réactions sont possibles et auraient lieu selon l'environnement. Dans un système ouvert soit pas encore compacté encore peu profond, il n'y a pas encore de barrière imperméable, pas de ségrégation entre les couches. L'eau expulsée ainsi que les composés ioniques présents dans cette eau (i.e. Na^+ , Ca^{2+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} et Si^{4+}) modifient la composition sédimentaire et permettent d'augmenter la perméabilité de la couverture sédimentaire par la précipitation de quartz, de la chlorite et de ciments calcitiques (Meunier, 2003), rendant la réaction smectite-illite efficace comme source de surpressions de fluides et donc un processus important dans la mise en place de systèmes de volcan de boue (Mourgues, 2003). Selon Freed & Peacor (1989), l'impact majeur de cette réaction

serait l'apparition d'îlots d'illite à l'intérieur des smectites qui favoriseraient la baisse de la perméabilité du sédiment (Osborne & Swarbrick, 1997). Cette réaction est donc importante car elle permet l'effondrement des smectites et l'extrusion de l'eau interstitielle. Le milieu tend alors à se comprimer (d'où des facteurs de compaction verticale important), ce qui modifie la perméabilité de la couverture et crée des surpressions de fluides.

Gypse – anhydrite

Le gypse, de formule $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$, et l'anhydrite, de formule CaSO_4 , sont tous deux des sulfates de calcium. La transformation du gypse en anhydrite se fait aux alentours de 40-60°C (Jowett et al, 1993) selon la réaction réversible :



L'anhydrite est stable à haute température mais peut réagir avec l'eau à faible température pour redonner du gypse. Cette réaction gypse vers anhydrite libère environ 39% de la composition en eau du gypse, ce qui peut induire de très fortes surpressions dans le cas d'un système fermé (Swarbrick et al., 2002). Toutefois, puisque cette réaction a lieu pour une température de moins de 100°C, elle ne peut provoquer des surpressions de fluides à grande profondeur dans un contexte géologique standard avec un géotherme de l'ordre de 30°C/km (Swarbrick et al., 2002).

Pour résumer, les réactions diagénétiques ne sont pas les meilleurs candidats à l'origine de surpressions de fluides permettant d'engendrer des systèmes de volcan de boue car les volumes d'eau libérés ne sont pas assez importants, ou libéré à des profondeurs trop faibles. Pour que ces réactions soient efficaces, il faut qu'elles aient lieu dans des milieux fermés, hermétiques qui ne permettent aucune évacuation de fluides, ce qui est rare dans les exemples naturels. Ces réactions peuvent avoir un impact sur la perméabilité de l'environnement en augmentant ou en diminuant la porosité du sédiment. Les composés ioniques dissous dans l'eau libérée réagissent par exemple avec l'environnement (en précipitant de la cimentation) et diminuent la perméabilité de la couverture.

Migration d'hydrocarbures

La matière organique présente parmi les sédiments d'un bassin sédimentaire va subir l'enfouissement et réagir à l'augmentation de pression et de température pour former à terme, des hydrocarbures (Biju-Duval, 1999). La matière organique va commencer à créer de l'huile vers 60°C et jusqu'à 120°C par craquage thermique soit dans la « fenêtre à huile ». Lorsque la température dépasse les 120°C, on entre dans la « fenêtre à gaz ». Selon Meissner (1978), le passage du stade matière organique à kérogène liquide ou gazeux entraîne des augmentations importantes de volume de l'ordre de 25%. Si ce craquage thermique se fait dans un système fermé, il s'agit d'un très bon facteur pour créer des surpressions de fluide.

Il faut également noter que le passage dans la fenêtre à huile peut engendrer des surpressions de fluide par compaction verticale (cf. début de chapitre). Lorsque le kérogène

solide se transforme en huile et kérogène résiduel, la porosité augmente. L'échantillon se retrouve à une profondeur et à une pression forte avec une porosité correspondant à celle d'une profondeur plus faible. L'échantillon passe alors en surpression de fluides (Swarbrick & Osborne, 2002). Une fois la fenêtre à gaz atteinte (entre 120°C et 180°C), de l'huile passe à l'état gazeux. Ce processus transforme 1 volume d'huile standard en « 534,3 volumes de kérogène gazeux » (Swarbrick & Osborne, 2002). Ce phénomène peut engendrer de fortes surpressions de fluide en profondeur.

Pour résumer cette partie, les surpressions de fluide, qui sont à la source des systèmes de volcans de boue, peuvent se mettre en place par différents mécanismes mais tous n'ont pas de réelle efficacité. Le phénomène le plus efficace est la compaction verticale permettant de diminuer la porosité des argiles de 80% à 10%. Ensuite vient le passage d'hydrocarbures liquide à hydrocarbures gazeux (augmentation par plus de 500 fois le volume initial) qui est efficace dans un système fermé. La compaction horizontale due à la tectonique ne peut être considérée comme efficace car elle permet des fluctuations trop rapides. L'expansion thermique aqueuse n'est pas considérée comme efficace car elle permet une augmentation de volume d'environ 4% seulement. La diagenèse peut permettre l'apparition de surpressions. La réaction smectite – illite ne libère pas énormément d'eau (moins de 4%) mais cette eau est chargée en composés ioniques qui cimentent la porosité des formations et diminue la perméabilité, ce qui peut engendrer des surpressions de fluide. La réaction gypse – anhydrite relâche une grande quantité d'eau mais a lieu à de très faibles profondeurs (pour une température de 40-60°C).

1.1.6 Déclenchement de remontée de fluide

La source d'un système de volcan de boue est une zone en surpression de fluide. Il s'agit d'une zone servant de piège aux fluides migrant vers la surface. Ces fluides restent piégés en profondeur jusqu'à l'apparition d'un chemin de migration (voir l'incident de Lusi, Mazzini et al., 2007 ; Davies et al., 2008). Ce chemin de migration se résume souvent à une faille pouvant apparaître suite à une déformation tectonique, par exemple des failles d'extrados, il est également possible que la surpression de fluide augmente assez pour engendrer la formation de failles.

Nous avons vu que la pression hydrostatique correspond à la pression induite en un point par le poids de la colonne d'eau. La pression lithostatique correspond à la pression d'une colonne de roche. Si des fluides se retrouvent piégés dans une formation à faible perméabilité, ils subissent une augmentation de la pression avec l'enfouissement et ne peuvent se mettre à l'équilibre avec cette nouvelle pression, la formation se retrouve en surpression de fluides. Si la pression augmente assez, la pression de fluide se rapproche de la pression lithostatique. Lorsque cette pression dépasse la contrainte minimum horizontale (70-90% de la contrainte maximale verticale, Osborne & Swarbrick, 1997), la fracturation permet aux fluides piégés de commencer leur migration vers la surface.

Il est toutefois possible que la pression de fluide dépasse la pression de fracturation sans atteindre la pression lithostatique. En contexte compressif, la formation d'un uplift qui va ensuite être érodé permet la chute rapide de la pression lithostatique par diminution de l'épaisseur de la colonne de roche. Si le niveau argileux en surpression n'a pas le temps d'évacuer ces fluides, de s'équilibrer avec cette nouvelle pression lithostatique, la pression de fluide sera trop élevée pour la nouvelle pression lithostatique et aboutit à une fracturation. Cette fracturation va ensuite permettre la migration de fluides (eau et gaz) depuis les zones en surpression vers la surface.

Planke et al. (2003) poursuivent la théorie d'une source de boue en tant que source du système de volcan de boue en faisant des mesures géochimiques sur la boue émise par quatre volcans situés en domaine onshore en Azerbaïdjan. Selon cette étude, la boue émise par les volcans est constitué d'une part importante d'eau de pluie et d'eau de formation, ce qui amène la théorie d'une zone de mélange en profondeur où la boue se retrouve mélangée à de l'eau météorique. Ils appellent cette zone un « réservoir de boue » pour poursuivre la théorie de Cooper (2001). Planke et al. (2003) présentent un modèle de croissance de volcan de boue avec un empilement de volcans. Il considère une source de boue à 10 km et des zones de stockage successives pour cette boue vers la surface. En parallèle, Deville et al. (2003) définissent également une zone de stockage de matériel argileux en sub-surface qu'ils appellent « mud chamber » (Figure 1-18) en se basant sur des données sismiques de Trinidad, reprenant ainsi la notion de « chambre magmatique » attribuée aux zones de stockages des volcans ignés. Plusieurs articles voient ensuite le jour où les auteurs décrivent ce qu'ils appellent des « zones de stockage de boue » (Hovland et al., 2006 ; Mazzini et al., 2009). Enfin, certaines études de géophysiques faites sur des volcans de boue (notamment de la résistivité électrique) indiquent des zones de faible résistivité, de taille de l'ordre de 25 m, qui pourraient correspondre à des zones de stockages de matériel argileux (Accaino et al., 2007 ; Zeyen et al., 2011).

Les volcans de boue sont les marqueurs en surface de phénomènes de surpressions de fluides en profondeur. Les fluides impliqués sont composés majoritairement d'eau. Cette eau peut provenir de sources profondes ayant pour origine des réactions diagénétiques résultant de la compaction de sédiments argileux, on parlera alors d'eau de formation. Elle peut également provenir de profondeurs faibles par l'infiltration d'eau de surface puis extrudée, on parlera de pôle eau de mer, ou par l'apport d'eau de pluie météorique. Ces eaux sont chargées en gaz dissous. Certains de ces gaz nous donnent des informations sur la pression et la température à laquelle ces eaux ont été soumises. Notons que la température du matériel argileux en surface n'est pas très élevée, de l'ordre de 18°C, et que cette température varie en fonction de la température ambiante. Ainsi la température de la boue de surface d'une salsa en hiver sera plus faible qu'en été (Figure 1-19).

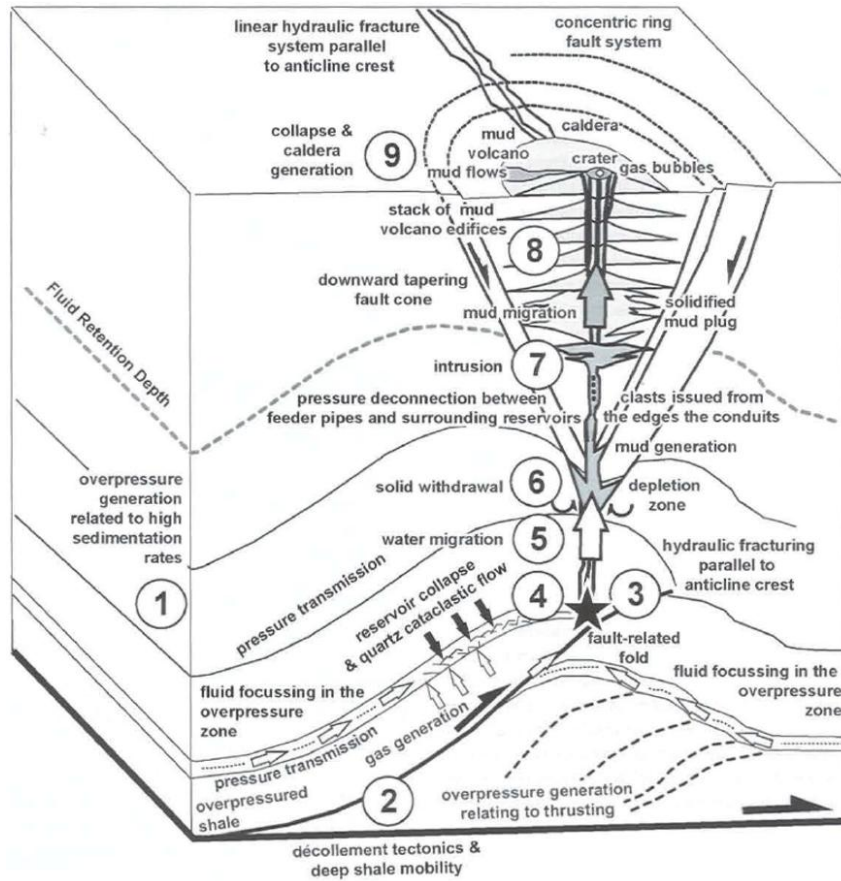


Figure 1-18: Schéma représentant un système de volcan depuis la source de fluides en surpression jusqu'à la surface en passant par les zone de "mud generation" et les zones de stockages intermédiaires, d'après Deville (2009).

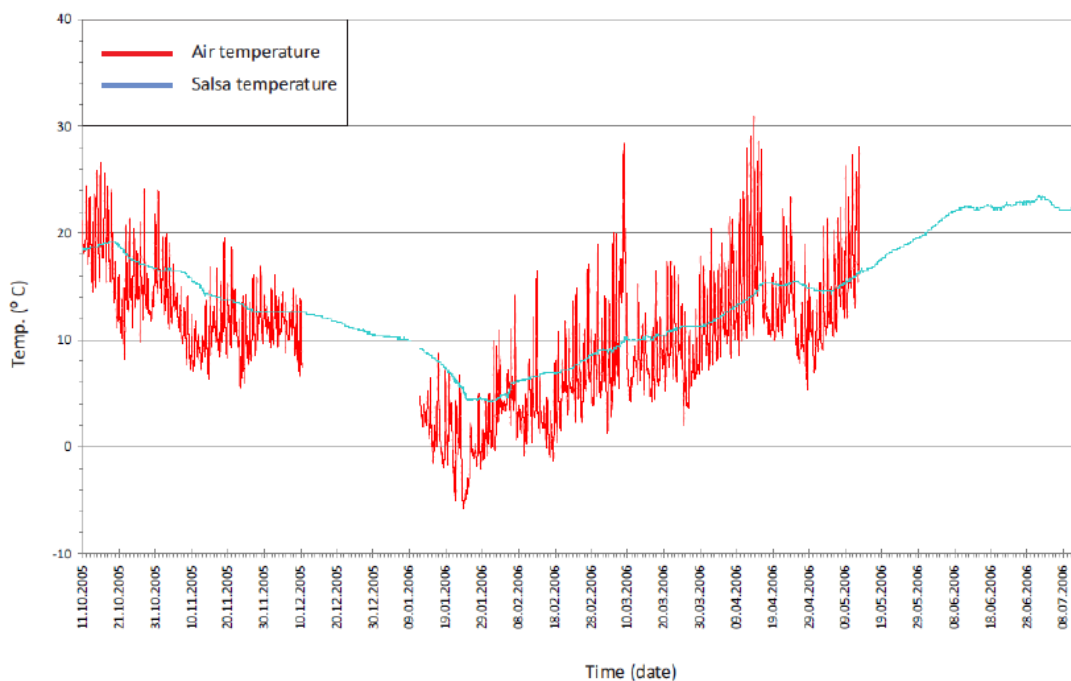


Figure 1-19 : Température de la boue d'une salsa du Dashgil sur une période de 9 mois comparée à la température de l'air, d'après Mazzini & Etiope (sous presse).

La géochimie des fluides nous permet de retracer l'histoire de la migration des fluides formant la boue des volcans de boue. Plusieurs études géochimiques ont été faites sur le matériel extrudé par les volcans de boue à travers la planète afin de contraindre les profondeurs de la source des fluides. Les études géochimiques faites sur la boue se résument dans la plupart des cas à une analyse du type de gaz et de la composition en gaz dissous ainsi que l'isotopie de l'eau constituant la boue.

Géochimie des gaz

Pour la plupart des édifices de la planète, le gaz émis par les volcans de boue est un gaz « léger » riche en méthane (noté C1) et avec des concentrations secondaires d'éthane et propane et des composants plus lourds (en général noté C2+) (Etiopie et al., 2009). Ce méthane est majoritairement thermogénique (76% des volcans au monde), dans 20% des cas c'est un mélange biogénique-thermogénique et enfin biogénique dans 4% des cas (Etiopie et al., 2009). Le méthane biogénique est formé par décomposition de la matière organique par des bactéries. Cette transformation se fait à faible profondeur, dans la zone de vie des bactéries en question. Le méthane thermogénique est le résultat de la transformation de la matière organique qui entre dans la « fenêtre à gaz ». L'origine du méthane est observable sur des graphiques du type « diagramme de Bernard » (Bernard et al., 1977). Ce diagramme représente les valeurs isotopiques de δC^{13} du CH_4 en fonction des compositions en gaz (C1 et C2+) afin de définir des zones de gaz thermogénique, biogénique ou provenant d'une zone de mélange entre les deux (Figure 1-20A & Figure 1-20B). Une autre représentation du type de gaz est le diagramme de Schoell (Figure 1-20C & Figure 1-20D) (Schoell, 1983) représentant les valeurs isotopiques de δD du CH_4 en fonction des valeurs isotopiques de δC^{13} du CH_4 . Ce diagramme permet d'identifier une source thermogénique, biogénique, ou de mélange thermogénique-biogénique ; mais également de différencier une source de gaz thermogénique sec (Td) d'une source thermogénique avec présence d'huile (To) et d'une source thermogénique avec présence de condensat (Tc). Selon certains auteurs, il est d'ailleurs nécessaire d'avoir comme constituant principal le méthane pour pouvoir parler de mécanisme de volcan de boue plutôt que de processus de migration de fluides (Mazzini & Etiopie, sous presse).

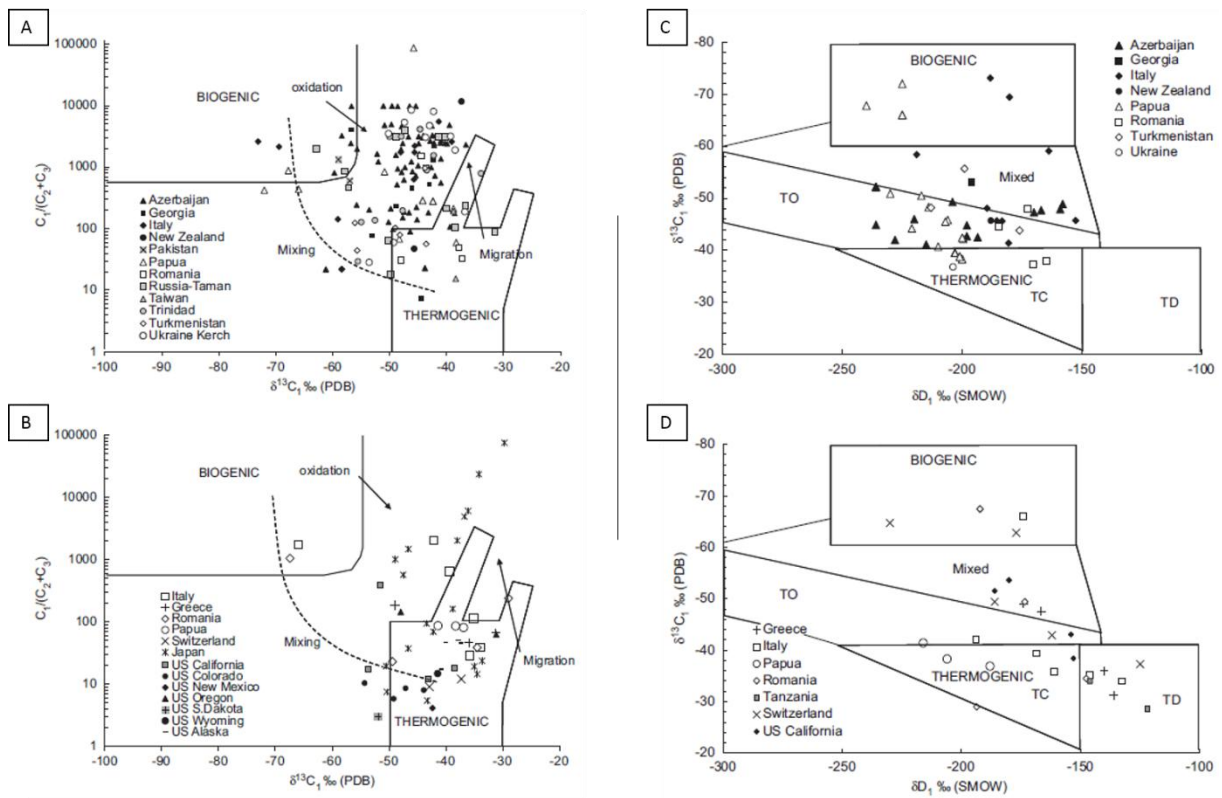


Figure 1-20: A et B : Graphiques de « Bernard » (Bernard et al., 1977) de différents volcans de boue de la planète, C et D : graphiques de « Schoell » (Schoell, 1983) de ces mêmes édifices. Modifié d'après Etiope et al., 2009.

Les analyses montrent en général une grande variabilité dans la composition des gaz émis par les volcans de boue dues notamment aux différentes maturités ainsi qu'aux différentes sources (Prinzhofer & Deville, 2011). La migration du gaz thermogénique vers la surface se traduit par une diminution du δC^{13} induit par fractionnement moléculaire (Etiope et al., 2009). Cette variation donne une source du gaz qui se trouve en dehors des champs thermogénique et biogénique sur le diagramme de Bernard (Figure 1-20A & Figure 1-20B). Il est nécessaire de comparer les résultats du diagramme de Bernard avec les résultats obtenus sur un diagramme de Schoell. La présence de gaz méthane thermogénique indique que la source du gaz se trouve au moins à la profondeur de la fenêtre à gaz (soit des températures entre 120°C et 180°C). Cette gamme de température sera atteinte plus ou moins profondément selon le gradient géothermique local, la source de gaz peut avoir une profondeur qui varie mais qui est nécessairement profonde de l'ordre de plusieurs kilomètres. En considérant que la source du gaz correspond à la zone en surpression de fluides à la base du système de volcan de boue (Figure 1-18), la géochimie des gaz permet de savoir si le système de volcan de boue est enraciné en profondeur (dans le cas de gaz thermogénique) ou dans la zone de vie des bactéries permettant la formation de gaz biogénique. Cette géochimie des gaz permet de savoir si la source du système de volcan de boue se trouve en surface (cas du gaz biogénique) ou en profondeur (cas du gaz thermogénique). Etiope et al. (2009) montrent que les systèmes de volcan de boue sont majoritairement enracinés en profondeur, permettant l'arrivée en surface de gaz thermogénique (Figure 1-20). On observe que les volcans de boue d'Azerbaïdjan expulsent

du gaz d'origine thermogénique et thermogénique avec présence d'huile (Figure 1-20A & Figure 1-20B)

Géochimie de l'eau

Les analyses faites sur l'eau constituant la boue des volcans de boue consistent en général en une analyse de la composition chimique de l'eau, notamment les concentrations en ions, ainsi que des analyses de l'isotopie de l'oxygène et de l'hydrogène constituant cette eau.

L'eau est l'élément principal de composition de la boue. Cette eau peut provenir des minéraux qui ont subis l'enfouissement ou d'eau de pluie infiltrée puis expulsée par les volcans. Les minéraux argileux tels que la smectite sont très riches en eau (Meunier, 2003 ; Mourgues, 2003). Lors de l'enfouissement, les smectites subissent la diagenèse pour se transformer en illite. Cette transformation se fait par étapes successives. A chaque étape, une quantité d'eau est relâchée (Mourgues, 2003). Ces pertes de volume permettent un enrichissement en isotopes lourds de l'eau encore présente dans le minéral (Dahlmann et al., 2003 ; Lavrushin et al., 2005). Par exemple lorsque les smectites perdent leur premier feuillet d'eau interstitielle, les éléments plus légers (tels que H¹ et O¹⁶) sont expulsés plus facilement que les éléments lourds (tels que H² et O¹⁸) (Meunier, 2003). On va ainsi pouvoir observer des augmentations du δO^{18} et des diminutions du δD de l'eau expulsée (Meunier, 2003). Ces variations sont à comparer avec la Ligne des Eaux Météoriques Globales (ou Global Water Meteoric Line, GWML). Cette GWML correspond à la composition isotopique d'une eau météorique en fonction de la température. Plus la température sera faible, plus les valeurs de δO^{18} et de δD seront faibles. Autrement dit, toutes les eaux de pluie sur terre se placent quelque part sur cette GWML. On la représente en général sur un graphique montrant la composition en δD en fonction de δO^{18} . Les valeurs d'eaux météoriques peuvent varier légèrement mais resteront sur une droite de pente 8 comme la GWML (Figure 1-21). Lorsqu'une eau météorique (présente sur la GWML) subit de l'évaporation, le processus de ségrégation permet là encore une augmentation du δD et du δO^{18} . Le deutérium et le O¹⁸ resteront dans l'eau de formation, leurs valeurs s'alignent sur une droite de pente 5 (Froelich et al, 1999). En un point du globe, la composition standard d'une eau météorique ne varie que légèrement au cours de l'année (par changement de température). On discerne en général un pôle « eaux météoriques » qui correspond à la composition de l'eau météorique locale. Nous venons de voir que lors de l'évaporation, la composition se modifie et s'aligne sur le graphique sur une pente de 5 partant de la GMWL. L'eau de mer possède une composition qui lui est propre et constitue sur le graphique un pôle « eau de mer ». L'eau provenant des réactions diagénétiques ou de la compaction des argiles a également une signature propre et constitue un troisième pôle : le pôle « eaux de formation ». On distingue ainsi différents pôles sur le graphique qui permettent de distinguer les eaux de mélange, par exemple si une composition se trouve entre le pôle « eau de mer » et le pôle « eaux de formations », cela indique que l'échantillon analysé contient de l'eau provenant des deux sources (profonde pour les eaux de formations et de surface pour l'eau de mer).

Les données de Taiwan (Chao et al, 2010) montrent une large dispersion des données qui se limite à 3 pôles. Les points regroupés sur la GMWL avec des valeurs de δD d'environ -50‰ et de δO^{18} d'environ -7‰ correspondent au pôle météorique. Ce sont les valeurs de composition typiques d'eau de pluie à Taiwan. Le groupe de points groupés sur la GMWL avec des valeurs de δD environ 0‰ et des valeurs de δO^{18} d'environ -1‰ correspondent au pôle eau de mer de surface. Le groupe plus diffus groupé autour des valeurs de δD d'environ -15‰ et de δO^{18} d'environ 6‰ correspondent au pôle eaux de formation. Toutes les valeurs mesurées à Taiwan correspondent à des mélanges entre ces pôles. Les valeurs de Lavrushin et al. (2005) en Russie et Géorgie montrent de la même manière trois pôles entre les eaux météoriques, les eaux de surface et les eaux de formation. Pour cet ensemble de points, les valeurs d'eaux de surface sont légèrement décalées par rapport à la GMWL, enrichies en O^{18} . Les valeurs sur la Méditerranée (Dahlmann et al, 2003) montrent quant à elles deux pôles. Le pôle eau de mer est représenté par des valeurs de δD autour de +10‰ et des valeurs de δO^{18} autour de +2‰. Le pôle eau de formation est quant à lui représenté par des valeurs de δD autour de -25‰ et des valeurs de δO^{18} autour de +8‰. Les valeurs de Trinidad (Dia et al., 1999) sont plus diffuses et il est difficile de définir différents pôles. Les valeurs suivent une droite entre la GMWL et le pôle eau de formation avec un δO^{18} de +8‰. Il est intéressant de noter que toutes les valeurs tendent vers des eaux de formation avec un δO^{18} de l'ordre de +8‰.

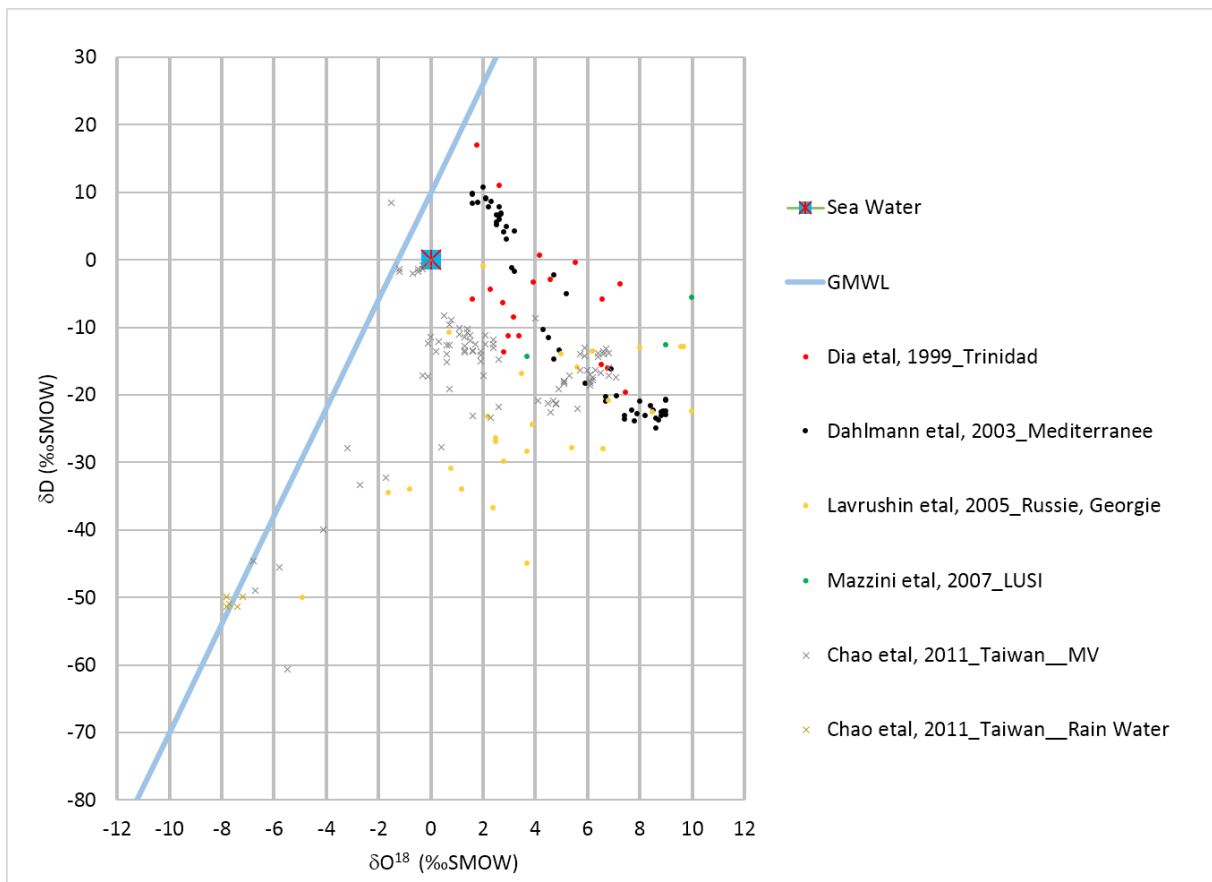


Figure 1-21: Synthèse de données de la littérature sur les compositions isotopiques de l'eau constituant la boue de volcans de boue. GMWL est la Global Meteoric Water Line.

On observe sur ce genre de graphique que l'eau expulsée par les volcans de boue de différents pays est constituée en partie d'eau de surface qui a pu être infiltré et incorporé à la boue, d'eaux de formation qui proviennent de plus profond (en général de réaction diagénétique ou de la compaction des argiles) et d'eau météorique. Les sources sont multiples pour ces eaux constituant la boue de volcans de boue.

1.2 Problématique

Notre compréhension des volcans de boue a bien évolué depuis les premières études de la deuxième moitié du XX^e siècle. Les technologies se développant, il devient possible de décrire de façon plus précise certains phénomènes. L'arrivée du sonar, la sismique 3D, les méthodes d'acquisition géophysiques plus locales telles que la résistivité permettent d'aller plus loin dans l'étude de ces édifices. Aujourd'hui, nous savons pourquoi les volcans de boue se mettent en place en certains endroits plutôt qu'en d'autres. Les surpressions de fluides sont à l'origine de ces systèmes, de leur localisation. Il est aujourd'hui admis que la source d'un système de volcan de boue correspond à une zone en surpression de fluides d'où commencent à migrer des fluides (eau et gaz). La migration de ces fluides vers la surface interagit avec le sédiment encaissant à une profondeur particulière pour former le matériel argileux ensuite extrudé. Cette zone correspond à la « *mud generation zone* » ou « chambre de boue ». Nous ne savons toutefois pas comment se forme la boue. Nous n'avons qu'une vague idée de la profondeur de formation de la boue et de comment se déclenche le processus de fluidisation du sédiment. C'est pourtant de cette zone qu'est émis le matériel argileux que l'on retrouve en surface et qui crée le volcan de boue. Praeg et al. (2009) font une étude du sous-sol de volcans de boue localisés en Méditerranée dans la mer Ionienne. Ces volcans sont appelés la *Madonna del Iono* et les *Pythagoras mud volcanoes*. Selon leur étude, ces édifices datant de plus de 3 Ma se sont mis en place suite à l'interaction de fluides venant de grande profondeur avec des structures géologiques en sub-surface aux alentours de 2 km de profondeur pour créer des chambres de boue. Leur hypothèse quant à l'évolution de ces chambres de boue est que le matériel argileux est extrudé en surface au fur et à mesure de sa formation. Cette extrusion induit une subsidence de la couverture et son effondrement contemporain de l'extrusion (Figure 1-22 ; Praeg et al., 2009). Toujours selon Praeg et al (2009), le matériel extrudé, et ensuite enfoui sous des sédiments plus récents, puis repris en chambre de boue sera ré-extrudé. Selon les auteurs, c'est ce phénomène de recyclage du matériel extrudé qui induit l'homogénéité du matériel visible en sismique. Ces études permettent de définir le mode de mise en place du matériel observable sur le fond marin. La géométrie, en sismique, de ces édifices reste pourtant énigmatique. Il n'existe aucun exemple permettant de décrire la base de ces chambres de boue ni l'évolution de ces objets, il n'existe à ce jour aucune publication permettant d'illustrer une chambre de boue superficielle.

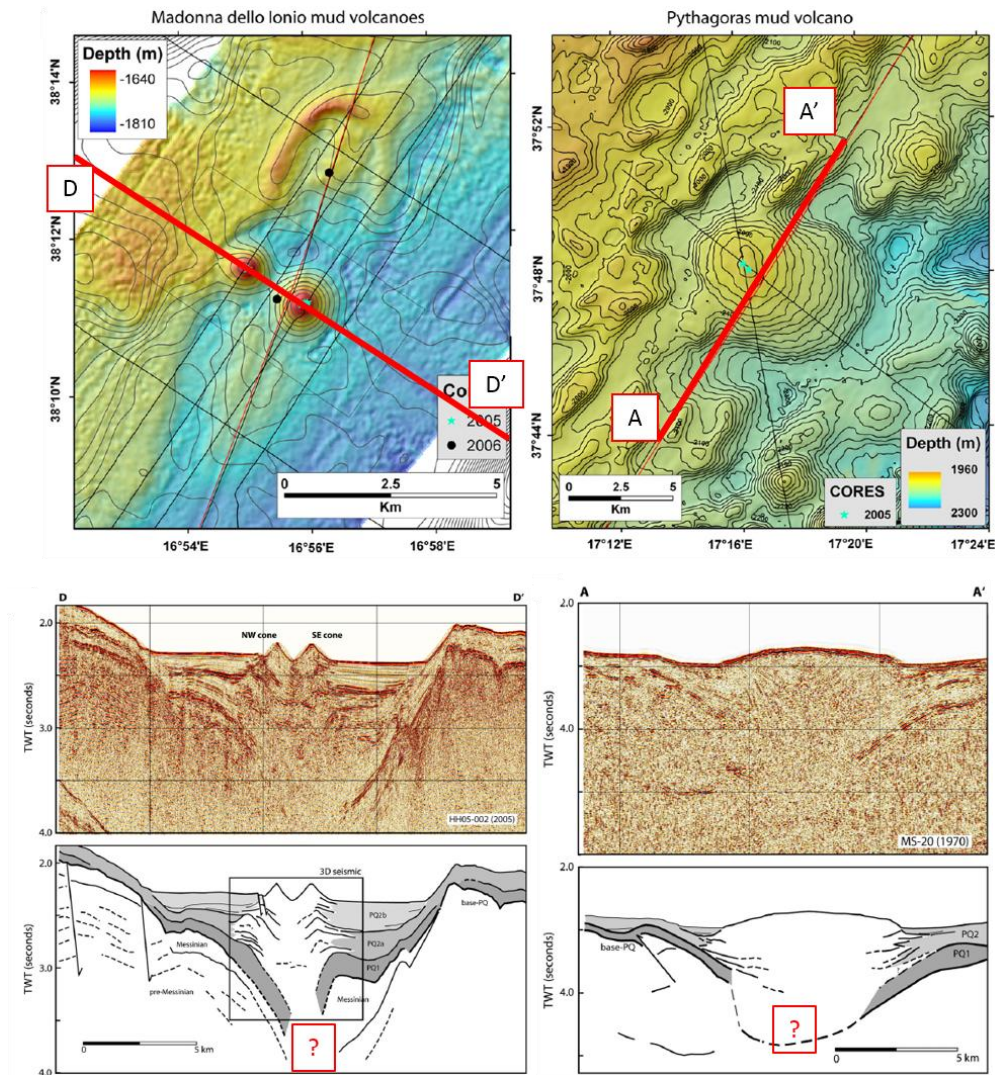


Figure 1-22: A Carte bathymétrique du volcan de boue Madonna dello Ionio, B : Carte bathymétrique du volcan de boue Pythagoras, C : Coupe sismique DD' recoupant l'édifice Madonna dello Ionio, D : Interprétation de la structure du volcan Madonna dello Ionio, E : Coupe sismique AA' recoupant l'édifice Pythagoras, F : Interprétation de la structure de l'édifice Pythagoras. Modifié d'après Praeg et al. (2009).

Cette question de l'existence, ou de la position de la chambre de boue conditionne toute l'évolution morphologique et probablement une large part du fonctionnement des volcans de boue, elle apparaît comme fondamentale. Pour tenter d'y répondre, la première partie de cette thèse est axée sur l'étude de la morphologie de sub-surface d'un volcan de boue localisé en domaine offshore Azerbaïdjan. Des données sismiques sont étudiées pour définir précisément les géométries de ces objets et définir des modèles de mise en place de ces chambres de boue de sub-surface. Ce genre d'objets soulève plusieurs problèmes mécaniques. Le premier est de savoir comment réagit la chambre de boue elle-même à l'apport de matériel argileux. L'accumulation de matériel argileux se fait-elle jusqu'à atteindre une taille importante. Suivant ce modèle, l'extrusion sera violente et permettra l'extrusion d'une grande quantité de matériel en surface. Au contraire, l'extrusion peut se faire de façon continue et régulière. Dans ce cas, la chambre n'atteint jamais un volume important, le matériel étant évacué au fur et à mesure de sa formation. Une autre question importante est de savoir où s'arrête la remontée de la boue. Il est possible que le matériel

expulsé de la chambre de boue se retrouve piégé à une profondeur plus faible. Dans ce cas peuvent se mettre en place des laccolites ou lopolites. Il se peut également que le matériel remonte jusqu'en surface pour créer une extrusion et le volcan de boue proprement dit. Les modes de mise en place de ces édifices de surface ne sont également pas clairement expliqués, notamment les processus de mise en place d'édifices à morphologie de *mud pie* auxquels on s'intéresse dans cette étude. Les nouvelles technologies sont appliquées pour tenter d'illustrer les notions de chambres de boue déjà définies dans la littérature. Les processus de mise en place de ces chambres de boue sont étudiés ainsi que leur évolution au cours du temps. Lorsque le « système de transfert » du système de volcan de boue mieux compris, un nouveau modèle de système de volcan de boue peut être énoncé afin de mettre en relation la source de boue, le système de transfert et les processus de croissance de l'édifice de surface.

Lorsque les modalités de mise en place du système de volcan de boue et du mode de croissance de l'édifice de surface bien définis, il est possible de l'appliquer à un cas plus complexe situé en domaine offshore Nigéria, sur le delta du Niger.

2 Contextes géologiques du Bassin Sud Caspien et du delta du Niger

2.1 Contexte géologique du Bassin Sud Caspien (BSC) et de la continuité onshore, le bassin de la Kura

2.1.1 Evolution structurale

La Paratéthis s'est ouverte en tant que bassin d'arrière-arc pendant la phase d'extension du cycle Alpin qui a eu lieu entre le Trias et l'Eocène (Popov et al., 2004 ; Bochud, 2011). Au cours de cette extension se développe le Bassin du Grand Caucase qui sera ensuite divisé en plusieurs sous-bassins notamment la Dépression Sud Caspienne à l'est et les bassins de la Mer Noire à l'ouest (Annexes 1 à 7 ; Popov et al., 2004 ; Mosar et al., 2010) au cours d'une phase de compression de l'Oligocène au Quaternaire (Popov et al. 2004 ; Bochud, 2011). Cette phase de compression permet l'isolement de la terminaison orientale de la Paratéthis pour former la Dépression Sud Caspienne (Popov et al., 2004). Ce bassin ainsi isolé se divise au cours du Miocène moyen en une partie orientale plus profonde appelée Bassin Sud Caspien et une partie occidentale qui sera rapidement comblée appelée bassin de la Kura qui est délimité au sud par le début de surrection du massif de l'Elbourz (actuel Iran), à l'ouest par celui du Grand Caucase et du Petit Caucase, à l'est par celui du Kopet Dagh (actuel Turkménistan) et au nord par la péninsule d'Absheron (Figure 2-1).

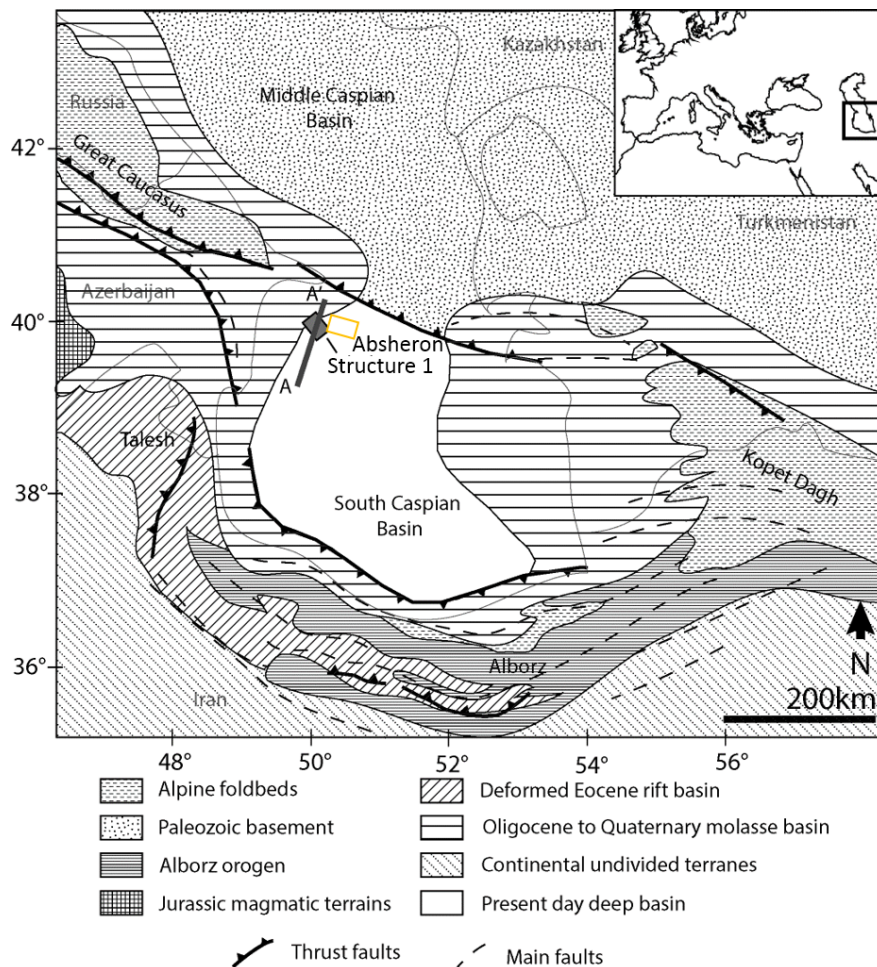


Figure 2-1: Schéma structural du Bassin Sud Caspien, modifié d'après Brunet et al. (2003).

La compression a induit dès le Miocène moyen la surrection de ces différentes chaînes de montagnes autour du BSC, notamment la surrection du Grand Caucase au nord du bassin de la Kura (Popov et al, 2004 ; Javanshir et al , 2015) ainsi que la formation de plis à grande amplitude dans le BSC (Popov et al., 2004 ; Imbert et al., 2014) (Figure 2-2). Cette contrainte compressive initie au cours du Pliocène la subduction du BSC sous la terminaison orientale de la chaîne du Grand Caucase : la ride d'Absheron, qui délimite le BSC au nord.

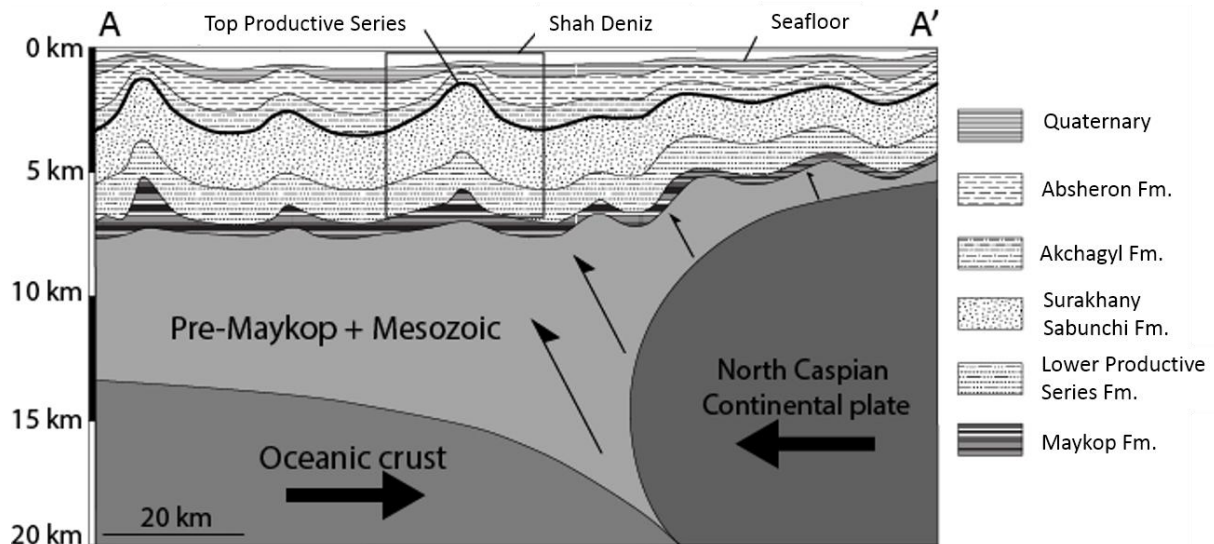


Figure 2-2: Section N-S de la partie nord du BSC. Les sédiments tertiaires sont en déformation au-dessus de la formation du Maykop, localisée sur la Figure 2-1. Modifié d'après Stewart & Davies (2006).

Le Grand Caucase est une chaîne de montagne orientée WNW-ESE qui peut être décrite comme un « méga anticlinal à structure complexe asymétrique » (Guerassimov, 1981) dont le cœur est composé de sédiments d'âges Primaire à Secondaire. Cette chaîne de montagne montre une structure interne complexe notamment à cause de chevauchements à vergences opposées, vers le sud au sud de la structure et vers le nord au nord (Mosar et al, 2010). Au cours du Pliocène-Pléistocène, cette compression NNE-SSW induit la formation de plis orientés WNW-ESE avec des longueurs d'ondes de l'ordre de 15 km dans le BSC ainsi que dans le bassin de la Kura (Figure 2-2). Ces plis ont une orientation plus ou moins parallèle à l'axe des Grand et Petit Caucase, du Kopet Dagh au Turkménistan ainsi que de l'Elbourz en Iran (Stewart & Davies, 2006). La plupart des publications traitant de volcans de boue localisent ces édifices sur les structures anticlinales en onshore tels que le Dashgil (Hovland et al., 1997), le Koturdag (Planke et al, 2003), entre autres (Figure 1-5, Jakubov et al., 1971 ; Stewart & Davies, 2006 ; Roberts et al., 2011) ainsi qu'en domaine offshore (Fowler et al, 2000 ; Javanshir et al, 2015). Cette phase de compression va également influencer les sédiments composant le bassin de la Kura au sud du Caucase qui est particulièrement déformé par la surrection Alpine, les sédiments y sont repoussés sous la forme d'écaillés transportées le long de chevauchements à vergence vers le sud (Guerassimov, 1981). La carte géologique de la terminaison sud-est du Caucase nous montre des sédiments Jurassique-Crétacé proches de l'axe de la chaîne du Caucase (Figure 2-3 **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**), ces domaines correspondent à des écaillés

allochtones transportées vers le sud par la surrection Alpine (Guerassimov, 1981). Au sud de ces écaïlles, on retrouve des sédiments Paléogène correspondant à des écaïlles para-autochtones, i.e. des sédiments ayant été transportés vers le sud sur une faible distance. Enfin au sud de ces affleurements Paléogène, on trouve du Néogène (notamment du Miocène) qui correspond au domaine autochtone, non déplacé. Cet environnement plissé est marqué par des structures anticlinales à cœur Paléogène (Figure 2-4) le long desquels sont présents la plupart des édifices volcaniques. Le BSC est délimité au nord par la péninsule d'Absheron, une barrière séparant le BSC profond du Bassin Central Caspien peu profond. La Ride d'Absheron est caractérisée par des séismes profonds (30 à 60 km de profondeur) indiquant une subduction du BSC sous le domaine central Caspien au nord (Allen et al., 2002 ; Brunet et al., 2003 ; Imbert et al., 2014). Elle correspond à la marque de surface du prisme d'accrétion mis en place par la subduction du BSC sous le domaine central Caspien.

Un affleurement à 1.6 km au sud-est du Koturdag (Figure 2-5) correspond à un panneau orienté E-W d'environ 20 mètres de haut avec un pendage vers le sud (Figure 2-6). Le second affleurement se trouve 500 mètres à l'ouest et correspond à un second panneau également à pendage vers le sud. Ces deux panneaux sont des affleurements du flanc sud de l'anticlinal sur lequel repose le Koturdag.

Nous avons étudié les failles affectant une dalle structurale du flanc sud de l'anticlinal du Koturdag. Plusieurs fractures sur ces panneaux se regroupent en deux familles de failles normales (Figure 2-6). Une famille correspond à des failles orientées N010, pendage 63°W. L'autre famille correspond à des failles orientées N010, pendage 63°E. La surface du panneau correspond à la stratification orientée N090, pendage 50°S. Des stries horizontales visibles sur les plans de fractures perpendiculaires aux failles sont toutes orientées environ N145, subhorizontales avec un pendage de moins de 8°.

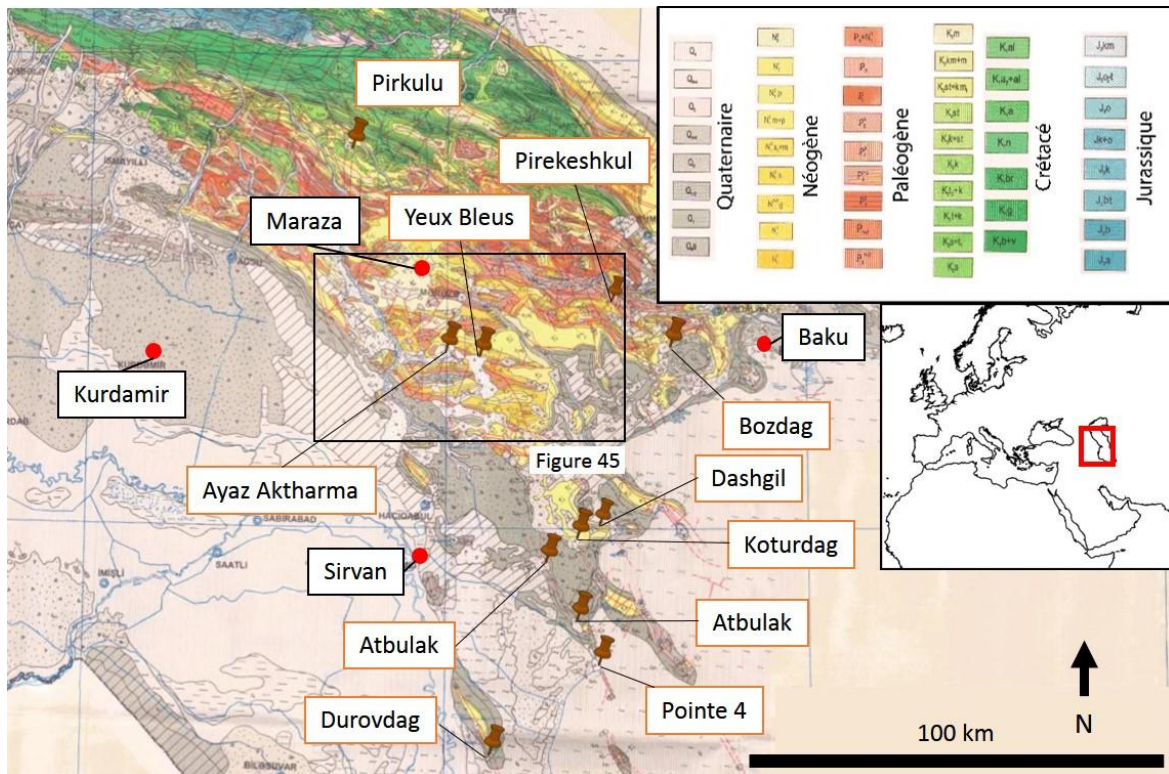


Figure 2-3: Carte géologique de l'Est de l'Azerbaïdjan représentant les différents édifices présentés dans cette étude.

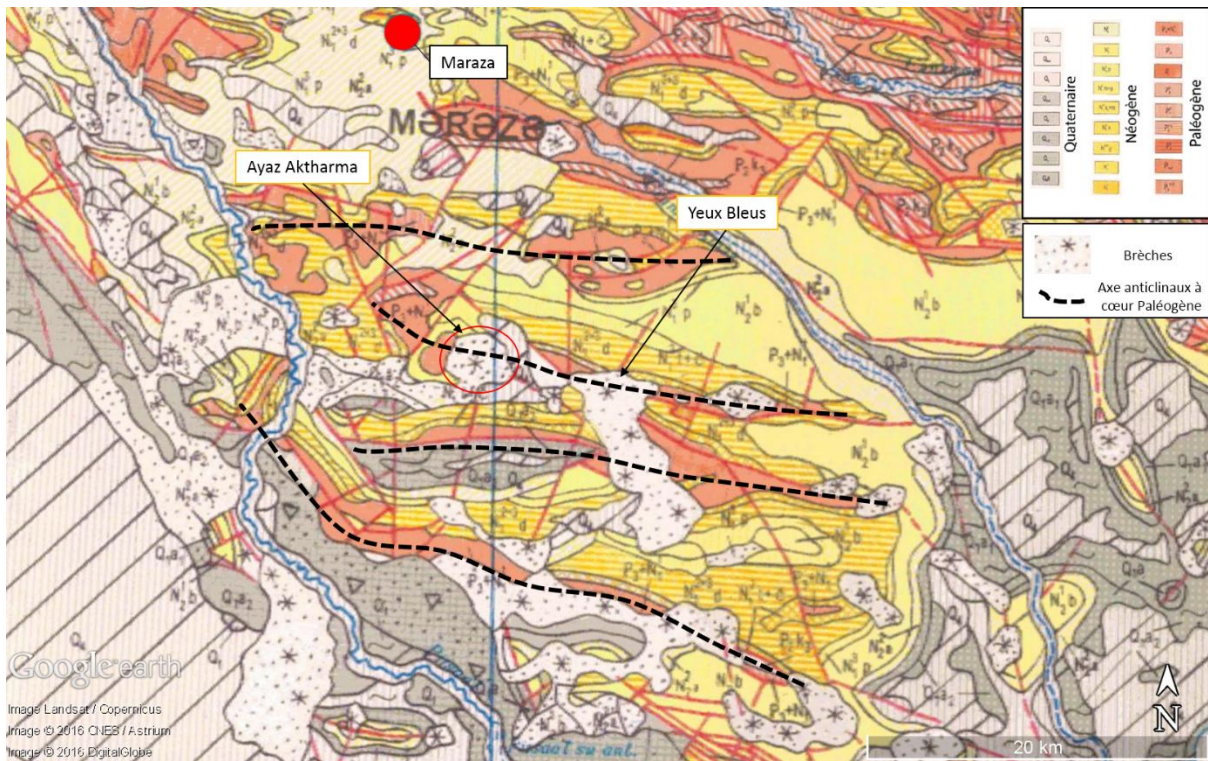


Figure 2-4: Zoom sur quelques structures anticlinales à cœur Paléogène.

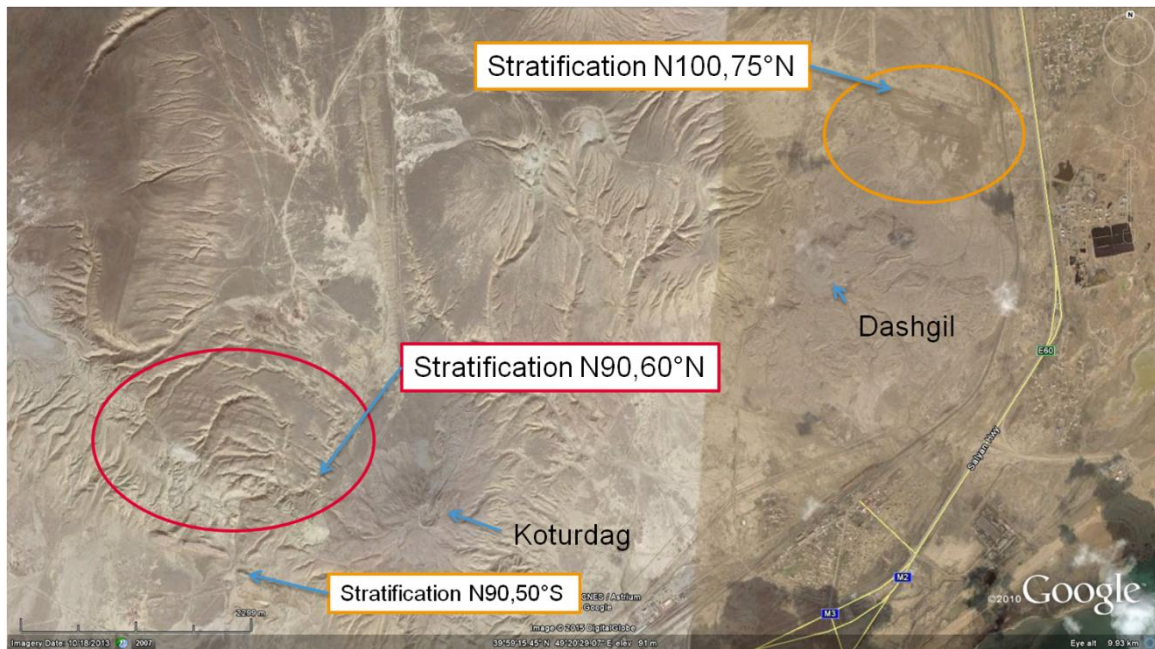


Figure 2-5: Photographie satellite (Google Earth) de la zone autour des volcans de boue Dashgil et Koturdag montrant les affleurements étudiés.

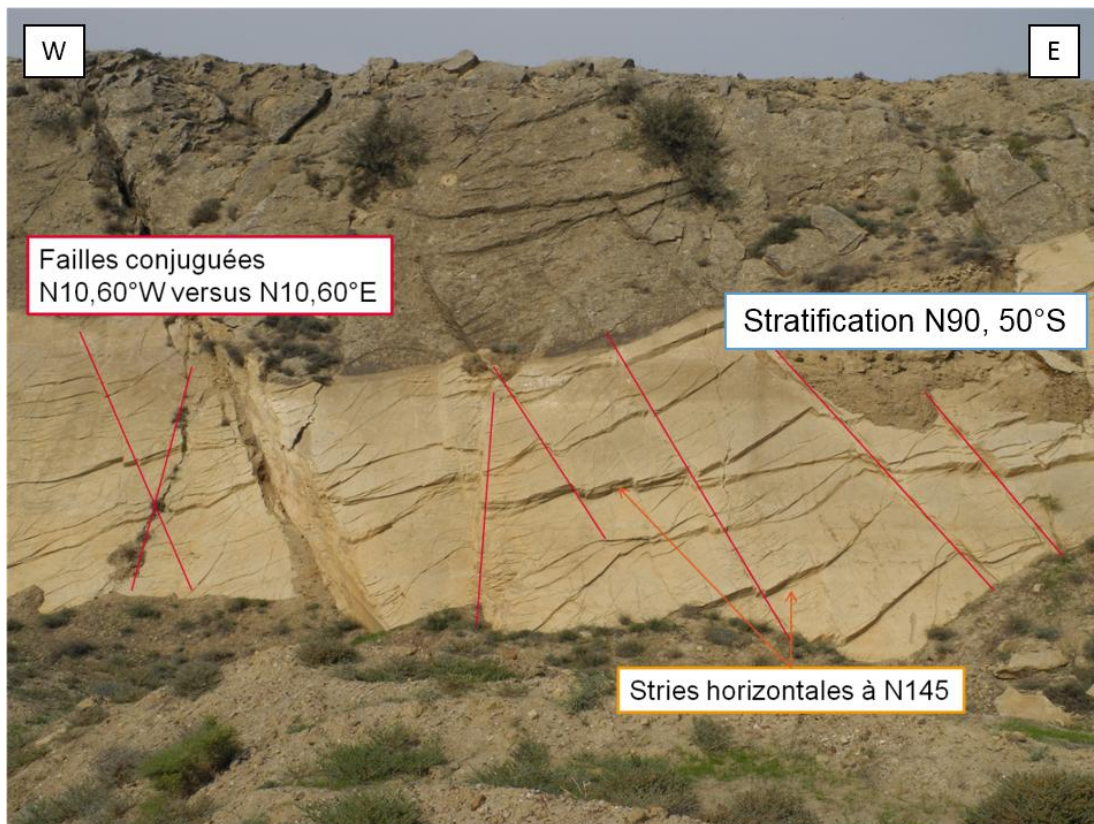


Figure 2-6: Etude structurale sur un panneau au SW du Koturdag.

2.1.2 Stratigraphie

La Dépression Sud Caspienne s'est ouverte au cours du Mésozoïque, entre le Callovien et le Crétacé moyen (Brunet et al., 2003). Le BSC est l'un des bassins les plus profonds au monde avec une colonne sédimentaire d'une épaisseur de 25 km (Brunet et al., 2003 ; Betancor & Soto, 2015 ; Javanshir et al., 2015). Le remplissage sédimentaire est composé de sédiments du Mésozoïque et Cénozoïque (Figure 2-2). Jusqu'à la fin de l'Eocène, la subsidence s'effectue dans un contexte régional extensif (Bochud, 2011). La phase de compression qui suit est générée par la collision des plaques Arabique, Eurasienne et Africaine à la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène (Popov et al., 2004). Cette phase de compression engendre les premières étapes de subsidence rapide que subit le BSC (Bochud, 2011). Les séries d'intérêt pour la compréhension des volcans de boue sont les roches – mères du Maykop qui fournissent les hydrocarbures associés (Javanshir et al., 2015) et les séries sus-jacentes. De bas en haut, on distingue ainsi :

Maykop

La formation du Maykop, déposée au cours de l'Oligocène supérieur et jusqu'au Miocène inférieur dans ce contexte tectonique. Cette formation est composée principalement de sédiments argileux riches en matière organique (Javanshir et al., 2015), d'une épaisseur de l'ordre de 2,5 km. Elle est enfouie dans la zone NW du BSC à une profondeur de l'ordre de 8 km (Figure 2-2). Elle affleure dans le domaine actuel Onshore du bassin de la Kura qui n'était pas encore différencié du BSC au cours de l'Oligocène (Popov et al., 2004). Cette formation du Maykop est connue comme la principale roche mère de la mer Caspienne ainsi que de la Mer Noire.

Miocène

Après le dépôt de cette formation du Maykop et jusqu'à la fin du Miocène, les sédiments se déposent dans un contexte de régression générale jusqu'à l'isolation du BSC au cours du Miocène supérieur résultant en dépôts de sédiments lacustres (Richardson et al., 2011 ; Javanshir et al., 2015).

Productive Series

Le remplissage Pliocène du BSC regroupe un ensemble de formations constituées de sédiments déposés en contexte de régression et contient l'essentiel des réservoirs pétroliers développés historiquement, connu sous le nom de « Productive Series ». Cette phase de régression va permettre l'isolement du bassin de la Kura et du BSC (Popov et al., 2004). Elle se termine par le dépôt de sédiments évaporitiques au Pontien (Allen et al., 2002). La croissance des différents orogènes au cours du Miocène permet un apport de sédiments élevé dans le BSC avec un taux de sédimentation de l'ordre de 2,4 kilomètres par million d'années (Brunet et al., 2003 ; Richardson et al., 2011). Les sédiments sont drainés dans le bassin par deux systèmes de rivières majeures : la paléo-Volga provenant du nord et la paléo-Kura de l'Ouest. Les sédiments des Productive Series se sont déposés au cours d'un cycle de régression-transgression à grande échelle au cours du Pliocène (Fig. 3 de Abdullayev, 2000, ici Figure 2-7), décrit par les auteurs comme un « lowstand systems

tract »). La formation des Productive Series (PS Fm) peut être divisée en trois sous-parties: inférieure, intermédiaire et supérieure. Dans la partie NW du BSC en domaine offshore, l'ensemble des Productive Series (PS Fm) est composé de séries silico-clastiques d'environnement fluvial à marin peu profond. Dans ces séries, les grès sont plus ou moins continus latéralement. Les sables des parties inférieure et supérieure des PS Fm sont moins continus latéralement que ceux de la partie intermédiaire. La partie intermédiaire montre un rapport sable/argile de l'ordre de 30 à 65% en fonction de l'intervalle observé, les corps gréseux y sont bien continus latéralement (Javanshir et al., 2015). Javanshir et al. (2015) ont travaillé sur les surpressions de fluides dans les bancs gréseux et ont mis en évidence une décroissance régionale des surpressions depuis le centre du BSC vers les bords du bassin. Sur une verticale, les surpressions de fluides sont plus élevées dans les bancs gréseux composant les parties inférieure et supérieure des PS Fm que dans la partie médiane et atteignent les valeurs de pression de fluides des formations argileuses environnantes. Ces pressions de fluides plus importantes sont dues à la plus faible teneur en sable (10% selon Javanshir et al., 2015) et à la mauvaise continuité latérale de ces bancs gréseux dans ces PS Fm supérieure et inférieure. A l'inverse, la bonne continuité latérale des bancs gréseux constituant la partie intermédiaire des PS Fm permet un transfert efficace des fluides depuis le centre du bassin vers les bords, des surpressions plus faibles que dans les argiles environnantes (Javanshir et al., 2015). Ces PS Fm ont une épaisseur de l'ordre de 6 km. Leur sommet est localisé à une profondeur d'environ 2 km dans notre zone d'étude (Fowler et al., 2000). La fin des PS Fm est marquée par le dépôt d'évaporites proches du sommet de la formation du Surakhany. Les Gamma Ray (Fig. 9 de Javanshir et al., 2015) montrent deux intervalles à faible radioactivité proches du sommet de l'intervalle Surakhany qui peuvent correspondre aux réservoirs sableux de la fin de la phase régressive qui se termine par les dépôts évaporitiques dans la zone étudiée.

A l'échelle régionale, la fin du Pliocène est également caractérisée par la reconnexion du BSC avec l'océan ouvert et par le dépôt d'un intervalle de sédiments fins d'environnement marin qui constituent la formation d'Akchagyl. Après le premier épisode de subsidence qui avait eu lieu à l'Eocène, une seconde phase de subsidence a lieu du Pliocène au Quaternaire permettant le dépôt de 10 km de sédiments en 5,5 Ma (Allen et al., 2002). Dans la zone étudiée, les sédiments du Pliocène au Quaternaire, les formations Akchagyl, Absheron et *Quaternary Fm* correspondant à la moitié supérieur du Pléistocène supérieur, voir Yusifov & Rabinowitz (2004), se sont déposées de façon contemporaine à la croissance des structures anticlinales. Cette croissance syn-sédimentaire induit une épaisseur variable pour ces séries allant de 2 km au-dessus de la crête de l'anticlinal de la Structure 1 à une épaisseur de l'ordre de 5 km hors de cette structure (Fowler et al., 2000).

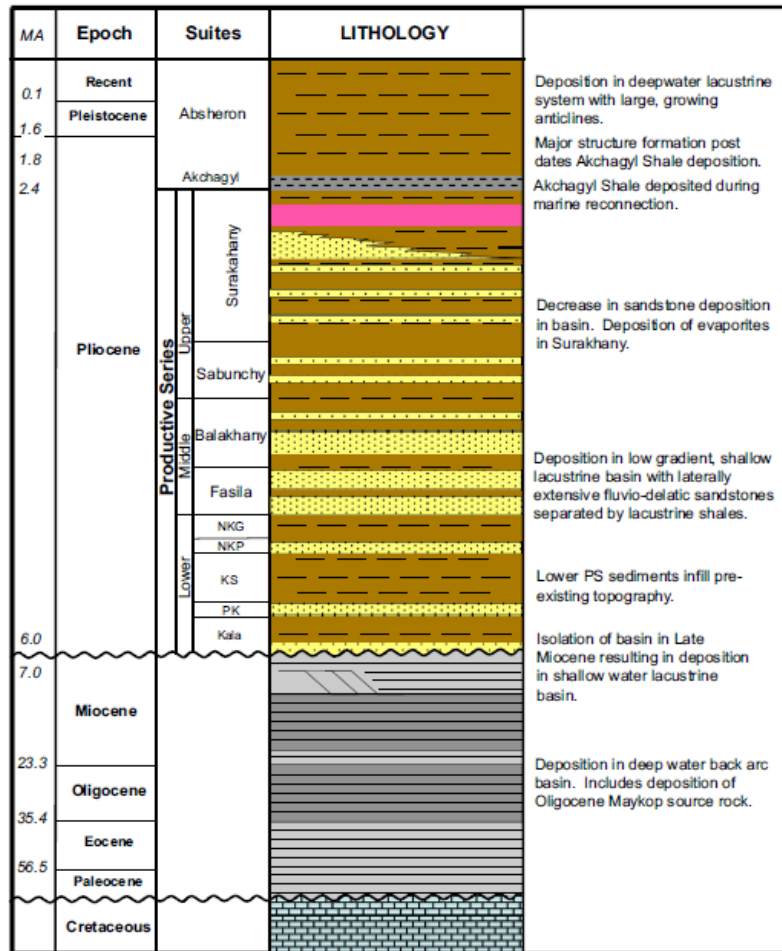


Figure 2-7: Colonne stratigraphique du Bassin Sud Caspien. La partie inférieure des Productive Series regroupe la Kala Suite, Les formations gréseuses de Kimaryl Inférieur (PK), la Kimaryl Suite (KS), les formations gréseuses du Kimaryl Supérieur (NKP) et les formations argileuses du Limaryl Supérieur (NKG) ; d'après Javanshir et al. (2015).

Du Pléistocène à aujourd'hui, le dépôt de sédiments typiques de domaine marin profond marque la fin d'une phase de transgression (Javanshir et al., 2015). Le niveau marin varie de façon régulière entre le Pléistocène et l'Holocène (Figure 2-8), notamment influencé par les cycles de glaciation et déglaciation. Il fluctue entre -50 m et environ 0 m par rapport au niveau de la mer mondiale (Mamedov, 1997). On observe ainsi une phase de transgression entre 114 ka et 75 ka (transgression du Khazarien supérieur) au cours de laquelle le niveau marin qui atteint -15 m suivi d'une régression entre -74 ka et -44 ka (régression de l'Atelien, le niveau marin atteint -50 m). Ensuite survient la phase de transgression du Khvalynien inférieur entre 32 ka et 25 ka (le niveau marin remonte à environ 0 m). Une phase rapide de régression survient ensuite (la régression du Yenotavian) qui abaisse le niveau marin à -50 m entre -25 ka et -18 ka. Une dernière phase de transgression a lieu au Khvalynian supérieur permettant la remontée du niveau marin à environ 0 m entre 12 ka et 8 ka. Ensuite le niveau de la mer Caspienne subit une dernière régression (la régression Néocaspienne) qui induit une baisse du niveau marin jusqu'à la valeur actuelle de -27 m. A plus petite échelle, au cours des derniers 1500 ans, le niveau de la mer Caspienne montre des variations cycliques du niveau marin selon des périodes de 450-500 ans, apparemment influencées par le climat et permettant des variations de l'ordre de 22 mètres (entre -34 et -22 m)(Mamedov, 1997).

2.1.3 Stratigraphie sismique

La stratigraphie du BSC est bien établie dans le domaine couvert par l'acquisition sismique soit jusqu'à une profondeur de l'ordre de 10 km alors que le bassin est décrit comme ayant une épaisseur sédimentaire totale de l'ordre de 25 km en certains endroits (Brunet et al., 2003). Exception faite des marges du bassin, le Néogène est caractérisé dans tout le BSC par un faciès sismique parallèle et continu sous le marqueur Top Absheron (Fig. 1 de Stewart & Davies, 2006 ; Fig. 2 de Imbert et al., 2014). Ces réflecteurs parallèles et continus sont plissés en anticlinaux et synclinaux qui sont formés pendant la phase de compression Pliocène-Pléistocène. Le sommet des PS Fm est caractérisé par un ensemble de trois réflecteurs de haute amplitude, marqueurs que je désignerai par la suite comme « le Triplet ». Sur une ligne sismique régionale, il est possible d'observer le Pléistocène remplir les synclinaux situés entre les hauts structuraux (Javanshir et al., 2015). Le caractère parallèle des réflecteurs sismiques est souvent interrompu par des ensembles à caractère sismique chaotique qui correspondent à des Mass Transport Complexes (MTC, comme définis par Weimer, 1989) (Richardson et al., 2011 ; Imbert et al., 2014) et par des systèmes de volcans de boue (Fowler et al., 2000). 27 MTCs ont été décrits dans la colonne sédimentaire affectant la Structure 1 au cours du Pliocène supérieur jusqu'au Quaternaire (Richardson et al., 2011). Ces objets ont typiquement des surfaces de plus de 10 km² de large. Ils ne sont pas directement liés aux volcans de boue. Dans le BSC, les volcans de boue sont la plupart du temps localisés sur, ou proches, des crêtes d'anticlinaux (Figure 1-5) (Jakubov et al., 1971 ; Fowler et al., 2000). A ces endroits, le caractère parallèle et continu des horizons est perturbé par les systèmes de volcans de boue.

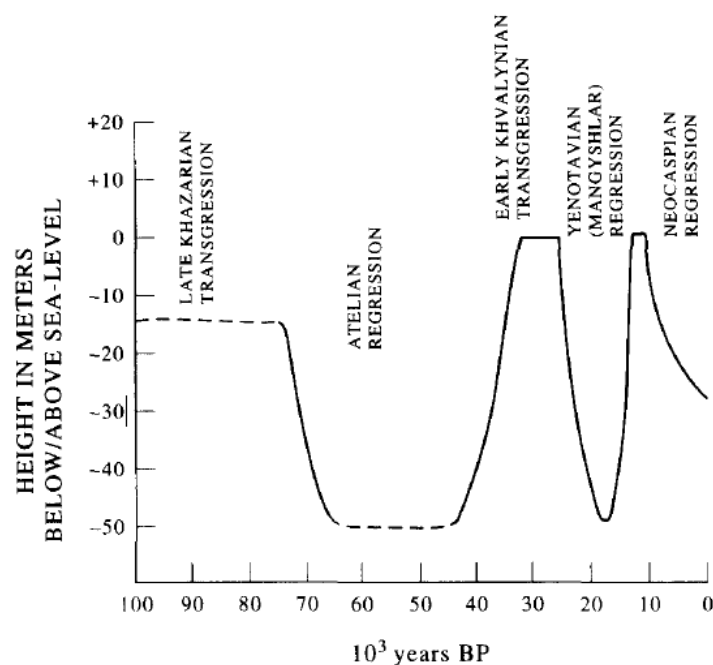


Figure 2-8: Variation du niveau de la mer Caspienne au cours du Pléistocène supérieur et de l'Holocène, d'après Mamedov, 1997.

2.2 Contexte géologique du delta du Niger

La zone étudiée est localisée dans le Golfe de Guinée, dans la partie offshore profonde du Delta du Niger. Cette zone correspond à une tranche d'eau entre 500 et 800 m et appartient à la partie supérieure du plateau continental. La partie profonde du Delta du Niger est divisée en deux sous-domaines structuraux appelés « West Delta Lobe » et « South Delta Lobe » (Krueger & Grant, 2011). La zone étudiée appartient à la partie peu profonde du West Delta Lobe (Figure 2-9).

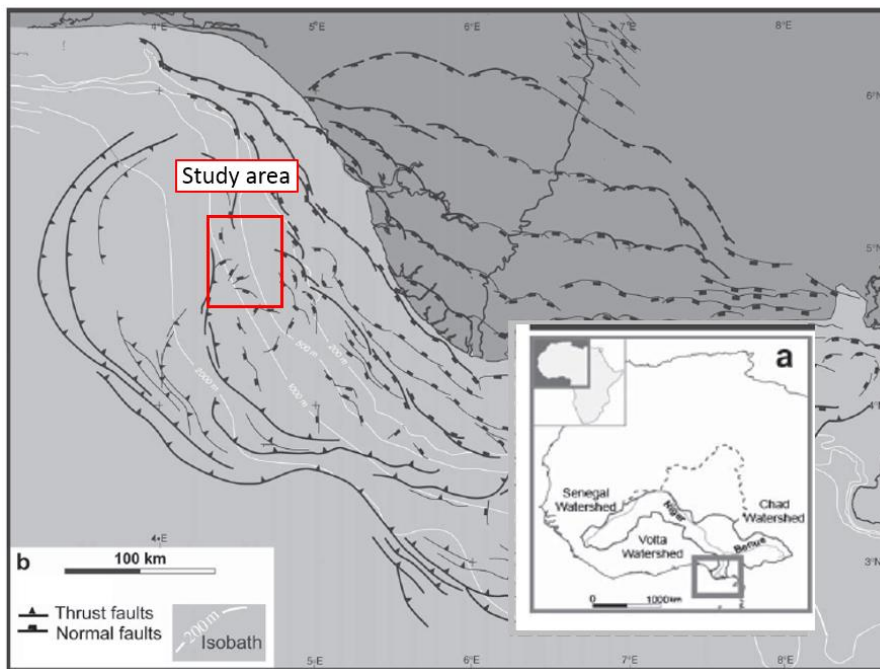


Figure 2-9: Schéma structural du delta du Niger, d'après Krueger & Grant (2011).

2.2.1 Evolution géodynamique

Le delta du Niger a commencé à se développer au Crétacé supérieur au point triple entre l'océan Atlantique équatorial, l'océan Atlantique sud et le rift avorté de la dépression du Bénoué (Moulin et al., 2010). Depuis le Crétacé supérieur, le rift de la Bénoué a joué le rôle d'exutoire pour les sédiments silico-clastiques érodés dans la partie NW de l'Afrique, apportant des sédiments au delta (Lehner & De Ruiter, 1977).

2.2.2 Stratigraphie et structure

Le delta du Niger est une zone riche en huile et en gaz qui a été beaucoup explorée, notamment au moyen de sismique 2D et 3D, et de puits d'exploration pétroliers. Ces puits apportent des données quant à la stratigraphie et à l'évolution structurale de la zone. L'architecture générale de la progradation du delta a tout d'abord été décrite sur la base du domaine onshore du delta du Niger. Dans cette zone, Knox & Omatsola (1989), ont défini le modèle d'« escalier de régression », dans lequel l'accumulation des sédiments est accompagnée par la croissance de failles tectoniques normales dans la direction de la progradation (Ekweozor & Daukoru, 1994). Dans ce modèle, les surcharges de sédiments le long du *shelf break* induisent des subsidences locales le long du mur des failles jusqu'à ce

que la subsidence soit bloquée et que la progradation reprenne, et ce jusqu'à la prochaine surcharge de sédiments qui créera une nouvelle phase de subsidence locale dans un déposé localisé plus loin vers l'océan que le précédent. Les déposé successifs ont une disposition concentrique à grande échelle et sont appelés des « depobelts » par Knox & Omatsola (1989) et Doust & Omatsola (1989).

D'un point de vue lithostratigraphique, la colonne sédimentaire est traditionnellement divisée en trois intervalles principaux, initialement définis dans la zone onshore (Figure 2-10); de bas en haut, on observe la succession suivante :

- La Formation Akata est constituée d'argiles d'environnement marin profond. Les argiles d'Akata sont généralement décrites comme une des roches mères principales de la partie profonde du delta du Niger, avec les intervalles argileux du Groupe Agbada sus-jacents (Ekweozor & Daukoru, 1994 ; Morley et al., 2011). Dans la partie profonde actuelle, la Formation Akata correspond aux argiles mobiles déposées avant l'Oligocène (Paléocène-Eocène et possiblement Crétacé) (Krueger & Grant, 2011).
- Le Groupe Agbada est constitué dans le domaine offshore d'une épaisse pile de sédiments de pente avec des alternances de turbidites sableuses et de dépôts hémipélagiques. Contrairement à la Formation d'Akata sous-jacente, le Groupe Agbada montre un caractère sismique parallèle bien organisé. Le Groupe d'Agbada est l'intervalle-cible principal pour l'exploration d'huile et de gaz grâce aux alternances de réservoirs sableux et d'intervalles argileux qui constituent des couvertures potentielles (Krueger & Grant, 2011).
- Un troisième groupe, le Groupe du Bénin, est constitué de dépôts de fin de progradation. Ces dépôts sont constitués d'alternance de séries côtières et deltaïques ainsi que de séries continentales à dominante sableuse (Ekweozor & Daukoru, 1974).

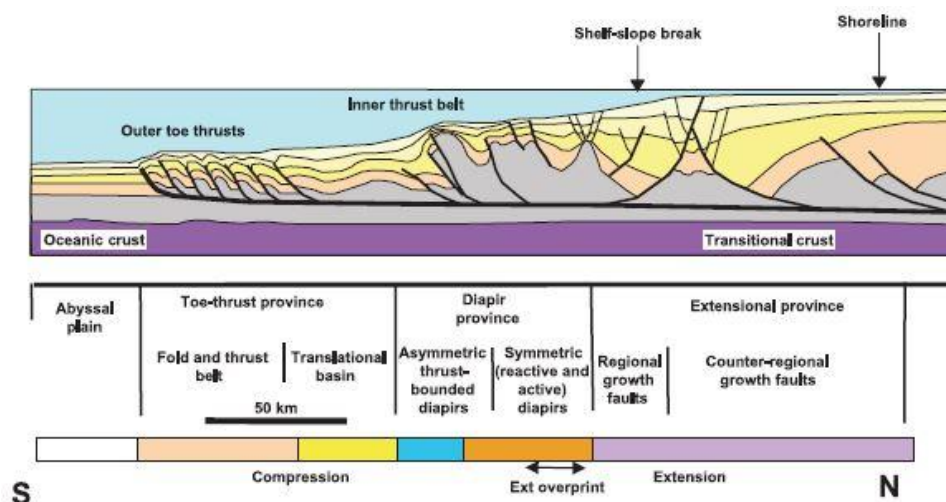


Figure 2-10: Section représentant la lithostratigraphie du delta du Niger, d'après Krueger & Grant (2011).

2.2.3 Caractéristiques de la roche mère et régime thermique

Bustin (1988) décrit une valeur moyenne de carbone organique total (TOC) de 2,2% pour la Formation Agbada dans le domaine onshore du delta du Niger.

Il n'y a pas de données publiées sur le gradient géothermique dans la zone étudiée. Toutefois, Cathles et al. (2003) ont travaillé la réflectance de la vitrinite de certaines données du domaine peu profond à 100 km à l'est de la zone étudiée. Ils indiquent qu'un gradient géothermique de 25,5°C/km est satisfaisant pour expliquer leurs observations. D'un autre côté, Cobbold et al. (2009) utilisent un gradient de 25°C/km dans le domaine offshore profond, considérant cette valeur comme appropriée pour un domaine de croûte océanique. Wei et al. (2015) rapportent des valeurs de gradients géothermiques bien plus élevés aux alentours de pockmarks à hydrates (à moins de 100 m de distance). Ces pockmarks à hydrates servent de conduits d'expulsion de fluides et les gradients associés ne sont pas considérés ici comme représentatifs de la zone étudiée. Nous utilisons ce gradient géothermique de 25°C/km comme valeur de référence.

2.2.4 Régime de pression dans le delta du Niger

Peu de données ont été publiées sur le régime de pression du delta du Niger. Toutefois, certaines études ont fourni quelques informations sur le contexte régional : Krueger & Grant (2011), en se basant sur l'analyse de puits du domaine marin profond du delta du Niger, estiment que la zone de rétention des fluides (Swarbrick et al., 2002) se trouve à une profondeur d'environ 2300 m sous le fond de la mer dans le domaine profond du delta. Pourtant, Bilotti & Shaw (2005) considèrent le domaine profond du delta du Niger dans son intégralité comme « légèrement en surpression » en se basant sur l'analyse de 13 puits forés dans cette zone. Benjamin et al. (2015) concluent également à l'existence de surpressions en se basant sur leurs observations de différents marqueurs d'expulsion de fluides dans différentes parties du West Delta Lobe du delta du Niger. Dans une vision plus générale, Leduc et al (2013) estiment la profondeur de rétention des fluides entre 700 m et 1400 m en se basant sur le rapport taux de sédimentation sur profondeur de rétention des fluides de Swarbrick et al. (2002).

3 Données et méthodologie

3.1 Localisation des données

Une partie de cette thèse correspond à l'étude de données sismiques sur des volcans de boue situés dans le domaine offshore du Bassin Sud Caspien (Azerbaïdjan) et du delta du Niger. Une seconde partie correspond à une étude de terrain (domaine onshore) en Azerbaïdjan.

3.1.1 Onshore, données satellites

Quelques centaines de volcans de boue affleurent onshore en Azerbaïdjan. Ces édifices ont été étudiés à partir des données de Google Earth et de trois photos satellites pour le volcan Ayaz Aktharma. Ces photos ont été acquises par le satellite Landsat 7 - ETM. Deux photos datées du 06 mars 2012 et du 13 Octobre 2011 sont des photos en 4 bandes. Une photo acquise le 31 Mai 2011 est en 8 bandes. La résolution horizontale des photos 4 bandes est de 30 mètres. La photo en 8 bandes est composée d'un canal panchromatique à résolution horizontale de 15 mètres.

3.1.2 Offshore

Les volcans de boue offshore sont étudiés grâce à deux blocs de sismique 3D provenant de l'industrie pétrolière.

Sismique du Bassin sud Caspien

Le bloc sismique 3D utilisé dans le Bassin Sud Caspien couvre une surface d'environ 1000 km². L'échelle verticale de ce cube est en profondeur. Le cube a subi plusieurs étapes telles que filtration f-k, modèle de vitesse permettant une conversion en profondeur (Fowler et al, 2000 ; Richardson et al, 2011). Le pas d'échantillonnage est de 12,5 mètres entre les lignes et entre chaque point de même profondeur. La résolution verticale du cube 3D est de l'ordre de 20 mètres pour l'intervalle de 0 à 2000 mètres de profondeur ; cette résolution diminue avec la profondeur.

Une ligne sismique 2D est également utilisée pour définir le contexte régional du bassin. Cette ligne sismique a une échelle verticale en temps double (two-way travel time).

Sismique du Nigéria

Le bloc sismique 3D du Nigéria couvre une zone de 1000 km². Il s'agit d'un cube sismique en temps double. Les lignes sismiques étudiées ici ont subi une migration (Post-Stack Time Migration). Le cube utilisé a un pic de fréquence autour de 80 Hz dans les 2 premières secondes de profondeur permettant une résolution verticale de l'ordre de 4 mètres pour une vitesse de 1700 m.s⁻¹. A plus grande profondeur, les hautes fréquences se perdent, ce qui implique une baisse de la résolution verticale. Pour une profondeur de 3 secondes, la résolution verticale est de l'ordre de 10 mètres pour une vitesse de 2500 m.s⁻¹. Pour définir rapidement une épaisseur, nous utilisons des vitesses de 1700 m.s⁻¹ pour la

partie superficielle du cube soit dans les 200 premiers mètres. Nous utilisons une vitesse de 2000 m.s^{-1} pour les profondeurs plus importantes, soit jusqu'à 2 secondes.

3.2 Méthodes

Le but de cette thèse est d'améliorer notre compréhension de la mise en place et de la croissance de systèmes de volcans de boue. Pour cela, nous avons tout d'abord fait une interprétation sismique de la géométrie des systèmes de volcans de boue localisés en domaine offshore Sud Caspien et Nigeria. Nous avons poursuivi cette étude par une analyse géomorphologique des édifices en domaine onshore Azerbaïdjan. Afin d'affiner les processus définis en sismique et en géomorphologie, trois missions de terrain ont été faites en Azerbaïdjan. Enfin, au retour de ces missions de terrain, les boues échantillonnées ont été analysées afin d'en définir les compositions et les sources des composants (minéraux et fluides).

3.2.1 Interprétation sismique

Les zones d'intérêt offshore sont étudiées en sismique 3D à l'aide de sections sismiques construites dans la direction de déploiement des récepteurs (appelées *Inline*, voir Hardage, 1997) et à des lignes construites perpendiculairement appelées *Crossline*. L'espacement entre lignes est de 12,5 mètres. Il est possible de travailler sur des lignes à géométries arbitraires appelées *Random lines*. Les *Time Slices* sont des coupes horizontales, à temps constant, du cube sismique. Sur ces *time slices*, la cohérence sismique permet d'imager les zones à bonne continuité latérale, apparaissant en blanc (tels que les dépôts hémipélagiques) et les zones à mauvaise continuité latérale apparaissant en noir (telles que des failles) (Bahorich & Farmer, 1995). Un cube de cohérence a été généré depuis le cube en amplitude original pour imaginer les discontinuités telles que des failles sur des *time slices*. Sur ces lignes il est aussi possible de pointer et propager automatiquement des horizons en 3D. Les *Horizon Slices* sont des coupes du bloc sismique parallèles à des horizons. Ces *horizons slices* peuvent être calculées et affichées avec un attribut d'amplitude ou de cohérence selon le besoin. Il est possible de définir des isopaques (en profondeurs réelles) ou des isochore (en données sismiques dont l'échelle verticale est le temps double (TWT : Two-way travel time). entre les horizons cartés.

Le signal sismique est caractérisé par sa polarité (par convention positive vers la droite et négative vers la gauche), son amplitude (l'étendue d'un pic), sa période (inverse de la fréquence) et sa phase (Nely, 1989) ; le coefficient de réflexion correspond au rapport d'amplitude du signal réfléchi et du signal incident pour chaque interface entre deux milieux d'impédances acoustiques différentes, il est compris entre -1 et 1.

Toutes les données sont affichées en polarité normale, ce qui signifie qu'une augmentation d'impédance vers le bas est représentée par un pic d'amplitude positive. Par convention, l'amplitude sismique est représentée avec une échelle de couleurs en nuances de gris avec les amplitudes positives en noir et les amplitudes négatives en blanc. Toutes les figures de cette étude sont représentées en suivant cette même convention. Les cartes sont

orientées avec le nord vers le haut. Les cartes bathymétriques et les cartes d'épaisseur (isopaques) sont représentées avec une palette de couleurs arc-en-ciel. Les teintes vont du violet au rouge. Le violet représente, sur les cartes de bathymétrie, la profondeur maximale et, sur les isopaques, les épaisseurs maximales. Le rouge représente, sur les cartes bathymétriques, la profondeur minimale et, sur les cartes d'isopaques, l'épaisseur minimale. Les cartes de cohérence sont représentées avec une échelle en teinte de gris, le blanc représentant les zones à forte cohérence (continuité des réflecteurs) et le noir les zones à faible cohérence (faillées ou à forte déformation internes).

On utilise souvent la moyenne quadratique de l'amplitude sur un intervalle (racine carrée de la somme des carrés des amplitudes sur l'intervalle, noté RMS). Une légère différence d'amplitude est ainsi bien visible en carte. Nous utilisons l'attribut RMS sur les *layers* (intervalles à épaisseur régulière) afin d'imager les chenaux, coulées de boue, cheminée et discontinuités des dépôts hémipélagiques par différence d'amplitude. Sur les cartes, les valeurs maximales sont représentées en rouge et les valeurs minimales sont représentées en noir.

3.2.2 Géomorphologie de terrain

Le réseau hydrographique correspond à l'érosion du matériel en surface par les eaux météoriques. Un facteur engendrant la modification du réseau de drainage est la pente. Les ravinements sont linéaires en cas de pente forte, et méandriques en cas de pente faible (Delcaillau, 2011). Plus le matériel de surface est ancien, plus il a passé de temps sous l'influence des eaux météoriques et plus il sera érodé. Nous comparons les réseaux hydrographiques entre deux coulées voisines, observés sur photos satellites, afin de définir les âges relatifs de ces objets et ainsi définir par cette méthode la chronologie de mise en place des coulées de boue des édifices en domaine onshore.

3.2.3 Analyse du matériel argileux

Densité de la boue

La balance de boue Model 140 a permis de mesurer les densités de la boue de certains édifices affleurant en Azerbaïdjan. Cette balance de boue consiste en un gobelet de volume fixe. On remplit ce gobelet du matériel à mesurer. Il suffit ensuite de mettre la balance à l'équilibre et de relever la densité associée. Cette densité est exprimée en livres (Une livre américaine = 453 g) par gallon (1 Gallon Américain = 3,79 litres) ou en gramme par centimètre cube.

Viscosité de la boue

Les tests de viscosité sont faits directement sur le terrain. Nous avons tout d'abord procédé à des tests de viscosité par la méthode de l'entonnoir Marsh. Ce dispositif permet de définir rapidement la viscosité d'un matériau liquide. La viscosité est mesurée via le rapport entre la vitesse d'écoulement au travers de l'embouchure de l'entonnoir et la force exercée par le poids du matériel. Les tests faits sur les volcans de boue ne sont pas

concluants car le matériel montre une viscosité trop élevée donc un écoulement impossible au travers de l'entonnoir. La viscosité a été mesurée avec un viscosimètre Model 35 de la marque Fann. Ce viscosimètre procède à des tests de type couette. Il s'agit de mesurer la résistance à la déformation d'un cylindre en rotation plongé dans un bain du matériau testé. Les tests sont faits à vitesses décroissantes (de 600 à 3 tours par minute) sur du matériel homogénéisé. Pour chaque test, le viscosimètre mesure une valeur de résistance renseignée par un ressort et lisible directement sur le dispositif. Ensuite deux tests sont faits pour mesurer la résistance du gel après un repos de 10 secondes et ensuite après un repos de 10 minutes. La déviation du ressort (soit la résistance du matériel testé au cisaillement) se lit directement sur le viscosimètre.

Granulométrie

La granulométrie de la boue a été mesurée au laboratoire d'Océanologie de l'Université de Lille 1 sur un granulomètre Mastersizer 2000 de la marque Malvern. Il s'agit d'un granulomètre à diffraction laser composé d'un préparateur d'échantillon, d'un banc optique et d'un système d'acquisition informatique. La technique consiste à mesurer la lumière diffusée lors du passage d'un faisceau laser à travers un échantillon de particules dispersées. Selon la taille de la particule, le faisceau lumineux est diffracté différemment, une grosse particule induit une diffraction de forte intensité avec des angles de diffraction faibles alors qu'une petite particule induit une diffraction de faible intensité avec des angles de diffraction élevés. Ces intensités diffractées sont directement mesurées permettant de définir la granulométrie de l'échantillon. Les données brutes recueillies sont ensuite analysées directement par le logiciel Malvern (théorie de Mie) qui prévoit la diffraction induite par une particule croisant un faisceau lumineux, quel que soit le type de matériaux et les conditions d'analyse. Une fois le traitement des données brutes terminé, le logiciel génère un histogramme représentant le pourcentage par classes granulométriques. Sur ce graphe est également représenté le passant cumulé soit la somme de particules de tailles inférieures à un point de référence. Le logiciel inclut également le refus cumulé, le pourcentage de particules de tailles supérieures à ce point de référence.

Diffraction aux rayons X

Le diffractomètre à rayons X (situé dans le laboratoire d'Océanologie de l'Université de Lille 1) utilisé pour cette étude est un D4 ENDEAVOR. Ce diffractomètre est équipé d'une cathode de cuivre induisant une longueur d'onde de $1,54\text{\AA}$. Une anode en cuivre induit des fluorescences du cobalt et du fer qui sont filtrées par le système d'analyse (Holtzapffel, 1985). Une fois l'analyse terminée, les données sont traitées sur le logiciel MacDiff (développé par le Dr. Rainer Petschick, Université de Frankfurt). Ce logiciel permet d'établir les diffractogrammes sur lesquels sont représentés : l'analyse à l'état naturel en noir, l'analyse à l'état glycolé en vert et l'analyse à l'état asséché en rouge. Une quantification est faite grâce à ces diffractogrammes. Cette quantification peut être faite en se basant sur les intensités de pic ou sur les aires de chaque pic selon une ligne de base. Nous utilisons les aires des trois pics principaux (smectite, illite, kaolinite) pour obtenir notre quantification.

Géophysique : la résistivité électrique

Les profils de résistivité ont été acquis avec un résistivimètre Terrameter LS loué à la compagnie Georeva. Les profils de 155 mètres ont été acquis avec deux flûtes électriques de 75 mètres connectées entre elles et au Terrameter LS. Le profil final fait deux fois 75 mètres plus 5 mètres d'espacement entre le Terrameter et la première électrode. Sur chaque flûte, 16 électrodes sont installées avec un espacement entre chaque électrode régulier de 5 mètres. Les profils de 155 mètres sont composés de 32 électrodes de mesures. Les profils de 310 mètres sont acquis en utilisant quatre flûtes de 75 mètres. Le Terrameter est dans ce cas connecté au centre du dispositif avec deux flûtes de chaque côté. Le profil dans ce cas fait 310 mètres soit 4 flûtes de 75 mètres et un espacement de 5 mètres de chaque côté du Terrameter avec l'électrode la plus proche. Ces profils de 310 m sont acquis grâce à 64 électrodes de mesures. Le bloc 3D est construit par acquisition de 18 profils de 155 mètres parallèles espacés de 5 mètres orientés N060. L'écart entre les électrodes le long des flûtes ou d'un profil au suivant est constant. Le bloc 3D recouvre une surface de 85 mètres sur 155 mètres. Les profils ont été acquis suivant un protocole d'acquisition de type Wenner-Schlumberger.

3.2.4 Géochimie des fluides

Les mesures de pH, de conductivité et de température ont été faites directement sur le terrain grâce à une sonde qui sert de pH-mètre, conductimètre et thermomètre. Les mesures d'alcalinité sont faites selon la méthode de Gran (1952). Les mesures d'analyses isotopiques de l'eau ont été effectuées par le Bureau de Recherche Géologique et Minière d'Orléans. Les rapports isotopiques de l'hydrogène et de l'oxygène dans l'eau ont été mesurés par spectrométrie de masse en phase gazeuse par la méthode d'équilibration avec un gaz (H_2 pour l'hydrogène et CO_2 pour l'oxygène). Les rapports isotopiques des gaz sont mesurés en flux continu. Le δC^{13} et δO^{18} du CO_2 sont mesurés en flux continu par GasBench-IRMS (à $T^\circ=40^\circ C$) sous flux d'hélium (0.8 bar) ; le δC^{13} du CH_4 est mesuré en flux continu par GC-C-IRMS ; le δD du CH_4 en flux continu par GC-TC-IRMS. Le δC^{13} du CO_2 est mesuré avec une erreur de 0.3‰, le δO^{18} du CO_2 avec une erreur de 0.6‰, le δC^{13} du CH_4 avec une erreur de 1‰ et le δD du CH_4 avec une erreur de 5‰.

3.2.5 Modélisation analogique

Méthodes

La modélisation analogique permet de tester certaines hypothèses de mise en place d'objets à échelle géologique. Afin de pouvoir faire cette comparaison, le modèle ainsi que les matériaux utilisés dans la création de ce modèle doivent répondre à différentes lois de dimensionnement et de comportement (e.g., Hubbert, 1937 ; Ramberg, 1981, Eisenstadt et al., 1997). Le modèle doit être géométriquement, cinématiquement et dynamiquement similaires à l'objet géologique que l'on modélise. Le choix des matériaux, des vitesses de déformation et des dimensions sont importants. Dans nos exemples naturels, il nous manque les valeurs de quelques paramètres fondamentaux (vitesse de remontée de la boue, résistance mécanique de la boue sèche en surface, etc...) afin de réaliser un modèle

vraiment dimensionné par rapport à un prototype naturel spécifique. Au lieu de cela, dans cette série d'expériences, nous testons plutôt la faisabilité mécanique d'un processus observé sur le terrain et en sismique, le modèle du « Pousse-Muraille » dans lequel la remontée (à partir d'un point d'émission local) d'un fluide à faible viscosité fait gonfler une chambre superficielle couplée avec le durcissement de la carapace de cette chambre qui devient fragile et s'épaissit. Cette évolution de la carapace peut correspondre, (1) en domaine immergé, au dépôt de nouveaux sédiments sur la chambre superficielle, ou (2) à terre, à l'assèchement progressif de la boue au contact de l'air.

Matériaux utilisés

Les matériaux utilisés pour construire des modèles analogiques doivent montrer des contrastes importants de comportement mécaniques. Nous utilisons du sable NE34, fabriqué par la société Sibelco, un polymère de silicone (Polydiméthylsiloxane SGM36), ainsi que de la poudre de PVC pour construire nos modèles. Le sable NE34 possède un angle de friction interne de 42 à 45°, une densité de 1,3 – 1,7 et une faible cohésion (10-500 Pa) proportionnellement similaire à celles des roches composant la partie supérieure de la croûte terrestre (Graveleau et al., 2012). Ce sable obéit à la loi de comportement de type Mohr-Coulomb (Jaeger et al., 2009). Nous avons aussi utilisé du PVC, un matériau fragile ayant un angle de friction interne de 37° et une densité de 0,58. La silicone SGM36 obéit à un comportement mécanique visqueux. Ce matériau permet de modéliser des matériaux géologiques visqueux, telles que certaines évaporites, argiles ou marnes (Graveleau et al., 2012). La densité de la silicone utilisée est de 0,9 à 1,0 avec une viscosité comprise entre 1×10^4 et $5 \times 10^4 \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ (Santolaria et al., 2015). Lorsque les vitesses appliquées sur ce matériau sont faibles, la silicone montre un comportement de fluide Newtonien.

Dans nos modèles, la silicone modélise une couche de boue à teneur en eau élevée par rapport à une couche de boue asséchée, plus rigide et fragile modélisée par du sable ou de la poudre de PVC. Nous ajoutons un marqueur passif en surface afin de visualiser les déformations. Ce marqueur est constitué d'une fine couche de sable fin et d'un saupoudrage de microbilles de verre au travers d'une grille afin de dessiner des marqueurs carrés.

Dispositif de modélisation

Une partie des modèles a été réalisée sur un dispositif que nous avons construit permettant de modéliser une extrusion en surface de matériel provenant d'un réservoir fonctionnant en continu ou de façon épisodique. Ce dispositif (Figure 3-1) ressemble à certains dispositifs utilisés pour modéliser des mécanismes de diapirisme actif (Merle & Vendeville, 1992 ; Schultz-Ela et al., 1993 ; Merle & Vendeville, 1995).

Ce dispositif comporte un réservoir de silicone (4 sur la Figure 3-1) comprimé par un bloc mobile (3 sur la Figure 3-1) attaché à un piston, lui-même contrôlé par un moteur pas-à-pas. Le raccourcissement force la silicone du réservoir à fluer vers le haut au travers d'un orifice circulaire de 5 cm de diamètre, agissant comme le conduit apportant du nouveau

matériau visqueux vers la surface. L'expérience débute en plaçant une « Galette » de silicone de 1,5 cm d'épaisseur (6 sur la Figure 3-1), de forme circulaire ou elliptique en carte (de 30 à 43 cm de diamètre), et de longueur et largeur variables. Cette « galette » représente, dans la nature, la chambre superficielle. Elle est bordée par un butoir périphérique constitué de sable sec (7 sur la Figure 3-1).

Déroulement des expériences

Lors de chaque expérience, le mur mobile se déplace à une vitesse de 1,5 mm/h, ce qui correspond à une vitesse d'ascension dans le conduit de l'ordre de 2 cm/h. Les expériences débutent avec peu ou pas de couverture fragile, sauf un très fin vernis de sable servant de marqueur de la déformation de surface. Selon les expériences, des couches de sables ou de poudre de PVC ont été déposées sur la galette lors de son gonflement. Cela peut modéliser une véritable sédimentation dans le cas des exemples naturels offshore. Pour les exemples naturels onshore, le dépôt de sable au cours de la déformation ne simule pas une quelconque sédimentation, mais plutôt l'induration progressive de la boue au fur et à mesure qu'elle s'assèche lors de son exposition à l'air libre. Le choix de la poudre de PVC est lié à sa faible densité, ce qui favorise un fluage latéral de la silicone montante au sein de la galette d'origine, plutôt qu'une extrusion au-dessus de celle-ci. La durée totale de chaque expérience est typiquement de deux à quatre jours, entrecoupés d'interruptions pendant la nuit, ce qui n'a eu qu'une incidence très minime sur l'évolution des modèles puisque ce repos n'induit qu'une légère remise à l'équilibre du modèle, soit un dégonflement de la zone à l'aplomb du point de sortie. Les photos de modèles sont prises par deux appareils de photo, l'un situé à l'aplomb du modèle et un second situé latéralement. Au total, 21 expériences ont été effectuées. Dans la partie « Résultats », nous ne discuterons que de trois modèles représentatifs de cette série.

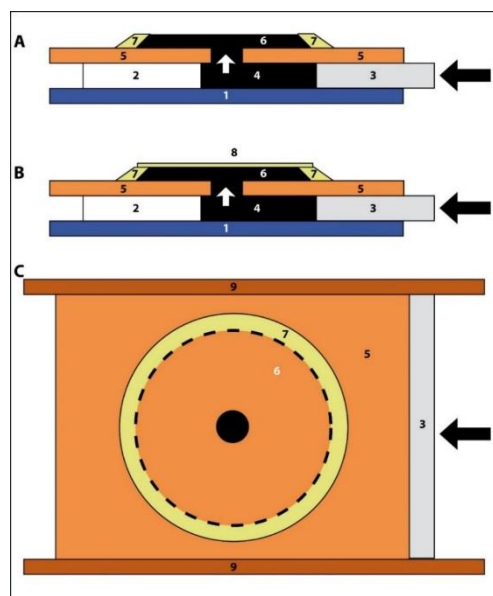


Figure 3-1: Dispositif utilisé lors des expériences, l'ensemble du dispositif a une longueur d'environ 1,50 mètres pour une largeur de 1 mètre. A et B : vues en coupe. C : Vue de dessus. 1 : table fixe ; 2 : Bloc fixe ; 3 bloc mobile poussé par un piston ; 4 : Réservoir de silicone ; 5 : Planche supérieure (fixe) comprenant un orifice de 5 cm de diamètre ; 6 : « Galette » initiale de silicone ; 7 butoir circulaire (sable sec) ; 8 : couverture fragile (sable fin ou PVC) ; 9 : Parois latérales

4 Résultats

4.1 Les systèmes de volcans de boue du Bassin Sud Caspien (BSC) et de sa continuité onshore, le bassin de la Kura.

L'intérêt de cette première partie des « Résultats » est de décrire de la façon la plus précise possible un modèle de système de volcan de boue avec ses différents constituants en se basant sur nos observations dans le domaine Sud Caspien. Cette première zone d'étude regroupe le NW du BSC ainsi que les édifices de la côte d'Azerbaïdjan. Afin d'imager la géométrie de sub-surface et des parties profondes de ces édifices, nous nous concentrons tout d'abord sur la vision en sismique des édifices localisés dans les champs de la Structure 1 et Absheron. Nous étudions ensuite les édifices du domaine onshore afin de présenter plus en détail leur morphologie de surface.

4.1.1 Contexte géologique régional

La première zone d'étude est au contact compressif entre les plaques Arabique, Africaine et Eurasienne qui engendre dans cette zone la surrection du Grand Caucase en domaine onshore et la subduction du BSC sous la partie nord de la Caspienne. La zone d'étude se trouve à cheval sur les domaines onshore et offshore dans le piémont sud du Grand Caucase et sur le prisme d'accrétion de la subduction du BSC. Les deux blocs de sismique 3D couvrent chacun une partie d'un anticlinal et correspondent à deux champs pétroliers : la Structure 1 et Absheron. Ces anticlinaux sont parmi ceux formés sur un niveau de décollement de la formation du Maykop lors de la phase de compression qui s'initie à l'Oligocène. Dans la partie onshore, cela concerne les différentes écailles allochtones, parautochtones et autochtones du piémont du Grand Caucase.

4.1.2 Architecture d'un exemple type de système de volcan de boue, MV4 de la Structure 1

La morphologie du système de volcan de boue MV situé sur la structure 1 (Figure 4-1), ainsi que celle du système de volcan de boue d'Absheron (Figure 2-1) permet de présenter la géométrie en profondeur des édifices volcaniques situés dans le BSC. L'intérêt de cette approche est de mieux caractériser les différents éléments constitutifs du système de transfert des édifices entre source de fluides en profondeur et édifice de surface.

L'anticlinal de la Structure 1

La Structure 1 correspond à un anticlinal de 25 km de long sur 10 km de large orienté NNW-SSE. La bathymétrie de la structure augmente vers le SE pour passer de 70 m de profondeur au NW à environ 800 m au SE (Figure 4-1). L'anticlinal est interprété comme une structure en détachement au-dessus de la formation du Maykop (Stewart & Davies, 2006). L'épisode de croissance principale démarre vers la fin du Pliocène, contemporain du dépôt de la formation des *Productive Series*, et se poursuit encore aujourd'hui bien que plus lentement (Fowler et al., 2002).

L'anticlinal de la Structure 1 est affecté par neuf systèmes de volcans de boue (Fowler et al., 2000). Ils sont identifiés de MV1 à MV9 pour « Mud Volcano 1 » à « Mud Volcano 9 » (Figure 4-2). Le système MV1 se trouve au nord, en dehors de l'anticlinal

de la Structure 1. Les systèmes MV2 à MV6 sont localisés sur la crête de l'anticlinal à l'exception du MV4 qui se trouve excentré de 2 km au SW de la crête de la structure. Les systèmes MV6 et MV7 sont localisés au SW et le système MV8 se trouve au SE. Le système le plus étudié ici est le MV4.

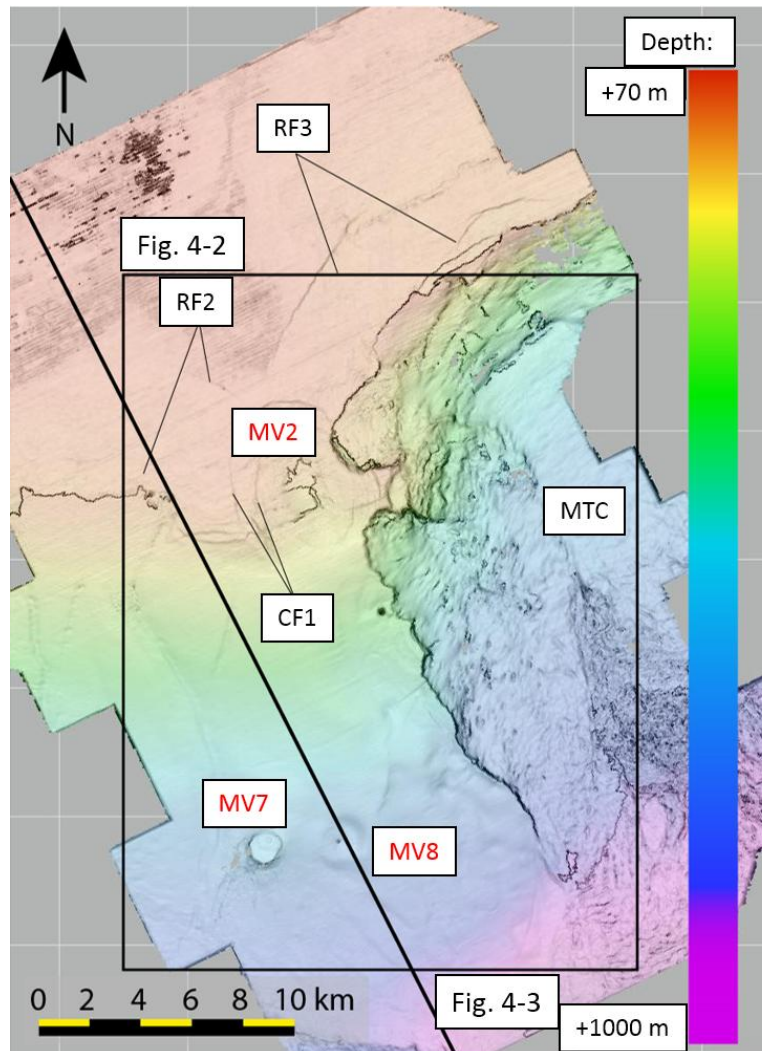


Figure 4-1: Carte bathymétrique de la Structure 1.

La Figure 4-1 met en évidence une anomalie circulaire de 5 km de diamètre nommé MV2 ainsi qu'un système de MTC dans la partie est (le *MTC 1* de Richardson et al., 2011). Deux structures circulaires avec des diamètres de l'ordre de 1,5 km (MV7 et MV8) sont situées dans la partie sud-ouest de la structure. Les structures circulaires de diamètres de l'ordre de 5 km montrent des systèmes de failles normales concentriques (notées *CF1*) qui encerclent une dépression d'une profondeur de l'ordre de 60 m (MV2). On observe un système de failles radiales qui se propagent depuis la structure principale et qui s'étendent de 8 km vers le NW (*RF2*) et 10 km vers le NE (*RF3*). *RF2* et *RF3* s'initient sur l'anomalie principale (*A*) et sont enracinées en profondeur sur le sommet du *Triplet* (Figure 4-3), soit proche du sommet des *Productive Series*, et affectent la surface. On observe sur la Figure 4-2, des failles d'extrados (*F5*) qui affectent les horizons depuis ceux situés sous les *Productive Series* jusqu'à la surface.

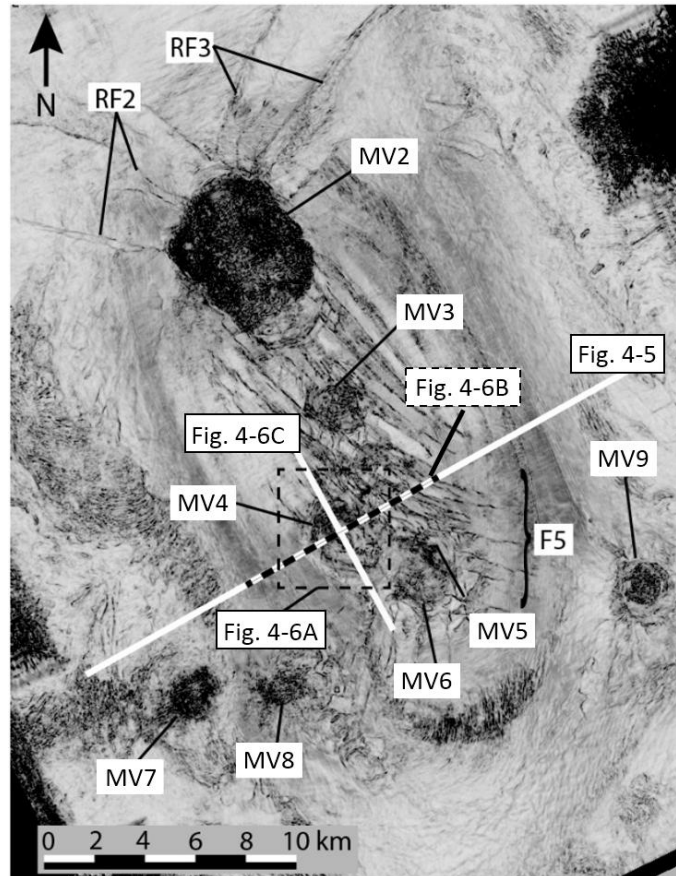


Figure 4-2: Time slice au-travers de la Structure 1 montrant les différents systèmes de volcans de boue ainsi que les réseaux de failles.

Mise à part une anomalie géométrique locale qui sera discutée par la suite, la sédimentation régionale est régulière à travers toute la Structure 1 (Figure 4-3). Elle est caractérisée par des horizons parallèles et continus qui montrent une bonne continuité latérale ainsi que des changements d'épaisseur liés à la croissance de l'anticlinal. La géométrie sismique de la zone étudiée est caractérisée par une morphologie en « rails de chemins de fer » (*rail-road tracks*), soit des horizons réguliers et continus, seulement interrompus par des MTC et des volcans de boue.

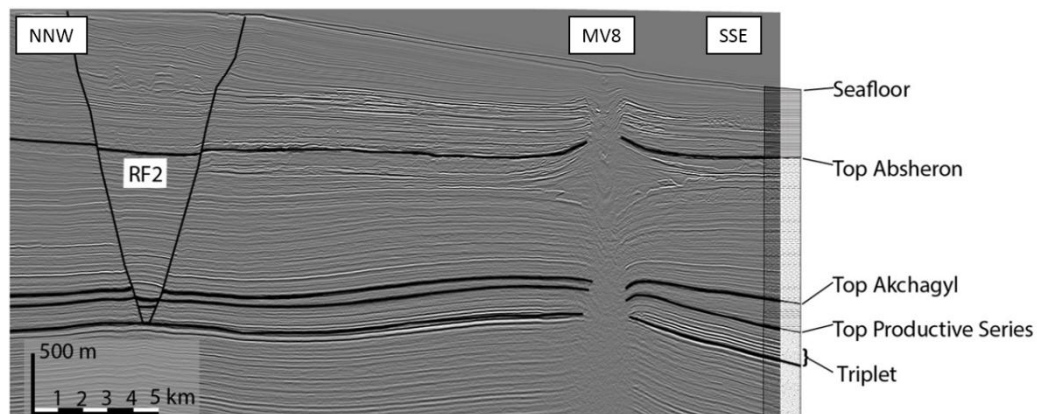


Figure 4-3: Section sismique au travers de la Structure 1. La stratigraphie est bien régulière en « rails de chemin de fer » excepté dans les zones remaniées par des volcans de boue telles que MV8.

Les corps sableux tels que les chenaux sédimentaires constituent des chemins de migrations préférentiels des fluides dans les bassins soumis à des surpressions de fluides (Javanshir et al., 2015). Dans le but de définir des relations entre les chenaux et les volcans de boue, 4 chenaux au moins ont été étudiés dans la Structure 1 (Figure 4-4A à Figure 4-4F). Ces chenaux se mettent en place dans un intervalle de temps relativement court (environ 200 ms en PSTM) de la fin de la formation Surakhany (Top Productive Series).

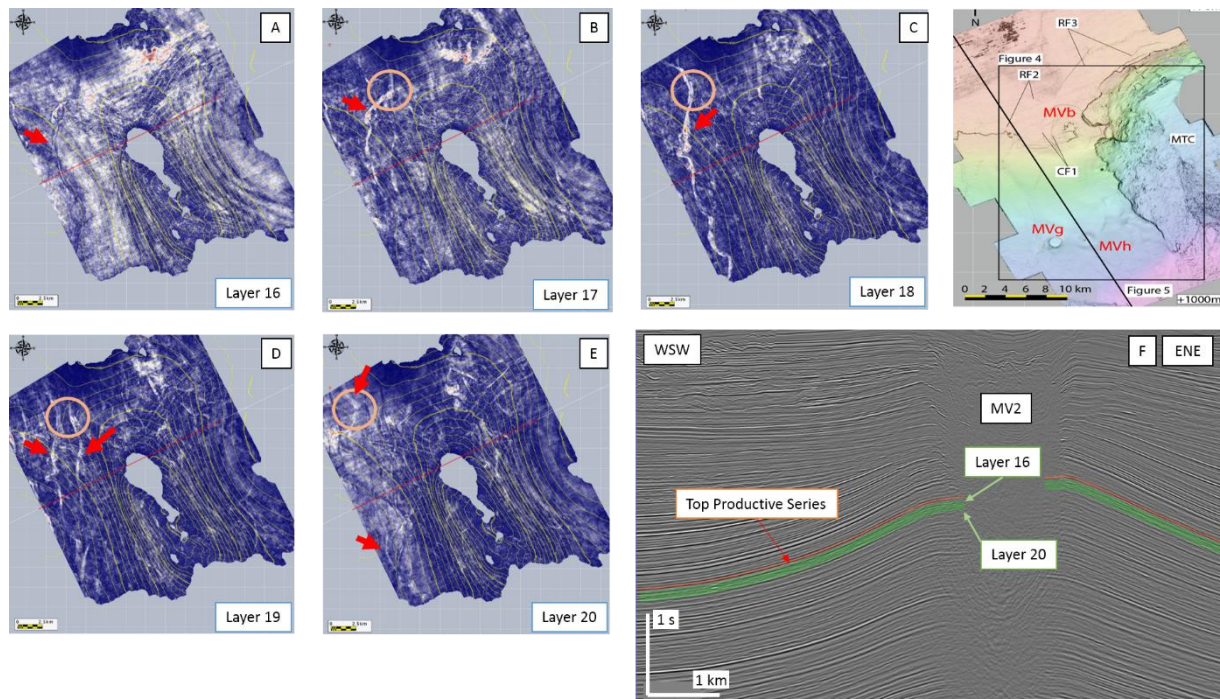


Figure 4-4: Layers en RMS sous le Top Productive Series illustrant différents chenaux.

On n'observe de chenal directement à l'aplomb d'aucun système de volcan de boue dans la Structure 1. Plusieurs chenaux sont particulièrement visibles sur le flanc ouest de la Structure 1 (Figure 4-4A à Figure 4-4E). Ils se trouvent à une profondeur d'environ 4000 ms, en dehors de l'anticlinal et se développent de façon parallèle à celle-ci. En certains points, notamment dans la partie NW de l'anticlinal (cercle orange sur les Figure 4-4B à Figure 4-4E) ces chenaux se trouvent dans des culminations, les zones où l'on pourrait s'attendre à avoir de fortes surpressions de fluides. Il n'y a pourtant aucun édifice situé à proximité de ces culminations de chenaux. On ne peut pas définir les chenaux comme les sources de fluides alimentant les systèmes de volcans de boue.

Le MV4 de la Structure 1

Ce sous-chapitre est focalisé sur une structure déjà présentée par Fowler et al. (2000) et identifiée par ces auteurs comme un « *paleo mud-cone build up* » soit un « ancien mud cône construit » au centre de la structure : le volcan de boue 4 désigné ici « MV4 » (Figure 4-2). Le « *mud-cone build-up* » de Fowler et al. (2000) est considéré comme synonyme de volcan de boue. L'ensemble MV4 et les structures sous-jacentes (voir le « diatrème » de Fowler et al. 2000) sont regroupées pour appeler l'ensemble « Mud Volcano System 4 » soit MVS4. L'interprétation sera ensuite revue dans la partie discussion de cette étude.

L'architecture de l'ensemble MVS4 a été étudiée en utilisant un ensemble d'horizons de référence dessinés et sélectionnés pour représenter au mieux la succession verticale de la stratigraphie du BSC depuis la partie la plus profonde du bloc 3D jusqu'au fond marin. Comme décrit dans le chapitre 2, la géométrie des réflecteurs est régulière avec des horizons parallèles et continus sur toute la structure de l'anticlinal de la Structure 1 (la géométrie en « rails de chemins de fer »).

Cette géométrie régulière des strates ne perd ce caractère régulier que localement, dans les alentours des systèmes de volcans de boue. Les quatre horizons interprétés dans la Figure 4-5 définissent 5 intervalles, de la base jusqu'au sommet :

- L'intervalle 1, situé sous l'horizon violet, montre une réflectivité faible et une fréquence faible. Toutefois, les horizons peuvent être suivis et montrent la même géométrie régulière et continue que l'environnement général en dehors des systèmes de volcans de boue.
- L'intervalle 2 est délimité à sa base par l'horizon violet et à son toit par l'horizon bleu. Dans cet intervalle les strates sont parallèles, les horizons sont affectés par des failles d'extrados et sont légèrement décalés. Sous le MV4, les réflecteurs disparaissent rapidement comme tronqués par une surface à géométrie concave vers le haut, environ 800 m sous la base du MV4. La propagation de cette surface a été cartée manuellement, en interprétant une ligne sismique toutes les dix lignes. Les terminaisons de ces réflecteurs ont été suivies précisément. Finalement cette interprétation montre une morphologie en bol concave d'environ 2 km de diamètre (Figure 4-6).
- L'intervalle 3 est défini entre les horizons bleu et vert (Figure 4-5). Sous le MV4, la base de cet intervalle repose directement sur l'interface concave vers le haut décrite précédemment. Les couches sédimentaires ont un pendage de 15° vers le centre du bol (Figure 4-6). Les horizons situés au-dessus de la surface en bol sont environ parallèles, même si moins clairement continus sous le MV4 que latéralement, où l'intervalle 3 est conforme avec l'intervalle 2. Une carte isopaque de ces deux intervalles 2 et 3 montre une morphologie circulaire (Figure 4-7). Le premier horizon basal de l'intervalle se trouve sur la structure en bol en downlap (Mitchum et al., 1977) (Figure 4-6). Ces premiers horizons correspondent aux Triplets, i.e. les évaporites localisées au sommet de la formation des Productive Series. Les strates sont affectées par des failles normales concentriques ayant un pendage vers le centre des structures (Figure 4-8).
- L'intervalle 4 est compris entre les horizons repères vert et jaune (Figure 4-5). Les horizons de base de cet intervalle viennent draper le sommet de l'intervalle 3 et ne sont présents qu'à l'aplomb de la surface en bol. Les terminaisons latérales de cet intervalle comprennent une succession d'onlaps empilés

(Mitchum et al., 1977). Cet intervalle a une morphologie lenticulaire, avec un diamètre de l'ordre de 2 km et une épaisseur maximale d'environ 600 m (Figure 4-8). L'ensemble se biseaute latéralement, son épaisseur diminue jusqu'à atteindre celle d'une phase sismique. On observe un changement dans l'organisation des couches au milieu de cet ensemble avec la moitié inférieure de cet intervalle qui montre un caractère globalement onlappant alors que la moitié supérieure montre un caractère globalement downlappant.

- L'intervalle 5 est défini comme l'ensemble de la colonne sédimentaire depuis l'horizon jaune jusqu'au fond marin. Cet intervalle a un caractère dominant drapant et ne montre aucune sorte de structure de déformation ou anomalie au-dessus du MV4. Latéralement, les séries sont affectées par des instabilités de pente, telles que décrites par Richardson et al. (2011). Mais ces déformations n'ont aucune relation avec notre cas d'étude.

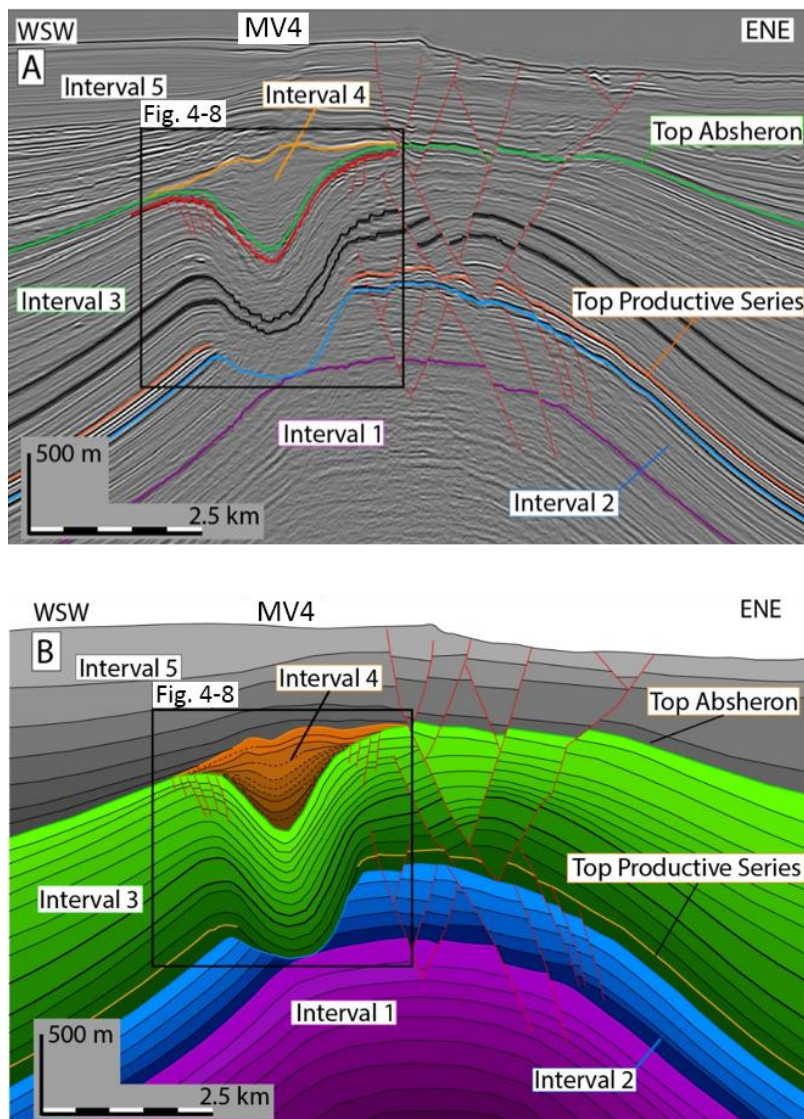


Figure 4-5: A, Section sismique au travers de la Structure 1 montrant la géométrie du MV4. B, interprétation de la figure A représentant les 5 intervalles.

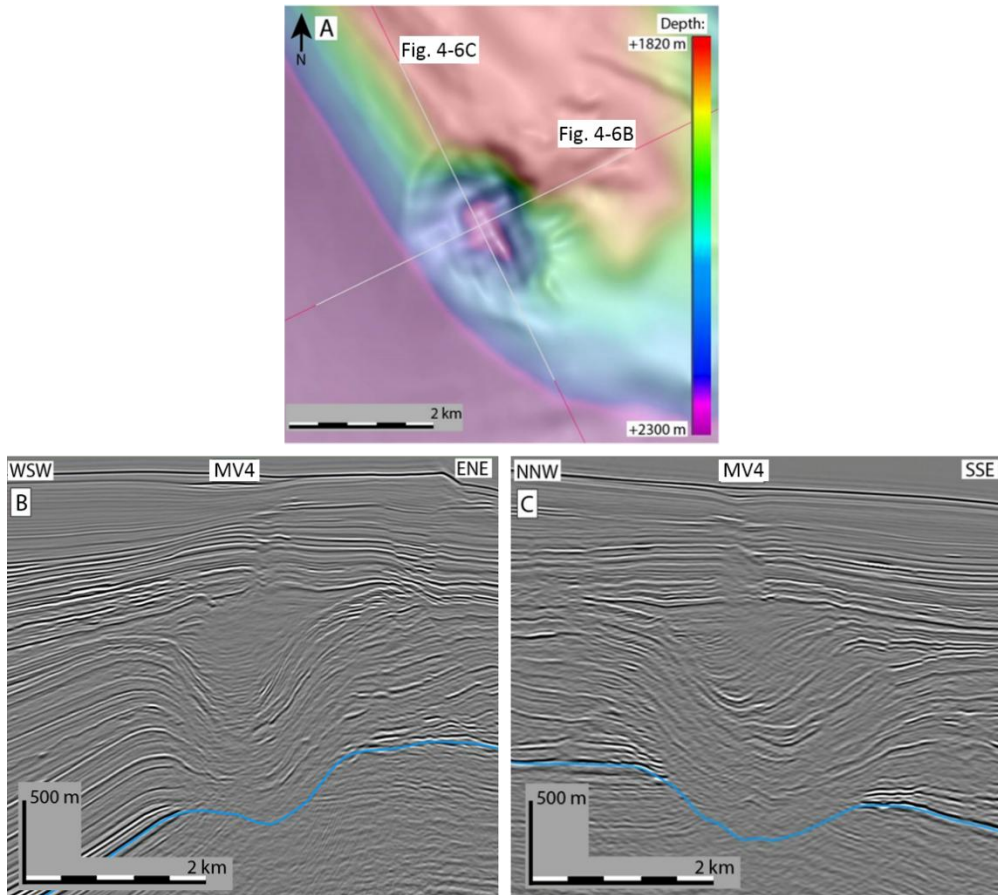


Figure 4-6: A: Carte de l'horizon bleu représenté sur les sections sismiques montrant la morphologie en bol. B et C: sections perpendiculaires localisées sur A.

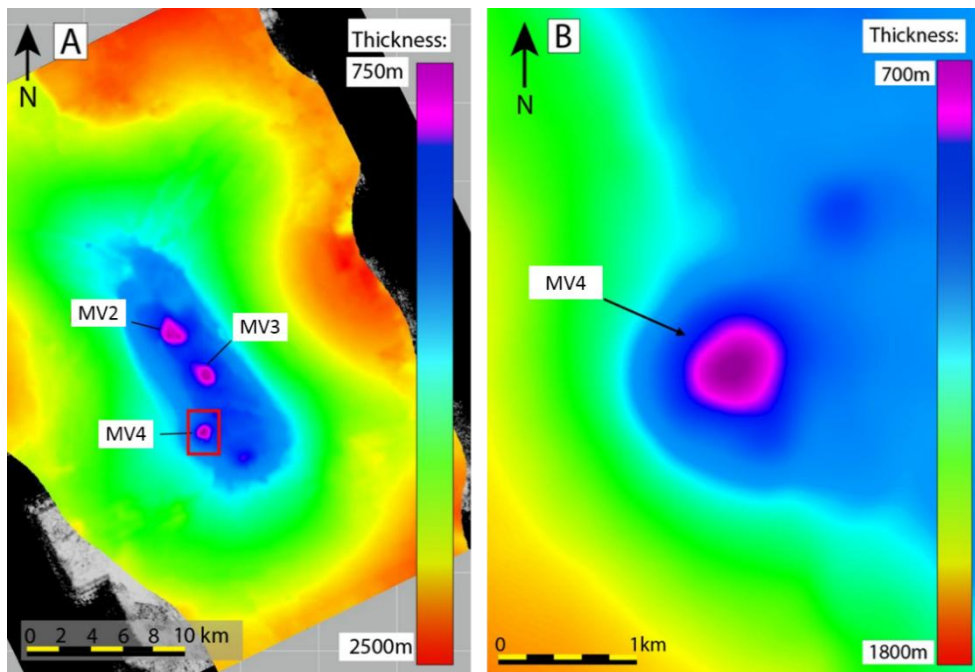


Figure 4-7: A: Carte isopaque entre les horizons bleu et vert sur la figure 10. B: Zoom sur le système MV4. Les échelles sont différentes entre A et B.

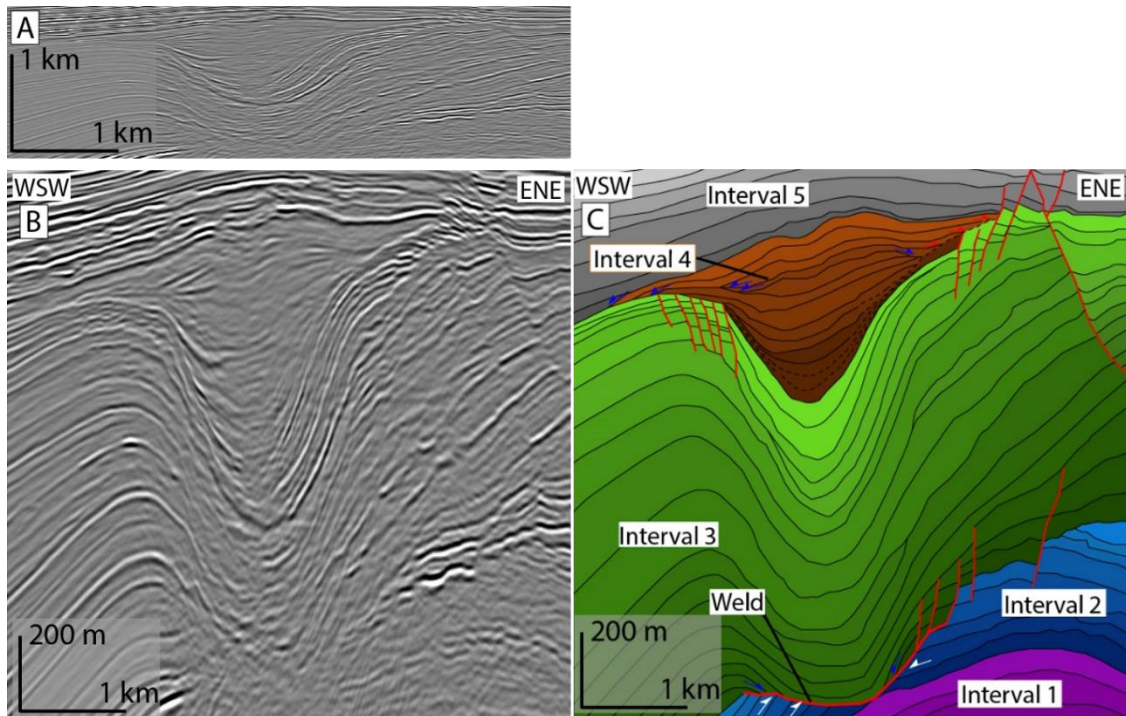


Figure 4-8: A: Représentation du MV4 à l'échelle 1:1. B: Section sismique centrée sur le MV4. C: Interprétation de la structure du MV4.

Les cartes des Figure 4-9A Figure 4-10A méritent quelques commentaires :

- La base de l'intervalle 4 est affectée par une série de failles normales à pendage vers le centre du MV4. Malgré la difficulté de pointer ces failles à cause de la qualité médiocre des données sismiques sous le volcan, on observe tout de même que ce réseau de failles représente un schéma concentrique (Figure 4-9). Précisément, ce schéma n'est pas exactement concentrique mais plutôt évoquant un réseau de « fractures rhomboïdales » présentées par Allen (1985) dans une expérience de laboratoire synthétisant l'écoulement d'une bouillie de kaolinite confinée dans un entonnoir (voir Allen, 1985, p. 171).
- Le sommet de l'intervalle 4 est affecté dans sa partie centrale par une dépression subcirculaire de 400 m de large. Cette dépression se remplit de sédiments formant un patch à haute amplitude qui se biseaute en onlap contre les parois de cette dépression. A l'est de cette dépression, les horizons sont difficiles à prolonger latéralement en sismique, formant la géométrie irrégulière visible sur la Figure 4-10A. Les Figure 4-10B à Figure 4-10E sont des lignes sismiques radiales passant toutes par l'axe de la lentille et par l'axe de la dépression et espacées entre elles de 45°. Les vignettes montrent des zooms non-interprétés de la dépression centrale pour chaque ligne sismique.

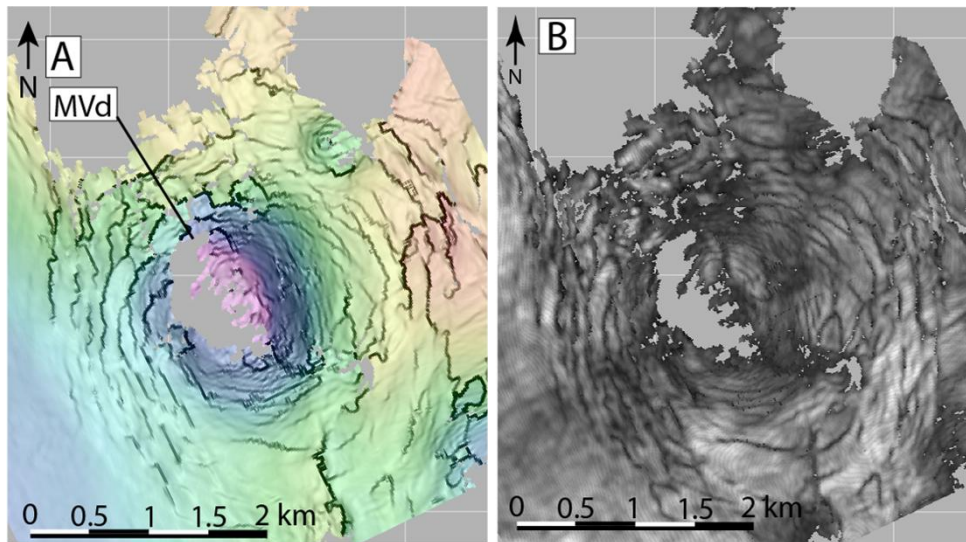


Figure 4-9: A: Carte de la base de l'intervalle 4 du système MVd. B: Carte de la base de l'intervalle 4 du système MVd représentée en cohérence.

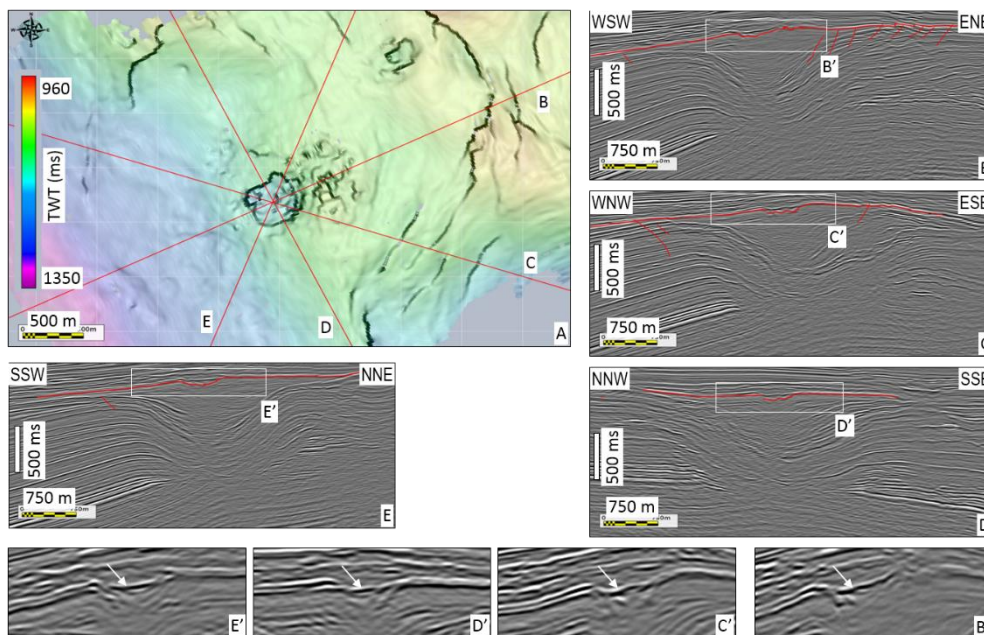


Figure 4-10: A: carte du sommet de l'intervalle 4. B à E: Coupes sismiques radiales centrées sur la dépression au sommet de l'intervalle 4 et passant toutes par l'axe de la lentille et par l'axe de la dépression, espacées entre de 45°. B' à E': zoom sur la dépression.

Rappel des points importants (4.1.2):

- La Structure 1 illustre un système de volcan de boue constitué :
 - D'une source de fluides (eau et gaz) en profondeur non imagée ici
 - D'une « chambre primaire », une zone de fluidisation du sédiment encaissant, de formation de la boue
 - D'un système de transfert entre cette chambre primaire et la surface
 - D'un volcan de boue, l'édifice de surface constitué de matériel extrudé

4.1.3 Le système de volcan de boue d'Absheron

Croissance de la structure

Tout comme la Structure 1, l'anticlinal d'Absheron est interprété comme une structure se détachant sur la formation du Maykop (Stewart & Davies, 2006). L'épisode de croissance principale démarre vers la fin du Pliocène, soit contemporain du dépôt de la formation des *Productive Series*, et se poursuit encore aujourd'hui bien que de façon plus calme (Mosar et al., 2010).

Le système de volcan de boue d'Absheron

Le volcan de boue d'Absheron se trouve en crête de la structure anticlinale d'Absheron. La partie du système imagée en sismique est composée d'une cheminée transparente située sous un empilement de corps transparents délimités par des horizons à forte amplitude définissant des objets que nous appellerons « biseau » depuis la profondeur de 3000 ms jusqu'en surface (Figure 4-11).

La partie inférieure visible du système d'Absheron est composée d'une colonne transparente sismiquement d'une largeur régulière de 2,5 km appelée « cheminée » qui correspond à une perte de signal sismique depuis la surface à cause du gaz accumulé sous le cratère du volcan de boue (Figure 4-11). Le long de cette cheminée, les horizons sont tronqués. Les horizons du bas sont tronqués et montrent un pendage cohérent avec la continuité de ces horizons en dehors du système. Au-dessus d'une limite stratigraphique située vers 2500 ms, les horizons viennent se tronquer contre la cheminée mais avec un pendage plus fort orienté vers le centre de la cheminée. Ces morphologies correspondent aux intervalles 2 et 3 du système de volcan de boue MV4 de la Structure 1.

La géométrie de sub-surface dans l'intervalle compris entre la cheminée transparente et la surface du système de volcan de boue d'Absheron (soit l'épaisseur comprise entre 3000 ms et la surface) montre trois sous-parties en biseaux que nous appelons : « biseau 1 », « biseau 2 » et « biseau 3 ». Le biseau 1 est le plus profond, divisé en deux sous-ensembles : le biseau 1a localisé au sommet de la cheminée et le biseau 1b situé au-dessus (Figure 4-12).

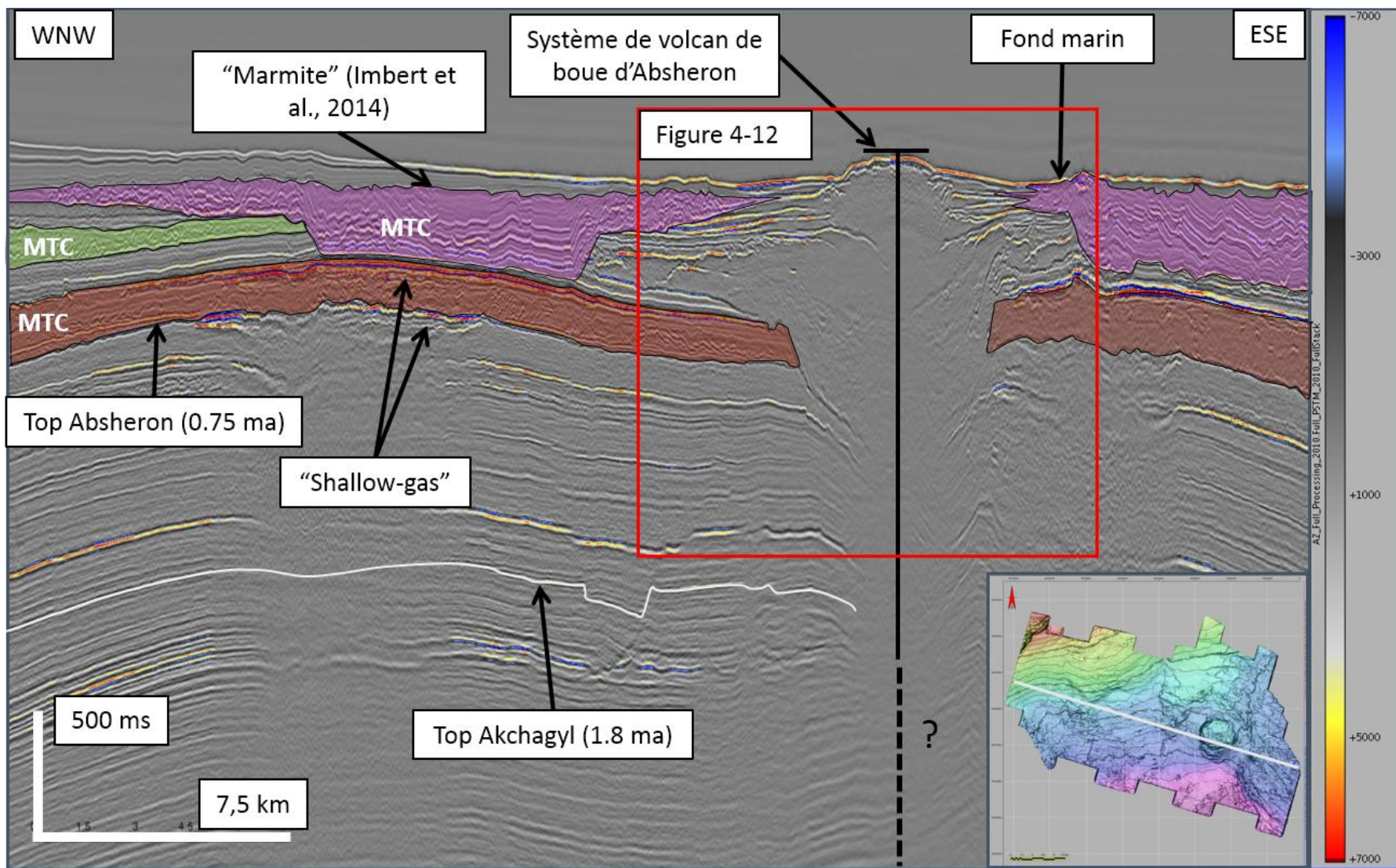


Figure 4-11: Coupe sismique recoupant la structure d’Absheron. On observe le système de volcan de boue d’Absheron, modifié d’après Unterseh & Contet, 2015.

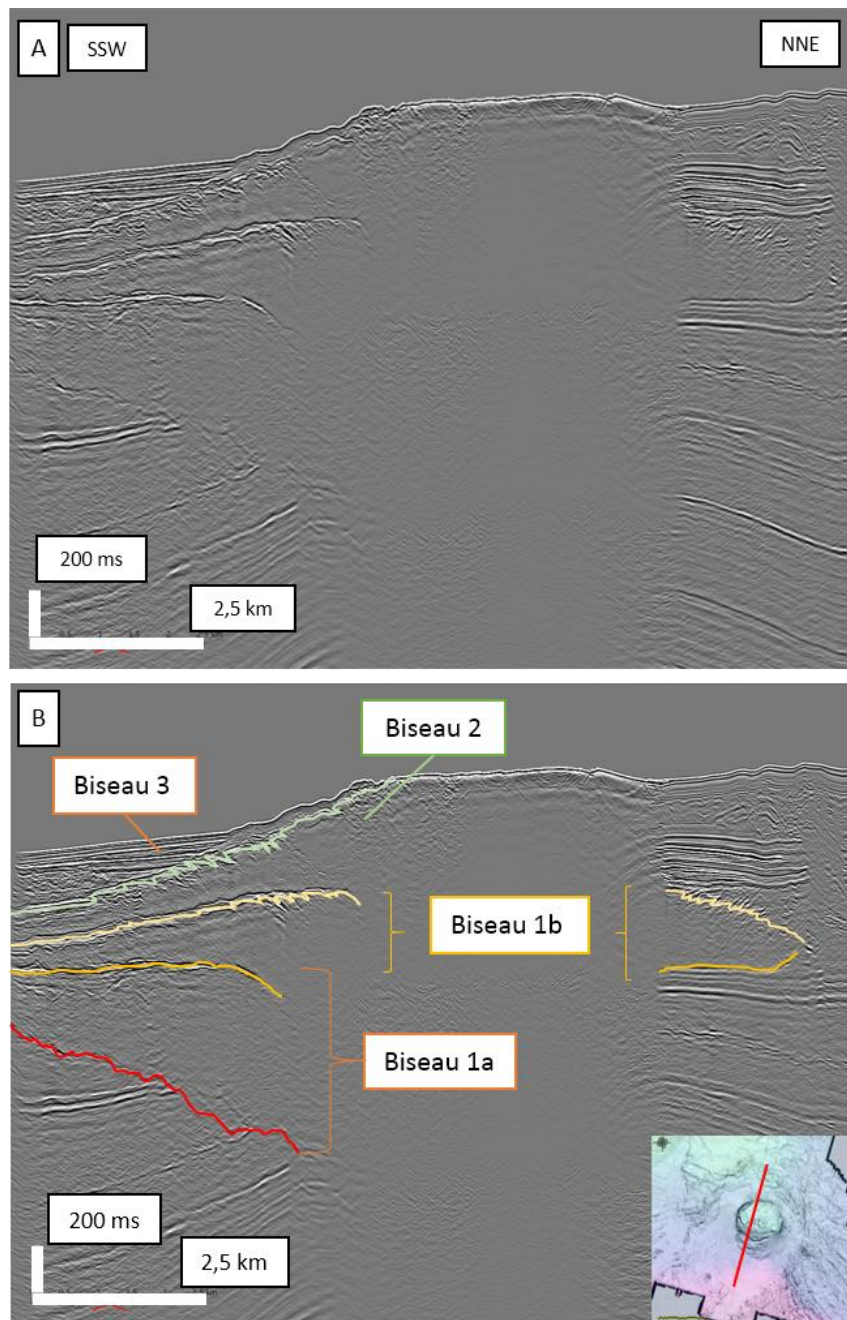


Figure 4-12: A : Section sismique neutre au travers du système de volcan de boue d'Absheron. B : Section sismique montrant les différents biseaux constituant le système de volcan de boue d'Absheron.

La base de ce biseau se trouve au sommet de la cheminée transparente, à une profondeur de 2000 ms, et son toit plat se trouve à une profondeur de 400 ms sous le cratère (Figure 4-12). Il est constitué de matériel transparent sismiquement. Une interface à morphologie irrégulière recoupe ce biseau à mi épaisseur (Figure 4-12). L'objet s'évase vers le haut depuis la profondeur de 2000 ms (bleu sur Figure 4-11) en formant un triangle à toit plat à une profondeur de 1300 ms et atteignant une largeur de l'ordre de 4 km pour une épaisseur d'environ 300 m. Le sommet de cet intervalle est marqué par des réflecteurs plats à forte amplitude dans la partie sud de l'édifice. La base du biseau 1a est une surface érosive (Figure 4-13). Le sommet du biseau 1a est marqué par un réflecteur à forte amplitude dont

la terminaison au centre du biseau montre un pendage vers l'intérieur de l'objet à une profondeur de 500 ms sous le fond marin.

Au-dessus de ces réflecteurs plats se trouve le biseau 1b qui a une base plate et une épaisseur de 200 ms (soit environ 200 m). Vers le nord, ce biseau se dépose en concordance avec les horizons sous-jacents. Sa terminaison latérale nord correspond à un amincissement sur 2 km. La terminaison latérale sud s'amincit sur une plus grande distance, environ 4 km avec une pente de l'ordre de 4°. Le sommet de ce biseau 1b est marqué par des réflecteurs à forte amplitude et à morphologie irrégulière avec des pendages vers le centre de l'édifice (soit vers le sud au nord et vers le nord au sud) (Figure 4-14). Ces structures correspondent à des chevauchements à vergence vers l'extérieur du système. On retrouve ces structures au nord et au sud du cratère ; une section sismique prise en dehors du cratère ne montre pas ces structures sur les mêmes horizons (Figure 4-14). Ces horizons correspondent à des coulées de boue successives. Le sommet du biseau 1b est affecté par une succession de chevauchements à vergence vers le sud dans la partie sud du biseau et à vergence vers le nord dans la partie nord. Ces structures chevauchantes affectent toute l'épaisseur du biseau et ensuite se perdent dans la masse transparente constituant l'objet.

Le biseau 2 se dépose sur la surface déformée du biseau 1. Comme le biseau 1b, ce biseau 2 est constitué de masses transparentes et s'affine vers le sud sur une distance de l'ordre de 4 km pour passer d'une épaisseur de 400 ms à une épaisseur de 100 ms (Figure 4-12). Le sommet du biseau 2 est également affecté par des structures chevauchantes (Figure 4-14). Une partie du sommet de ce biseau atteint la surface où il constitue le cratère du volcan d'un diamètre de 4 km.

Le biseau 3 correspond à l'intervalle entre le fond marin et le sommet déformé du biseau 2 sur une épaisseur de moins de 200 ms en dehors du cratère, sa surface correspond aux linéations visibles en fond de mer au sud du cratère. La partie sud du biseau 3 est constituée d'horizons à épaisseurs variables qui s'étendent depuis ces linéations jusque 3 km au sud et correspondent à différentes coulées successives (Figure 4-15). On dénombre sur cette épaisseur au moins 5 coulées de boues (Figure 4-15), pour la plupart correspondant à une phase sismique visible sur une ligne 2DHR mais non discernable en 3D car avec une épaisseur comprise entre 2 m et 8 m (voir coulées MF 17 sur la Figure 4-16). On observe en carte que ces coulées plus récentes contournent les linéations au sud de l'édifice qui étaient mises en place avant les éruptions.

Grâce à l'étude de données sismiques très hautes fréquences (résolution verticale de 20 cm), on peut estimer le volume des coulées sortant à l'est d'Absheron. La dernière coulée montre une épaisseur d'environ 20 m pour une surface de 43 km² soit un volume d'environ 0.5 km³ (Figure 4-17). Les coulées ont toutes des volumes de l'ordre du demi kilomètre cube (Figure 4-15).

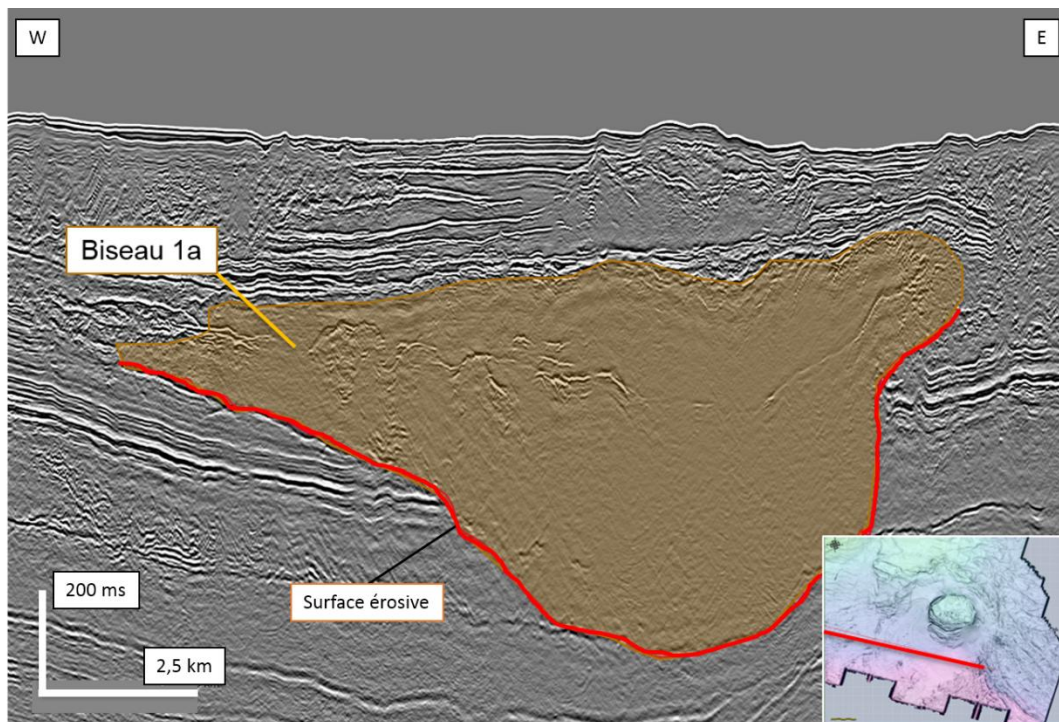


Figure 4-13: Section sismique représentant la base érosive du biseau 1a.

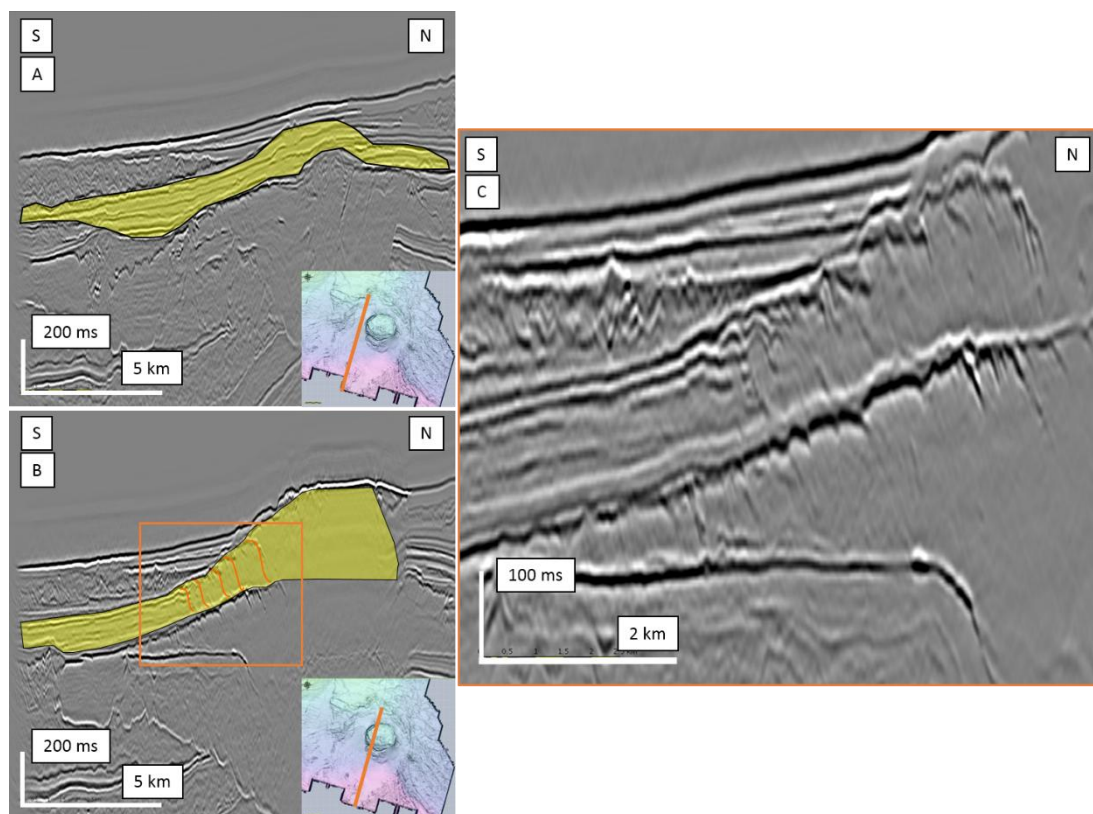


Figure 4-14: A: Section sismique située en dehors du cratère d'Absheron représentant les horizons constituant le biseau 2 correspondant à des coulées successives. B : Section sismique prise dans le cratère d'Absheron montrant les horizons constituant le biseau 2 affectés par des chevauchements. C: Zoom sur les horizons constituant le biseau 2 et affectés par des chevauchements.

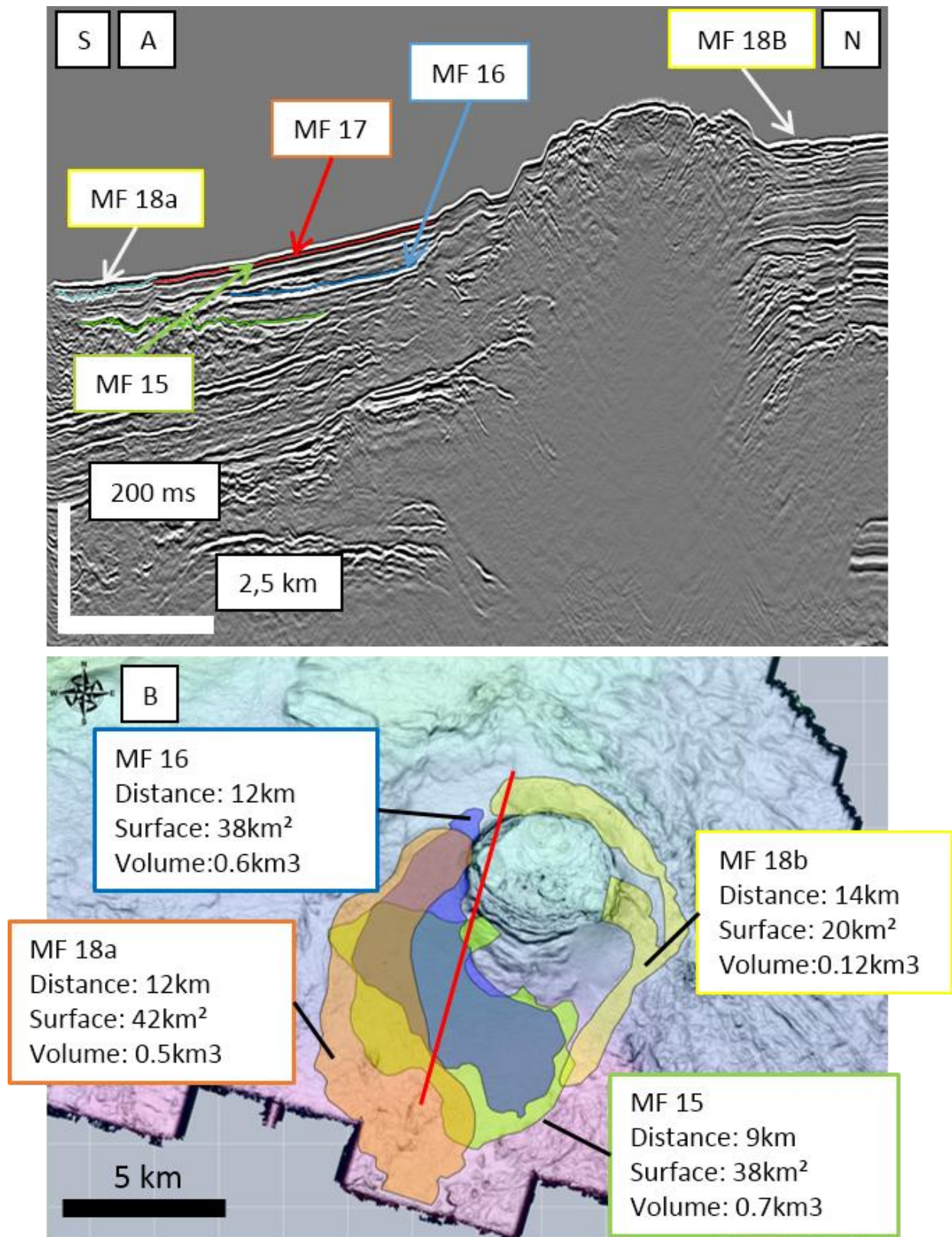


Figure 4-15: A: Section sismique au travers du volcan de boue Absheron représentant les différents biseaux, notamment les plus récentes coulées identifiables. B: Carte bathymétrique de la zone d'Absheron avec les surfaces des différentes coulées identifiées en A.

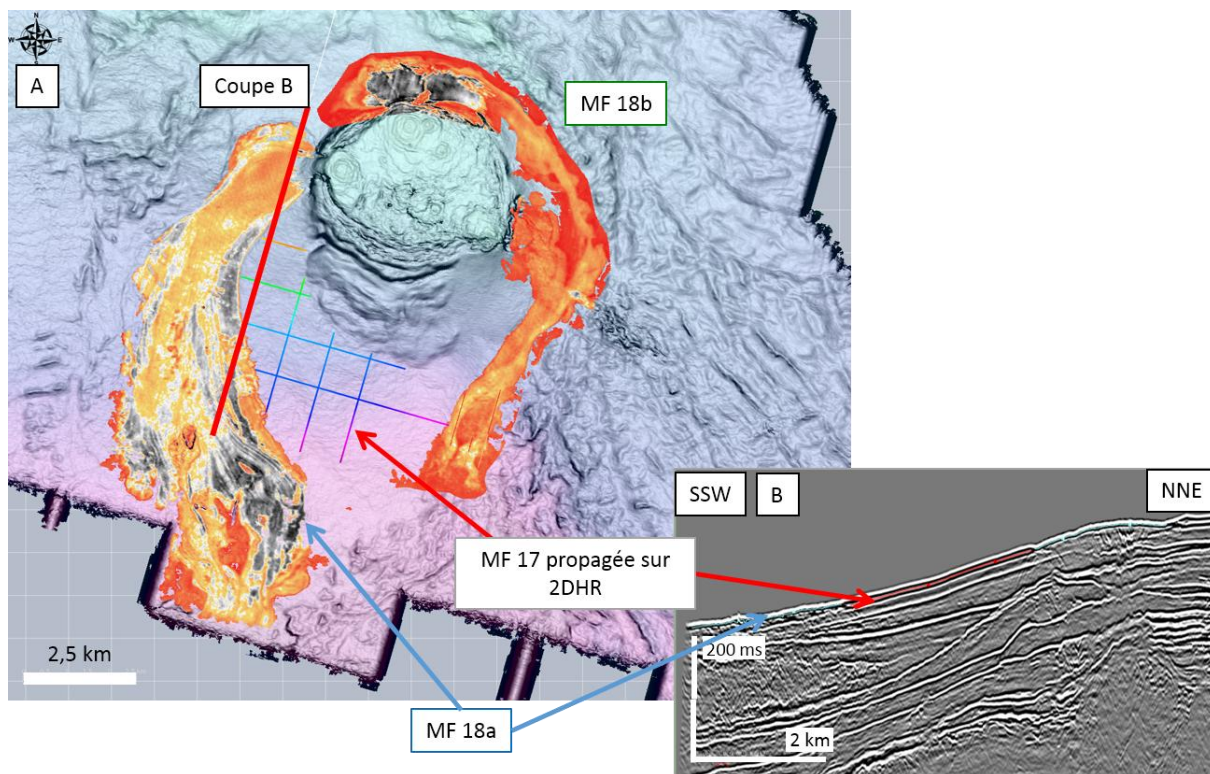


Figure 4-16: A Carte bathymétrique de la zone du volcan de boue Absheron avec carte en amplitude de la dernière coulée de boue (MF18) du volcan et tracé de propagation de la coulée MF17 sur sismique 2DHR. B: Section sismique représentant le biseau 3 et notamment les coulées MF17 et MF18.

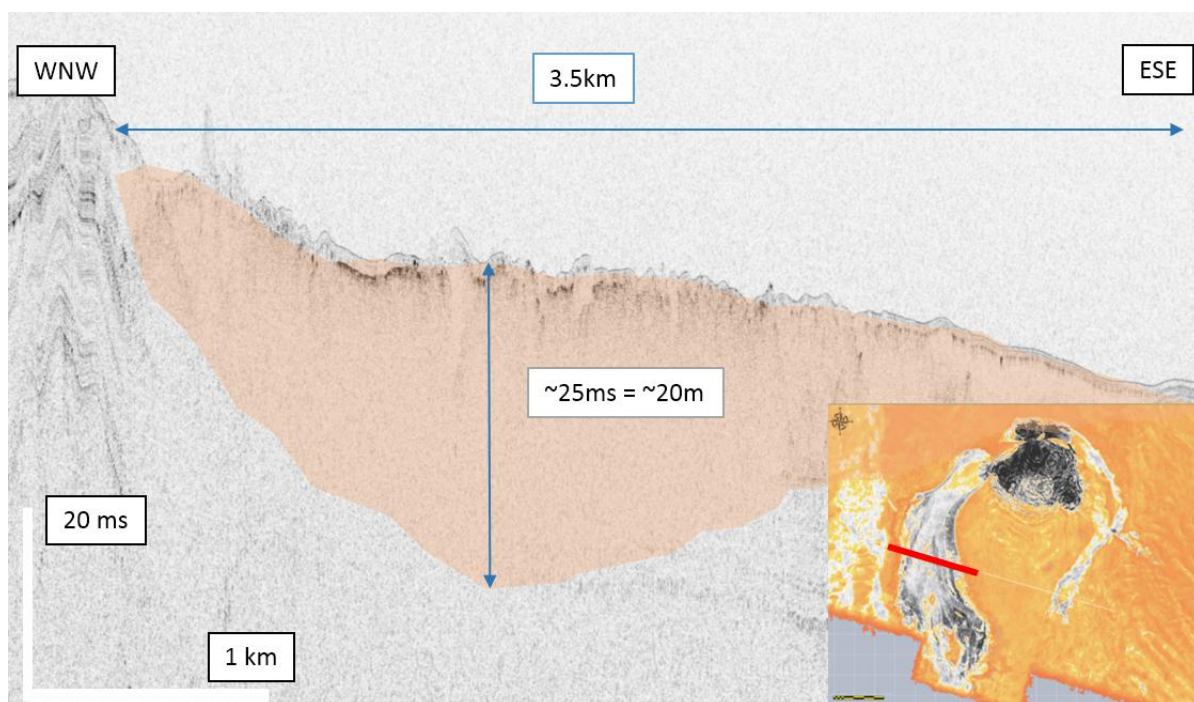


Figure 4-17: Section sismique haute résolution de la dernière coulée (MF18).

La zone d'Absheron est affectée par de nombreux MTCs. Le dernier MTC se met en place depuis la ride d'Absheron et vient buter contre le système de volcan de boue d'Absheron. Il se met en place à la faveur d'un niveau de décollement à une profondeur de 500 ms sous le fond marin, soit à la profondeur de la base du biseau 1b. Ce MTC vient buter contre les biseaux 1b et 2, il se déforme autour du corps volcanique en formant un chevauchement à vergence sud (Figure 4-18). La morphologie du MTC s'organise en plusieurs zones. La partie nord est structurée par des failles en décrochement, normales et inverses (Figure 4-19). Au SE et à l'W de l'édifice volcanique, ce MTC se dépose en formant un réseau de structures de surface plus dense et moins bien organisé correspondant au matériel dévié de la zone de contact entre le MTC et le volcan (Figure 4-19).

Le contact entre le MTC qui se dépose contre le volcan et le volcan forme un relief circulaire autour de l'édifice, une ride de 50 ms (environ 75 m) d'altitude (Figure 4-18). Un espace reste non comblé entre la bordure sud de ce MTC et le cratère du volcan. Cette zone forme une gouttière d'une largeur de l'ordre d'un kilomètre autour du volcan de boue (Figure 4-19, Figure 4-20, Figure 4-21 **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).

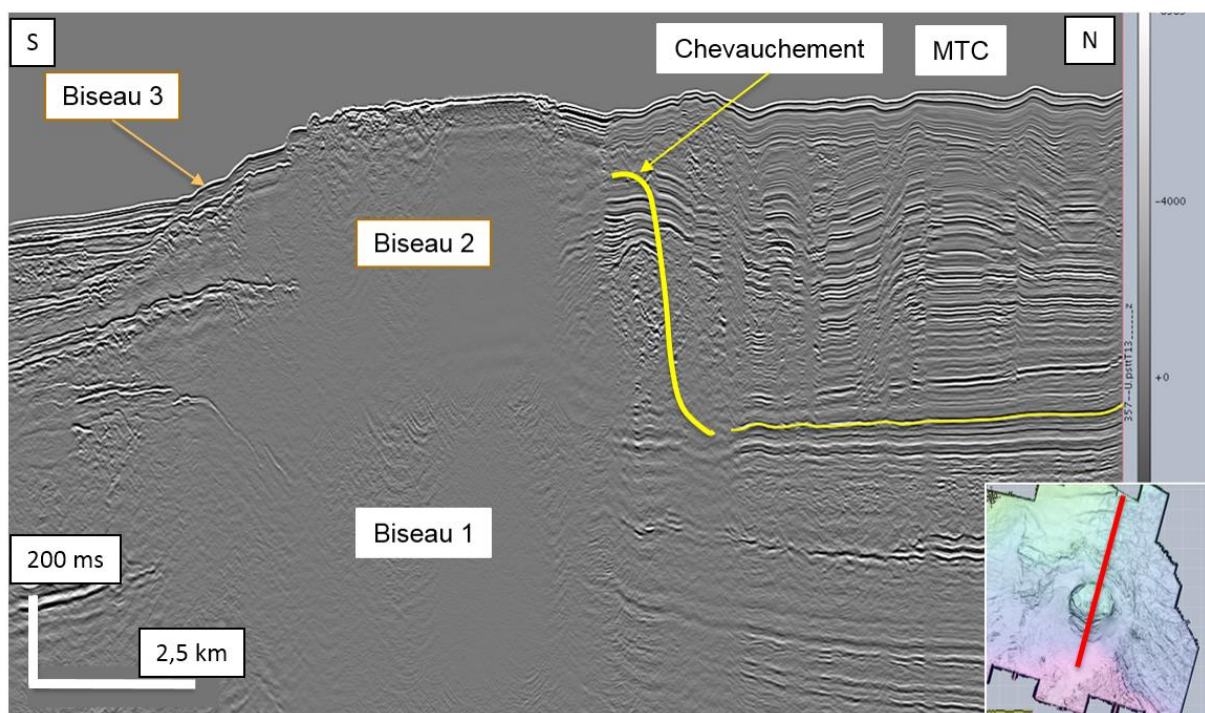


Figure 4-18: Section sismique recoupant le système de volcan de boue d'Absheron et le MTC provenant de la ride d'Absheron au NE illustrant le chevauchement du MTC sur le système d'Absheron.

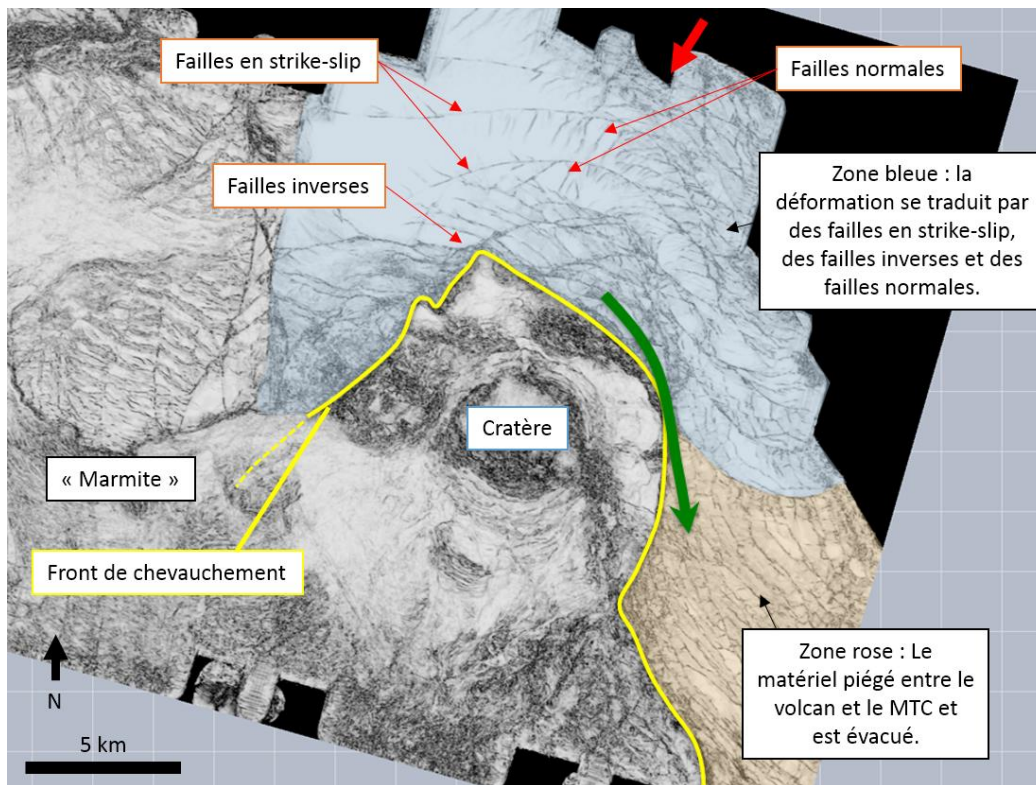


Figure 4-19: Time slice du cube 3D d'Absheron illustrant le contact entre le MTC provenant de la ride d'Absheron au NE et le système de volcan de boue d'Absheron.

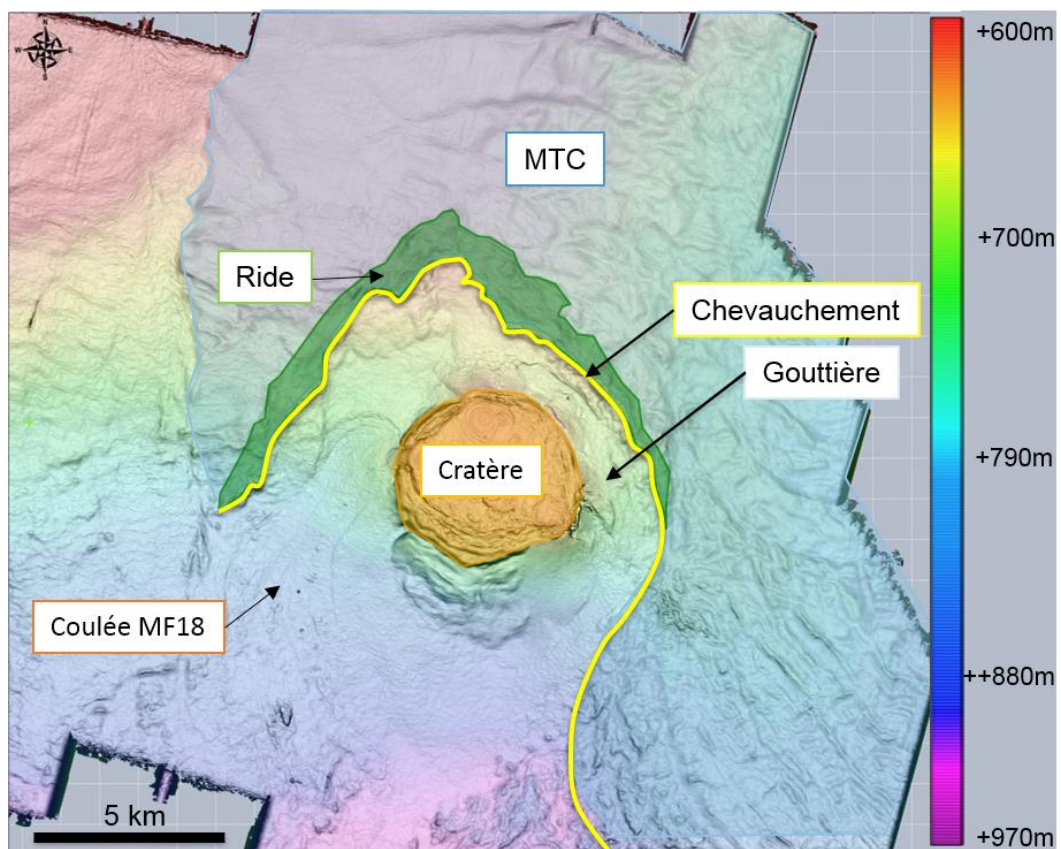


Figure 4-20: Carte bathymétrique de la zone d'Absheron représentant le front de chevauchement entre le MTC et le système de volcan qui induit un relief au-dessus du chevauchement (la Ride) et une zone en dépression circulaire autour du volcan (la Gouttière).

Le cratère d'Absheron montre une morphologie circulaire de 4 km de diamètre à une profondeur moyenne d'environ 460 m (Figure 4-21). La surface du cratère montre des zones circulaires de diamètre inférieur au kilomètre qui correspondent à des points hauts, atteignant des profondeurs de 450 m. La périphérie de cette surface montre des valeurs de profondeur plus grande atteignant les 480 m et formant une dépression circulaire de 200 m de large avec une surface plus irrégulière que le reste du cratère. La bordure du cratère forme un relief avec une différence de 20 m d'altitude au NE de l'édifice et jusque 40 m au SW. La bathymétrie forme des ondulations orientées E-W au sud du cratère d'Absheron.

Une coulée récente se dépose à l'ouest du volcan pour s'épancher sur une distance de l'ordre de 20 km vers le sud. Sa largeur varie entre 1 et 2,5 km. Un découpage en tranches avec un attribut d'affichage en Root Mean Square permet de voir des linéations au cœur de cette coulée. Ces linéations se recoupent par endroits, elles sont les marques de différentes phases d'éruption successives (Figure 4-22). Une seconde coulée de la coulée 18 s'épanche depuis le nord et l'est du cratère en direction du sud également dans la gouttière (Figure 4-15 & Figure 4-16). Cette seconde coulée semble contemporaine à la première car les deux ont observables sur la même phase sismique.

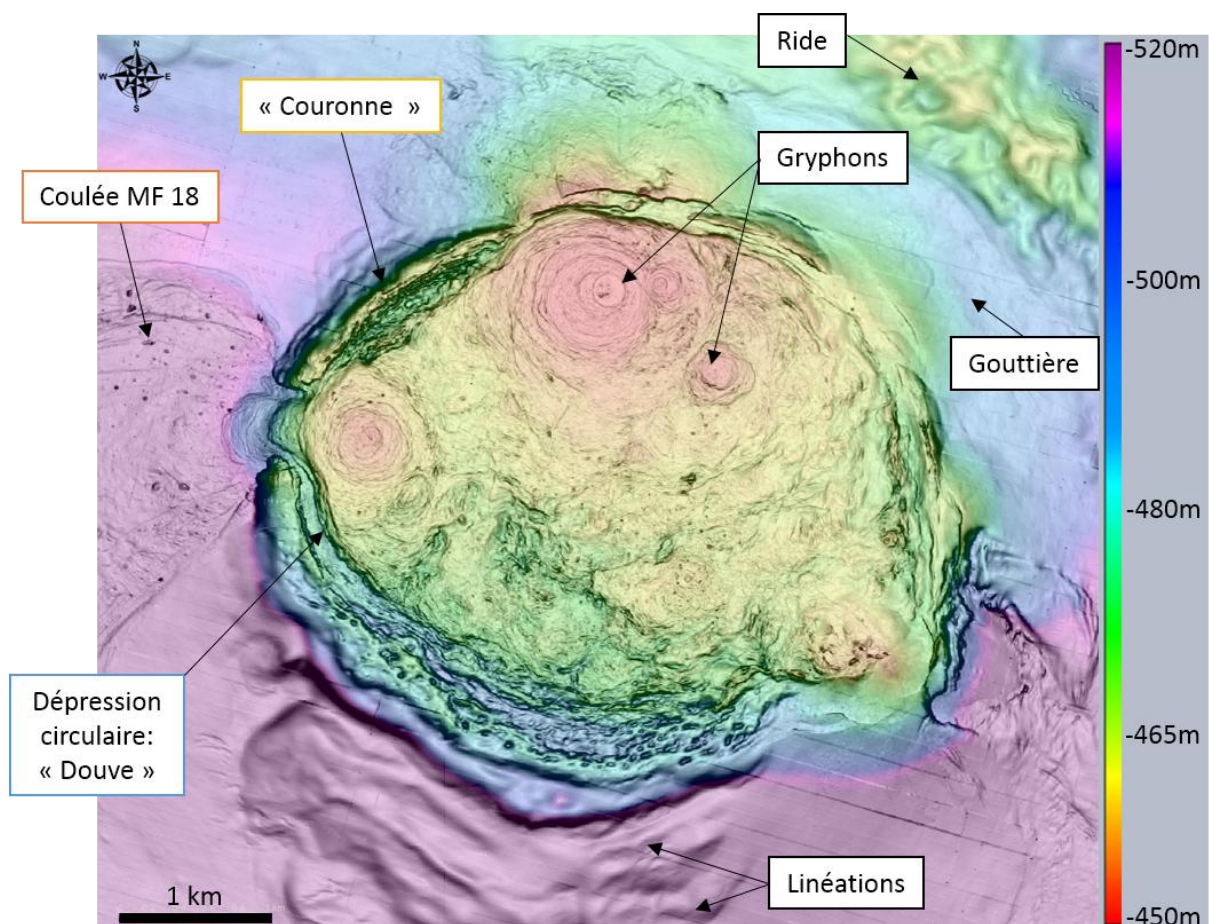


Figure 4-21: Bathymétrie du cratère du volcan de boue Absheron. On observe la surface irrégulière avec quelques points d'émission actifs (Gryphons), la bordure concentrique (la Couronne) du volcan en relief par rapport au fond marin ainsi que la dépression circulaire située entre la couronne et la surface du volcan que l'on appelle la douve.

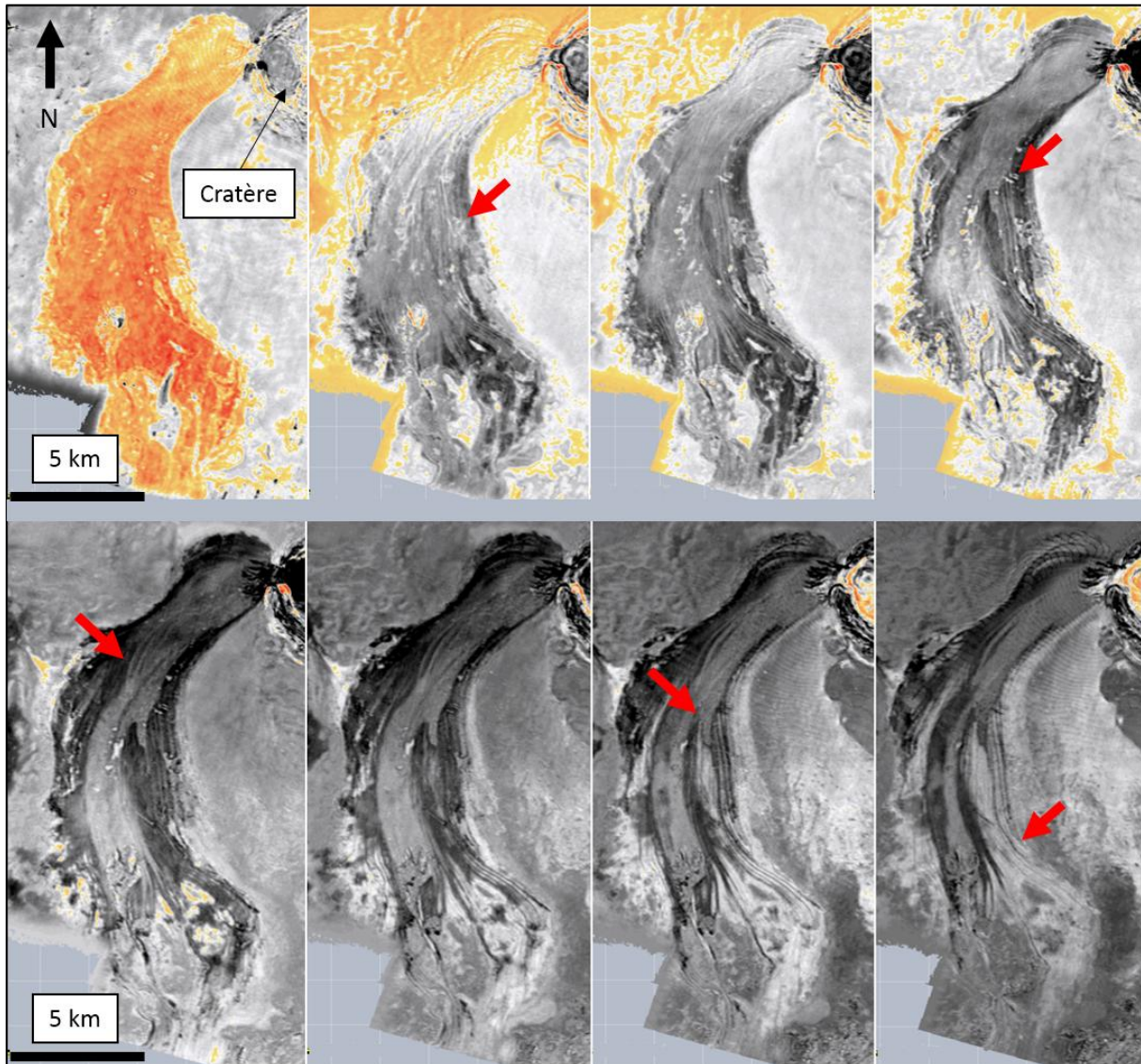


Figure 4-22: Layers en Root Mean Square depuis la surface jusqu'à la base de la coulée MF18. Les flèches rouges indiquent des contacts de linéations entrecoupées.

Rappel des points importants (4.1.3) :

- Le système de volcan de boue d'Absheron permet d'imager des structures compressives à vergence externe affectant le sommet des différents biseaux.
- Le sommet du volcan montre une morphologie bombée au-dessus de la cheminée du système.
- La morphologie de surface d'un *mud pie* tel qu'Absheron est soumise à de la compression radiale depuis le centre, qui se poursuit avec la croissance de l'édifice.
- Une coulée s'épanche au-travers de la couronne du volcan Absheron qui est percée.

4.1.4 Continuité du système en domaine onshore

Cette partie est consacrée à l'étude des édifices de surface situés dans le domaine onshore, en Azerbaïdjan. L'étude de ces objets de terrain permet d'aller beaucoup plus dans le détail de leurs morphologies de surface que la donnée sismique. Différents édifices ont été sélectionnés, ils nous permettent d'étudier les modes d'évolution de surface depuis des édifices représentant le pôle *mud pie* (à sommet plat) jusqu'aux édifices représentant le pôle *mud cone* (à morphologie conique).

La terminaison ouest du BSC se traduit par le bassin de la Kura. Cette zone est déformée au cours du contexte compressif qui débute à l'Oligocène, formant des écaillés chevauchantes à vergence vers le sud. Les écaillés les plus au nord (proches du Caucase) sont allochtones et déplacées sur de grandes distances, les écaillés les plus éloignées sont parautochtones, remobilisées sur place, et les formations les plus au sud sont en domaine autochtone. On y trouve des volcans de boue de toutes morphologies, *mud pie* ou *mud cone*, de toutes tailles (Kopf, 2002). La majorité de ces édifices se trouve dans une zone d'environ 50 km de large sur 200 km le long de la côte de la mer Caspienne (Dimitrov, 2002) (Figure 4-23) dans le piémont du Grand Caucase, une zone en compression tectonique formée d'écaillés à vergence vers le SSW. Il est intéressant de noter que certains des édifices en domaine onshore se trouvent sur la courbe d'altitude zéro, le maximum du niveau de la Caspienne au cours des derniers 32 ka (Mamedov, 1997), notamment les édifices Dashgil et Koturdag (Figure 4-23). Parmi ces centaines de volcans de boue, certains sont très étudiés et plusieurs travaux sont accessibles, notamment sur le Dashgil (Hovland et al., 1997) ou encore sur le Koturdag (Planke et al., 2003 ; Mazzini & Etiope, sous presse).



Figure 4-23: Carte de l'est de l'Azerbaïdjan montrant les édifices étudiés.

L'Ayaz Aktharma, morphologie de galette

L'Ayaz Aktharma (AA) est un volcan de boue à morphologie plate qui représente le pôle extrême des *mud pie* mais a été peu étudié (Bonini & Mazzarini, 2010 ; Antonielli et al., 2014). Il est décrit comme un volcan de boue de 2 km de large (petit axe NE-SW) pour 3 km de long (grand axe NW-SE) (Latitude : 40°22'20"N; Longitude : 48° 59'15"E). Cet édifice fait 50 m de haut et a la particularité d'avoir un sommet quasiment plat à une altitude de 550 m. La différence d'altitude entre le sommet de la bordure et le centre du volcan est de moins de 4 m. Nous avons commencé l'étude de cet édifice par l'analyse de photographies satellites (Figure 4-24), notamment une image Google Earth du 23 mars 2004 ainsi que trois photographies de l'AA (voir Données et Méthodes). Trois missions de terrain en mai 2014, octobre 2014 et mai 2016 ont pu être organisées dans le but d'identifier les processus de formation et de croissance permettant l'apparition des structures observables en photos satellites. La morphologie de surface de l'AA s'est modifiée entre ces différentes missions de terrain, prouvant que l'édifice est effectivement actif.

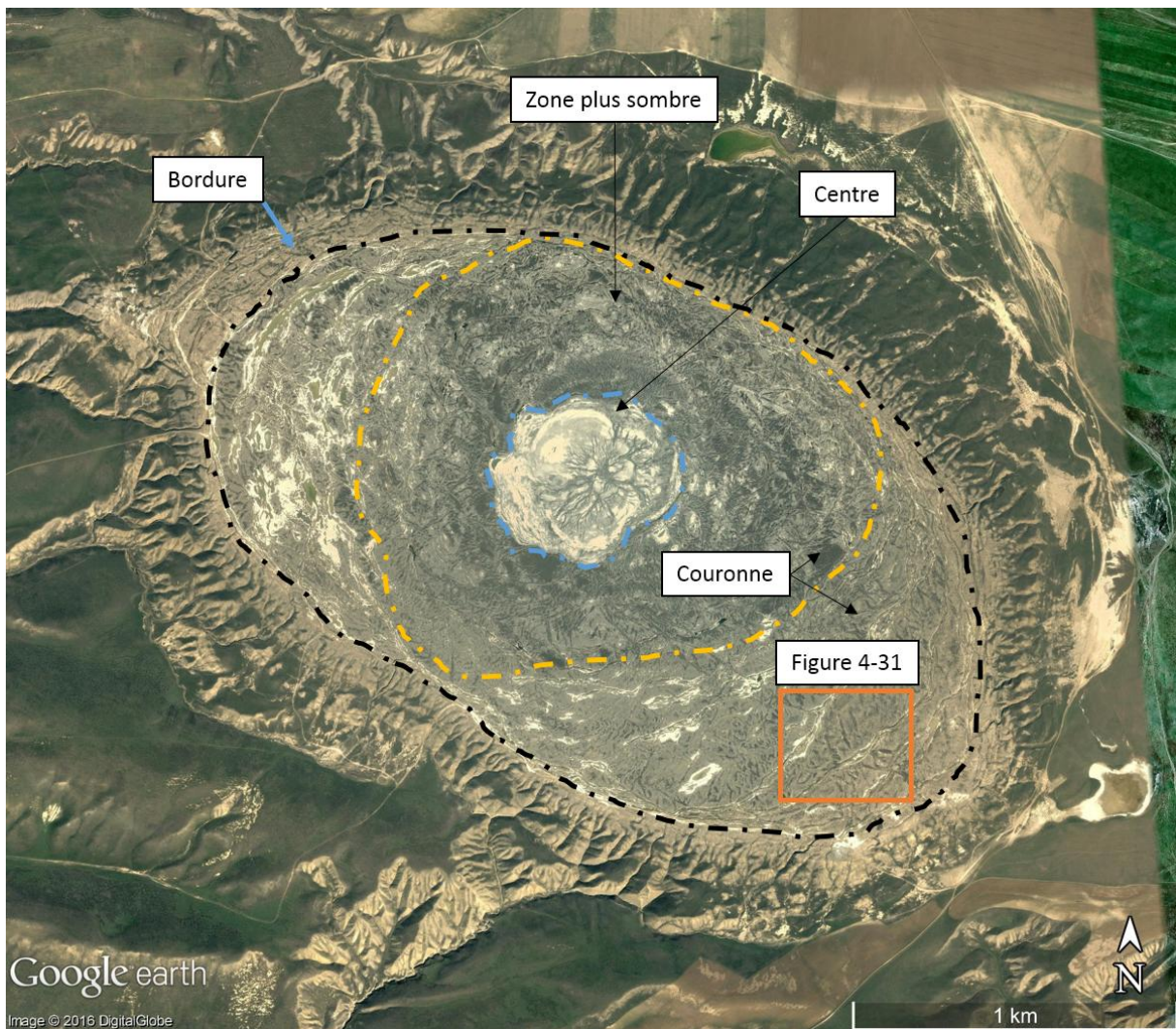


Figure 4-24: Image satellite de l'Ayaz Aktharma avec les différentes zones de surface : le centre, la couronne et la bordure. La partie interne de la périphérie montre une teinte plus sombre.

Le volcan se trouve à une altitude de 550 m, localisé dans une vallée d'altitude moyenne de l'ordre de 450 m ceinturée par des reliefs atteignant 1000 m au nord et 700 m au sud. Cet édifice se trouve sur la crête d'un anticlinal orienté E-W de 25 km de long et 6 km de large avec des formations Paléogène affleurant au cœur (Figure 2-4). Les flancs de l'anticlinal sont formés de formations Néogène Supérieur.

La morphologie de surface de l'AA peut être décrite en trois zones concentriques : le centre qui correspond au point d'émission actif du volcan de boue, la couronne qui est le domaine entre le point d'émission et les ravins qui ceinturent le volcan de boue (Figure 4-24).

Centre

Le centre de l'AA a une morphologie subcirculaire avec un diamètre d'environ 500 m. La zone blanche visible sur la photographie satellite de 2014 (Figure 4-25) est bien visible car composée de matériaux argileux, sans végétation. On observe une zone active composée de gryphons au NW (Figure 4-25), une vingtaine de gryphons de moins de 20 cm de haut ont été identifiés en mai 2014 (Figure 4-25B). Une galette de boue « fraîche » d'environ 50 m de diamètre était présente 20 m au sud de la zone à gryphons (Figure 4-25C). Le centre du volcan était marqué par des fissures formant un réseau en étoile qui partaient du centre pour se développer de façon plus ou moins radiale (Figure 4-25D). Ces fissures correspondent à des ouvertures d'environ 1 mètre de profondeur et espacées de quelques décimètres. Les blocs ainsi isolés ont des murs qui sont localement verticaux mais le plus souvent obliques (Figure 4-26). On considère ces blocs comme effondrés suite à la dessiccation (la perte de volume) et l'étalement du matériel argileux. Certaines zones du centre étaient humides, il y avait parfois de l'eau dans ces fissures. Quelques-unes se propageaient en dehors du centre et affectaient également la périphérie (Figure 4-25). La surface du centre était constituée de matériel argileux plus ou moins induré, asséché en mai 2014.

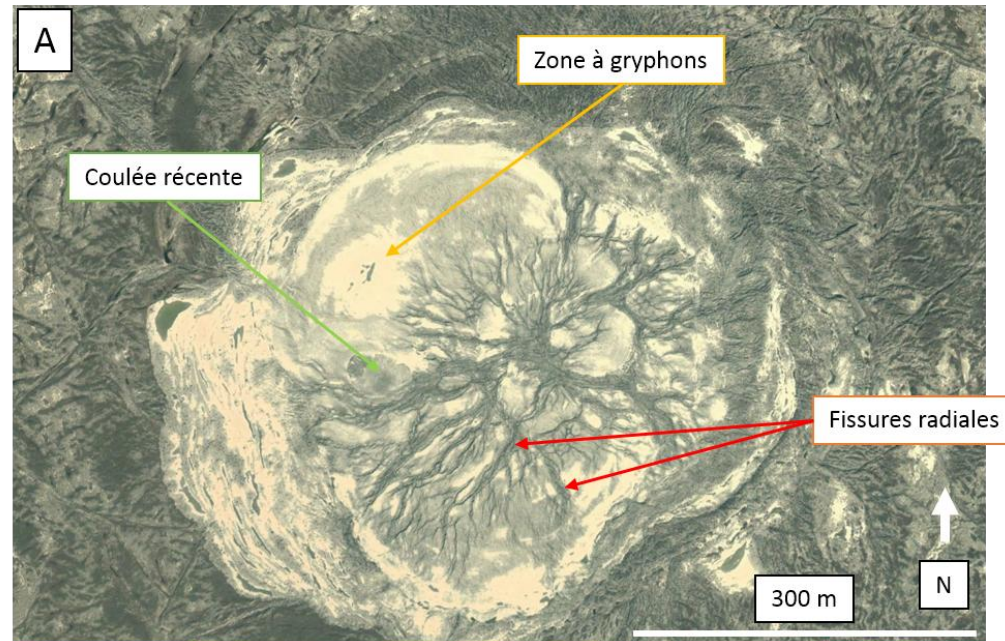


Figure 4-25: Morphologie de surface de l'Ayaz Aktharma lors de notre passage en octobre 2014, B: Zone à gryphons actifs, C: Galette de boue récemment déposée, D: Galette de boue ancienne. Encadré rouge = géologue pour l'échel

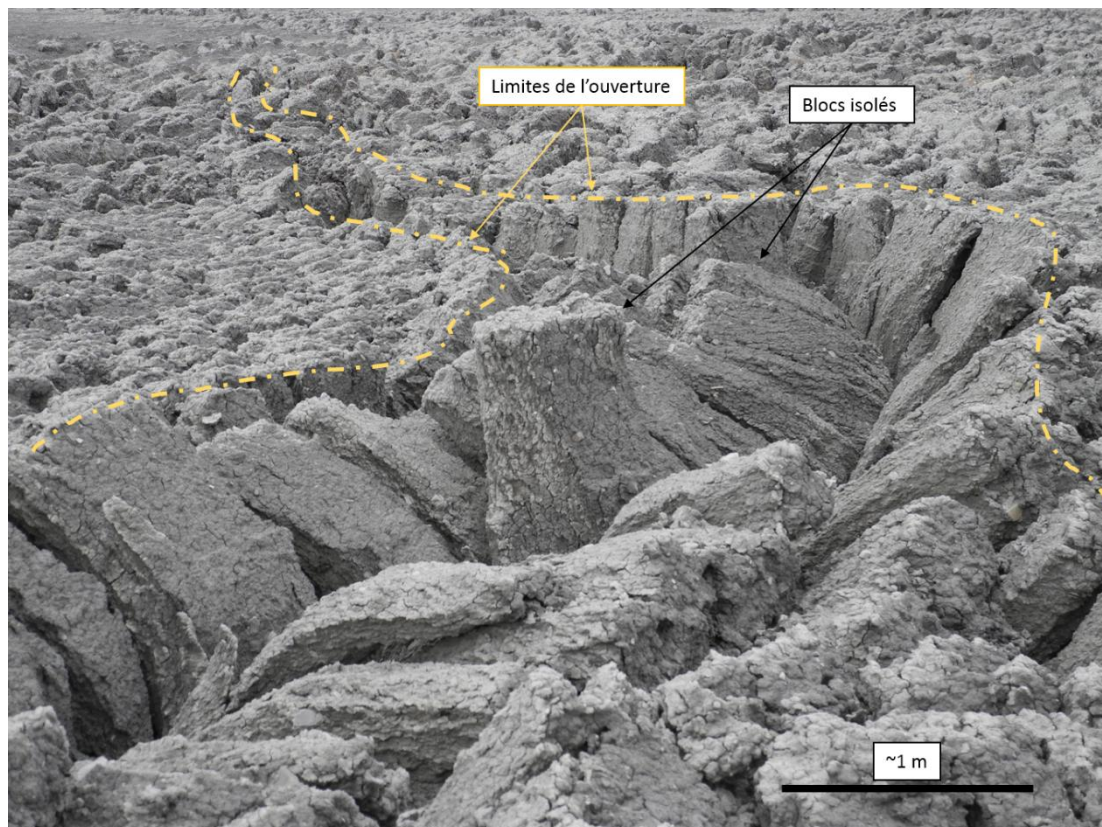


Figure 4-26: Blocs effondrés constituant les fissures radiales visibles en photographie satellites.

La morphologie du centre de l'AA a changé entre nos missions de mai 2014 et mai 2016, notamment par l'apparition de deux extrusions de boue qualifiées de Galette A et B (Figure 4-27). Au NE de la partie centrale, la surface était régulière, constituée de matériel argileux induré. Cette surface recouvrait une zone plus vaste qu'en mai 2014 et était affectée par des fissures de petites tailles (20 cm de long). De plus, les gryphons ainsi que la galette de boue fraîche vus en 2014 n'étaient plus présents. La nouvelle surface visible en mai 2016 recouvrait une surface de 200 m de large sur 100 m de long. On trouve à quelques mètres au NE une seconde zone avec la même morphologie de surface mais sur une zone circulaire d'environ 80 m de diamètre. Ces structures circulaires ont un relief quasiment nul. Leurs surfaces montrent de petites fissures de longueurs d'environ 20 cm (Figure 4-27). Les deux structures se terminent par des bourrelets qui viennent recouvrir la végétation en place. La surface en argile indurée correspond à du matériel asséché. La nouvelle morphologie correspondait à des extrusions de matériel argileux assimilables à des galettes de boue. Nous utilisons le terme de galette plutôt que coulée afin car il n'y a apparemment ici pas d'écoulement du matériel mais plutôt une mise en place instantanée lors de l'extrusion. On trouve trois petits gryphons de 20 cm de haut de faible activité légèrement excentrés par rapport au centre de la grande coulée nommée galette A. Au centre de la petite extrusion nommée galette B se trouve un gryphon de 50 cm de haut faiblement actif. Aucune structure particulière n'est visible sur la galette B.

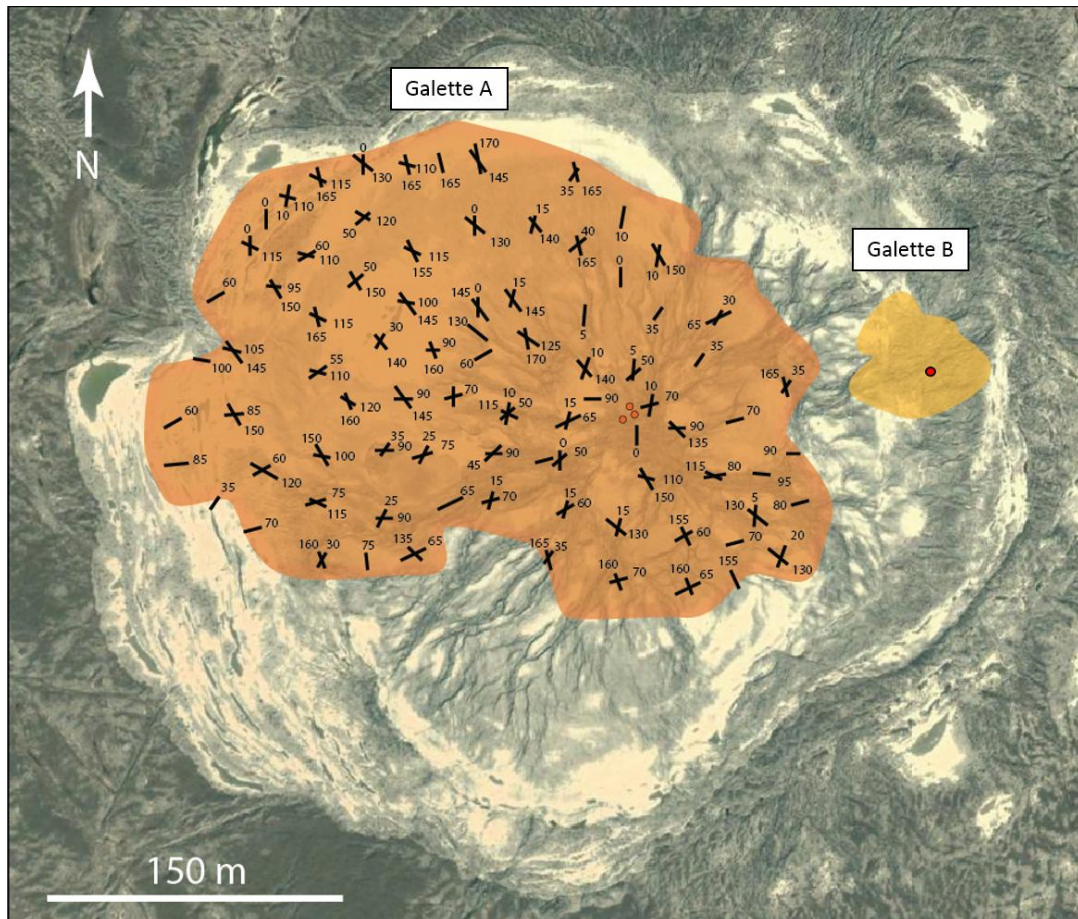


Figure 4-27: Morphologie de l'Œil de l'Azay Aktharma, avec les deux coulées récentes cartées en mai 2016. Les points rouges représentent les gryphons actifs en mai 2016. Les linéations noires sur la Galette A représentent les fissures visibles en surface de la coulée en mai 2016.

La Galette A est un épanchement de boue de 300 m de large sur 200 m qui recouvre le centre de l'AA. La surface de cette galette est relativement plate et homogène. Trois gryphons d'une hauteur de l'ordre de 20 cm sont visibles sur la galette, ils ne sont pas situés au centre de la galette mais se trouvent au point de convergence de l'ancien réseau de fracture qui affectait le centre en mai 2014 (Figure 4-27). On observe des linéations structurales concentriques sur la galette A centrées sur les trois petits gryphons faiblement actifs. On observe également des fractures de tailles variables. La plupart ont des longueurs de l'ordre de 20 cm pour des ouvertures de l'ordre de 5 cm. La plupart de ces fissures visibles sur la galette A montrent une organisation similaire à celle des fractures qui affectaient la surface du centre avant la mise en place de la galette (visibles sur les Figure 4-25 & Figure 4-28).

Les tentatives de sondage de l'épaisseur de la galette A le long d'un transect NE-SW (pour déterminer son épaisseur jusqu'à la précédente surface du volcan post-éruption) n'ont pas permis de définir cette épaisseur sur toute la surface de la coulée. A la terminaison NE de la coulée, l'épaisseur est nulle et augmente régulièrement vers le centre. En allant vers le centre de la coulée, il devient difficile de savoir si l'on atteint la surface précédente ou si l'on est encore dans la coulée. Au centre de la coulée, l'épaisseur de boue « liquide » dépasse le seuil de 3 m mesurables avec nos outils de mesures.

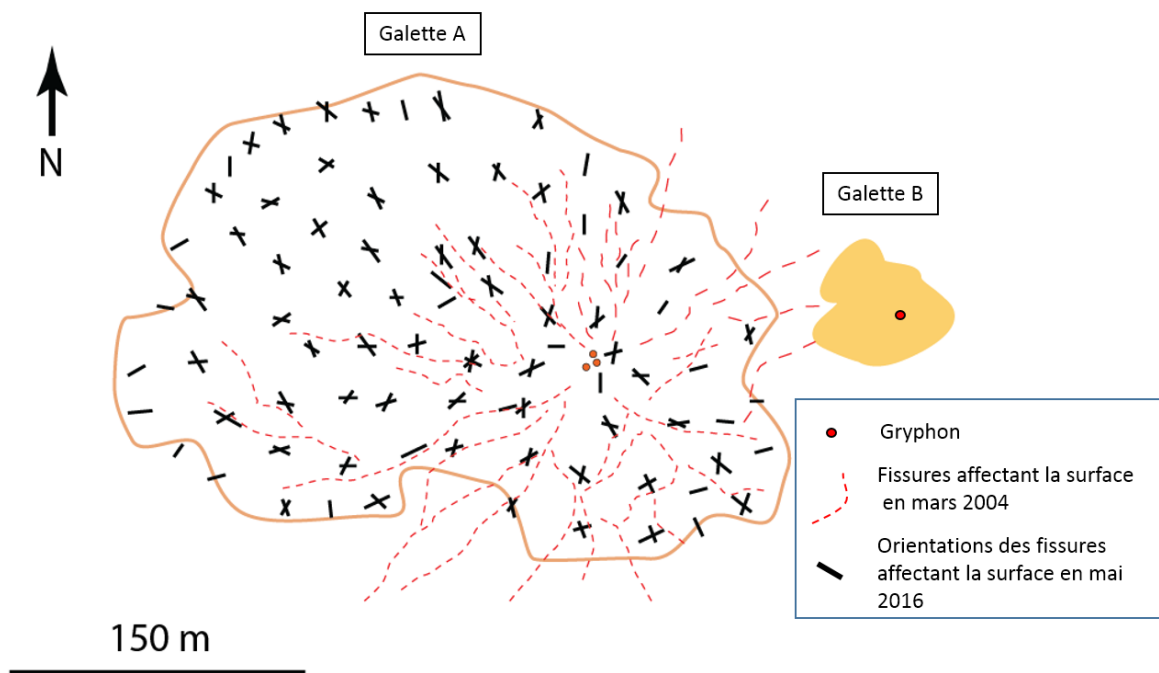


Figure 4-28: Schéma représentant les fissures visibles en surface de la galette A en mai 2016. Les fissures sont orientées comme celle affectant la surface du centre en mars 2004 (visibles sur photographie satellite).

L'épaisseur de la Galette B a également été sondée. Cette galette de 80 m de large se termine latéralement par une marche de 5 cm qui correspond au bourrelet que fait le matériel argileux émis sur la végétation ou sur le matériel déjà en place et plus sec. Sur le premier mètre du pourtour de la coulée, il n'y a pas de matériel liquide sous la croûte indurée. Le centre actif de la coulée correspond au gryphon observé. Il ne s'agit cependant pas du centre géométrique de la coulée (Figure 4-27 & Figure 4-29). Au point d'émission de la coulée, la profondeur n'est pas identifiée car supérieure à 3 mètres mais l'épaisseur de la coulée augmente de façon régulière des bords vers le point d'émission où l'on estime une épaisseur légèrement supérieure à 3 mètres.

Le centre de l'AA correspond à une zone de 500 m de large, très légèrement en relief par rapport au reste de l'édifice (environ 4 m). La morphologie du centre de l'AA a changé entre Mai 2014 et Mai 2016. Au moins une phase d'éruption a eu lieu permettant la mise en place de deux galettes de boue. Ces galettes montrent des fractures d'assèchement régulières mais sans orientation dominante. Certaines de ces fracturations correspondent aux fracturations d'ouverture se propageant depuis le centre et qui peuvent atteindre la couronne. Le centre se présente comme le point d'émission actuel du volcan de boue. Nous considérons la morphologie de surface visible sur les images satellites de mai et octobre 2014 (Figure 4-24 & Figure 4-25) comme le résultat de plusieurs mois passés à l'air libre, après une phase avancée de dessiccation du matériel argileux. La morphologie plus lisse, composée de petites fissures peu profondes observées en mai 2016 correspondrait plutôt à du matériel extrudé depuis peu de temps et qui n'a pas encore subi beaucoup de

dessiccation. Les galettes A et B pourraient être âgées de quelques mois tout au plus, en mai 2016. Pendant la mission de mai 2016, une émission de boue a démarré sur la couronne. L'épanchement a pris place sur les flancs d'un monticule de 2 m de haut et d'environ 5 m de large. L'épanchement de boue a continué par différents points de sortie, sur ce monticule, pendant 3 jours et était encore active à notre départ. Cette émission a couvert une surface d'environ 700 m² pour une profondeur maximale de 50 cm. Il est important de noter que cette extrusion est la seule où nous ayons observé plusieurs bouches actives sur un même gryphon.

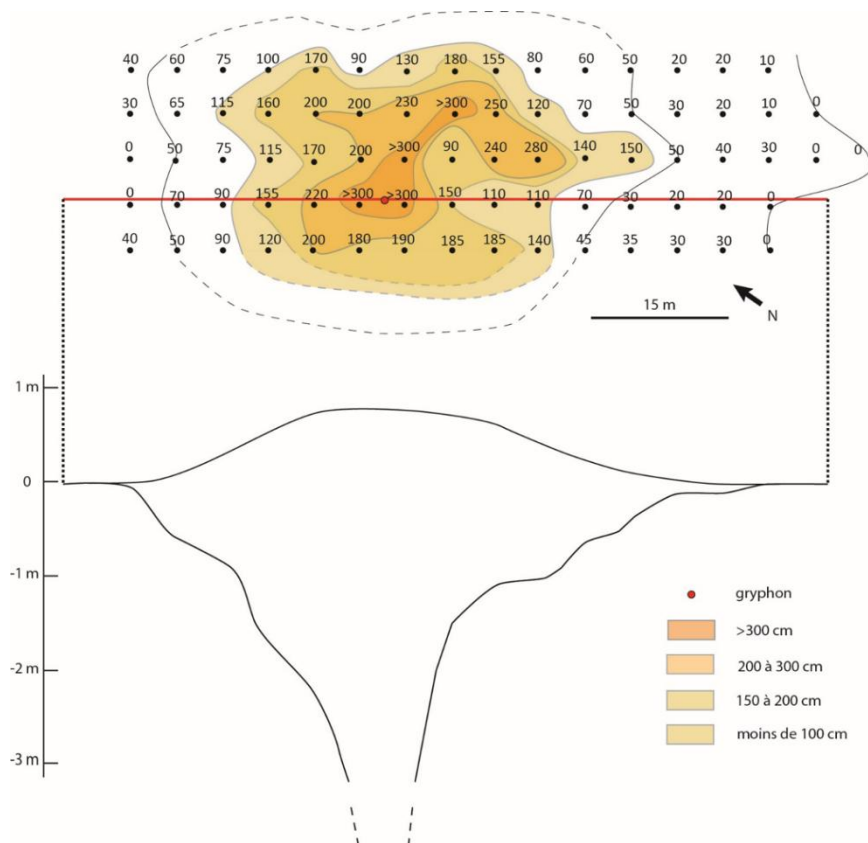


Figure 4-29: Interprétation de la morphologie du conduit sous la Galette B d'après les sondages de profondeur faits sur le terrain.

Couronne de l'Ayaz Aktharma

Nous appelons « Couronne » la zone située entre la limite du centre (soit le changement de couleur sur photos satellites, Figure 4-24) et la bordure de l'édifice à forte densité de ravins. La couronne recouvre une zone de 1,5 km de large pour 2,5 km de long créant un édifice elliptique avec un grand axe orienté N120 (Figure 4-24). Cette partie de l'édifice est presque parfaitement plane, on constate moins de 3 m de différence d'altitude sur l'ensemble de cette zone. Cette partie du volcan est composée de matériel argileux plus ou moins végétalisé (les parties sombres, représentées par des taches vertes en vue satellite, Figure 4-30) et de zones humides (les parties claires en vue satellite, représentée en bleu sur Figure 4-30). Sur la base de l'analyse des photographies satellites, la couronne peut être divisée en deux zones qui se distinguent par la couleur de leur surface. On observe une

couronne de couleur plus sombre, plus noire, ceinturant le centre sur une largeur d'environ 450 m (Figure 4-24). Ensuite la partie externe de la couronne est de couleur plus grise. On observe des structures différentes au sein de ces deux zones (Figure 4-30).

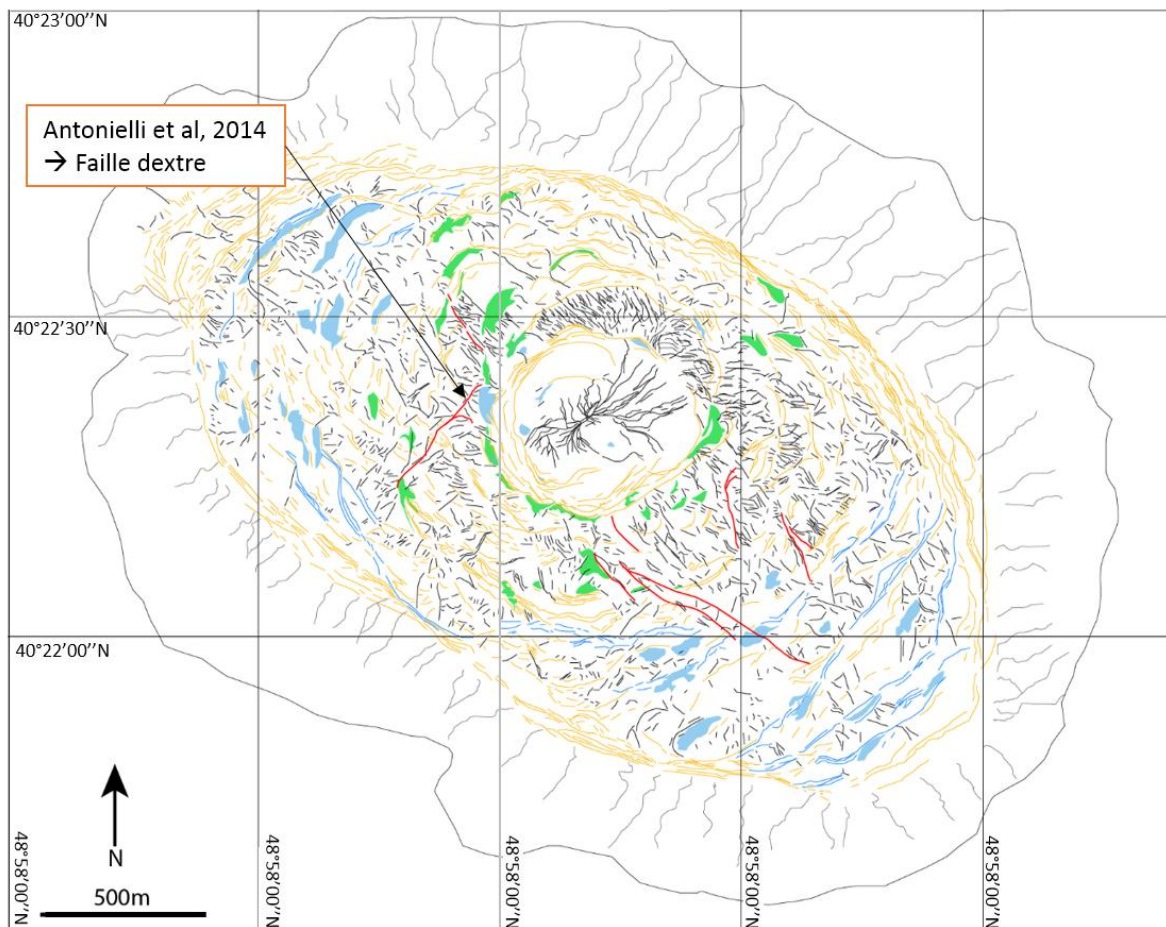


Figure 4-30: Schéma interprétatif des structures visibles sur l'Ayaz Aktharma.

Des structures allongées et concentriques affectent la partie externe de la couronne. Il n'existe que très peu de ces structures dans la partie interne de la couronne. Ces structures sont concentriques autour de la partie centrale, mais à cause de la forme elliptique de l'édifice elles sont tronquées et se terminent souvent sur des failles (Figure 4-30). Elles ont alors des aspects d'arcs de cercle éloignés du centre (Figure 4-31). Ces structures sont désignées comme *Doubles Lacs* car elles sont composées d'une ride bordée de deux bandes d'eau visibles sur les images satellites (Figure 4-31). Sur le terrain, on observe que la ride centrale est haute de 1 m et que de chaque côté, la plaine montre un léger pendage vers la ride. Chaque *Double Lacs* a une largeur d'environ 20 m. La distance entre ces structures varie entre 50 m et 200 m (Figure 4-31).

Beaucoup de fractures sont observables sur la couronne, un grand nombre correspond à des failles décrochantes dextres et senestres (Figure 4-32 & Figure 4-33). Il est possible de discerner les failles « locales » qui ont une longueur de l'ordre de la centaine de mètres. Certaines failles sont à plus grande échelle et affectent des zones sur plusieurs centaines de mètres. La densité de failles varie entre les parties internes et externes de la couronne. La

partie la plus proche du centre montre un réseau de failles à très forte densité (Figure 4-30). Il s'agit de failles courtes (maximum 150 m). La partie interne de la couronne montre un réseau de failles légèrement moins dense. La partie externe de la périphérie montre un réseau de failles plus épars (Figure 4-30).

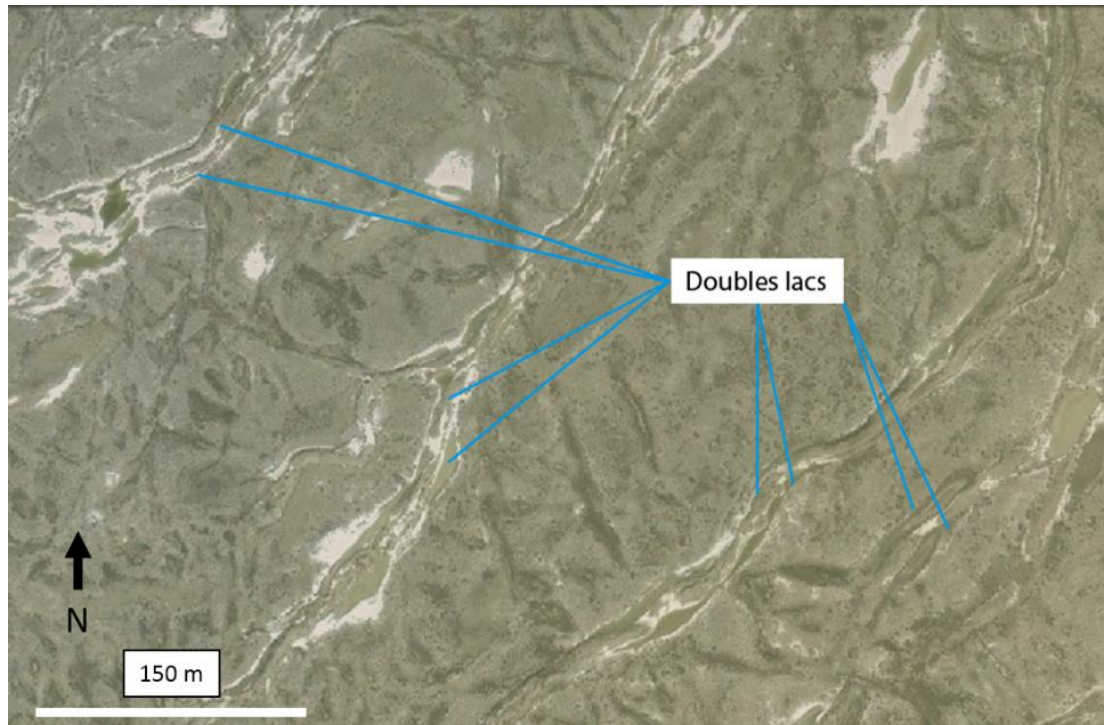


Figure 4-31: Les structures en *Double Lacs* observables sur la périphérie de l'Ayaz Aktharma.

La plupart de ces failles sont orientées avec un angle entre 30° et 45° par rapport aux axes radiaux de l'édifice (Figure 4-30). Les failles à extension plus faible n'affectent pas les grandes structures linéaires des *Doubles Lacs*.

Certaines failles sont longues de presque 1 km (Figure 4-30). Une de ces failles a été décrite par Antonielli et al. (2014), elle part du centre et se propage vers le SW sur environ 400 m avant de se courber et de continuer vers le SE (Figure 4-30). Les auteurs décrivent cette faille comme une faille de cisaillement dextre (Antonielli et al., 2014).

La plupart des failles affectant cet édifice sont des décrochements identifiés comme dextre ou senestre grâce aux fractures de Riedel T en échelon (Figure 4-32). Pour la plupart, les grandes failles atteignent une des grandes structures en *Doubles Lacs* sur lesquelles elles finissent par se raccorder (Figure 4-33).



Figure 4-32: Failles en échelons (Riedel T) permettant de définir un cisaillement dextre.

Bordure de l'Ayaz Aktharma

Le bord de la couronne est à une altitude d'environ 550 m. Au pied de l'édifice, l'altitude est d'environ 500 m. La bordure de l'édifice fait 50 m de haut pour une largeur moyenne de 250 m. La morphologie de cette bordure montre une érosion importante du matériel par les eaux météoriques. Le réseau hydrographique de cette bordure est bien développé (Figure 4-30), il forme des ravins souvent profonds qui peuvent affecter toute la largeur du ravin. Ces ravins sont exclusivement entaillés dans des matériaux argileux. On retrouve quelques points d'extrusion de boue et d'huile (et certainement de gaz) en sommet de la bordure.

Au point noté par une étoile sur la Figure 4-33 s'observent des failles avec stries orientées N042, 52° SW (Figure 4-34). Le long du plan de faille, la schistosité sub-verticale indique un mouvement clairement inverse. Il s'agit de deux failles inverses conjuguées orientées N145, 56°NE et N135, 52°SW. Les plans de failles sont tangentiels à la bordure de l'édifice. Ces marqueurs représentent une contrainte compressive appliquée de façon perpendiculaire à la bordure. Des affleurements avec le même type de structure de failles inverses à compression radiale s'observent en plusieurs points autour du volcan (Figure 4-33). En certains points, on n'observe que de la schistosité (les étoiles blanches sur la Figure 4-33). Ces affleurements permettent de définir la bordure de l'AA comme étant soumise dans son ensemble à une contrainte compressive radiale.

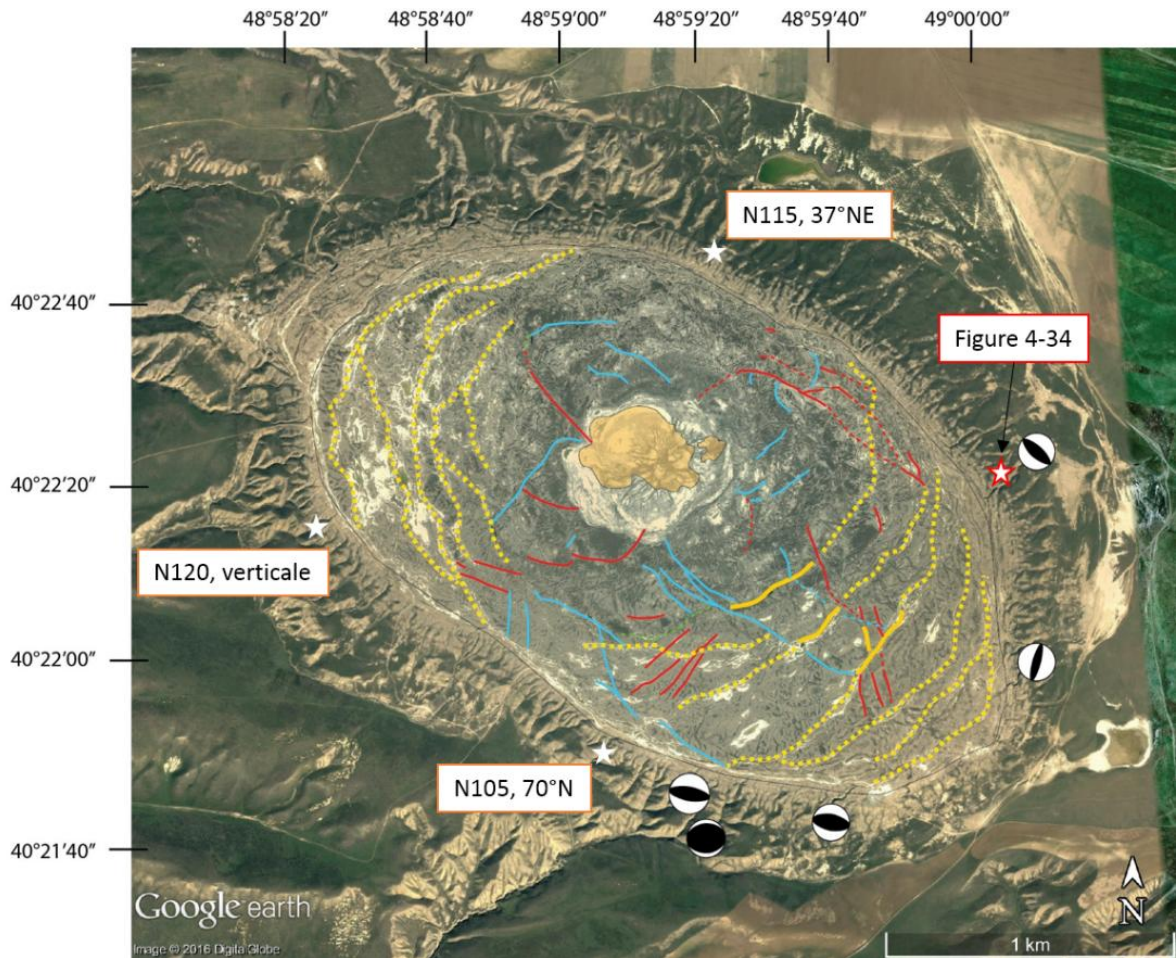


Figure 4-33: Carte de l'Ayaz Aktharma reprenant les différentes structures observées sur le terrain (traits continus), et les interprétations (traits pointillés). Les failles décrochantes dextres ont représentées en bleu, les failles décrochantes sénestres en rouge et les *double lacs* en jaune, les mécanismes au foyer montrent les failles inverses tangentes à la bordure de l'édifice. Les étoiles blanches indiquent les points où des stries ont pu être mesurées, l'étoile blanche à couronne rouge représente la localisation de l'affleurement représenté Figure 4-34.

Les observations de terrain sur l'AA ont permis de mettre en évidence que le centre de l'édifice est en extension, notamment marquée par des failles radiales d'ouverture. Ce mouvement d'ouverture est accentué par la perte de volume due à l'assèchement du matériel émis. On a pu observer ces fissures d'ouverture (de mode 1) sur la surface en mai 2014 et sur la Galette A en mai 2016. L'édifice est actif, ce qui permet l'extension du centre grâce à l'arrivée de matériel en surface. La couronne n'est pas soumise à cette contrainte extensive. Sur toute la surface de la couronne, on observe des failles dextres et sénestres orientées à plus ou moins 30° des axes radiaux partant du centre. Ces failles viennent se connecter aux Double-Lacs. Ces failles décrochantes sont la marque d'une contrainte compressive radiale. La bordure est également soumise dans son ensemble à une contrainte compressive radiale révélée par des systèmes de failles inverses tangentes à la bordure de l'édifice. L'AA passe ainsi d'un centre en extension (par étalement) à une périphérie en compression radiale.

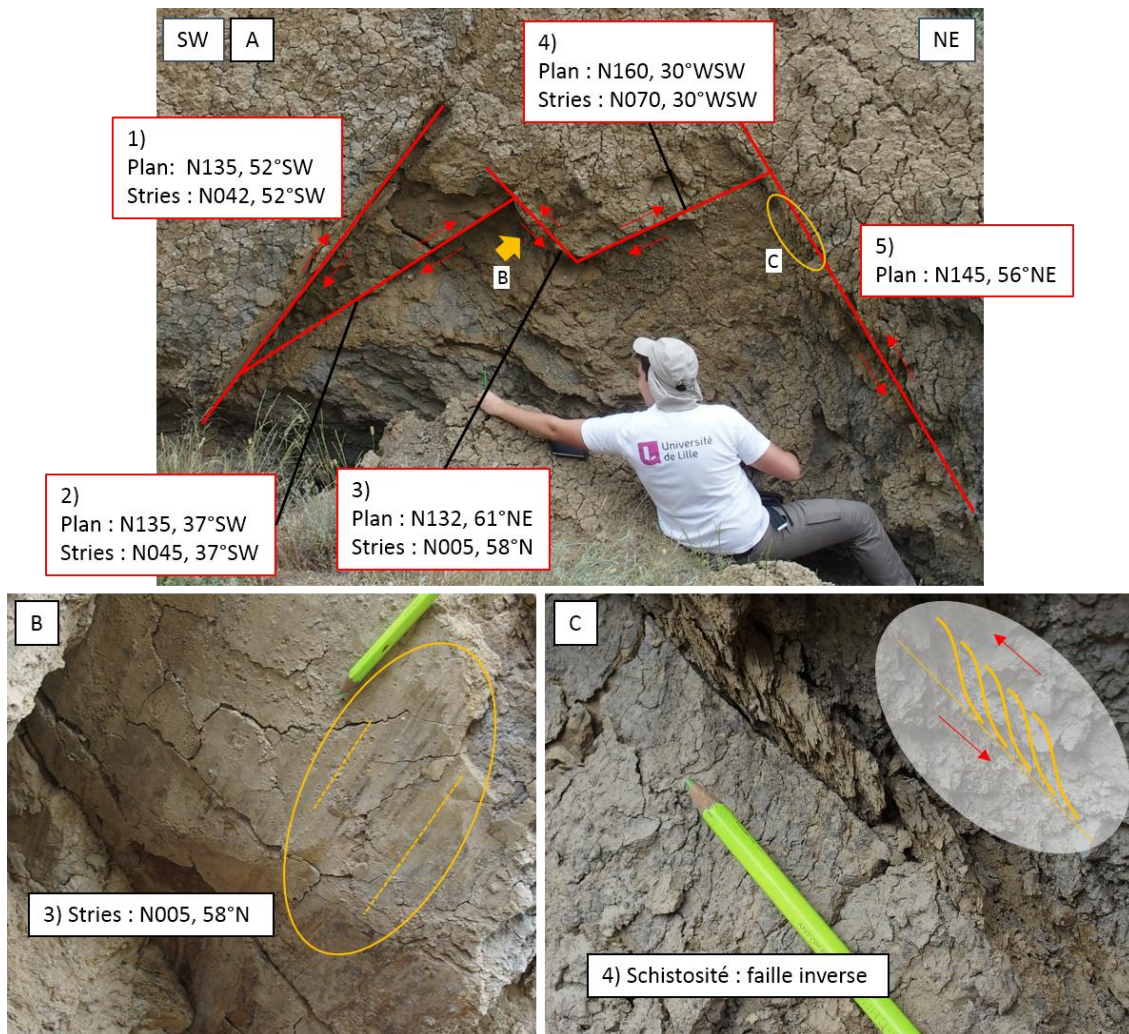


Figure 4-34: Affleurement localisé sur la Figure 4-33, qui montre un système de failles inverses dont le plan est tangent à la bordure de l'Ayaz Aktharma. A : Affleurement avec 4 plans de failles inverses, B : Zoom sur le plan 3 montrant des stries, C : Zoom sur le plan 4 montrant de la schistosité.

Résistivité

Afin de pouvoir imager la structure en 3D et la relier aux processus de mise en place des différentes structures visibles en surface de l’Ayaz Aktharma (notamment les différentes failles décrochantes), nous avons acquis des données géophysiques (résistivité électrique). Trois profils de résistivité ont été acquis sur l’Ayaz Aktharma ainsi qu’un bloc 3D de résistivité (Figure 4-35).

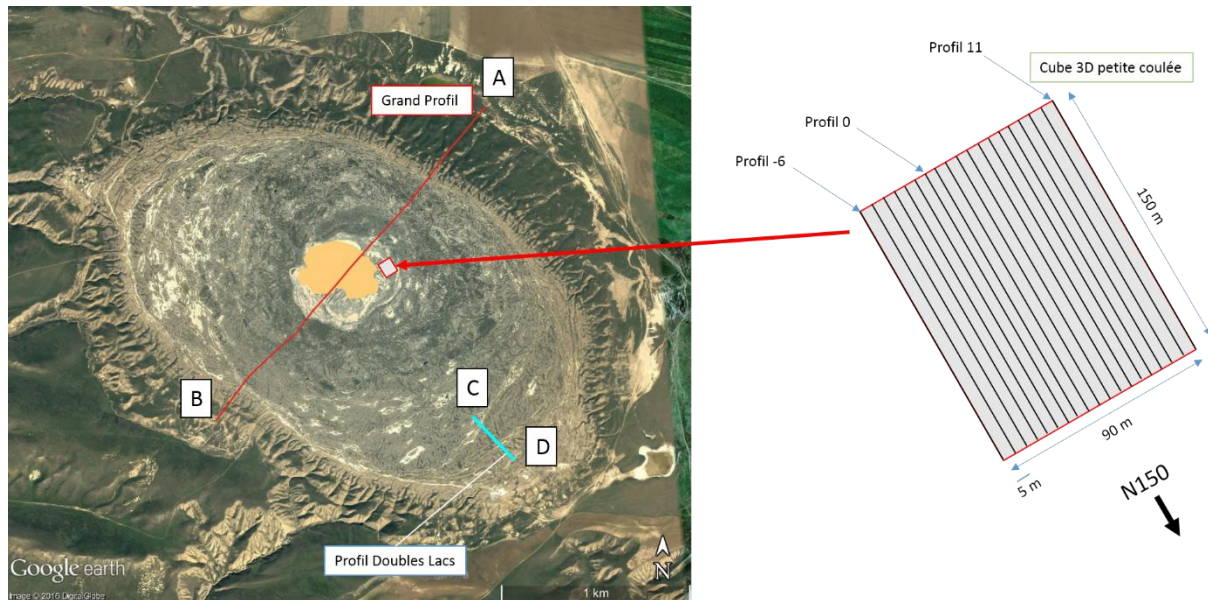


Figure 4-35: Acquisitions géophysiques (résistivité électrique) faites sur l'Ayaz Aktharma.

Un grand profil de résistivité a été réalisé au-travers de l’édifice en suivant le petit axe NE-SW, soit un profil de 2200 m de long. Ce grand profil commence au nord en dehors de l’édifice, au pied de la bordure puis traverse l’édifice et finit à mi-hauteur de la bordure sud (Figure 4-36). La différence d’altitude est d’environ 50 m entre le début et le milieu du profil (centre du volcan de boue). Le profil montre des valeurs faibles comprises entre 0 et 7 ohm.m. Les différences de valeurs étant faibles, le passage de vert clair à vert foncé correspond à une différence de moins de 1 ohm.m. Cette faible variation de valeur engendre des artefacts au niveau des transitions comme les colonnes de vert clair au centre du profil. On observe dans les parties basses des deux bordures des zones à faible résistivité (moins de 1.5 ohm.m, Figure 4-36). On observe sur tout le profil une couche d’épaisseur variant de plus de 10 dans les parties latérales et s’affinant vers le centre pour atteindre une épaisseur de l’ordre de 6 m. Cette couche montre une résistivité plus forte, supérieure à 3 ohm.m, reposant sur une couche d’épaisseur indéterminée (de plus de 50 m) montrant des valeurs de résistivité plus faible de l’ordre de 2,5 ohm.m (Figure 4-36). Cette couche de plus forte résistivité est fragmentée en îlots séparés par des zones montrant des valeurs de résistivités plus faibles (autour de 3 ohm.m). Ces zones de résistivité plus faible correspondent en surface aux doubles lacs (Figure 4-24 et Figure 4-31).

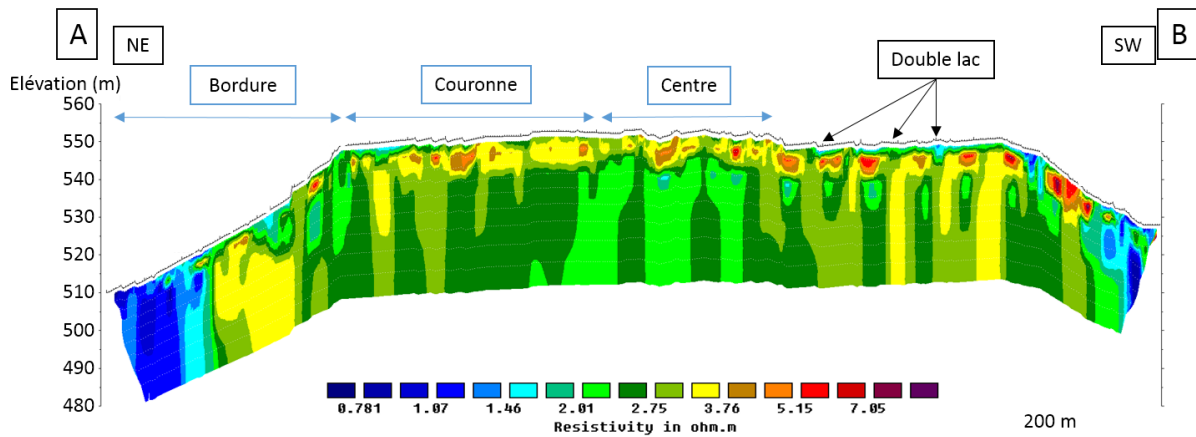


Figure 4-36: Profil de résistivité acquis au travers de l'édifice AA, localisé Figure 4-35.

Un jeu de données de résistivité électrique a été acquis sur la Galette B (Figure 4-37 localisée Figure 4-35 Figure 4-27). 18 profils de résistivité de 155 m de long ont été réalisés (Figure 4-37), tous orientés N150 ainsi qu'un profil perpendiculaire. L'espacement entre les profils correspond à l'espacement entre les électrodes (5 m), ce qui a permis de construire un bloc 3D de résistivité, ainsi que des cartes horizontales au-travers de ce cube (Figure 4-38 et Figure 4-39). Ce bloc 3D permet de mettre en lumière la partie superficielle constituée de matériel argileux frais, juste émis qui constitue la Galette que nous avons sondée et qui montre une épaisseur atteignant 3 m au-dessous du point actif qu'est le gryphon (Figure 4-29). Sous cette couche de 3 m se trouve une couche d'une épaisseur de l'ordre de la dizaine de mètres à forte résistivité qui correspond à la croûte indurée de l'AA. On observe que les valeurs de résistivité du matériel constituant cette croûte diminuent sous le gryphon. Sous cette seconde couche se trouve du matériel à résistivité faible, similaire à la couche de surface. Enfin sous la croûte indurée, on observe depuis 10 m de profondeur jusqu'en terminaison du bloc (soit environ 30 m) une zone à résistivité similaire au matériel fraîchement émis qui constitue la Galette B. Toutefois dans cette zone, on observe un conduit à résistivité plus élevée située à l'aplomb du gryphon qui se propage verticalement sur toute l'épaisseur du bloc 3D.

Dans le but d'imager leur structure en profondeur, un profil de résistivité de 310 m de long a été réalisé perpendiculairement aux *Doubles Lacs* (Profil bleu sur la Figure 4-35). Ce profil, qui recoupe deux structures en doubles lacs, montre une couche de surface plus résistive que le matériel sur lequel elle repose. Deux zones d'anomalies apparaissent à faible profondeur, où la résistivité est plus faible qu'aux alentours (Figure 4-40). Elles sont situées à l'aplomb des doubles lacs. La présence d'eau en surface permet donc de diminuer localement la résistivité du sol.

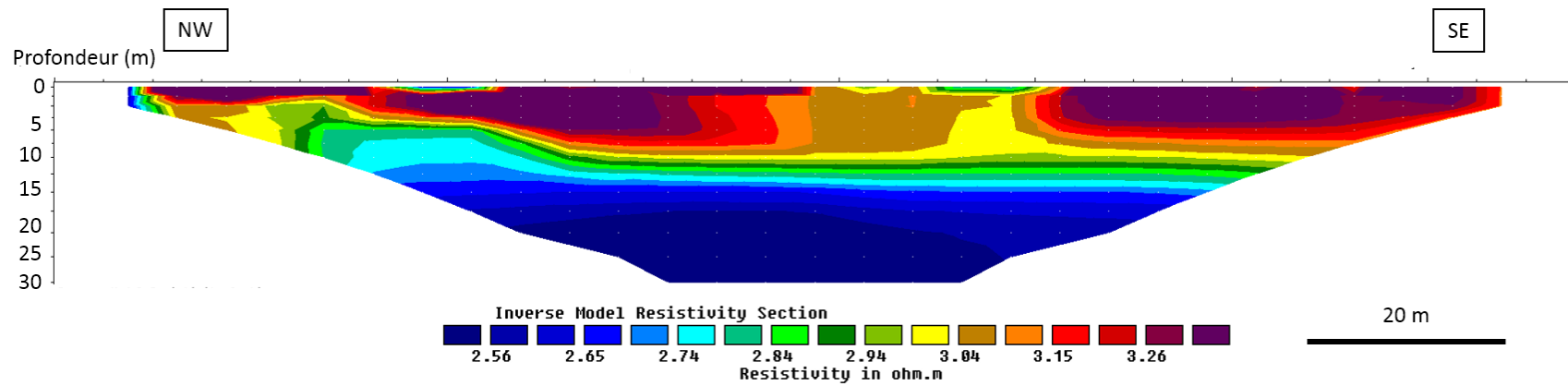


Figure 4-37: Profil de résistivité de 150 m couvrant la galette B, localisé Figure 4-35

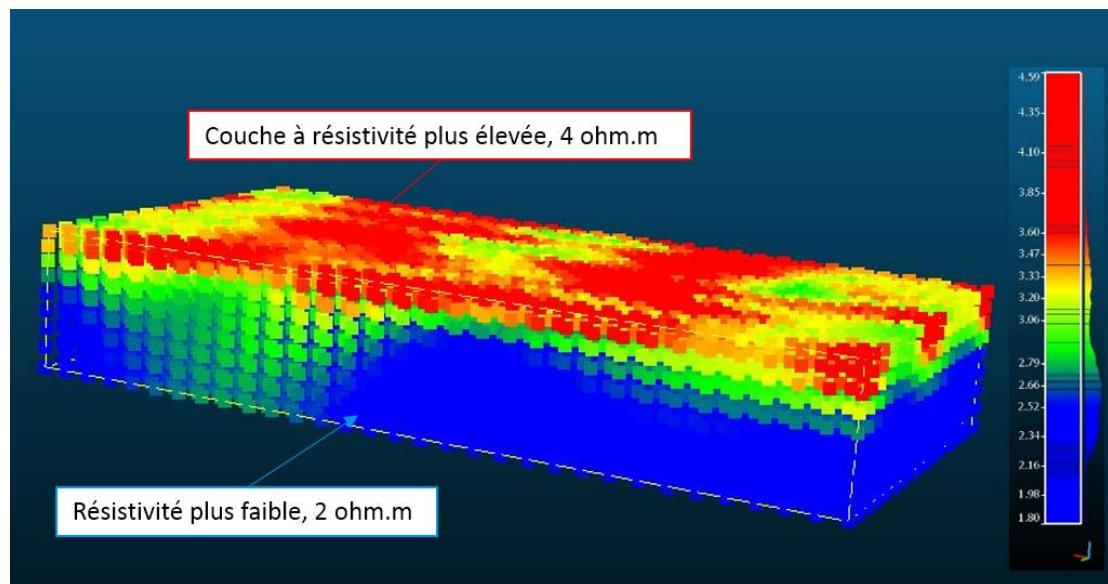


Figure 4-38 : Vue 3D du bloc de résistivité de la Galette B. On observe une couche de forte résistivité (environ 4 ohm.m) sur du matériel à résistivité plus faible de l'ordre de 2 ohm.m.

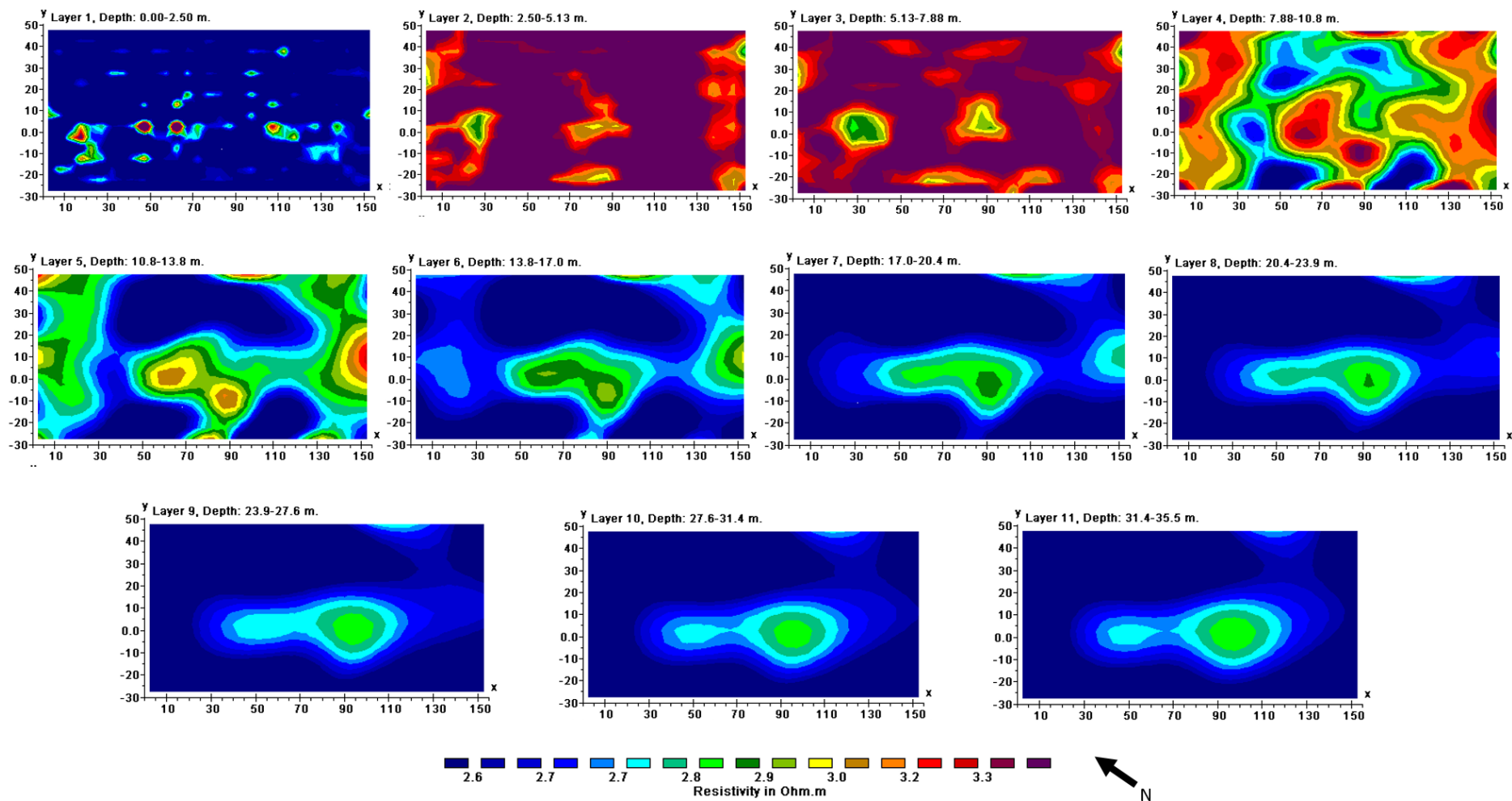


Figure 4-39: Coupes horizontales du cube de résistivité 3D acquis sur la Galette B du volcan AA. On observe sur le premier *Layer* (de 0 à 2,50 m de profondeur), une résistivité faible avec quelques patches à forte résistivité. Cette épaisseur correspond à l'épaisseur de boue fraîche composant la Galette B. Les *Layers* 2 et 3 représentent les profondeurs 2,50 m à 7 m, ils montrent des valeurs de résistivité homogènes élevées de l'ordre de 4 ohm.m. Cette épaisseur correspond à la croûte à résistivité plus forte présente sur l'ensemble de l'édifice. Les *Layers* 4 et 5 montrent des valeurs hétérogènes de résistivité sur l'épaisseur de 7 m à 10 m soit la transition entre la croûte indurée et le matériel dessous. Les *Layers* 6 à 11 illustrent une zone régulière à résistivité plus forte que l'encaissant, cette zone représente un conduit de 20 m de large et atteignant les 35 m de profondeur

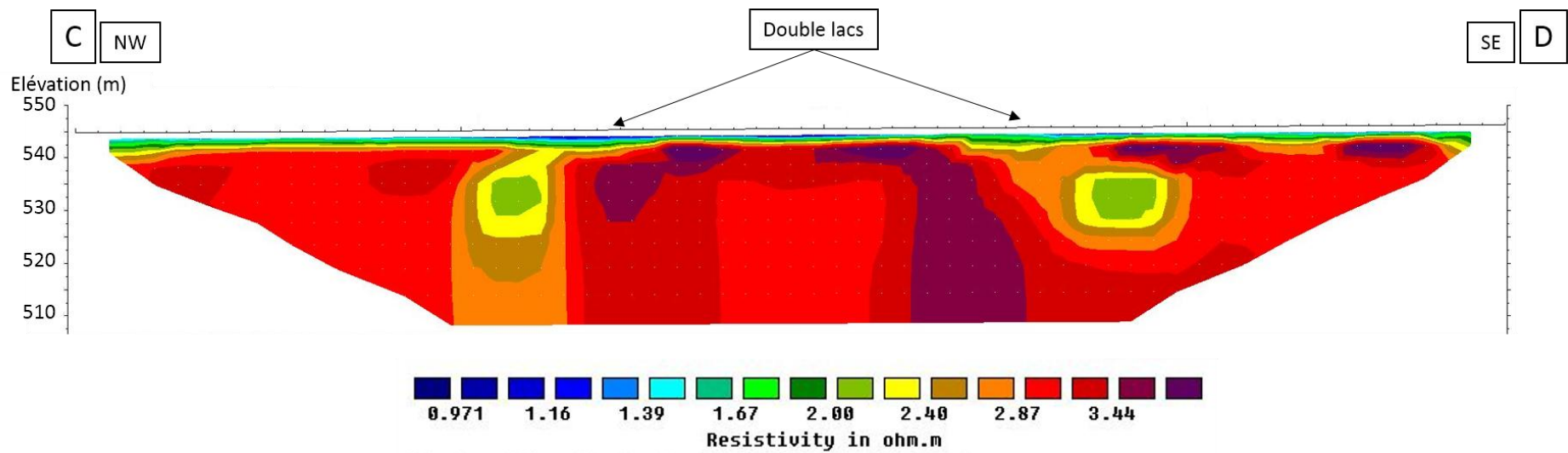


Figure 4-40: Profil de résistivité au travers des structures Doubles Lac, localisé Figure 4-35. On observe deux zones de résistivité plus faibles (zones vertes) situées à l’aplomb des *Double-Lacs*. L’eau constituant les Double-Lacs s’infiltré et induit ces variations locales.

Le Koturdag, morphologie de cône

Le Koturdag est un édifice à morphologie conique, il est l'objet qui se rapproche le plus du pôle *mud cone* (Figure 4-41). Cet édifice construit apparaît comme un bon candidat pour trouver des indices sur les processus de formation et de croissance des édifices coniques.

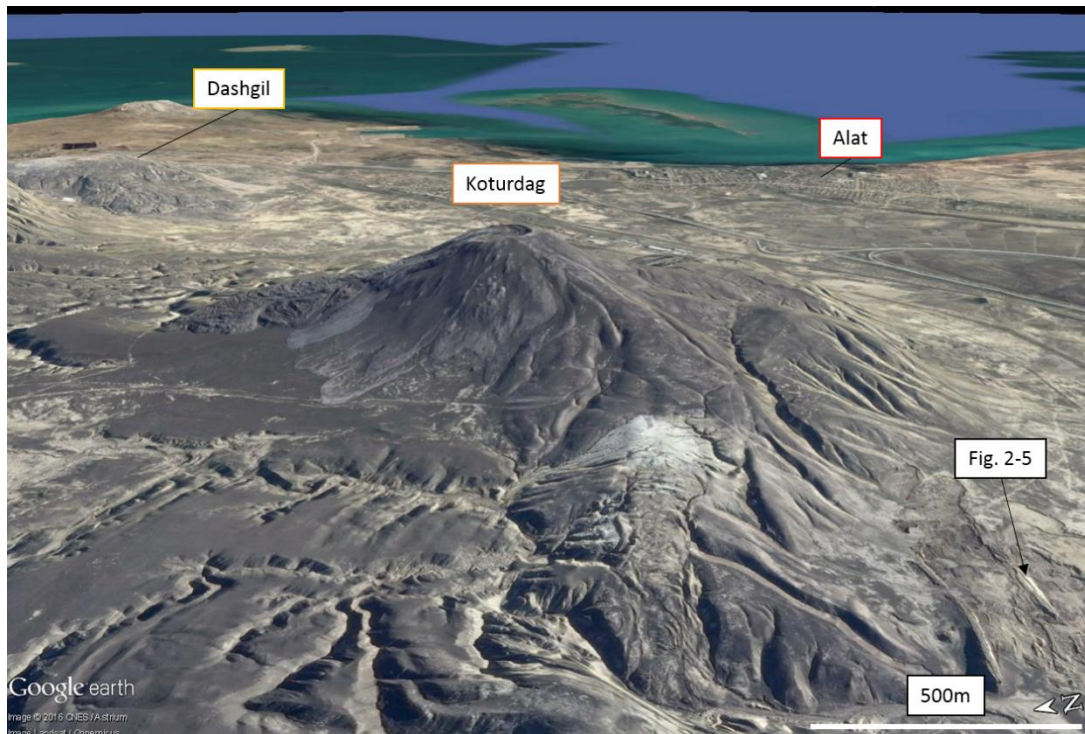


Figure 4-41: Vue latérale montrant la morphologie conique du Koturdag, exagération verticale x3.

Le Koturdag est un volcan célèbre d'Azerbaïdjan culminant à 200 m (Latitude : 39°58'25"N, Longitude : 49°21'35"E, Figure 4-23) (voir Koturdag de Planke et al., 2003 ; Mazzini & Etiope, sous presse). L'édifice est haut de 100 m, il est localisé sur la crête d'un anticlinal orienté N120 et culminant elle-même à une altitude proche de 100 mètres. Les flancs de cet édifice sont constitués de nombreuses coulées anciennes (Figure 4-42A) qui se sont épanchées de façon radiale tout autour du volcan. Ces coulées plus anciennes ont été érodées et végétalisées, ce qui rend difficile l'interprétation de leur morphologie de surface. Les recoupements entre coulées permettent de définir l'historique de dépôts de certaines d'entre elles. La terminaison Est de l'anticlinal sur lequel se trouve le Koturdag a été érodée. La base de cet édifice se trouve proche de la courbe d'altitude zéro correspondant au niveau maximum de la mer Caspienne au cours des derniers 32 ka (Figure 4-23) (Mamedov, 1997).

Le Koturdag montre une morphologie proche des édifices volcaniques magmatiques composites. Le sommet de ce volcan est constitué d'une caldera d'environ 10 mètres de profondeur et de 200 mètres de large.



Figure 4-42: Photographie satellite (Google Earth) du volcan de boue Koturdag.

La morphologie de la caldera est une cuvette avec une colline en son centre qui mesure environ 100 m de large et environ 18 m de haut (Figure 4-43). Ce relief est oblong et orienté N-S; sa terminaison nord est déformée par une série de failles normales concentriques à vergence vers le nord (Figure 4-44). La surface de ce relief est affectée par des failles orientées N-S le long de la crête et en direction de la coulée. Ce relief aboutit sur un mur vertical de 5 m de haut qui domine directement la coulée actuelle.

Quelques monticules coniques (d'environ 1 m de haut pour 1 m de largeur à la base) de couleur rougeâtre sont présents de manière sporadique sur les murs de la caldera. Le matériau qui constitue les monticules coniques montre une zonation radiale à partir de l'apex, où on trouve des blocs de matériau très sombre à vésicules millimétrique à centimétrique. La périphérie de ces édifices montre une gradation depuis rouge et solide au centre jusqu'à jaune plus pulvérulent pour finalement se confondre avec le matériel argileux de boue desséchée du plancher de la caldera. Ces cônes ont été interprétés par Hovland et al. (1997) comme des sorties de gaz enflammés, les *sinter mounds*.

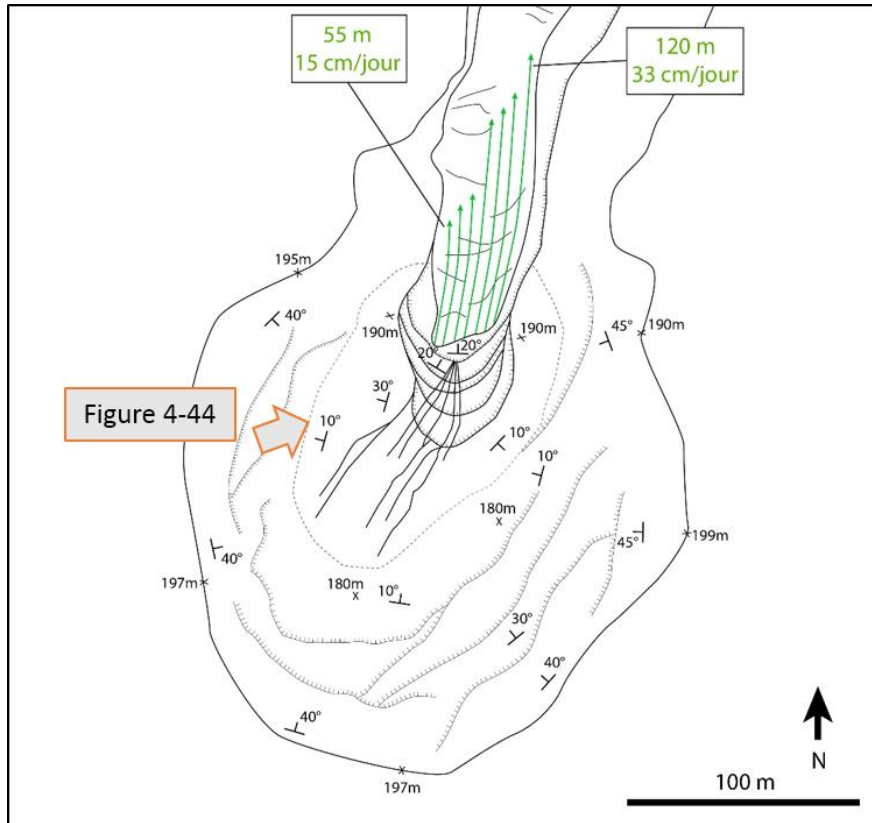


Figure 4-43: A: Photo satellite (Google Earth) de la caldera du Koturdag, B: Schéma représentant la morphologie en cuvette de la caldera avec un bombement central orienté NNE-SSW ainsi que l'avancée de marqueurs (que nous avons installés) représentée en vert entre Octobre 2014 et Mai 2016.

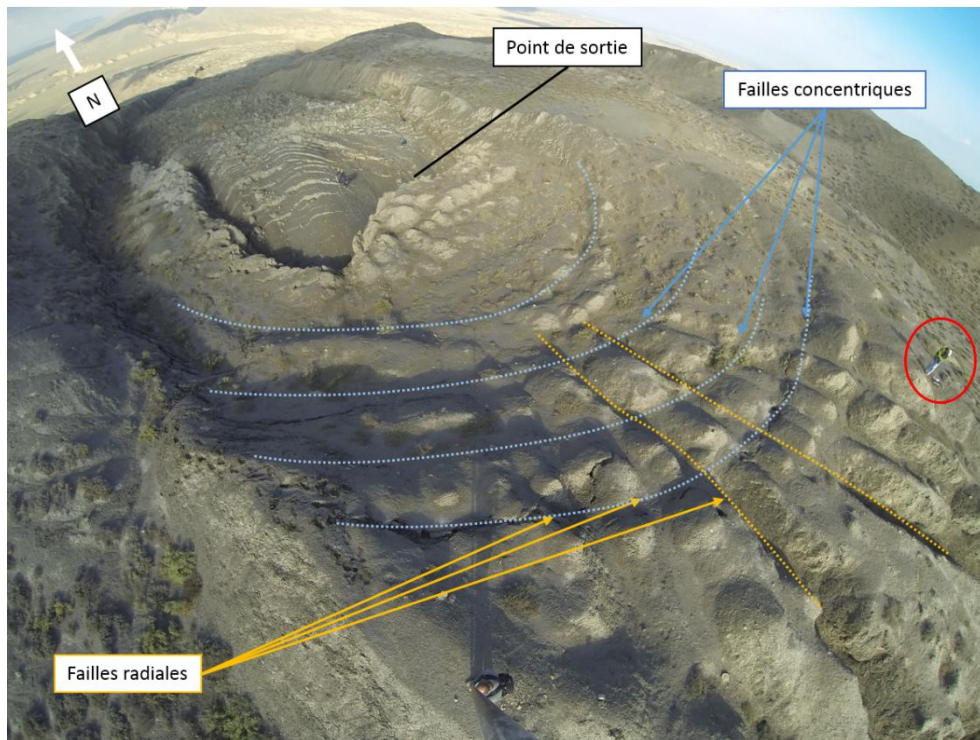


Figure 4-44: Apex du relief dans la caldera du volcan de boue Koturdag, affecté par une série de failles normales concentriques à vergence vers le nord, et de failles radiales centrées sur le point de sortie de la coulée actuelle. A noter le cercle rouge qui indique le géologue pour l'échelle.

Une coulée de boue perce la partie nord de la caldera (Figure 4-43A), elle forme une langue de boue qui s'écoule sur une distance de 1 km vers le nord. Au point de sortie, la coulée est constituée de matériel argileux encore malléable et humide, composé de brèche visqueuse. Cette coulée est active avec une vitesse d'avancée de l'ordre de 2 à 15 mètres par an (Guliyev et Feyzullayev, 1997). Cette coulée de boue est extrudée vers le haut avec un pendage d'environ 40° vers le sud avant de remonter la pente sur une distance de 10 m jusqu'à un seuil topographique où elle se fissure pour s'horizontaliser et ensuite s'épancher vers le nord le long de la pente (Figure 4-45).

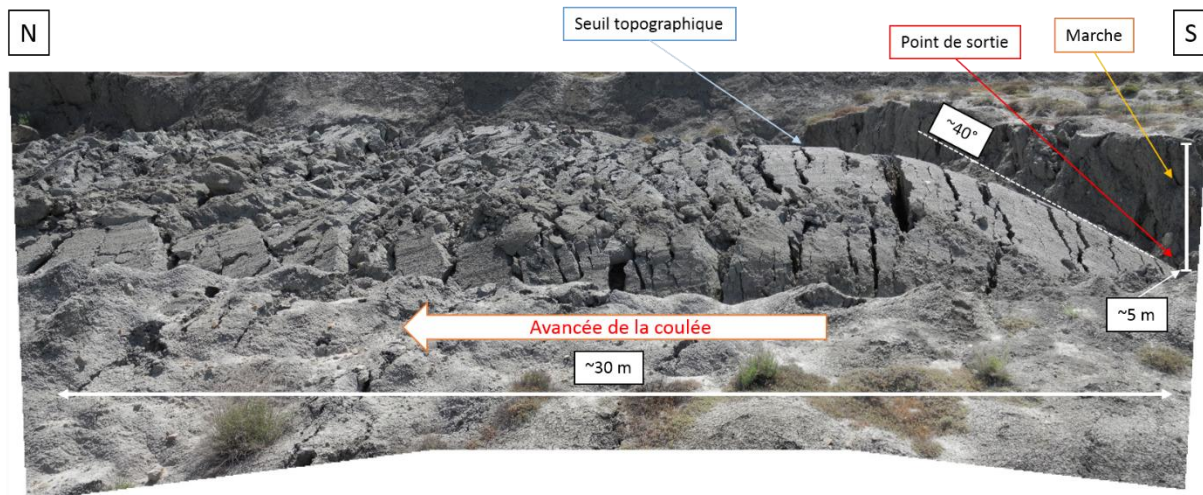


Figure 4-45: Panorama de la coulée du Koturdag.

Au niveau de ce seuil topographique, on observe que la surface de la coulée n'est pas homogène : la moitié ouest est plus haute de 2 m que la moitié est. A l'aval du seuil, cette coulée peut être divisée en deux parties. Sur une première partie, longue d'environ 550 m, la coulée est chenalisée sur la partie la plus pentée et sa largeur varie de 20 m à 80 m. Cela correspond à du matériel chaotique, formé de blocs. Le long de cette partie chenalisée, la surface topographique de la coulée se trouve en dessous du niveau topographique des bordures de la gouttière d'écoulement. Une deuxième partie, l'aval de la coulée, a une morphologie en lobes avec des pentes plus faibles. La largeur de la coulée pour cette partie en lobes va de 80 à 180 mètres dans la partie la plus large. Au cours de cet écoulement la pente varie de moins de 6° jusqu'à 20°. On observe des zones rougeâtres le long de la coulée qui correspondent à des zones d'échappements de gaz contemporains de la mise en place de la coulée. Dans la partie en lobe, la surface est plus lisse et montre des rides de compression en pied de pente. La surface topographique du matériel qui s'écoule est au-dessus des bordures de la gouttière d'écoulement.

Un profil de résistivité a été acquis sur la caldera du Koturdag et la partie la plus proximale de la coulée active. La section en résistivité a été reportée sur un profil topographique bâti sur 3 points, les détails comme la falaise au pied de laquelle sort la coulée actuelle n'y figurent pas. Nous n'avons pas pu représenter le décalage topographique entre le point de sortie de la coulée et le sommet du bombement au centre de la caldera d'environ 5 m. Ce profil est long de 150 m, la moitié sud du profil couvre 75 m de la caldera

et la moitié nord couvre 75 m du début de l'extrusion (Figure 4-46). Sur ce profil, la surface de la caldera ainsi que la surface de la coulée correspondent à une couche d'environ 3 m d'épaisseur avec une forte résistivité (environ 8 ohm.m) et dont l'épaisseur passe de 3 m environ sous le centre de la caldera (extrémité sud du profil) à plus de 5 m sous le bombement présent au nord de la caldera. Cette surface à plus forte résistivité s'amincit au-dessus de l'actuel point d'émission de la dernière coulée pour atteindre environ 2 m (Figure 4-46). Cette zone amincie couvre la distance entre le point d'émission et le seuil topographique de la coulée, ensuite on observe que la valeur de résistivité diminue jusqu'à environ 5 ohm.m sur une distance de l'ordre de 20 m (Figure 4-46). Sous cette couche, le matériel a une résistivité plus faible de l'ordre de 2 ohm.m.

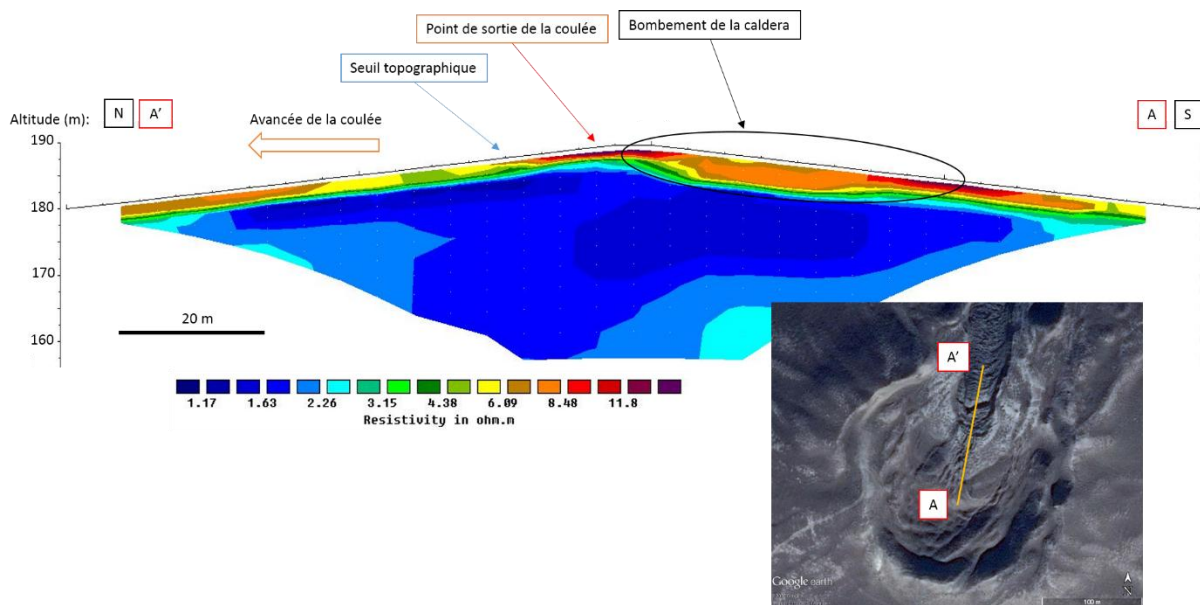


Figure 4-46: Profil de résistivité couvrant la moitié de la caldera du Koturdag et 150 m de la coulée vers le nord.

Le Koturdag, un processus continu

Au point d'émission de la dernière coulée du Koturdag, le matériel est non induré, encore humide. De plus, une odeur de gaz est ressentie. La langue de boue du Koturdag est extrudée vers le haut et vers le nord avec une inclinaison d'environ 40° (pendage vers le sud). En poursuivant son avancée, la coulée s'horizontalise, franchit un seuil topographique et se fracture. Sur les images satellites, on observe une avancée du front de la coulée au cours des dernières années. On s'intéresse maintenant à définir une vitesse d'extrusion et d'épanchement de cette coulée de boue.

Différents marqueurs ont été installés pour définir la vitesse d'épanchement du matériel à la sortie de la coulée du Koturdag. La sortie de la coulée a été marquée le 18 mai 2014 à la peinture. Le 1 juin, le trait de peinture avait migré de façon régulière le long du point d'extrusion d'environ 12 cm. Lors de la seconde mission de terrain le 10 octobre 2014, cette ligne avait migré de façon irrégulière, certains points avaient migré d'environ 4 mètres sur le bord ouest de la coulée et de 6 mètres sur le bord est. En Octobre 2014, de nouveaux marqueurs plus résistants (40 clous plutôt que de la peinture) ont alors été installés le long

de la sortie de la coulée. En mai 2016, ces marqueurs se situaient à 56 mètres du point de sortie sur le flanc ouest de la coulée et jusque 120 mètres du point de sortie pour les marqueurs situés sur le flanc est de la coulée (Figure 4-43B).

Les distances parcourues par la marque de peinture et les marqueurs ont été mesurées entre Mai 2014 et Octobre 2014 et ensuite entre Octobre 2014 et Mai 2016 (Figure 4-43B). Connaissant les distances parcourues et le temps entre les relevés, il est alors facile de définir des vitesses de déplacements.

Au point de sortie, la ligne de peinture avait migré d'environ 12 cm entre le 18 mai et le 1 juin soit une vitesse d'avancée moyenne sur deux semaines de 0,9 cm/jour. Les marqueurs ont migré de 4 à 6 mètres en 5 mois (entre le 18 Mai 2014 et 16 Octobre 2014). Au point de sortie de la coulée, la vitesse d'écoulement est de l'ordre de 2,6 centimètres par jour pour la partie ouest de la coulée et de 4 centimètres par jour pour la partie est de la coulée. Pour le relevé entre Octobre 2014 et Octobre 2016, les marqueurs ont migré sur des distances comprises entre 56 et 120 mètres, c'est-à-dire au-delà du seuil topographique. Cela correspond à des vitesses de déplacement comprises entre 15 centimètres par jour pour la partie ouest et 33 centimètres par jour pour la partie est de la coulée. La langue de boue qui perce la partie nord de la caldera du Koturdag se déplace de façon hétérogène entre la partie est et la partie ouest. La vitesse de déplacement de la moitié ouest est de 2,6 cm/jour pour les premiers mètres et accélère pour atteindre 15 cm/jour. La moitié est, quant à elle, se déplace avec une vitesse de 4 cm/jour sur les premiers mètres et accélère ensuite pour atteindre une vitesse de 33 cm/jour.

Au-delà du seuil topographique, la pente se renverse pour atteindre une pente moyenne de l'ordre de 20° vers le nord. La vitesse d'extrusion est tout d'abord relativement lente par rapport au reste de la coulée avec une moyenne de 3 cm/jour dans la première partie ascendante de la langue de boue (la pente est vers le sud). Après le seuil topographique, le changement de pente provoque un effondrement qui s'ajoute à l'extrusion et le matériel peut s'épancher plus rapidement, ou s'étaler, jusqu'à atteindre la vitesse moyenne de 25 cm/jour. Cet écoulement se fait de façon différente dans la moitié est (marqueurs retrouvés à 65 m) et dans la moitié ouest (marqueurs retrouvés à 120 m) de la coulée (Figure 4-43B). En considérant une vitesse de 2 cm/jour, soit une légère simplification des mesures faites, entre le point de sortie et le seuil topographique situé à 10 m, les marqueurs auraient pu parcourir cette distance en 16 mois (500 jours). Ce qui laisse 60 jours aux marqueurs pour parcourir la distance entre le seuil et le point où nous les avons récupérés soit 55 m dans la partie ouest et 110 m dans la partie est. En suivant ce raisonnement la vitesse d'écoulement de la coulée passé le seuil topographique atteint 1 m/jour dans la moitié ouest et 1,8 m/jour dans la moitié est.

L'étude comparative des photographies historiques Google Earth permet de définir les variations de vitesse d'épanchement de la grande coulée de boue du volcan Koturdag, ce suivi peut être fait entre les années 2007 et 2013.

Evolution temporelle entre 2004 et 2015 : étude géomorphologique

La géomorphologie du volcan Koturdag est observée par l'étude d'images satellites. Le logiciel Google Earth permet un accès à trois photographies historiques sur la période du 26 mai 2007 au 18 octobre 2013 (Figure 4-47).

Le principe est d'observer des structures identifiables sur les différentes photographies historiques et de définir les distances parcourues par ces structures entre chaque photographie. Ces structures correspondent pour la plupart à des rides de pression (Planke et al., 2003). Les périodes du 26 Mai 2007 au 26 Mars 2009 puis du 26 Mars 2009 au 18 Octobre 2013 ont été sélectionnées (Figure 4-48). Plusieurs structures sont bien repérables sur la coulée et définissent des zones à valeurs de déplacement homogène (Figure 4-49). Finalement, en prenant en compte la largeur de la coulée pour ces différentes zones, des surfaces de déplacement sont définies (Figure 4-50).

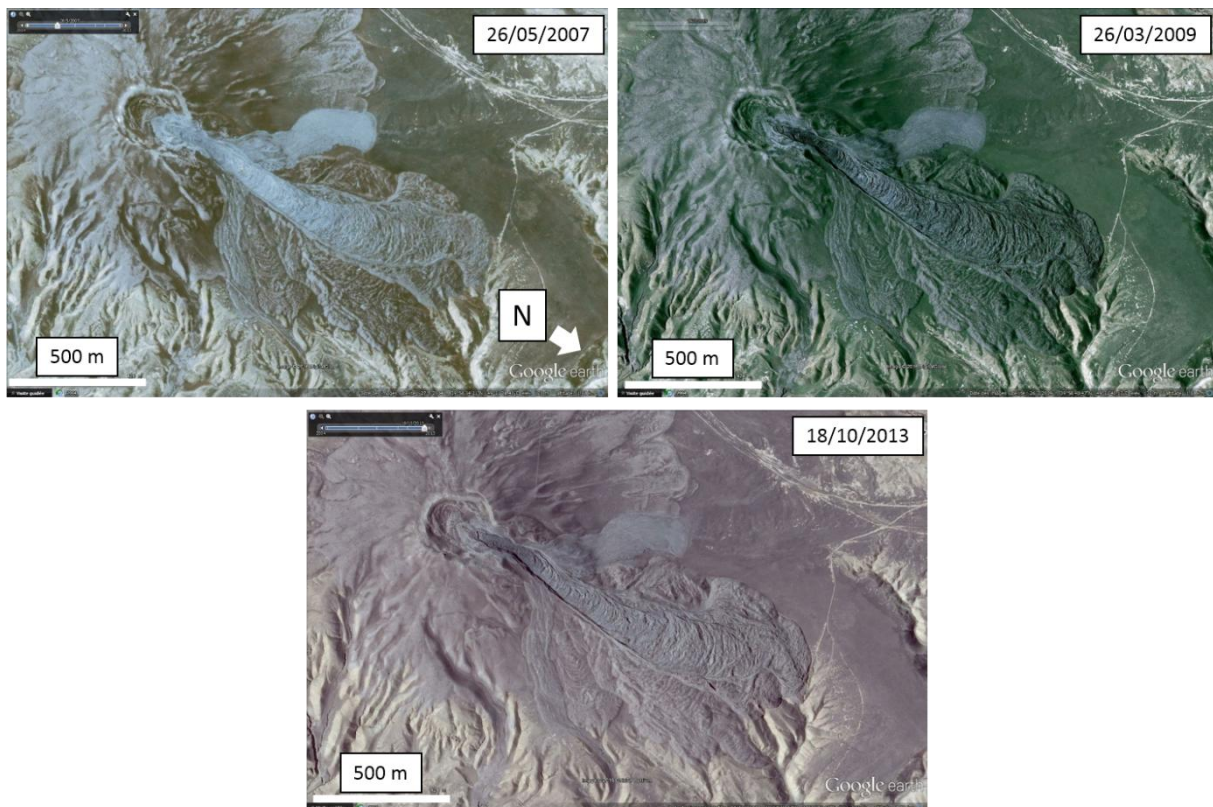


Figure 4-47: Trois photographies satellites (Google Earth) du Koturdag, le 26 mai 2007, le 26 mars 2009 et la 18 octobre 2013.

L'évolution géomorphologique du Koturdag à partir des photographies historiques a été suivie sur une période de 11 ans. Trois photographies ont été comparées datées les : 26 mai 2007, 26 mars 2009, et 09 octobre 2013.

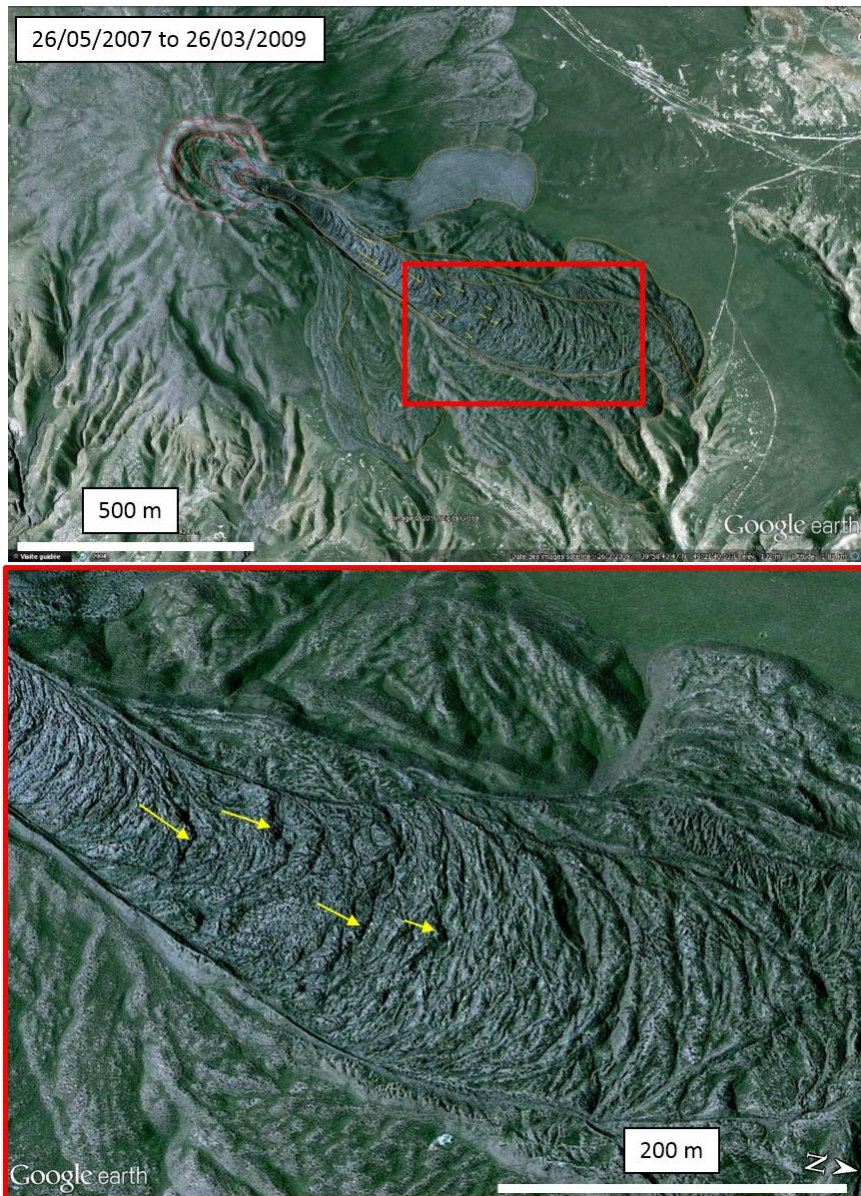


Figure 4-48: Vecteurs de déplacements (flèches jaunes) entre le 26 mai 2007 et le 26 mars 2009.

Pour la période du 26 Mai 2007 au 26 Mars 2009, soit 22 mois, on peut isoler quatre zones de déplacements homogènes décroissants du haut de la coulée vers le bas (Figure 4-49). Les premières structures visibles par image satellite montrent des déplacements de l'ordre de 60 mètres pour une durée de 22 mois, soit des vecteurs de déplacement de 9 cm/jour en amont de la coulée. Une seconde zone montre des vecteurs de 3,8 cm/jour ensuite une zone à 2,2 cm/jour et enfin en aval de coulée, une zone avec des déplacements de moins de 1,8 cm/jour. A ces valeurs observées par photographies satellites s'ajoutent les valeurs mesurées sur le terrain en Octobre 2014, soit un déplacement de 2,7 cm/jour en moyenne au point d'extrusion ainsi qu'un déplacement de 25 cm/jour après la rupture de pente dans les premiers mètres de la coulée. On observe que ces quatre zones correspondent à des pentes moyennes de 11° et 6-7°. On ne peut pas relier l'augmentation de la pente à une accélération de l'écoulement ici puisque la zone 3 (en jaune sur la Figure 4-49A) montre des vecteurs de déplacement de 2,2 cm/jour pour une pente moyenne de 11°

quand la zone 2 (en orange sur la Figure 4-49A) montre des vecteurs de déplacement de 3,8 cm/jour pour une pente moyenne de 6°.

On fait la même étude pour la seconde période, du 26 Mars 2009 au 09 Octobre 2013 sur une période de 55 mois. Sur cette seconde période, on observe également quatre zones à déplacement homogène (Figure 4-49B). De la même manière, les vecteurs de déplacement sont décroissants de l'amont vers l'aval de la coulée. On observe que pour cette seconde période, les zones définies sont décalées et les pentes moyennes changent. On observe une première zone « rapide » avec des vecteurs de déplacement de 4,5 cm/jour et une pente moyenne de 17°. La seconde zone correspond à des vecteurs de 3 cm/jour avec une pente de 11°, ensuite la troisième zone montre des vecteurs des 2 cm/jour pour une pente moyenne de 5° et enfin la quatrième zone montre des vecteurs de moins de 1 cm/jour pour une pente moyenne de 9°.

Afin de passer de déplacements horizontaux à une première approche des flux de matière, nous avons multiplié la vitesse longitudinale par la largeur de la coulée aux points d'observations. Le flux complet ne pourra s'obtenir que par évaluation de l'épaisseur de la coulée. Pour cela, on multiplie les vecteurs de déplacement par la largeur de l'écoulement afin de définir des surfaces de déplacement. On définit ainsi des flux de matière.

Les flux de matières mesurés sont décroissants de l'amont vers l'aval pour la première période considérée. Ils sont cohérents pour la seconde période étudiée. Pour la période de Mai 2007 à Mars 2009, la zone 1 montre un flux de 216 m²/mois, la zone 2 un flux de 140 m²/mois, la zone 3 de 126 m²/mois et la zone 4 un flux inférieur à 38 m²/mois. Encore une fois, le flux de matière ne peut être mis directement en relation avec la pente. Les flux de matière sont cohérents pour la période de Mars 2009 à Octobre 2013 avec, pour les zones 1, 2 et 3, les valeurs de flux surfaciques sont de l'ordre de 70 m²/mois. Pour la zone 4, le flux est légèrement inférieur, avec un flux inférieur à 40 m²/mois (Figure 4-50). Même pour cette période, la pente et le flux de matière ne peuvent être mis en relation puisque la pente varie de 17° à 5° pour des flux de matière similaires (Figure 4-50).

Afin d'estimer les volumes de matière extrudée, nous utilisons les failles d'extrados pour une estimation de l'épaisseur de la langue de boue au point d'extrusion. En mesurant ces failles, leurs longueurs, leurs ouvertures et leurs profondeurs, il est possible de donner un ordre de grandeur pour l'épaisseur de la coulée seulement pour les premiers mètres de l'écoulement. Une première manière de faire consiste à calculer la longueur cumulée des segments de surface situés entre chaque faille. On cherche ensuite à quelle profondeur on doit descendre pour atteindre une longueur égale à cette longueur cumulée, ce qui nous donne l'épaisseur de la couche plissée. Avec cette seconde méthode, on obtient également une épaisseur de l'ordre de 3 m (Figure 4-51A). Une autre méthode consiste à mesurer l'ouverture des différentes failles d'extrados ainsi que leurs profondeurs pour trouver la ligne neutre du pli qui affecte la coulée. On peut estimer cette ligne neutre comme étant située au centre de la couche plissée. Les failles ont des profondeurs de l'ordre de 1,50 m, ce qui nous indique une coulée de 3 m d'épaisseur (Figure 4-51B).

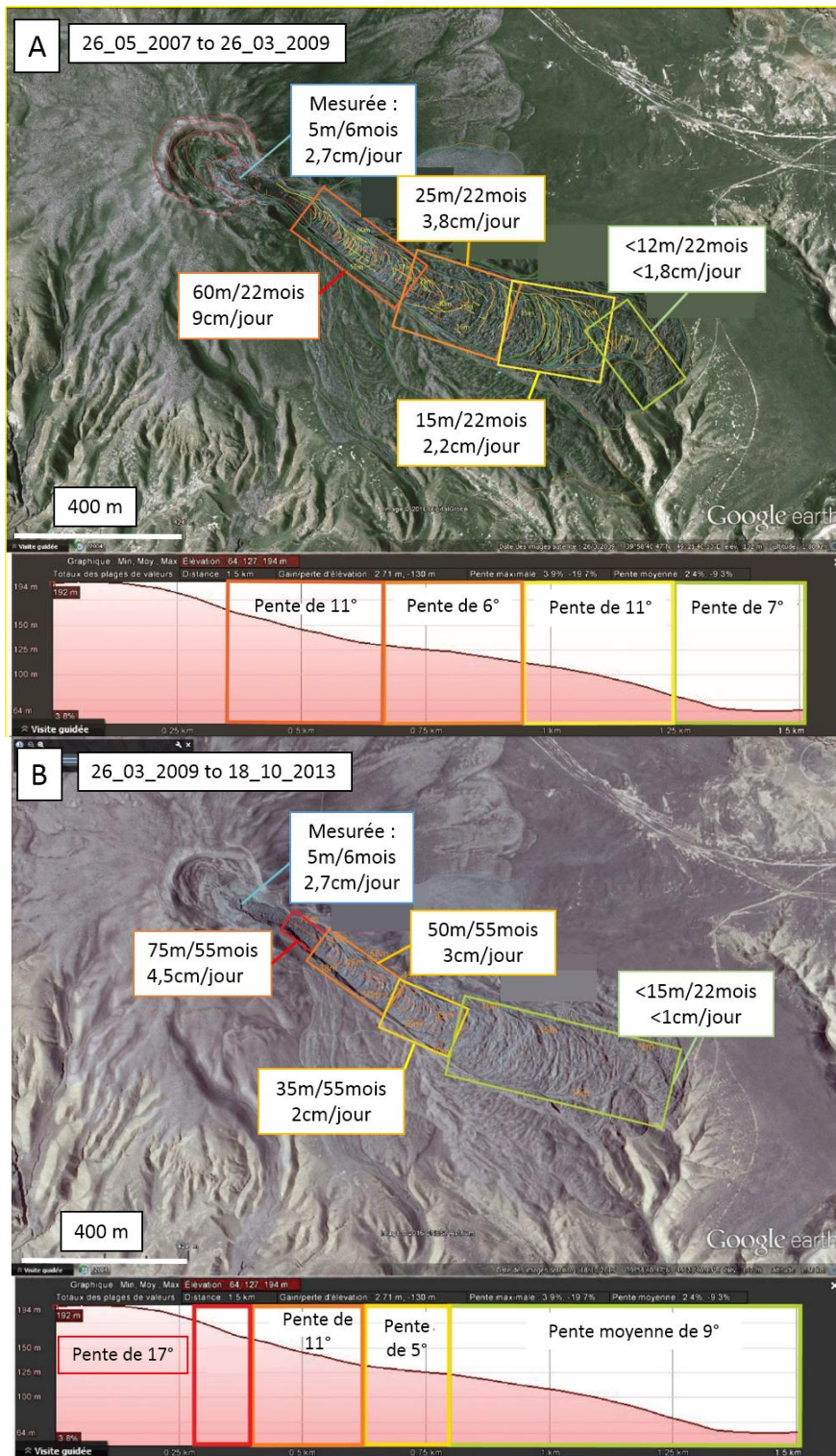


Figure 4-49: Différents vecteurs de déplacements pour les périodes : A : du 26 mai 2007 au 26 mars 2009, B : du 26 mars 2009 au 18 octobre 2013.

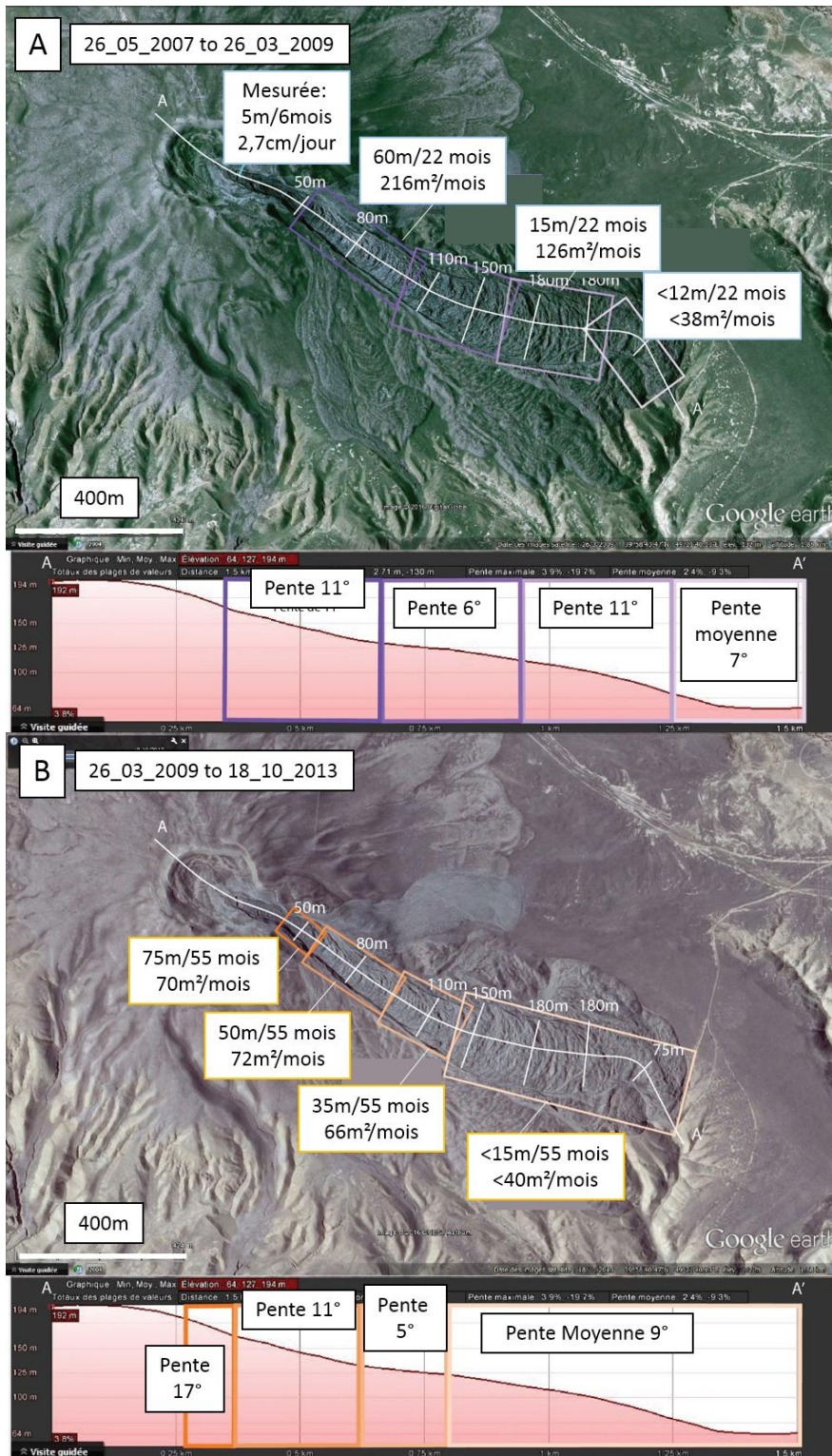


Figure 4-50: Flux de matières observés sur la coulée du Koturdag pour les périodes : A : du 26 mai 2007 au 26 mars 2009, B : du 26 mars 2009 au 18 octobre 2013.

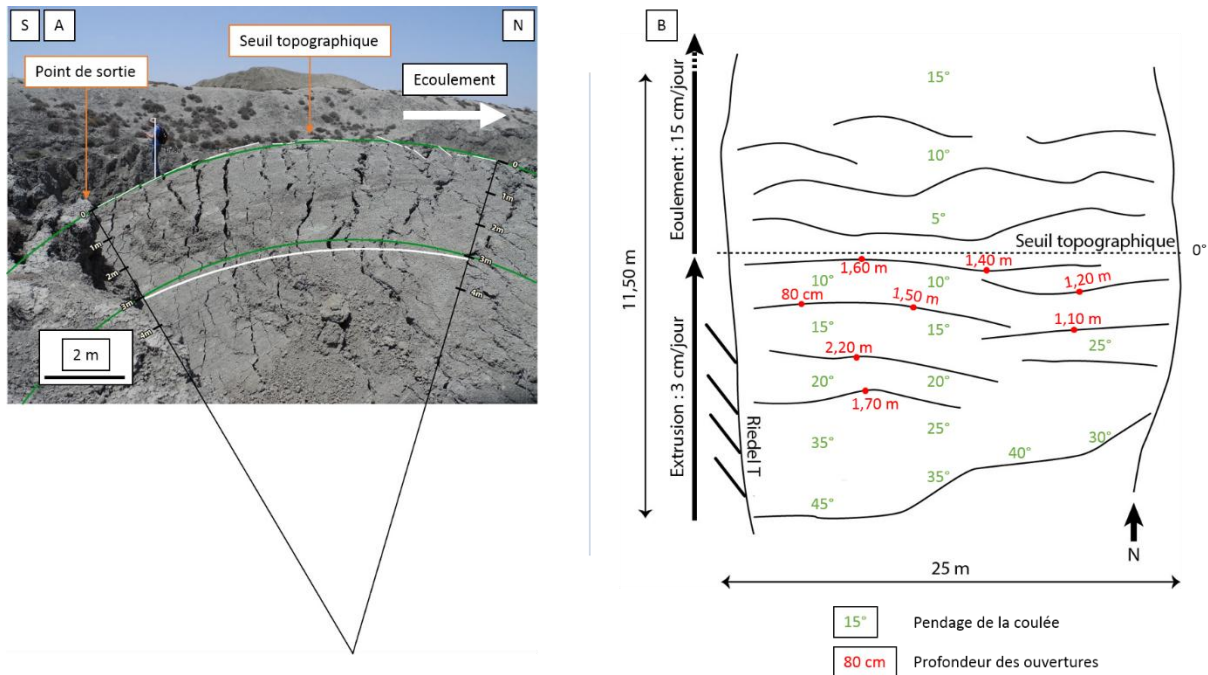


Figure 4-51: Calcul de l'épaisseur minimum de la coulée, A : Méthode des arcs concentriques, B: Estimation des profondeurs de failles pour atteindre la ligne neutre.

Le flux de matière n'est pas constant au cours des 11 années étudiées. Pour la première période, les flux de matières sont décroissants de l'amont de la coulée vers l'aval avec des valeurs allant de 216 m²/mois à moins de 38 m²/mois (Figure 4-50). Pour la seconde période étudiée au contraire les flux sont très cohérents avec des valeurs de l'ordre de 70 m²/mois pour toute la coulée.

Le Bozdag, un édifice conique à galettes

Le Bozdag est un volcan culminant à une altitude de 300 m pour un diamètre à la base de 3 km environ. Cet édifice à une morphologie de cône. Des coulées de boue sont visibles au NE de l'édifice qui couvrent des surfaces de l'ordre du kilomètre carré (Figure 4-52). Certaines de ces coulées se recoupent, permettant de définir leur chronologie de mise en place. Les flancs du Bozdag-Guzdag sont constitués de matériel argileux homogène, aucune structure n'y a été observée au cours de nos missions de terrain. Ces flancs sont constitués de matériel homogène car formés par accumulation de coulées de boues recouvrant une structure préexistante. Les flancs ont une pente d'environ 15° et sont érodés par les eaux météoriques formant un réseau hydrographique. La dernière coulée perce la caldera et s'écoule sur une distance d'environ 1,5 km. Il est possible de suivre les contours des anciennes coulées, et de définir leurs chronologies. Le point d'extrusion du matériel formant les coulées se trouve dans la caldera dont la largeur est de 500 m avec des flancs qui montrent des structures concentriques, notamment dans la partie NW (Figure 4-52). Le point d'émission actuel est excentré dans cette caldera. On observe une accumulation de galettes de boue, larges d'environ 200 m.

Les flancs des ravins de l'édifice sont composés en grande partie de brèches. On observe quelques affleurements montrant d'autres structures dans ces ravins. Au premier

affleurement, situé 400 m au SW du cratère (Figure 4-52), on observe un banc de conglomérats de 20 cm d'épaisseur qui montre une stratification orientée N078, pendage 16°N. Le banc de conglomérat se poursuit dans les autres ravins au nord avec la même stratification. Dans certains ravins, on peut mieux apprécier son épaisseur, qui est environ de 1 m. Il s'agit d'un conglomérat de type lumachelle avec une grande concentration de clastes de coquillages, de galets. 500 m plus au sud (Figure 4-52) on observe un second affleurement constitué d'argiles feuilletées montrant une stratification N033, pendage 25°SE. Le banc de conglomérat n'est plus visible. On observe la même stratification plus loin dans ce ravin. Au nord de l'édifice (Figure 4-52), on trouve un banc de 1,50 m d'épaisseur avec des structures de charges à la base. Ce banc a une stratification N045, pendage 20°SE. En bordure du volcan, 1 km au sud-est du cratère (Figure 4-52), un affleurement nous indique une stratification orientée N028, pendage 25°SE.

En résumé, un banc de conglomérat affleurant à 400 m du cratère montre une stratification différente des autres affleurements observés dans les ravins de cet édifice. Il s'agit du seul affleurement de matériel autre que de la brèche de boue proche du sommet du volcan ; les autres affleurements sont observés plus loin du centre de l'édifice, plutôt à un kilomètre du point d'extrusion, en limite des flancs du volcan. Ces autres affleurements nous montrent tous une stratification régulière environ N030, pendage 25°SE qui correspond à la stratification observée en dehors du volcan. Nous interprétons ce matériel comme du substratum à l'affleurement.

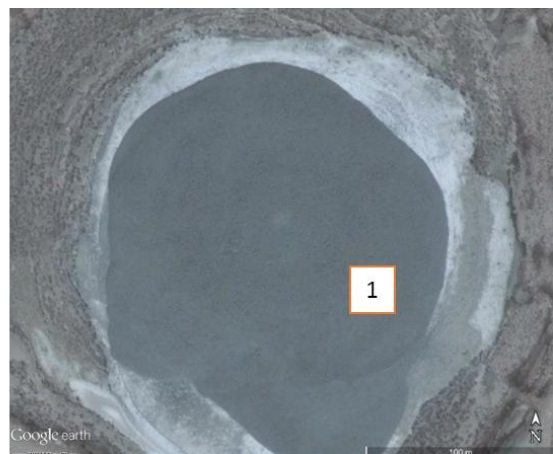


Figure 4-52: Photographie satellite (Google Earth) montrant les différentes mesures de pendages obtenues sur le Bozdag.

Plusieurs galettes de boue se superposent dans la caldera du Bozdag (Figure 4-53). La dernière galette est presque parfaitement circulaire pour un diamètre de 110 m (galette n°2 sur Figure 4-53) et s'est mise en place entre le 12 avril 2014 et le 25 août 2014 (Figure 4-53). La surface de cette dernière galette est plane avec une zone à trois gryphons de taille de l'ordre de 20 cm de haut. La galette n°1 s'est mise en place entre le 07 septembre 2013 et le 09 octobre 2013 (Figure 4-53). Lors de son extrusion, cette précédente galette montrait une morphologie non circulaire avec une largeur de l'ordre de 170 m et une surface topographique plane. Aujourd'hui, on observe que la galette n°2 a une surface topographique plane et repose sur la galette n°1 qui a maintenant une surface déformée. Autour de la galette n°2, la morphologie de surface de la galette n°1 a changé et montre aujourd'hui des failles décrochantes bien visibles sur la moitié est de la coulée. Elles sont organisées de façon concentrique mais en périphérie de la coulée (Figure 4-54). Ces failles s'organisent avec les structures chevauchantes, à vergence externe, visibles dans la moitié ouest de la galette n°1. Il y a un décalage avec une différence d'altitude de l'ordre du mètre entre les deux blocs de part et d'autre du chevauchement. La galette n°1 est soumise à une contrainte radiale qui se traduit par ces chevauchements à vergence externe vers le NW et des failles décrochantes sur le reste du pourtour.



07 septembre 2014



12 avril 2014



25 août 2014

Figure 4-53: Photographies satellites (Google Earth) montrant l'évolution de morphologie de surface de la caldera du Bozdag. La galette s'est mise en place entre le 07 septembre 2014 et le 12 avril 2014, la galette 2 entre le 12 avril 2014 et le 25 août 2014.

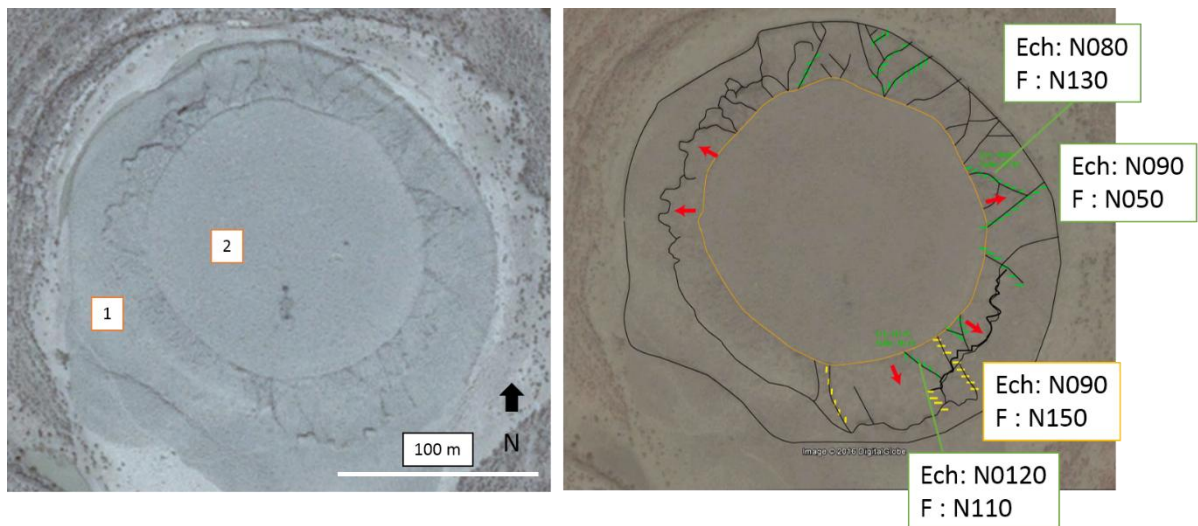


Figure 4-54: Photos satellites (Google Earth) représentant la morphologie des galettes de boue présentes dans la caldera du volcan Bozdag. La dernière galette (n°2) à morphologie circulaire repose sur la galette précédente (n°1) déformée par des failles de décrochement à l'est et par des chevauchements à l'ouest.

Atbulak, un cône haut et percé

L'Atbulak est un volcan culminant à une altitude de 180 m. Cet édifice est elliptique avec un grand axe NW-SE de 3 km de long et un petit axe NE-SW de 2 km de long. Les flancs sont constitués de brèche avec une pente de l'ordre de 30° et montrent un réseau hydrographique développé (Figure 4-55). La brèche est constituée de matériel hétérogène avec des blocs allant jusqu'à 1m de diamètre.

Le sommet de ce volcan est constitué d'une caldera elliptique (800 m x 500 m) qui couvre la moitié SE de la surface de l'édifice. La moitié NW est constituée de matériel argileux ayant subi une érosion importante. Aucun indice de structure n'a été trouvé dans les ravins de cette moitié NW. Le point d'émission de ce volcan est excentré, il se trouve en terminaison SE de la caldera. Les murs nord et sud de la caldera sont structurés en gradins concentriques d'1 m de haut et de large. La partie ouest de la caldera est en dépression, formant un lac à morphologie en croissant qui ceinture le relief au-dessus du point d'émission de la dernière coulée.

La dernière coulée de boue suit le chemin d'écoulement emprunté par d'autres coulées et se déverse sur une distance de plus de 2 km vers le NE pour former un lobe d'une surface d'environ 1 km² (Figure 4-55). Au moins deux coulées sont sorties par le même point d'émission. Ces deux coulées forment des lobes de surface équivalente. La coulée la plus ancienne montre un réseau hydrographique plus dense que la coulée la plus récente.

Une coulée est visible au sud de l'édifice, elle apparaît également ancienne, le réseau hydrographique y est dense.

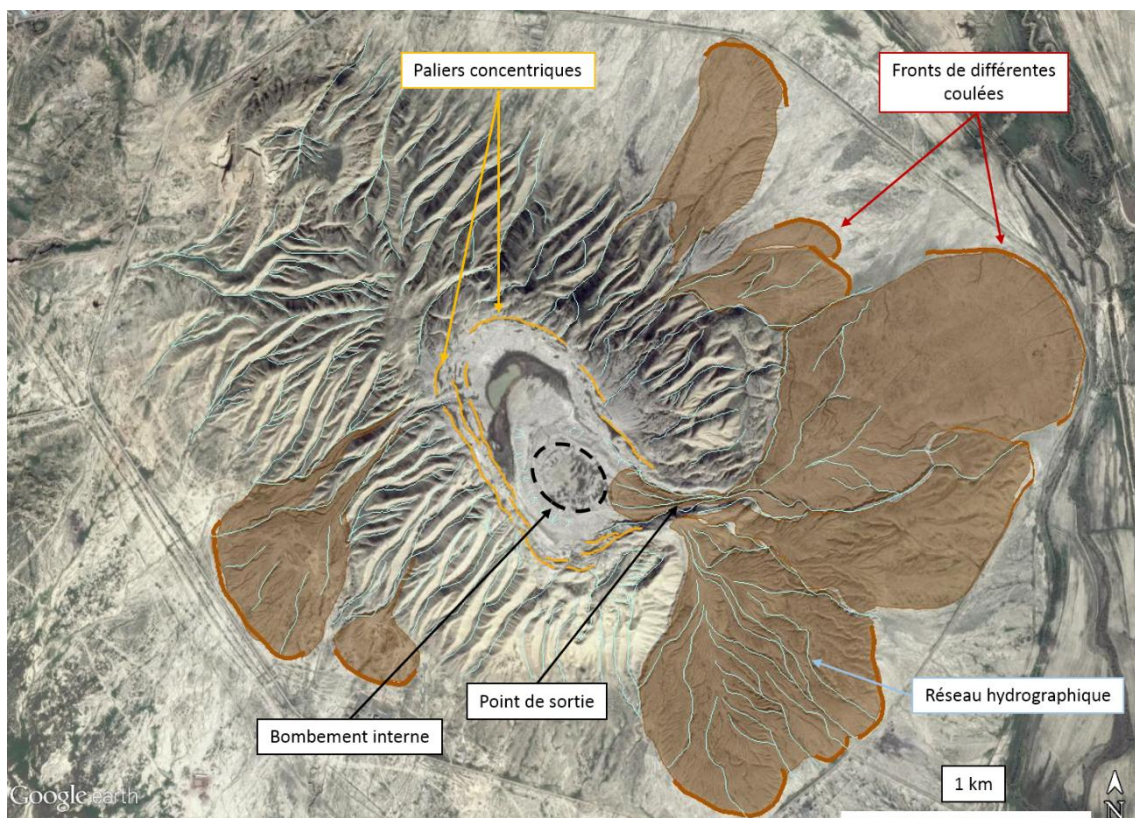


Figure 4-55: Photographie satellite de l'Atbulak montrant les différentes coulées de boue et les structures concentriques le long des murs de la caldera.

Manifestations de surface des volcans de boue

Les volcans de boue sont des édifices montrant des phases actives provoquant des éruptions de gaz et de matériel argileux, ces phases actives sont courtes et espacées dans le temps (Deville, 2009). Les phases calmes sont également marquées par des sorties de matériel (boue, gaz et huile) mais impliquant des volumes plus faibles, permettant la mise en place des « manifestations de surface », soit des édifices à plus petites échelles (conversation personnelle avec A. Aliyev, *Geological Institut of Azerbaijan*). Nous répertorions ici les manifestations de surface étudiées.

Dashgil

Le Dashgil est un volcan de boue situé à environ 50 km au sud-est de Bakou (latitude : 39°59'45''N, Longitude : 49°24'10''E) (Jakubov et al., 1971). Ce volcan est l'un des plus étudié d'Azerbaïdjan (Hovland et al., 1997 ; Kopf et al., 2009 ; Kim et al., 2013).

Ce volcan culmine à une hauteur de 150 m au-dessus du niveau de la mer et possède un diamètre d'environ 2 km. Sur son sommet se trouve une zone de 100 m de large dans laquelle sont regroupés une soixantaine de gryphons plus à activité variée avec des tailles allant de quelques centimètres à 3 m de haut. 200 m à l'est de cette zone à gryphons se situe un gryphon plus imposant de 5 m de haut pour 15 m de large avec à son sommet une chambre de boue marquée par des rides concentriques. Une grande salsa est située environ 50 m au sud de ce gryphon. Cette salsa a un diamètre d'environ 20 m et montre différents points d'arrivée de gaz. Encore 50 m au sud de cette salsa se trouve un alignement de

chalumeaux formant une ride de 200 m de long orientée E-W. 50 m à l'est se trouve une seconde salsa également active de 15 m de diamètre environ. Ces objets correspondent à la surface du sommet du Dashgil. Le reste de l'édifice est formé d'anciennes coulées qui s'épanchent de façon radiale excepté vers l'ouest où elles sont bloquées par le relief topographique. Il est possible d'identifier la plupart des coulées et de faire une chronologie de leurs dépôts (Figure 4-56, Mazzini et al., 2009). Ces coulées sont fortement érodées par les précipitations d'où un réseau hydrographique complexe formant les ravins.

Les précipitations ont incisé des ravins autour du Dashgil. Dans le ravin situé dans la continuité du relief linéaire constitué de roches à faciès de brique, on retrouve quelques chalumeaux. L'exploration des ravins montre que le relief est entièrement constitué de boue. Aucun indice structural n'a pu être identifié dans les ravins.

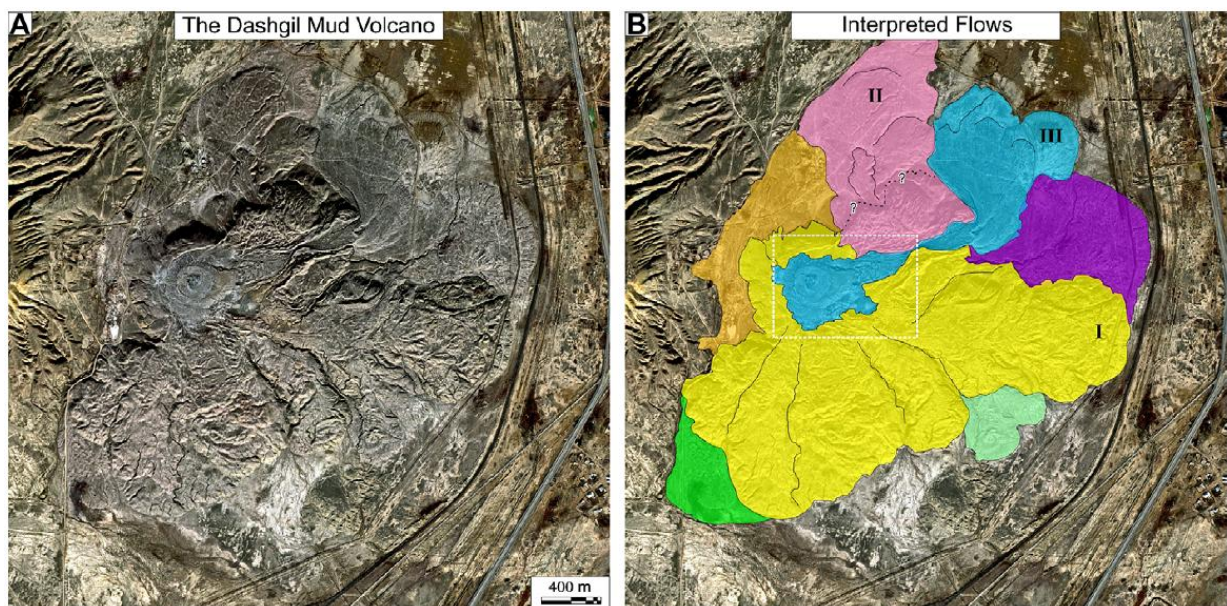


Figure 4-56: A: Photo satellite du Dashgil ; B : Différentes phases successives d'éruption du Dashgil (d'après Mazzini et al., 2009).

De la stratification est visible sur photographies satellite environ 1,5 km au N-E du sommet du Dashgil (Figure 4-57A). Sur le terrain on observe que cette stratification est très redressée avec une direction de N100 (Figure 4-57B), pendage 80°N. Localement, un remplissage sédimentaire pourrait correspondre à un chenal (Figure 4-57C), indiquant la base de la série vers le sud.

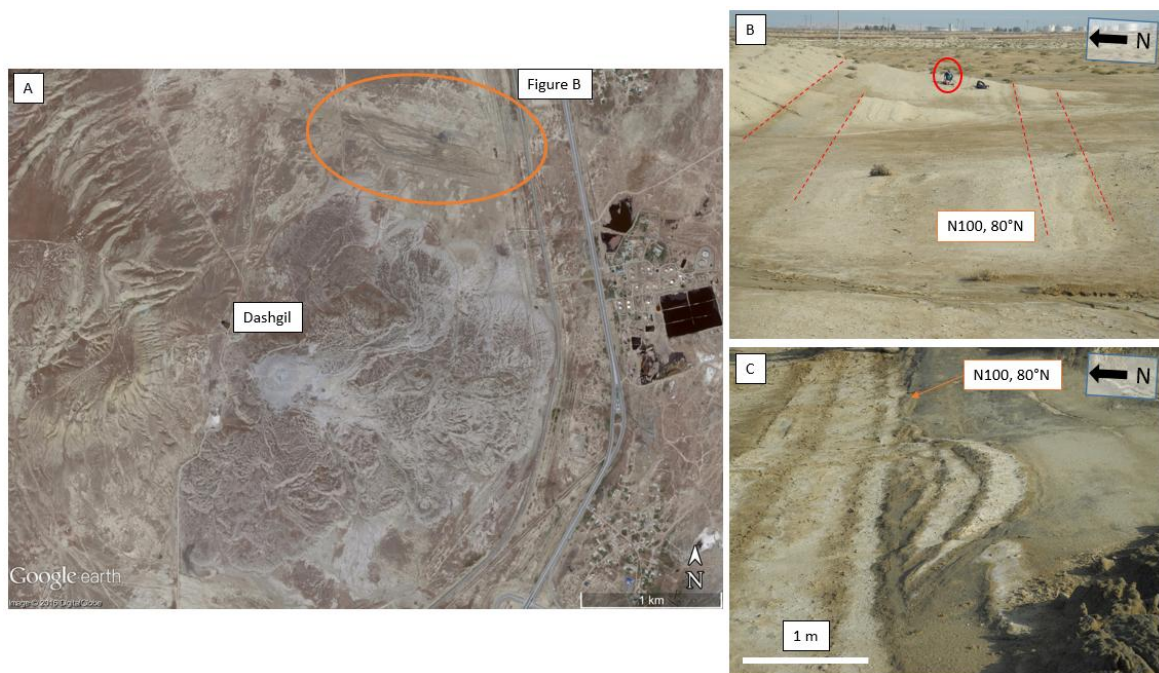


Figure 4-57: A: Photographie satellites montrant la morphologie du Dashgil et la localisation des figures 54B et 54C, B: Stratification observées au NE du Dashgil, C : Chenal indiquant la polarité des couches, ici le sommet est vers le nord.

A l'ouest du Dashgil commence un relief qui correspond, selon la carte géologique, à la terminaison est d'une structure anticlinale à cœur Miocène (Figure 2-4). Cet anticlinal a subi une érosion, la stratification composant le cœur de cet anticlinal est visible depuis le sommet du Dashgil. La terminaison est de cet anticlinal a été érodée là où s'est mis en place le Dashgil. Cet anticlinal se propage ensuite vers l'ouest.

Pirkulu

Le Pirkulu est situé à environ 100 km au NW de Bakou (localisation Figure 4-23). Il repose sur des séries du Crétacé. Nous avons visité cet édifice dans le but de prélever des échantillons pour analyses géochimiques de la boue du seul édifice reposant sur des séries aussi anciennes. Ce volcan présente la morphologie d'un glissement de terrain avec une coulée de boue de 50 m de large et de 300 m de long situé à flanc de colline. On observe quelques gryphons actifs à proximité du point de sortie de la coulée. Il y a également quelques gryphons sur la coulée. Les mesures faites sur ces gryphons montrent des valeurs de conductivité de la boue comprises entre 6,83 et 18,4 exprimées en mS/cm. Les valeurs de température sont de l'ordre de 15°C et les valeurs de pH de l'ordre de 8. On observe une certaine homogénéité des valeurs où que soit faite la mesure, sur la coulée ou en dehors.

Pirekeshkul

Le Pirekeshkul correspond à un alignement d'une vingtaine de gryphons ayant des hauteurs de l'ordre de 2 m sur une distance de 200 m (Figure 4-58), orientés N160, certains de ces gryphons sont actifs. La boue émanant de ces gryphons montre une masse volumique variant de 982.58 kg/m³ pour le liquide de surface (contenant une quantité d'huile importante) à 1186.3 kg/m³.

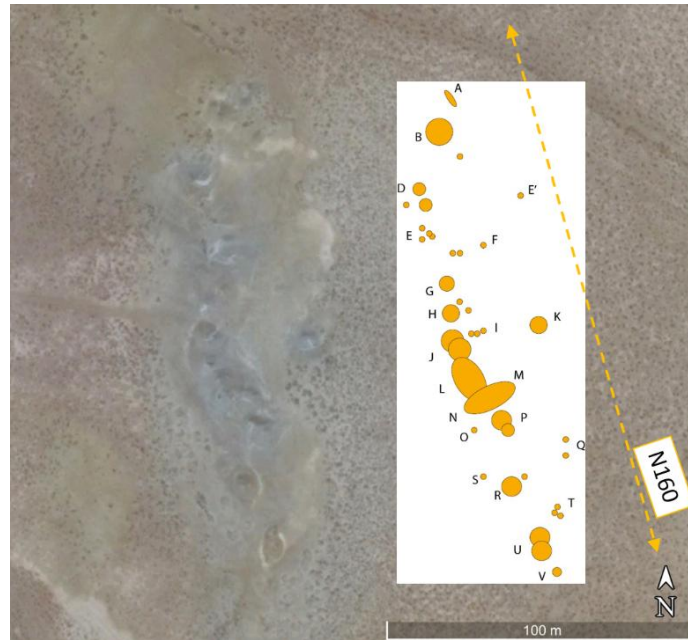


Figure 4-58: Photographie satellite (Google Earth) et schéma représentant l'alignement N160 des gryphons du site Pirekeshkul.

Yeux Bleus

La zone des Yeux Bleus se situe à 5 kilomètres à l'est de l'AA, le long du même anticlinal (Figure 4-23). Cette zone de 4 km de long et de 1 km de large est orientée E-W (Figure 4-59). Elle regroupe plusieurs petits édifices dont le diamètre est de l'ordre de 200 m. Il y a un ensemble de trois édifices à l'extrémité ouest qui couvrent une surface de 0,8 km². Ces galettes ont une morphologie légèrement bombée pour une hauteur d'environ 1 m. La surface de ces galettes est asséchée, il n'y a aucun signe d'activité. Des dépressions concentriques remplies d'huile et recouvertes de cristallisation de sel (blanc sur la Figure 4-59) se développent autour de ces galettes. On observe une quatrième galette à environ 500 m à l'est. Encore 500 m plus à l'est, on trouve plusieurs édifices à morphologies coniques avec les flancs couverts de coulées de boue. Ces édifices coniques ont une hauteur de l'ordre de 5 m pour des largeurs d'environ 60m.

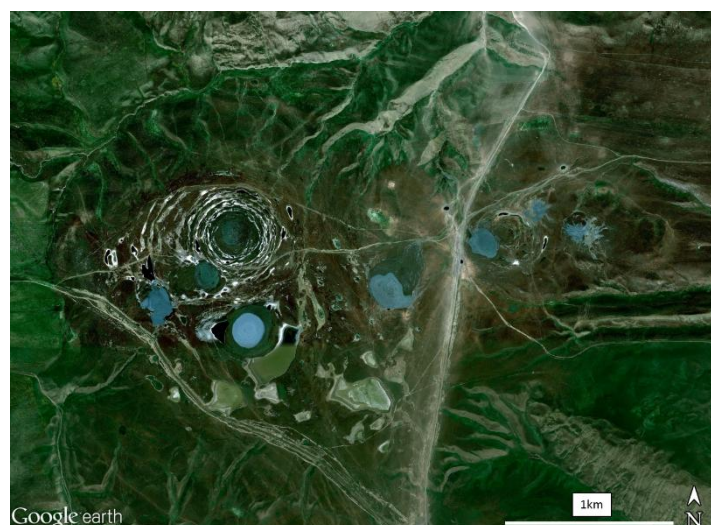


Figure 4-59 : Photographie satellites montrant la morphologie du site des Yeux Bleus, localisé Figure 4-23.

Différents matériaux

Nous avons mesuré les températures, conductivités, pH du matériel expulsé par les différentes manifestations de surface de certains volcans de boue. La totalité des valeurs sont fournies en annexes. En moyenne, la boue qui arrive en surface montre une température environ équivalente à la température ambiante (Figure 1-19), un pH autour de 8 et des valeurs de conductivité variées allant de 5 à 30 mS/cm. Nous avons mesuré la viscosité de la boue pour les volcans Pirekeshkul, Ayaz Aktharma, les Yeux Bleus, la boue du conduit d'une salse au sud-ouest du Koturdag, une salse du Durovdag et un gryphon du Durovdag. Les mesures de viscosité permettent de remonter à la viscosité plastique du matériau. Il est possible de définir un graphique représentant la contrainte cisailante appliquée par rapport au taux de cisaillement qui montre deux types de comportement (Figure 4-60). On observe que la boue provenant d'un gryphon des Yeux bleus, celle provenant d'un gryphon du Dashgil et d'une salsa du Dashgil montrent des comportements quasi Newtonien soit une vitesse de déformation qui augmente de façon linéaire avec la contrainte. Les boues provenant du SW Koturdag, du Pirekeshkul et de l'Ayaz Aktharma montrent, quant à elles, un comportement de fluide de type Bingham (voire rhéofluidisant pour l'AA et le Koturdag) soit un fluide nécessitant une contrainte minimum avant de commencer à se déformer et qui subit ensuite une déformation proportionnelle à la contrainte appliquée (Kodja, 2008).

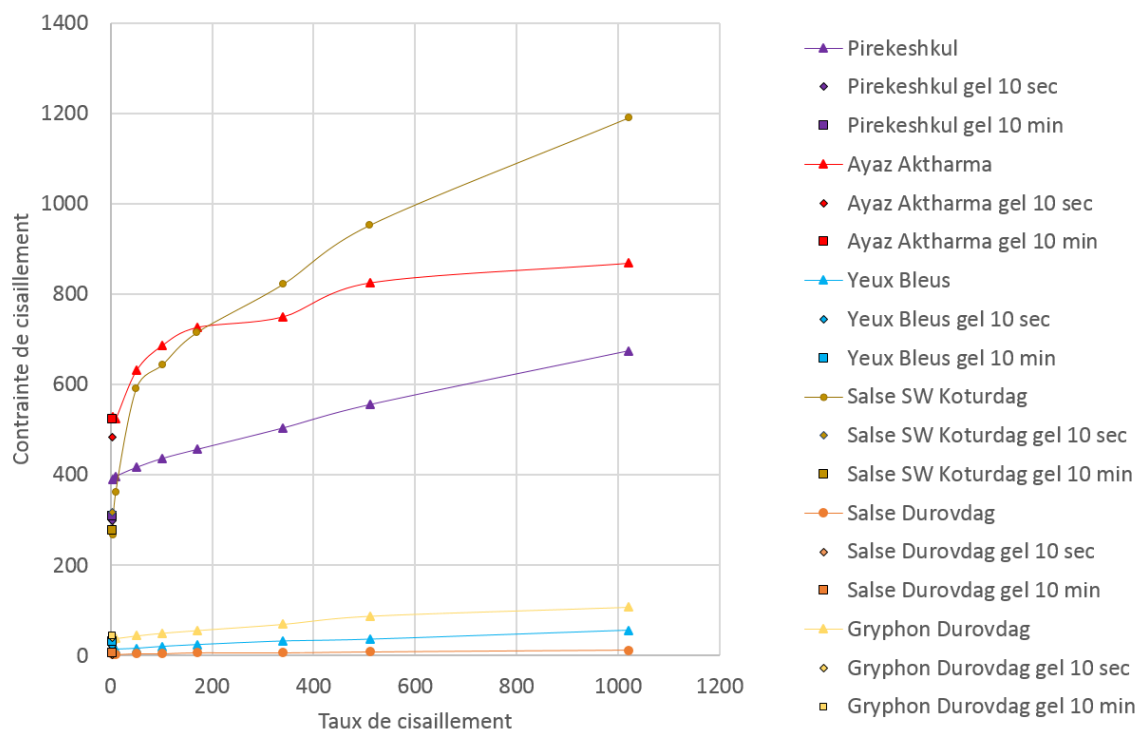


Figure 4-60: Graphique représentant la contrainte de cisaillement en fonction du taux de cisaillement appliqué, certains échantillons ont un comportement presque Newtonien, d'autres plutôt de type Bingham.

Indicateurs géochimiques : indices de profondeurs des sources

Cette partie regroupe les résultats de tests de minéralogie des argiles présentes dans la boue ainsi que les résultats d'analyses géochimiques de quelques volcans échantillonnés en Azerbaïdjan pendant des missions de terrain de mai 2014 et de mai 2016. Nous avons mesuré la granulométrie de ces boues. La minéralogie des argiles a été mesurée par analyse au diffractomètre à rayons X (DRX). Nous analysons également la chimie des fluides constituant cette boue, soit l'eau et les gaz. Nous analysons également l'isotopie de l'eau et celle du gaz (voir Chapitre Données et Méthodologies).

Nous avons prélevé des échantillons de boue et de gaz sur différents édifices situés le long d'un transect NS localisé dans la région riche en volcan de boue de la côte Azérie : le Pirkulu, le Pirekeshkul, le Bozdag, l'Ayaz Aktharma, les Yeux Bleus, le Toragay, le Dashgil, le Koturdag, la Pointe 4, le Qilic, le Durovdag (voir les localisations sur la Figure 4-23).

Nous avons étudié la composition chimique de l'eau composant la boue ainsi que l'isotopie de l'eau sur les édifices où de la boue a été prélevée : le Pirekeshkul (2 prélèvements), les Yeux Bleus, le Bozdag, le Dashgil, le Koturdag, le Toragay, le Qilic, le Durovdag. L'étude isotopique des fluides composants la boue des volcans n'a pu être faite que sur quatre édifices. Ces analyses nécessitent des outils de prélèvements coûteux et fragiles (des ampoules sous vide) qu'il est difficile de transporter, deux ampoules ont été détruites pendant le voyage sur les 6 apportées. Nous avons pu recueillir les prélèvements des édifices suivants : les Yeux Bleus, le Dashgil, le Koturdag et le Durovdag.

L'analyse de composition en gaz dissous et l'étude isotopique des gaz a pu être faite sur trois édifices : les Yeux bleus, le Dashgil, le Durovdag. Un problème d'étanchéité a induit une concentration trop faible en C₂, C₃ et C₄, rendant l'analyse du δD (CH₄) impossible pour l'échantillon Durovdag.

Les études minéralogiques et granulométriques ont été faites sur un petit panel de six volcans de boue localisés le long du même transect. Nous avons échantillonné du nord au sud : le Pirkulu, l'Ayaz Aktharma, les Yeux Bleus (2 prélèvements), le Dashgil, la Pointe 4 et le Durovdag.

Minéralogie et granulométrie : sources des argiles

Les granulométries sont très similaires pour tous les édifices échantillonnés. L'analyse granulométrique permet de définir les silts comme composant majeur de la boue (entre 90 et 95%), les argiles représentent autour de 5% de la composition des boues (Figure 4-61). Les édifices des Yeux Bleus, la Pointe 4 et l'Ayaz Aktharma montrent des concentrations légèrement supérieures en sables très fins (de l'ordre de 5%) par rapport aux édifices Pirkulu, Dashgil et Durovdag et une taille moyenne de grain supérieure. Les modes granulométriques sont équivalents pour tous les édifices échantillonnées, soit autour de 8 μm (Figure 4-62). Les graphiques sont fournis en annexe

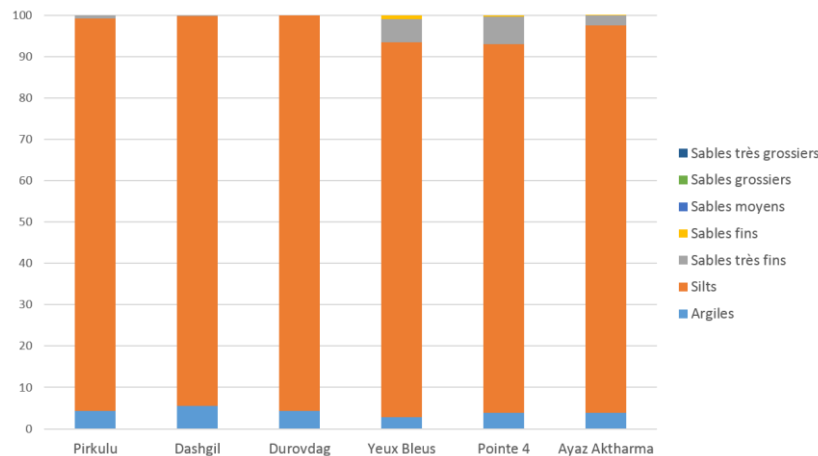


Figure 4-61: Composition granulométrique des boues provenant de six édifices volcaniques d'Azerbaïdjan. On observe pour tous les échantillons une partie principale composée de silts.

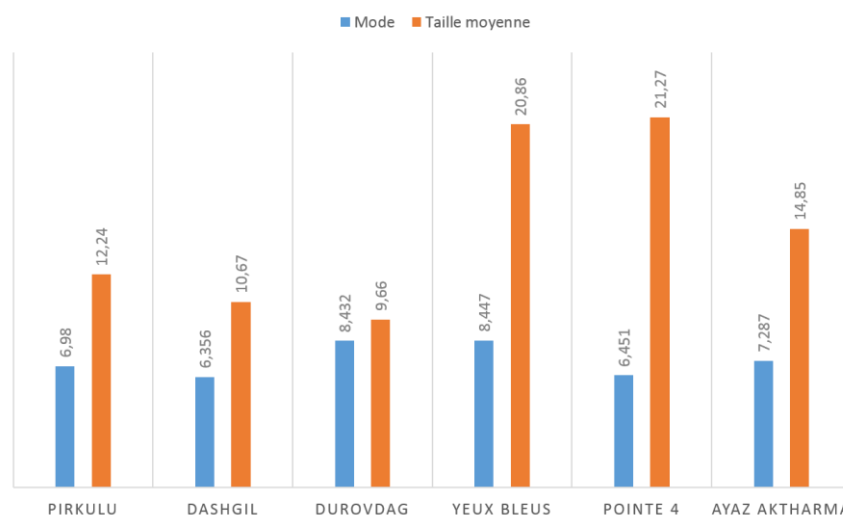


Figure 4-62: Mode granulométrique et taille de grains moyenne de la boue de six édifices volcaniques d'Azerbaïdjan.

Les diffractogrammes ainsi que les mesures d'intensité et d'aires sont fournis en annexe. Il est possible de regrouper les résultats en deux familles à compositions semblables (Figure 4-61 & Figure 4-62). Une première famille regroupe les édifices Pirkulu, Dashgil et Ayaz Aktharma, elle est composée d'environ :

- 25% de smectite (ou interstratifiés riches en smectite)
- 50% d'illite
- 10% de kaolinite
- 15% de chlorite

Une seconde famille regroupe les édifices Yeux Bleus, Pointe 4 et Durovdag, elle est composée d'environ :

- 80% de smectite (ou interstratifiés riches en smectite)
- 10% d'illite
- 5% de kaolinite
- 5% de chlorite

Notons toutefois que l’Ayaz Aktharma montre une minéralogie légèrement différente avec 11% de smectite (ou interstratifiés riches en smectite), 60% d’illite, 10 de kaolinite et 19% de chlorite.

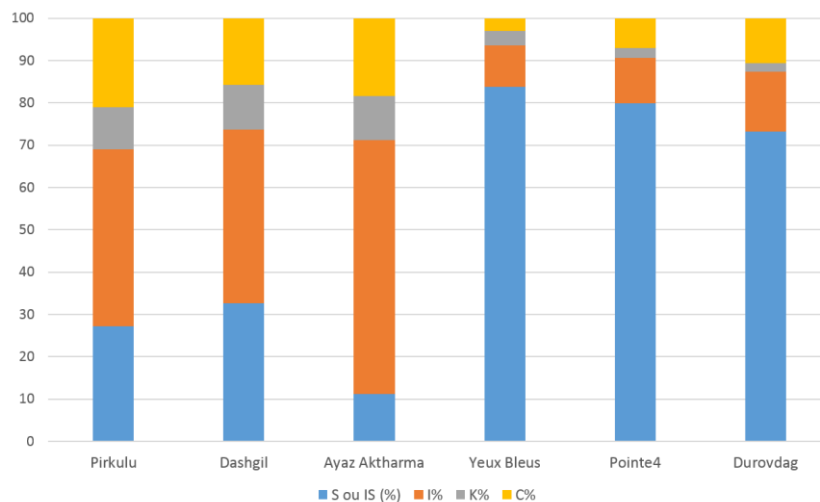


Figure 4-63: Composition minéralogique des argiles de la boue de six édifices volcaniques d'Azerbaïdjan. S correspondent aux smectites, IS aux interstratifiés Illite-Smectite, I pour l’illite, K à la kaolinite et C à la chlorite.

Certains édifices n’ayant pas de rapport géographique (voir les localisations Figure 4-23) ou géologiquement (en se basant sur leur substratum, Figure 2-3) montrent pourtant des compositions minéralogiques et granulométriques cohérentes (Figure 4-61 & Figure 4-62). On observe au contraire que les édifices AA et les Yeux Bleus sont très proches géographiquement mais montrent des compositions différentes.

Eaux, un mélange de plusieurs niveaux

Des eaux extraites de la boue extrudée par les volcans échantillonnées ont été analysées afin de connaître leurs compositions chimiques et isotopiques. Les sites échantillonnés sont les suivants : le Pirkulu, le Pirekeshkul (1 prélèvement en surface et 1 prélèvement à environ 50 cm de profondeur dans un gryphon), le Bozdag, les Yeux Bleus, le Qilic, le Toragay, le Dashgil (prélèvements faits en surface de 2 salse), le Koturdag et une salse située à 500 m au SW du Koturdag (Tableau 1).

Nous avons mesuré les teneurs en éléments principaux en laboratoire et les valeurs de pH, de conductivité et de température in-situ.

Les analyses isotopiques permettent de mesurer le δO^{18} de l’oxygène dans l’eau qui compose la boue de certains des volcans échantillonnés (soit le rapport de concentrations entre l’oxygène 18 et l’oxygène 16), ainsi que le δD de l’hydrogène dans les eaux constituant la boue des édifices Yeux Bleus, Dashgil, Koturdag et Durovdag (soit le rapport de concentrations du deutérium H^2 sur l’hydrogène H^1), (Tableau 1).

mg/L	Toragay	Qilic	Bozdag	Pirekeshkul shallow	Pirekeshkul deep	Salsa	Koturdag	Koturdag	Dashgil Gde Salsa	Yeux Bleus	Durovdag
Na+	3915	5845	4169	7293	5290	8683	6820	8495	9283	4420	12400
K+	14	51	26	40	30	42	32	21	75	21	42
Ca++	10	15	11	< 1	< 1	9,6	13	8	233	60	8
Mg++	19	93	18	5,5	9,2	50	113	61	318	20	34
CO3 - -		734									
HCO3 -											
SO4 - -	25	5,8	124	816	395	1538	34	4,3	3,5	209	3,8
Cl -	3711	6551	4938	4941	3365	10894	8479	11720	15529	3962	18712
Li+	2,3	2,5	0,65	0,54	0,5	0,48	0,56	0,51	0,33		0,14
Sr++	4,9	4,8	3,6	0,41	0,56	6,2	10	8,9	34	0,46	21
Ba++	6,4	3,4	0,56	0,15	0,32	0,15	6,9	1,7	12	0,47	5
Fe	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0,31	0,43	< 0.1	0,12	<0.1	0,33	0,2	< 0.1
Bore	208	177	246	225	207	166	87	128	78	0,58	97
Si	5,1	8,9	4,9	4,4	8,3	1,07	6	2,9	5,4	< 0.05	5,9
F -											
Br-	23	49	22	26	18	80	70	84	77	35	65
I-											
NO3--											
HPO4 - -											
S- -											
δD (0/00 vs SMOW)								6,8	-13,3	0,3	-23,12
δ ¹⁸ O (0/00 vs SMOW)								2,1	3,1	2,9	2,1
⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr											

Tableau 1: Composition chimique et isotopique des eaux de certains volcans de boue d'Azerbaïdjan.

:

Nous représentons le rapport Cl/Br en fonction de la concentration en Cl (Figure 4-64). Il est possible de reporter une courbe standard sur ce graphe qui correspond à la composition d'une eau de mer à différents stades d'évaporation et de comparer les compositions en Cl et Br de nos échantillons en fonction de ces concentrations critiques. Sur ce graphe est reportée la courbe standard de la mer ouverte, différente de la Mer Caspienne, toutefois, la première partie de la courbe correspond à un rapport Cl/Br constant de 288 (valeur standard) ; pour la mer Caspienne, cette valeur est de 290 (Lavrushin et al., 2015), très proche de celle d'une mer ouverte, nous considérons cette courbe comme applicable pour notre étude.

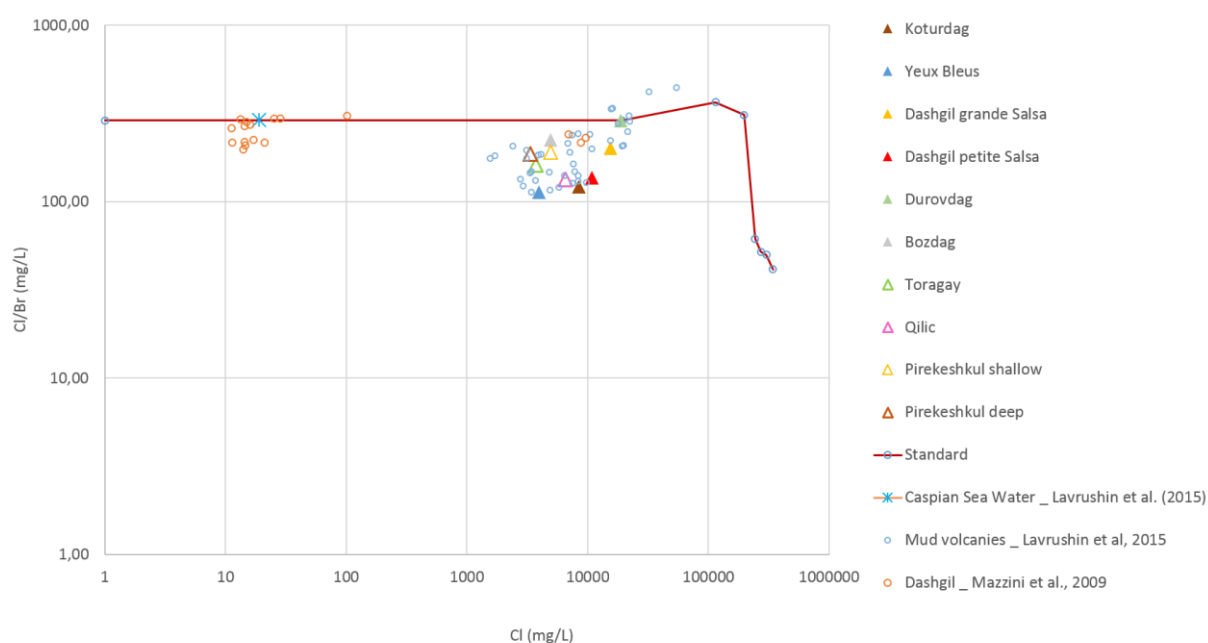


Figure 4-64: Diagramme représentant les rapports Cl/Br versus Cl des édifices volcaniques d'Azerbaïdjan comparés à des données de littérature.

Sur ce graphique, le Durovdag se trouve sur la courbe standard, l'eau constituant la boue de cet édifice a une composition similaire à celle de l'eau de mer. Les autres volcans montrent un rapport Cl/Br plus faible et des concentrations en chlore comprises entre 3000 et 19000 mg/L. Nos valeurs se trouvent dans l'ordre de grandeur des valeurs mesurées par Lavrushin et al. (2015) pour des volcans de boue d'Azerbaïdjan. On observe des valeurs avec une concentration en chlore plus faibles renseignées par Mazzini et al (2009) sur différents points d'émission tous localisés sur le Dashgil (pools, gryphons et salse). Ces valeurs se trouvent proches de la composition de la mer Caspienne (Lavrushin et al., 2015).

Isotopie de l'eau

Nos analyses isotopiques portent sur le δO^{18} et le δD des eaux, les valeurs mesurées sont résumées dans le Tableau 1. Ces données sont utilisables en les positionnant dans différents graphiques que nous développons ensuite.

Les données sont observables sur un graphe δD en fonction du δO^{18} (Figure 4-65). Nous reportons sur ce graphe la Global Meteoric Water Line (GMWL). Nous ajoutons certaines valeurs de la littérature concernant des volcans de boue d'Azerbaïdjan (Clauer et al, 1998 ; Mazzini et al, 2009 ; Lavrushin et al., 2015). Les valeurs d' « eaux libres » de Clauer et al. (1998) forment une droite de pente 5 avec les valeurs d' « eaux continentales ». Les eaux continentales correspondent à de l'eau météorique située sur la GWML, les eaux libres correspondent à cette même eau ayant subi une évaporation. Nos points du Dashgil et du Durovdag se trouvent dans la continuité de ces valeurs et se rapprochent des valeurs annoncées par Mazzini et al. (2009) pour les eaux de salse localisées sur le Dashgil, soit un δO^{18} compris entre +2‰ et +4‰ et un δD compris entre 0‰ et -30‰. On observe ainsi que l'eau constituant la boue du Dashgil et du Durovdag a une composition d'eau météorique ayant subi une évaporation. Les valeurs du Koturdag et des Yeux Bleus montrent un δD plus fort autour de +5‰ et sont situés entre la courbe d'évaporation et la GMWL. Les valeurs de δO^{18} publiées par Mazzini et al. (2009) et Lavrushin et al. (2015) sont plus élevées que celles de nos mesures et tendent vers des valeurs de +8‰, ce qui correspond à la signature des eaux de formations des argiles (Girard & Fouillac, 1995). Ce graphe permet d'affirmer que les eaux constituant les boues des différents volcans de boue d'Azerbaïdjan ont des sources différentes, certaines eaux proviennent de la déstabilisation d'argiles en profondeurs, d'autres correspondent à de l'eau de mer ayant subi une évaporation (l'eau de surface de la mer Caspienne infiltrée et extrudée) et enfin une source météorique. Les volcans ont donc des sources à différentes profondeurs.

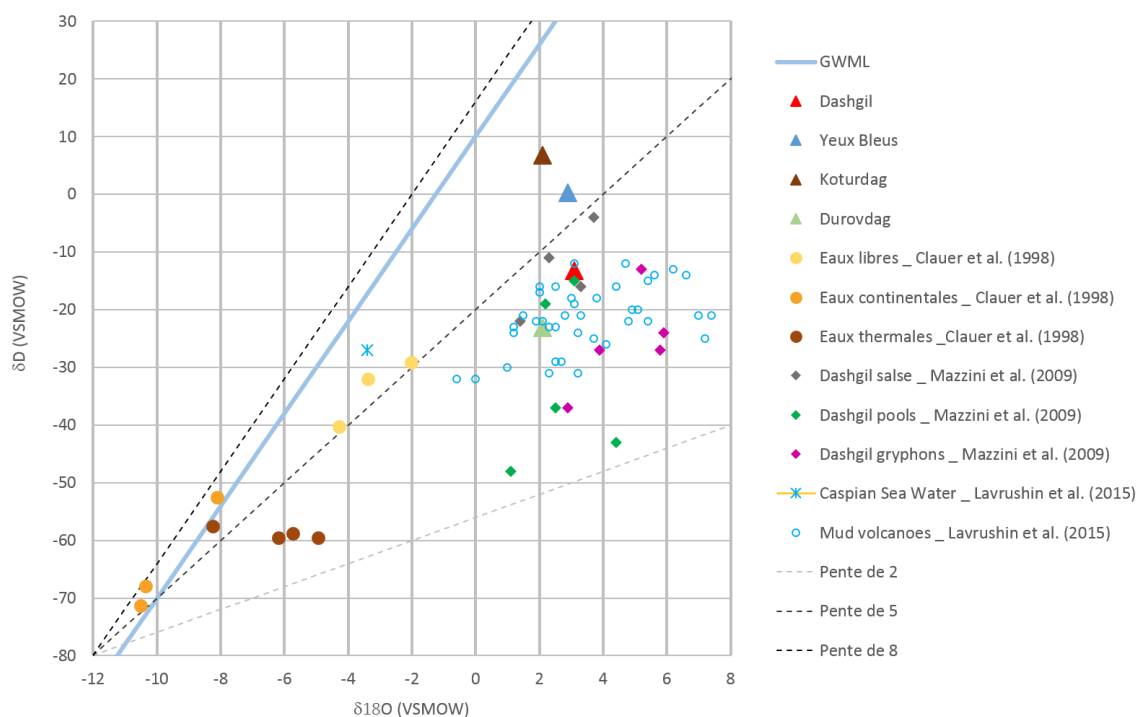


Figure 4-65: Graphique représentant le δD de l'eau en fonction du $\delta^{18}O$ de certains édifices volcaniques d'Azerbaïdjan comparés à des données de la littérature.

Chimie des gaz

Les analyses sur les gaz ont pu être menées sur trois échantillons : les Yeux Bleus, le Dashgil et le Durovdag (localisation Figure 4-23). Ces analyses regroupent la composition en gaz dissous (Tableau 2) ainsi que l'isotopie du carbone et de l'oxygène constituant les gaz CH₄ et CO₂ (Tableau 3).

	Dashgil	Yeux Bleus	Durovdag
CO ₂	11,60	24,60	40,80
Ar	0,91	0,44	0,20
O ₂	0,64	0,55	0,45
N ₂	54,70	32,70	7,74
He	<	<	0,005
H ₂	<	<	<
H ₂ S	<	<	<
CH ₄	29,90	38,70	49,00
C ₂ H ₆	0,019	0,006	0,045
C ₃ H ₈	0,005	<	<
C ₁ /C ₂ +	1573,684	7036,364	1088,889

Tableau 2 : Composition en gaz dissous des boues des trois édifices d'Azerbaïdjan.

	δ ¹³ C(CO ₂) (‰ V-PDB)	δ ¹⁸ O(CO ₂) (‰ V-SMOW)	δ ¹³ C(CH ₄) (‰ V-PDB)	δD(CH ₄) (‰ V-SMOW)
Dashgil	-0,900	45,000	-32,900	-131,00
Yeux Bleus	0,300	44,300	-40,900	-187
Durovdag	6,80	43,40	-57,80	<

Tableau 3 : Compositions isotopiques des gaz dissous dans la boue de trois édifices volcaniques d'Azerbaïdjan.

La boue provenant du Dashgil montre le plus faible pourcentage de CO₂, soit 11,6%. Les Yeux Bleus sont plus chargés en CO₂ avec une composition de 24,6%. Le Durovdag quant à lui possède 40,8% de CO₂. Les concentrations en méthane varient entre les trois édifices, allant de 30% pour le Dashgil, 38,7% pour les Yeux Bleus et 49% pour le Durovdag. Le Dashgil et les Yeux Bleus montrent des concentrations élevées en azote avec respectivement 54,7% et 32,7%.

La composition en gaz dissous peut paraître surprenante car pauvre en méthane par rapport à certains volcans de boue de la littérature (Etiopie et al., 2009). Ces teneurs en CO₂ sont sous-estimées car l'O₂ dissous le CH₄ pour former du CO₂. Pour revenir aux valeurs initiales de concentration en CO₂ et CH₄, il faut annuler l'effet de l'oxydation. Pour cela on considère une concentration de l'air en azote N de 78% et d'oxygène O₂ de 21%. Ce faisant, en partant d'une concentration en azote de 54,7% mesurée pour le Dashgil, on revient à une concentration en oxygène de 14%. 14% d'O₂ ont été consommé par l'oxydation du CH₄ en CO₂. Pour les Yeux Bleus, on peut remonter à une concentration de CO₂ dans la boue de 18%. Pour le Durovdag, on revient à des concentrations en CO₂ de 40%. Les valeurs

d'isotopie mesurées montrent des concentrations élevées en CO₂ (40%) et en CH₄ (40%) pour le Durovdag qui est un volcan à CO₂ et CH₄.

Isotopie des gaz

Les analyses ont été faites sur le δD du CH₄, le δC^{13} du CH₄, le δO^{18} du CO₂ et le δC^{13} du CO₂. Nous représentons nos mesures sur un diagramme de type Bernard (Bernard et al., 1977) qui permet de différencier les origines biogénique ou thermogénique d'un gaz (Figure 4-66). Sur ce graphique C1/C2+ en fonction de $\delta^{13}C_{(CH_4)}$, on observe le champ du gaz biogénique dans le cadre rouge et le champ du gaz thermogénique dans le cadre bleu. La valeur mesurée pour le Durovdag se trouve dans le champ biogénique, les autres valeurs se retrouvent avec un rapport C1/C2+ trop élevé pour être dans le champ thermogénique et des valeurs de δC^{13} trop élevées pour être dans le champ biogénique (Figure 4-66).

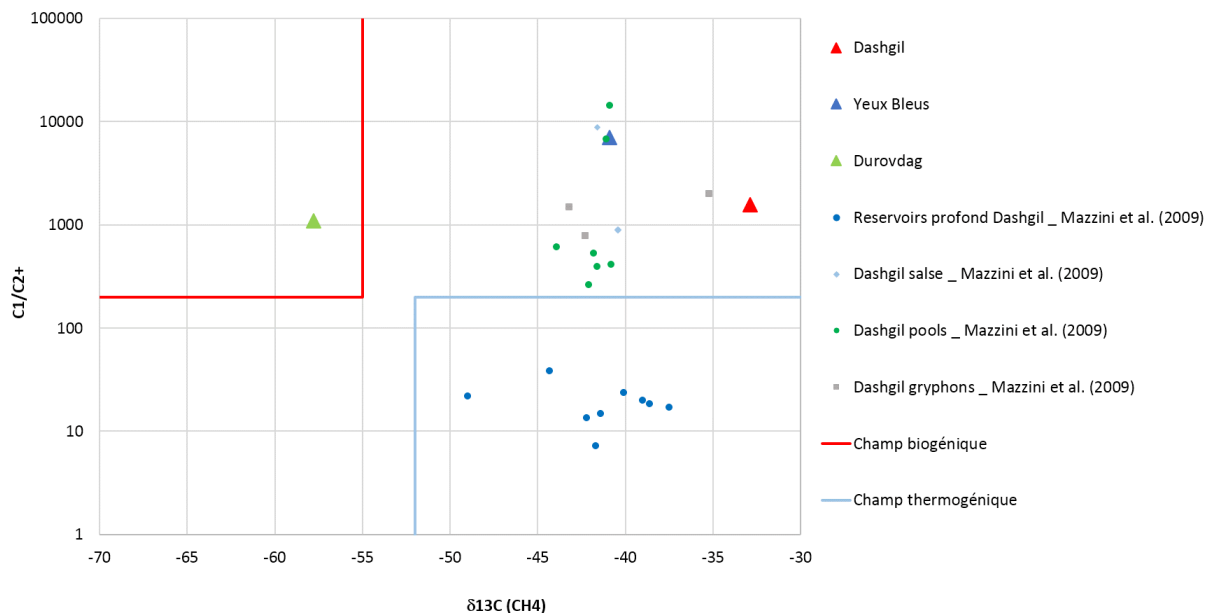


Figure 4-66: Diagramme Bernard des gaz provenant de volcans de boue d'Azerbaïdjan.

Il est également possible de représenter ces données sur un diagramme de Schoell (Schoell, 1983) (Figure 4-67). Sur ce diagramme, la valeur des Yeux Bleus se trouve dans le champ TO, celle du Dashgil dans le champ TD. Nous n'avons pas la valeur de δD du Durovdag (dû à un problème de fuite avec l'outil de prélèvement des gaz), nous ne pouvons placer que sa valeur de δC^{13} qui couvre en majorité le champ « Mixte ».

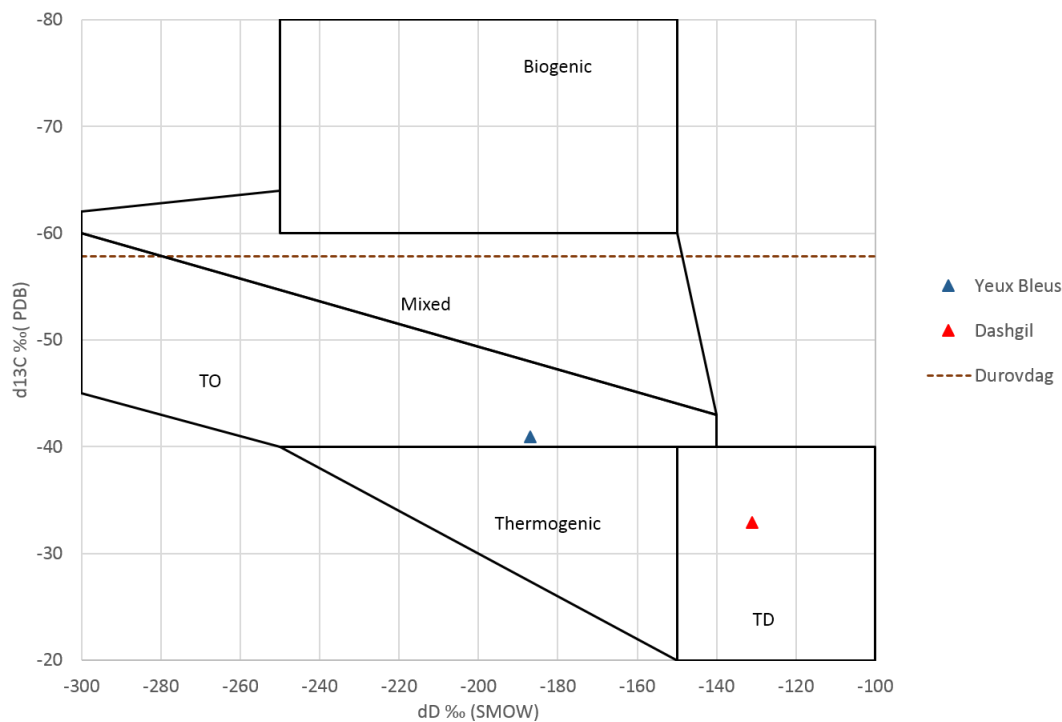


Figure 4-67: Diagramme de Schoell des gaz dissous dans la boue d'édifices volcaniques d'Azerbaïdjan.

Ces études géochimiques sur les compositions de l'eau et des gaz dissous ainsi que de l'isotopie des fluides nous permettent de mettre en avant deux points importants :

- La source des fluides (eau et gaz) est à une profondeur assez élevée pour avoir la signature de gaz thermogénique provenant au moins de la fenêtre à gaz (180°C). Dans le BSC, le gradient géothermique de 18°C/km permet de définir la source des fluides comme à **une profondeur de l'ordre de 10 km**.
- La minéralogie de la boue renseigne une teneur homogène d'environ 5% d'argiles pour tous les échantillons. Les proportions de smectite et d'illite sont toutefois différentes et permettent de mettre en avant que les édifices Pirkulu, Dashgil et Ayaz Aktharma sont plus riches en illites et que les édifices Yeux Bleus, Pointe 4 et Durovdag sont plus riches en smectites. Les sources de boue des édifices Pirkulu, Dashgil et Ayaz Aktharma peuvent être estimées comme plus profondes que celles des édifices Yeux Bleus, Pointe 4 et Durovdag.

Rappel des points importants (4.1.4) :

- L'Ayaz Aktharma est un volcan de type *mud pie* avec une hauteur de 50 m et un sommet plat.
- Le centre de l'Ayaz Aktharma est la seule zone en extension, le reste étant en compression.
- L'Ayaz Aktharma est constitué d'une chambre superficielle, réservoir de matériel argileux liquide en surface, couvert d'une croûte du même matériel induré de 10 m d'épaisseur.
- Le Koturdag est un édifice conique, à caldera, actif avec une coulée de 20 m de large extrudée à la vitesse de 2 cm/jour.
- La caldera est également constituée d'une croûte indurée de 6 m d'épaisseur reposant sur une réserve de matériel plus visqueux.
- Le Bozdag montre des galettes successives. La dernière galette induit une déformation de la précédente en créant une contrainte compressive radiale sous son propre poids.
- L'Atbulak montre une structure en paliers concentriques correspondant à des phases de subsidence successives du plancher de la caldera.
- Le volume des coulées n'est pas cohérent avec le volume de subsidence de la caldera, impliquant une source de matériel en profondeur.
- La minéralogie des argiles montre une composition plus riche en smectites pour les édifices Pirkulu, Dashgil et Ayaz Aktharma, induisant une source de boue moins profonde que pour les édifices Yeux Bleus, Pointe 4 et Durovdag.
- La géochimie des eaux permet de discerner des sources de fluides profondes (gaz thermogénique, eaux de formation), des sources plus superficielles (eau de mer évaporée) et des sources de surface (eaux météoriques) pour les eaux composant la boue de différents édifices d'Azerbaïdjan.
- Les sources les plus profondes de sédiments contiennent toujours de la smectite, qui indique une profondeur inférieure à celle de stabilité de l'illite (environ 180°C) alors que les fluides renseignent des sources de gaz au moins à ces profondeurs (fenêtre à gaz pour former du gaz thermogénique). Il y a une distinction nette entre source de sédiment et source de fluides.

4.1.5 Apports de la modélisation analogique

Nous avons construit plusieurs modèles analogiques pour comprendre la mise en place de la coulée latérale d'Absheron, ainsi que le fonctionnement de l'Ayaz-Aktharma.

Au total, 21 expériences ont été effectuées en collaboration avec Anthony Dofal (Dofal, 2016). Dans cette partie nous présentons trois modèles représentatifs de cette série. Ces trois modèles ont tous été construits et déformés avec le même dispositif (Figure 3-1). Tous comprenaient une galette de silicone visqueuse d'environ 1,5 cm d'épaisseur et de taille et géométrie variable. Tous ont été soumis à une vitesse de remontée de silicone d'environ 2 cm/h.

Lors de leur évolution, ces modèles peuvent être soumis à plusieurs processus de type et d'intensité variables en fonction des conditions aux limites (butoir latéral circulaire et forme initiale de la galette), de l'épaisseur de la couverture, de la position du point d'injection, et de la maturité de la structure. Ces processus sont :

- le gonflement progressif de la galette au cours du temps
- une hyper-extension à l'aplomb du point d'injection
- un raccourcissement généralisé de la couverture
- la formation de chevauchements au niveau du butoir latéral, permettant à de grands radeaux de couverture (bordés parfois par des structures décrochantes) de glisser vers l'extérieur du modèle.

Modèle I : confinement latéral modéré

Dans le premier modèle (Figure 4-68) la galette initiale est subcirculaire avec un diamètre de 30 cm. Le point d'injection de silicone est situé au centre de la galette. Cette galette était recouverte d'une couche de sable fin relativement épaisse (7 mm ; couche rouge sur la Figure 4-68). Le butoir sableux circulaire n'est pas partout effectif. Dans la partie supérieure droite, le silicone est en contact direct avec le butoir et ne peut pas s'épancher latéralement. Au contraire, le butoir est plus lointain dans la partie ouest du modèle, voire même absent dans les zones sud et nord-ouest.

Les Figure 4-68 B, C et D montrent clairement que le modèle a pu s'étaler vers les zones à faible confinement latéral, ce qui a inhibé la formation de zones compressives. Toutefois, l'extension centrifuge est bien marquée par des failles radiales centrées vers le point d'injection. Dans cette expérience, lorsque la silicone atteignait la surface au centre du modèle, elle était épisodiquement recouverte par une fine couche de sable (Bleu, jaune, et vert sur la figure Figure 4-68). Du fait de la possibilité d'étalement centrifuge, le gonflement de la galette est resté modéré malgré l'injection continue de silicone en son centre.

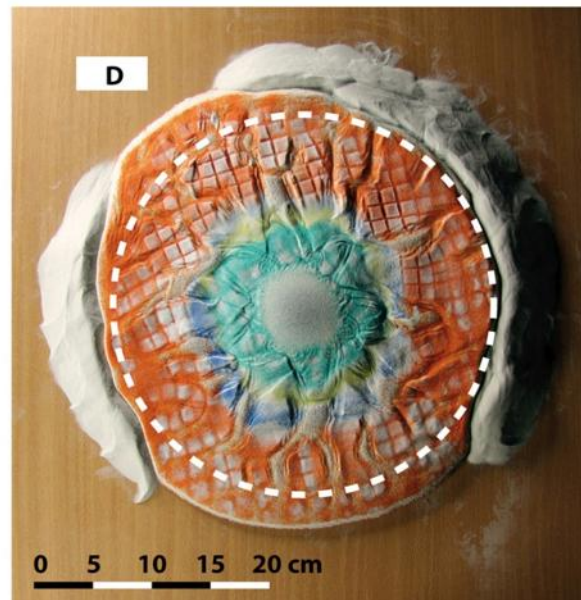
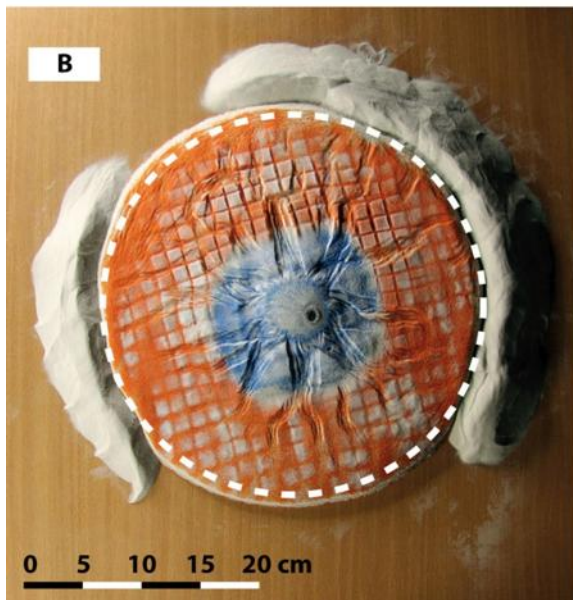
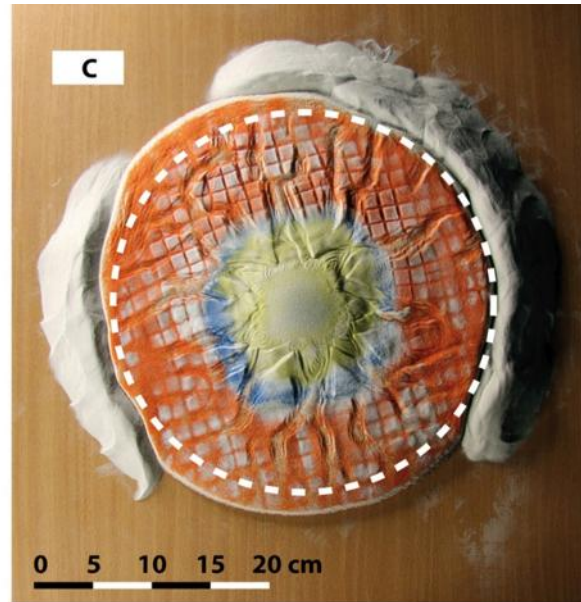
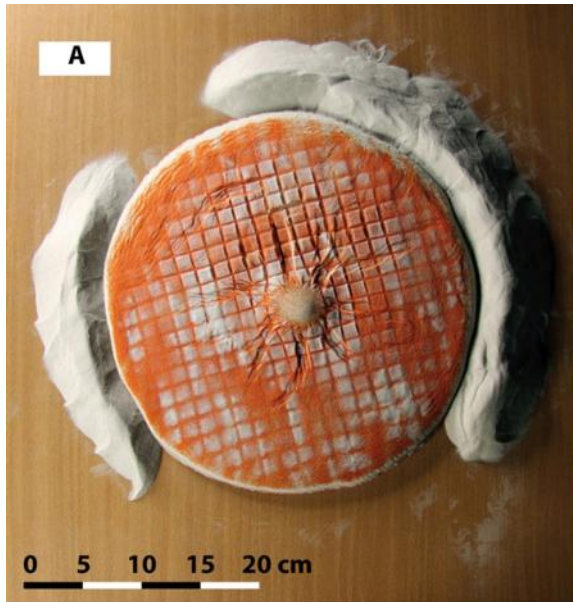


Figure 4-68: Vues de dessus successives du Modèle I au cours de la déformation. Le cercle blanc en pointillé marque la limite initiale de la galette de silicone. La couche de couverture initiale est en rouge. Les zones bleue, jaune, et verte sont des dépôts syn-déformation recouvrant la silicone lorsqu'elle arrive en surface à cause de l'hyper-extension du centre du modèle.

Modèle II : confinement effectif et épaissement progressif de la couverture

Dans ce modèle (Figure 4-69) la galette initiale était subcirculaire et avait un diamètre de 40 cm. Le point d'injection de silicone était légèrement décalé par rapport au centre de la galette (Figure 4-69A). Le confinement par le butoir périphérique était complet et bloquait efficacement tout étalement centrifuge du modèle. Lors de la première phase de l'expérience, le silicone n'est recouvert que d'une mince couche de PVC (2-3 mm, en bleu sur la figure). Cette couverture n'avait qu'une faible résistance à la déformation. Comme dans le modèle précédent, la zone située à l'aplomb du point d'injection a subi une extension multidirectionnelle intense, ce qui a permis au silicone d'atteindre rapidement la surface. Le silicone affleurant a ensuite été recouvert d'une fine couche de PVC (Rouge sur la Figure 4-69C). Simultanément, autour de cette zone d'hyper-extension et jusqu'à la périphérie du modèle, la couverture a été soumise à un raccourcissement affectant une large couronne de la couverture fragile. A cause de la faible épaisseur de la couverture fragile, ce raccourcissement a été accommodé par des plis à faible amplitude et courte longueur d'onde (Figure 4-69C).

Lors d'une deuxième phase de l'expérience (Figure 4-70), le modèle a été recouvert d'une couche d'épaisseur variable (Figure 4-69D), mais plus importante, et ayant un toit horizontal: en effet, dû à la remontée de silicone au-dessus du point d'injection, l'épaisseur en ce point était moindre que sur la périphérie du modèle, où elle atteignait jusqu'à environ 7 mm. En conséquence directe de cet épaissement, la résistance mécanique de la couverture a ainsi considérablement augmenté. Les quatre vues de dessus successives de cette étape de l'expérience illustrent bien que la déformation est beaucoup plus localisée : d'une part à l'aplomb du point d'injection, où la couverture est affectée par des failles normales radiales, d'autre part par la formation d'un escarpement (ou bourrelet) situé à la bordure de la galette et lié au gonflement de celle-ci. La partie terminale de l'évolution du modèle est caractérisée par trois processus. La base de l'escarpement périphérique (que l'on peut considérer comme un analogue de la bordure de l'Ayaz Aktharma) est affectée par un ou des segments de chevauchements et ainsi finalement cède localement. Cela permet aux blocs adjacents à ces segments de dériver vers la périphérie, et les failles normales délimitant ces blocs se propagent et s'écartent. Il est à noter que, par endroits, (par exemple dans la partie ouest du modèle), une coulée silicone fluide a pu se produire au travers d'une brèche dans le butoir périphérique. Ainsi, le gonflement progressif de la galette de silicone a généré une augmentation des pressions latérales suffisantes pour vaincre la résistance du butoir latéral. Cette expérience est un bon analogue à l'édifice à morphologie de *mud pie* qu'est l'Ayaz Aktharma (Figure 4-24).

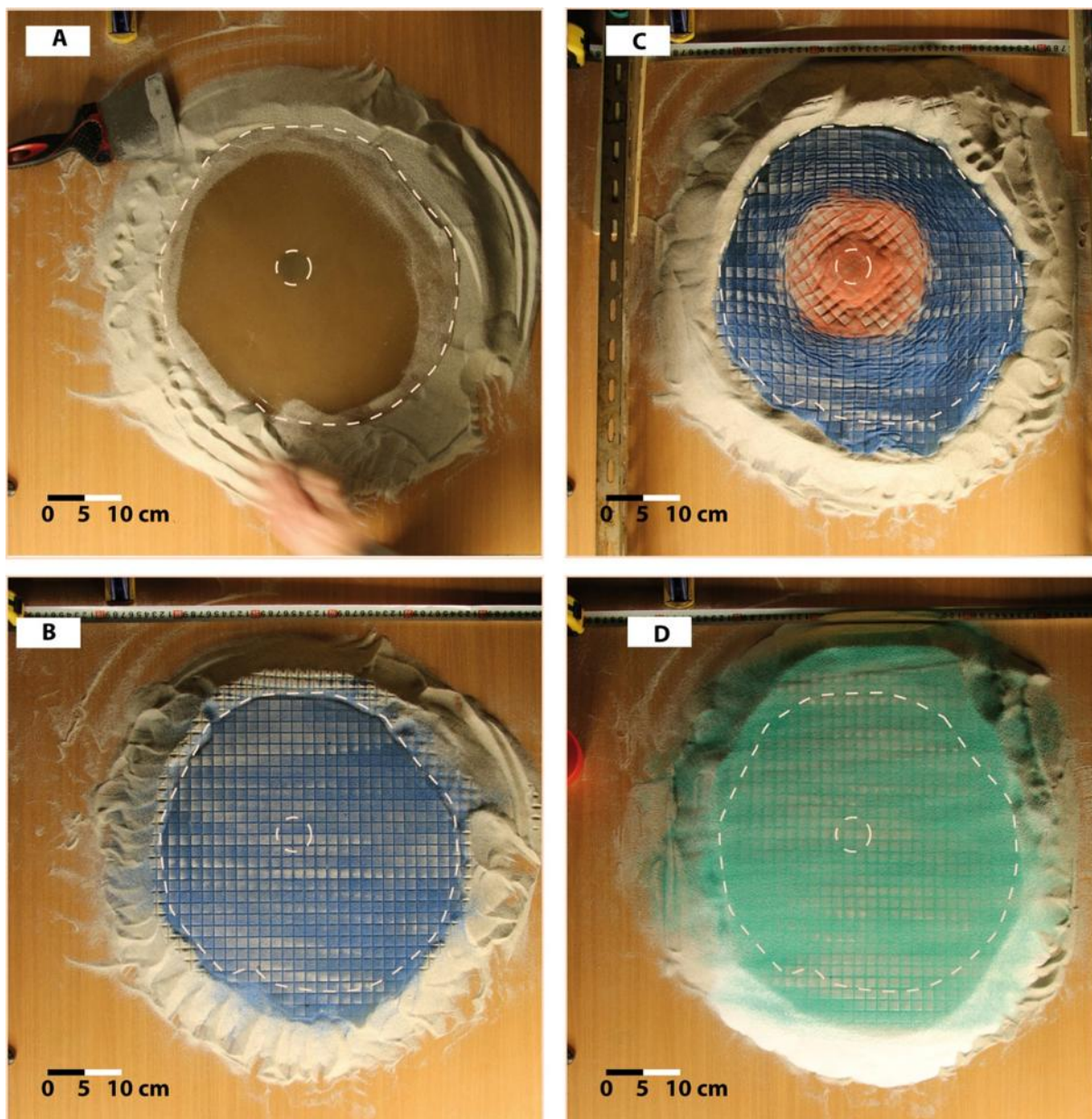


Figure 4-69: Vues de dessus successives du Modèle II au cours de la déformation. Le grand cercle beige en pointillé marque la limite initiale de la galette de silicone. Le petit cercle beige en pointillé indique la position du point d'injection de la silicone. La couche de couverture initiale est en bleu. La zone rouge sur la figure C est un dépôt syn-déformation recouvrant la silicone lorsqu'elle arrive en surface à cause de l'hyper-extension du centre du modèle. La figure C illustre le modèle après le dépôt de la dernière couche (en vert), bien plus épaisse que la couche précédente.

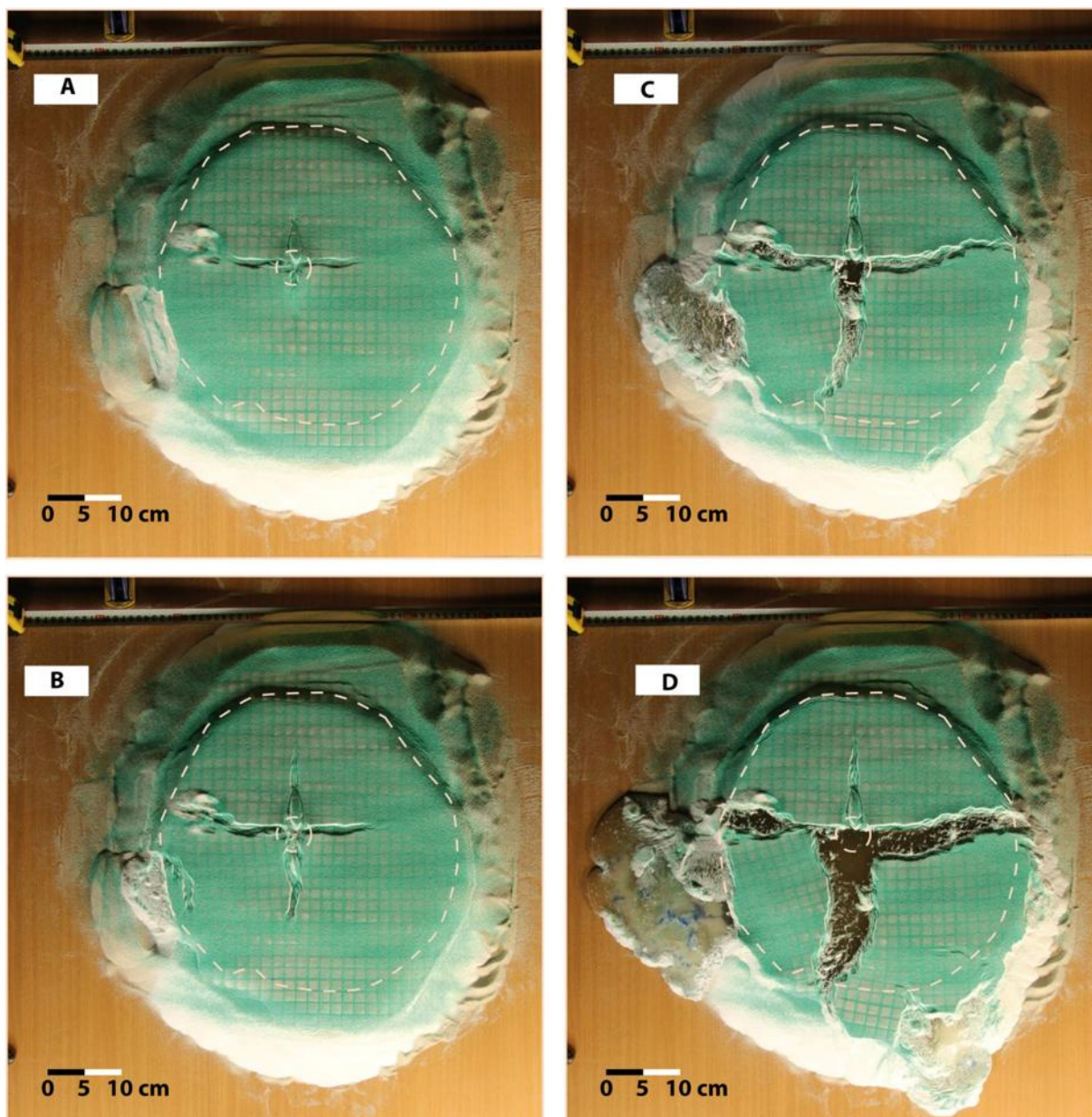


Figure 4-70: Vues de dessus successives du Modèle II pendant la deuxième (et dernière) phase de déformation. Le grand cercle beige en pointillé marque la limite initiale de la galette de silicone. Le petit cercle beige en pointillé indique la position du point d'injection de la silicone. La couche verte est la même que celle de la Figure BB D.

Modèle III : Géométrie elliptique, injection excentrée, épaissement progressif de la couverture

Ce modèle reprend l'approche de base des deux précédents, mais en y ajoutant trois degrés de complexité. D'une part, la galette initiale n'est pas circulaire, mais elliptique avec un grand axe de 43,5 cm, et un petit axe de 32,25 cm (Figure 4-71A). De plus, le point d'injection de silicone est largement décalé par rapport au centre de la galette. Enfin, cette expérience inclut de multiples épisodes de sédimentation. Le confinement par le butoir périphérique est complet et bloque efficacement tout étalement centrifuge du modèle, avec toutefois des irrégularités locales. Les couches fragiles déposées sont toutes en poudre de PVC (donc de densité inférieure à celle de la silicone sous-jacente). Les Figure 4-71A à Figure

4-74C sont des vues de dessus successives du modèle durant toute son évolution. La Figure 4-75 montre des vues de côté successives du modèle III. Les quatre premiers épisodes de sédimentation sont illustrés sur les Figure 4-71B à Figure 4-71F et Figure 4-72A à Figure 4-72D, dans l'ordre chronologique : Brun, vert, beige, et vert.

Lors de cette phase première phase de l'expérience, chaque nouvelle couche est mince (1 à 2 mm) et recouvre l'intégralité du modèle. Comme dans les deux modèles précédents, la zone située à l'aplomb du point d'injection subit une extension multidirectionnelle intense, et ainsi la silicone affleure rapidement en surface à l'aplomb du point d'injection. Dès l'épisode 2 (couche verte), une zone de plis à courte longueur d'onde se forme au nord et à l'ouest de la zone d'hyper-extension (Figure 4-71C à Figure 4-71F et Figure 4-72A). Pendant toute cette phase, la galette gonfle continuellement.

Lors de la seconde phase, après le dépôt de la couche 4 (verte sur la Figure 4-72A), le système de plis évolue, comprenant des plis à longueur d'onde un peu plus grande, mais aussi entourant la quasi-totalité de la zone d'hyper-extension. On peut aussi observer un début du fonctionnement des chevauchements à la base du bourrelet butoir à la périphérie de la galette.

La troisième phase commence à la Figure 4-72E, et est illustrée par les Figure 4-73 et Figure 4-74. Cette phase commence par le dépôt de la couche 5 (Bleu foncé sur la Figure 4-72) puis de la couche 6 (bleu clair sur les Figure 4-73 & Figure 4-74). Comme lors de la deuxième expérience, ces deux couches ont été déposées avec un toit horizontal et sont plus épaisses que les couches précédentes. Il en résulte une croûte fragile plus résistante. La zone située à l'aplomb du point d'injection est restée soumise à de l'hyper-extension. Par contre, on n'observe plus de plissement. Le processus essentiel est un gonflement progressif de la silicone (Figure 4-75), et, au final, l'activation de chevauchements à la base du bourrelet périphérique. Comme la hauteur de ce bourrelet varie dans l'espace, certains segments chevauchants se forment avant les autres. Cela a permis à des blocs de la croûte de dériver en radeaux vers la périphérie. Ces radeaux sont séparés par des zones décrochantes ou transtensives. Le résultat ultime est que la croûte de la galette est entièrement morcelée en plusieurs radeaux, avec localement, la possibilité de formation de brèches dans le bourrelet et de fluage de la silicone hors de l'édifice. Cette déformation de surface illustre les similitudes certaines avec les structures d'Absheron en Offshore et de l'AA à terre (Figure 4-21 & Figure 4-24).

Ces structures en *mud pie* gardent, en général, une topographie plate. Après la mise en place initiale de l'édifice (la galette de matériau visqueux), la zone située à l'aplomb du point d'injection de la boue visqueuse est soumise à une intense extension et à un amincissement de la croûte fragile. Tant que cette croûte reste mince, elle peut se déformer en compression centrifuge. Une partie importante de la surface de l'édifice peut être affectée. Plus tard, une fois que la couche fragile est plus épaisse, plus rigide et résistante, le processus majeur est le gonflement de la chambre superficielle couplé avec une mise en compression de la base du bourrelet périphérique sous l'effet de la pression de la colonne de boue dans l'édifice

(similaire aux structures compressives observées sur le terrain et en sismique). Le stage ultime de ce processus est la rupture locale de ce bourrelet, favorisant localement la percée de la croûte de l'édifice et la sortie d'une coulée de boue via cette percée (comme pour la structure d'Absheron, Figure 4-20).

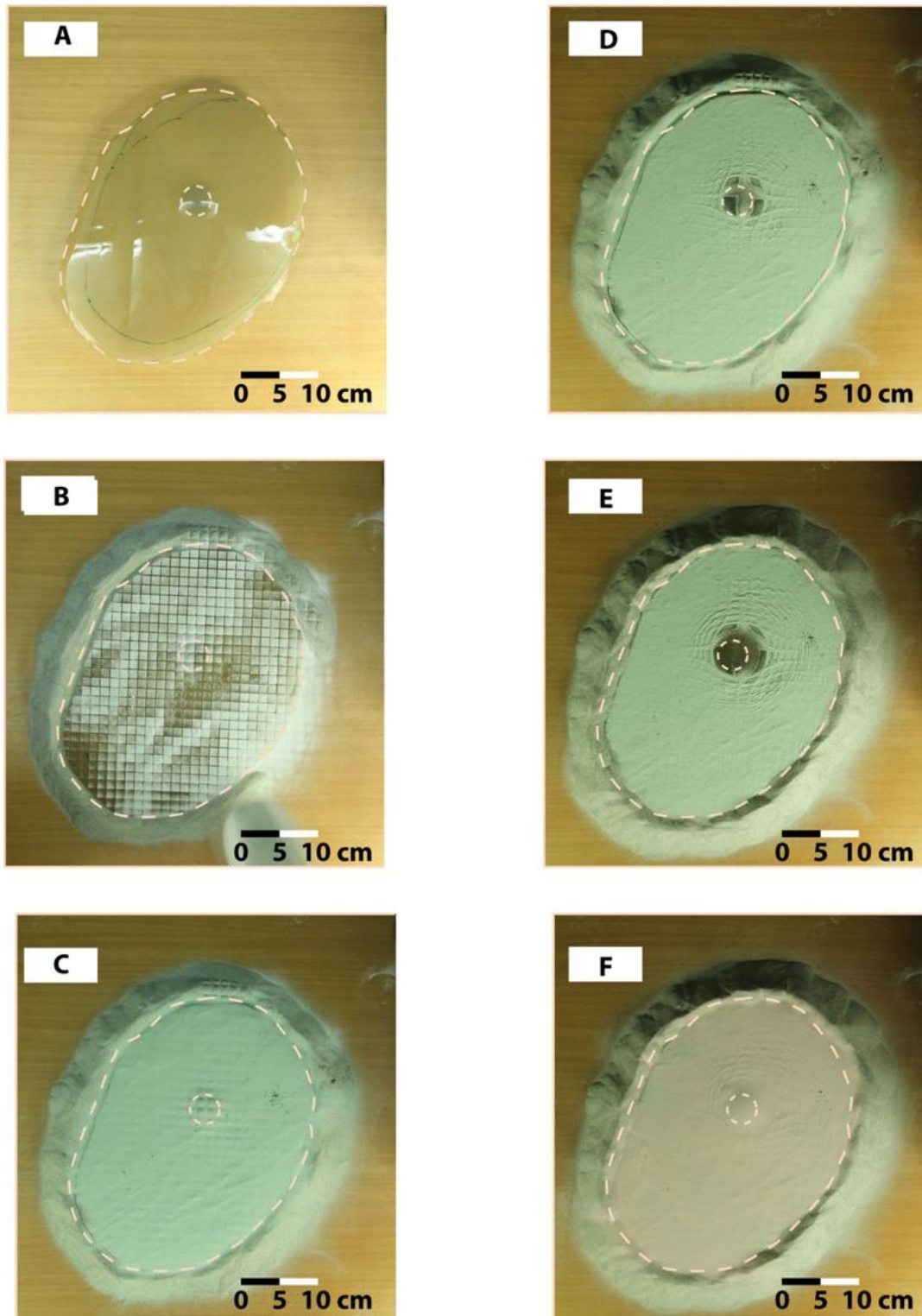


Figure 4-71: Vues de dessus successives du Modèle II au cours de la première phase de déformation. L'ellipse beige en pointillé marque la limite initiale de la galette de silicone. Le petit cercle beige en pointillé indique la position du point d'injection de la silicone. La couche de couverture initiale est en brun (couche 1), suivie de dépôts d'une couche verte (couche 2), puis beige (couche 3)

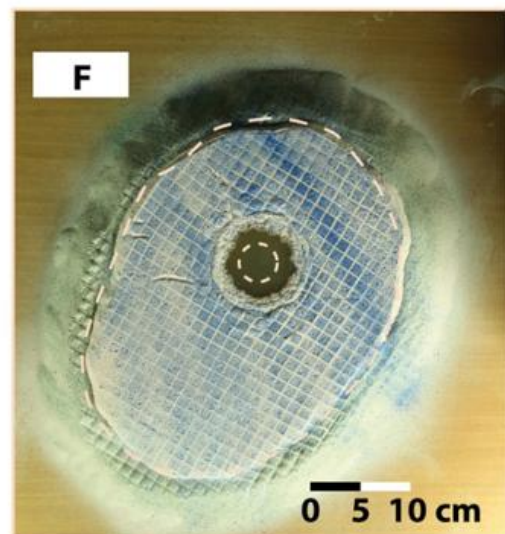
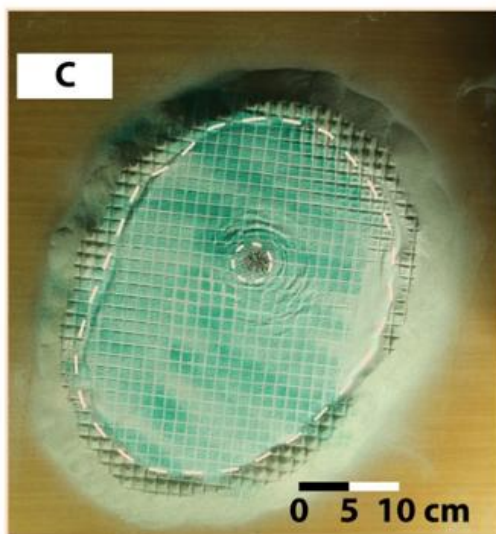
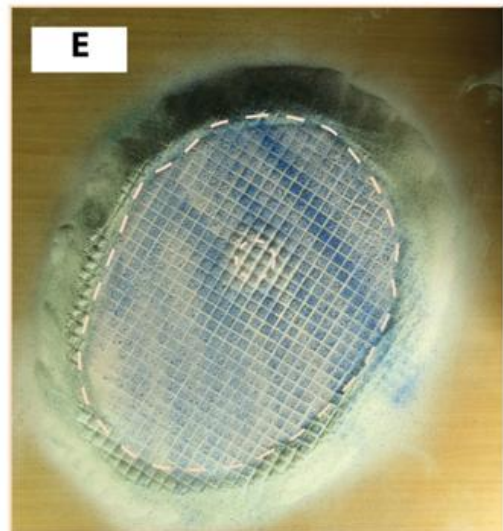
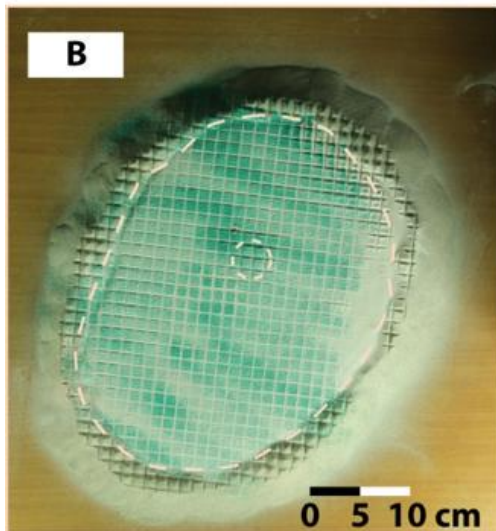
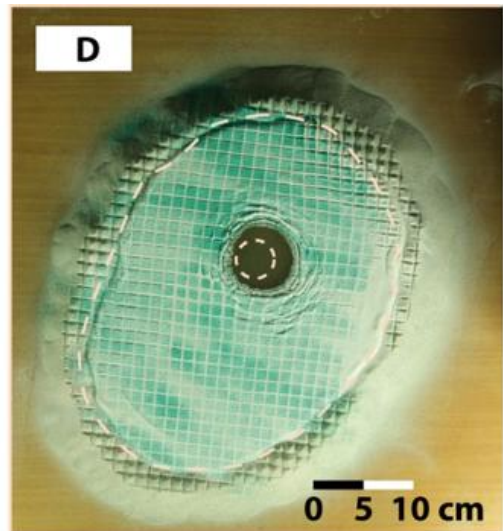
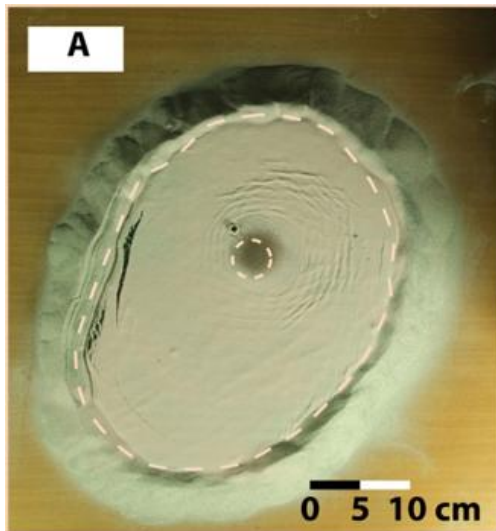


Figure 4-72: Vues de dessus successives du Modèle II au cours de la première phase de déformation (A), la deuxième (B, C et D), et le début de la troisième (E et F). L'ellipse beige en pointillé marque la limite initiale de la galette de silicone. Le petit cercle beige en pointillé indique la position du point d'injection de la silicone. La couche 3 est beige, la couche 4 est verte, et la couche 5 est bleu foncé.

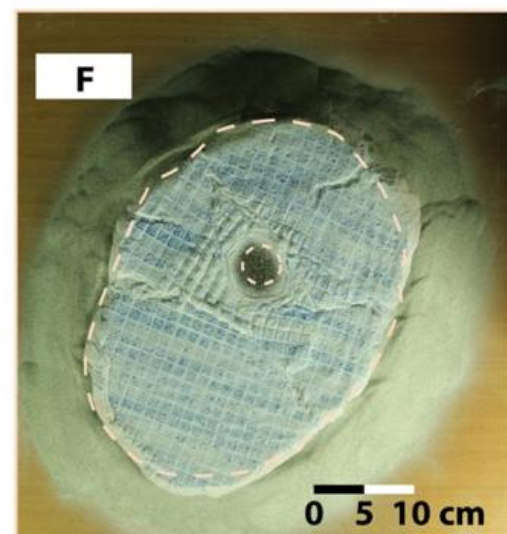
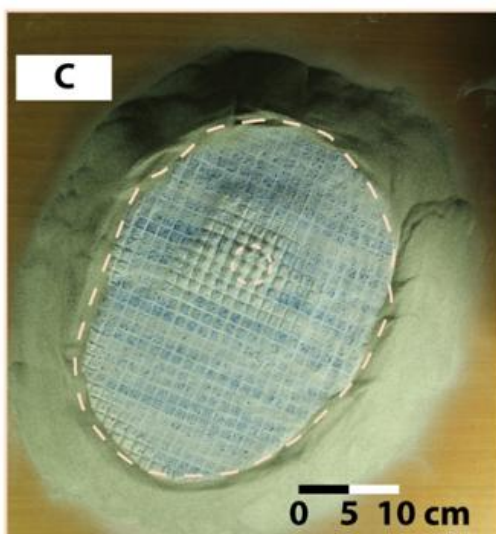
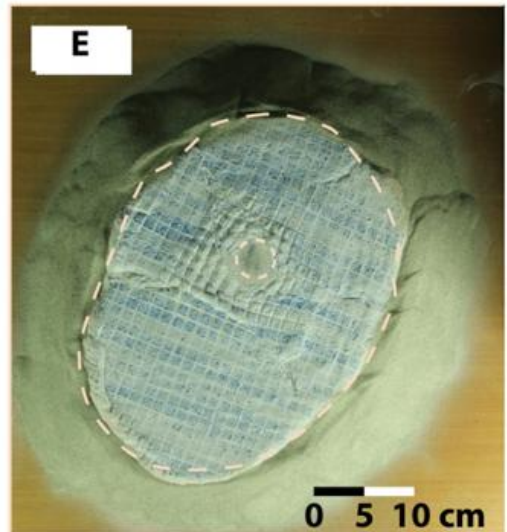
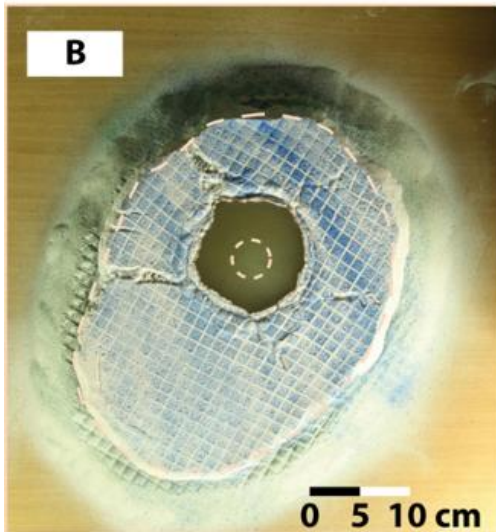
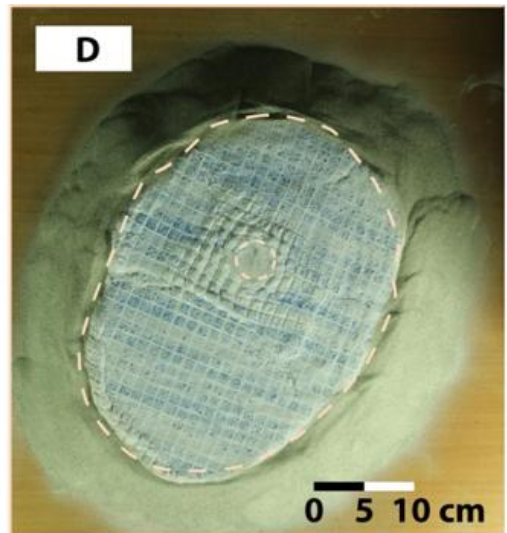
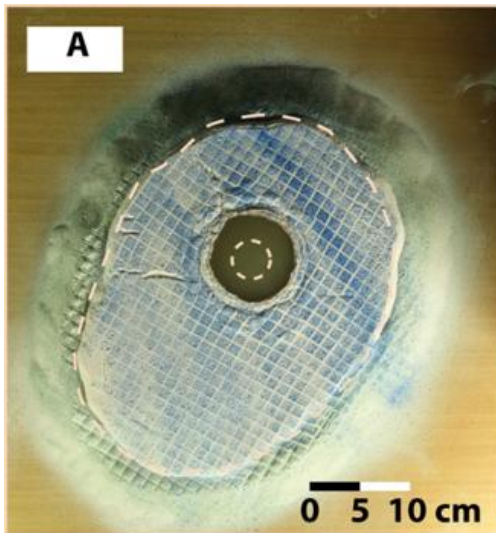


Figure 4-73: Vues de dessus successives du Modèle II au cours de la troisième phase de déformation. L'ellipse beige en pointillé marque la limite initiale de la galette de silicone. Le petit cercle beige en pointillé indique la position du point d'injection de la silicone. . La couche la couche 5 (A et B) est bleu foncé et la couche 6 bleu clair (C à F).

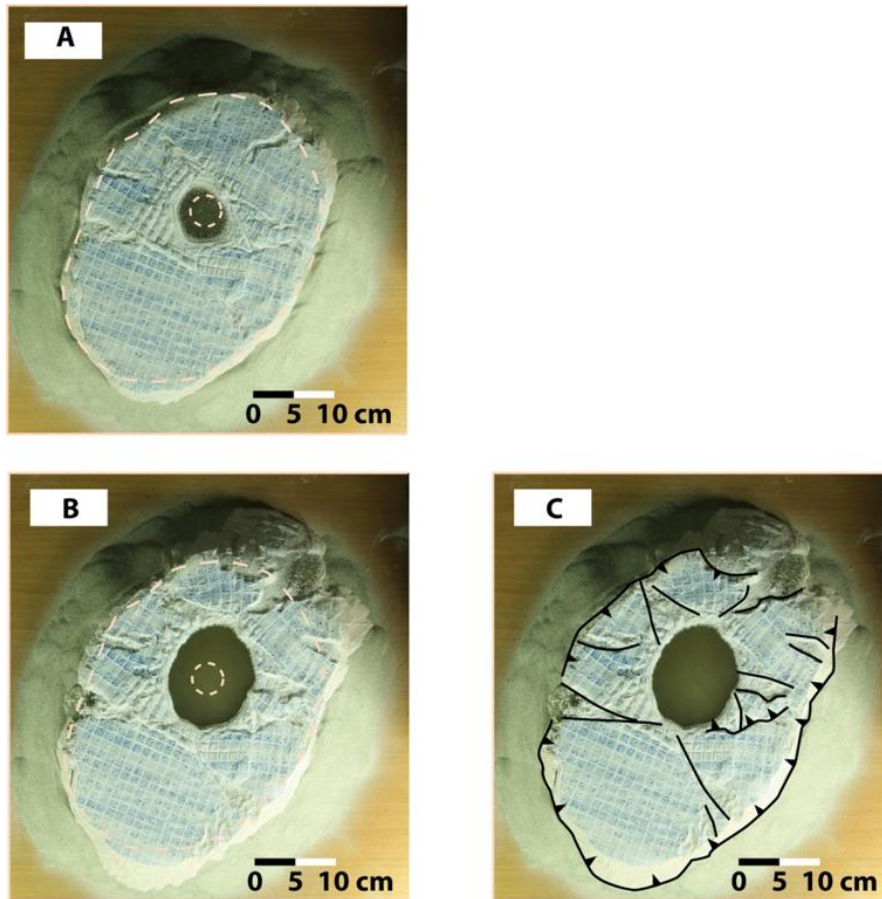


Figure 4-74: Vues de dessus au stade final du Modèle II. L'ellipse beige en pointillé marque la limite initiale de la galette de silicone. Le petit cercle beige en pointillé indique la position du point d'injection de la silicone. La couche visible est la couche 6 (bleu clair, A et B). C est une vue interprétée avec les principales failles chevauchantes et décrochantes observées.

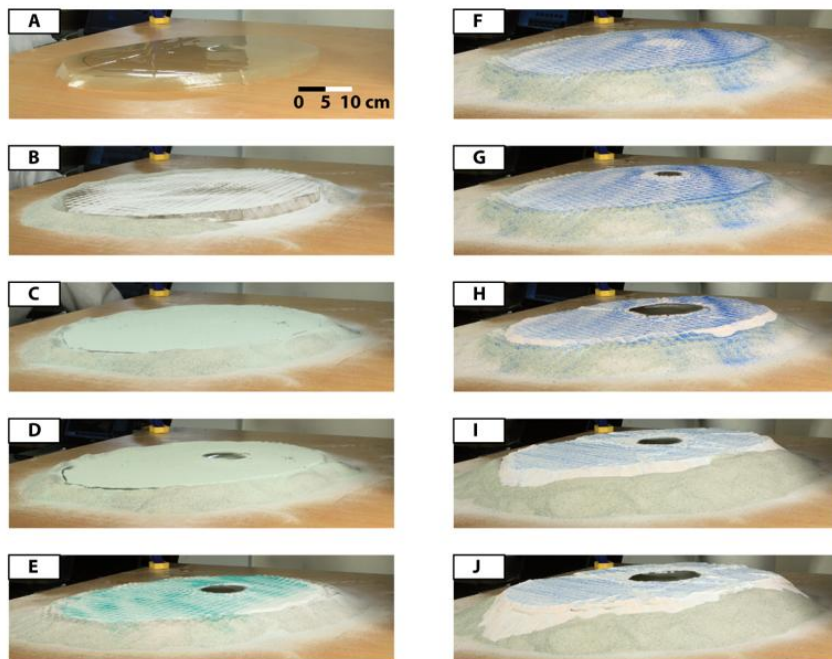


Figure 4-75: Vues latérales successives du Modèle II au cours de évolution et illustrant le gonflement progressif de l'édifice.

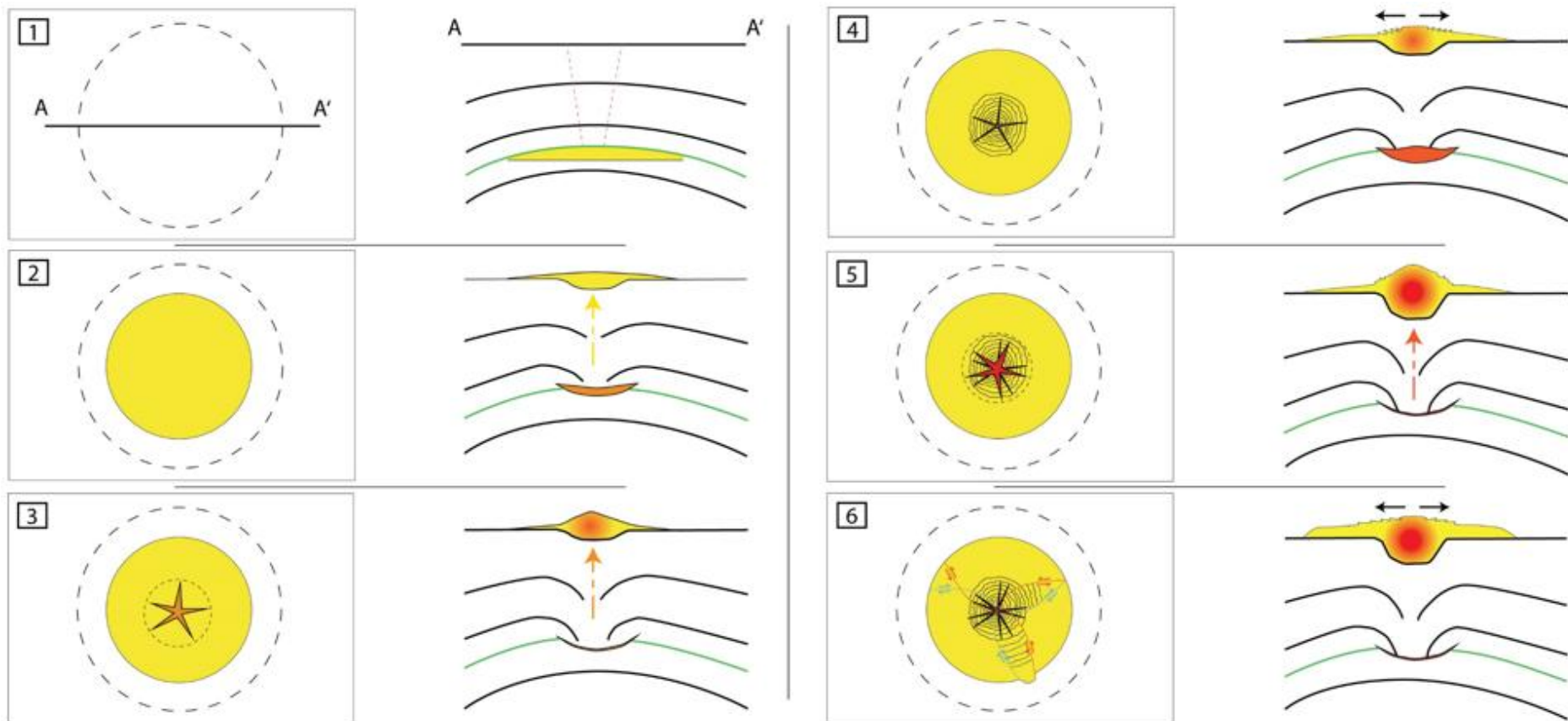


Figure 4-76: Modèle de croissance par épisode d'éruption des édifices à morphologie de *mud pie*. La présence d'une réserve de matériel argileux en surface permet le gonflement de l'édifice lors d'arrivée de matériel depuis la source de boue à faible profondeur (de l'ordre du kilomètre). Le gonflement induit une extension au-dessus du point d'émission et une ouverture radiale (points 3 et 5). La chambre superficielle se remet à l'équilibre isostatique par migration de matériel depuis la zone sur-gonflée vers les bordures. Cette migration induit une contrainte compressive radiale depuis la périphérie du centre d'émission jusqu'en bordure et la formation de plis à faible longueur d'onde centrés autour du point d'émission (point 4). La contrainte radiale induite par le rééquilibrage de la chambre superficielle induit la déformation de la croûte sous la forme de radeaux isolés par des failles de décrochement conjuguées permettant ainsi de faire croître l'édifice (point 6).

Rappel des points importants (4.1.5) :

- L'apport de matériel dans la réserve de surface induit son gonflement.
- La surface de la réserve, au-dessus du point d'émission, est en extension.
- Lorsque le système n'est pas contraint latéralement, l'extension centrale permet l'apparition de failles radiales.
- La remise à l'équilibre de la réserve de surface induit la migration de matériel depuis la zone sur-gonflée vers les zones sous-gonflées.
- La remise à l'équilibre de la réserve induit des structures de compression en surface du système : des plis, décrochements et des chevauchements à vergence externe.
- Une croûte fine est déformée par des plis à petite longueur d'onde, la longueur d'ondes des plis augmente avec l'épaisseur de la couche.
- Une croûte épaisse est déformée sous la forme de radeaux migrant vers la bordure. Les radeaux sont délimités par des failles de décrochement conjuguées.

4.2 Les systèmes de volcans de boue du delta du Niger

La zone d'étude est localisée dans un domaine plat du delta du Niger, elle est limitée à l'ouest par un escarpement irrégulier et à l'est par une légère augmentation de pente (Figure 4-77). L'escarpement à l'ouest est affecté par plusieurs canyons. Un certain nombre de gouttières se développent dans la zone, spécialement sur le plateau central. La ligne sismique de la Figure 4-78 montre que ces gouttières sont l'expression sur le fond marin de failles normales qui affectent la colonne sédimentaire jusqu'à un intervalle chaotique de 3,5 à 6 secondes (l'échelle verticale est en temps double), cet intervalle chaotique est interprété comme étant la zone de formation des argiles mobiles d'Akata.

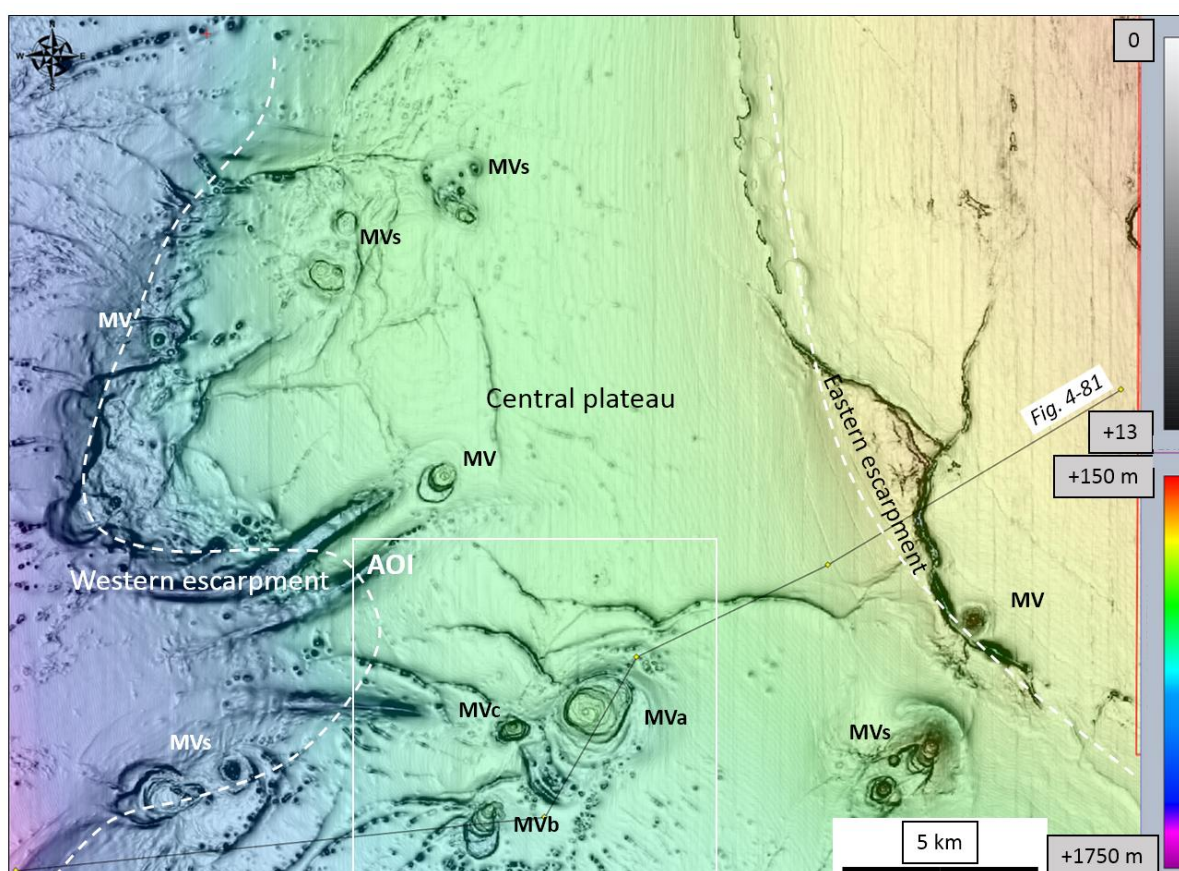


Figure 4-77: Morphologie du fond marin de la zone d'étude située sur le delta du Niger. AOI représente la zone d'intérêts. La palette de couleur représente la bathymétrie qui varie entre 150 m et 1750 m. La palette de gris représente la cohérence.

Une série de structures subcirculaires irrégulières sont observées sur la zone d'étude. Ces morphologies sont similaires à celles de volcans de boue, en particulier les volcans de boue à sommet plat décrits sur le delta du Nil en Méditerranée (les volcans de boue Amon et Isis, Dupré et al., 2008 ; les volcans de boue Giza et North Alex, Feseker et al., 2010), en mer de Norvège (le volcan de boue Haakon Mosby, Jerosch et al., 2007), dans la mer Noire (le volcan de boue Dvurechenskii, Feseker et al., 2009), en mer Caspienne (le volcan de boue Absheron, Imbert et al., 2014). Dans la classification morphologique des volcans de boue, ces édifices correspondent à des « *mud pies* ». Pour les figures suivantes, l'abréviation MV

désigne les volcans de boue et MVs pour alignements de volcans de boue, tels que MVa, MVb et MVc qui sont les sujets principaux de cette étude sismique du delta du Niger.

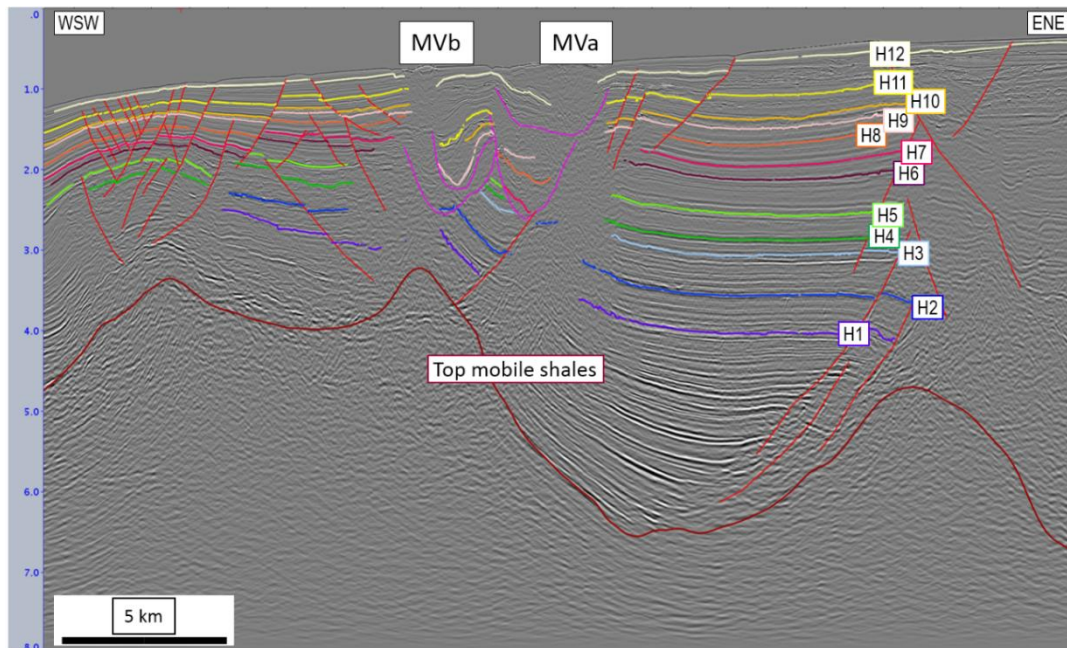


Figure 4-78: Section sismique recoupant les édifices MVa et MVb. On observe ici différents horizons repères nommés de H1 à H12.

La zone d'étude est dominée par l'influence des argiles mobiles de la formation Akata, qui définit une série de rides et de mini-bassins (Figure 4-78). Au-dessus de la formation Akata, les séries correspondent à la formation Abgada structurée par les failles normales qui s'enracinent, pour certaines, dans la base de l'intervalle chaotique de la formation d'Akata. Ce caractère structural correspond à ce que Krueger et Grant (2011) décrivent comme la partie supérieure de la « province à diapirs », avec des diapirs symétriques ainsi que des marques d'extension (leur Figure 2, modifiée ici comme Figure 4-79). Krueger et Grant (2011) ont défini cette subdivision en se basant sur une section perpendiculaire localisée dans une position plus centrale que notre zone d'étude mais qui rappelle la structure observée en sismique.

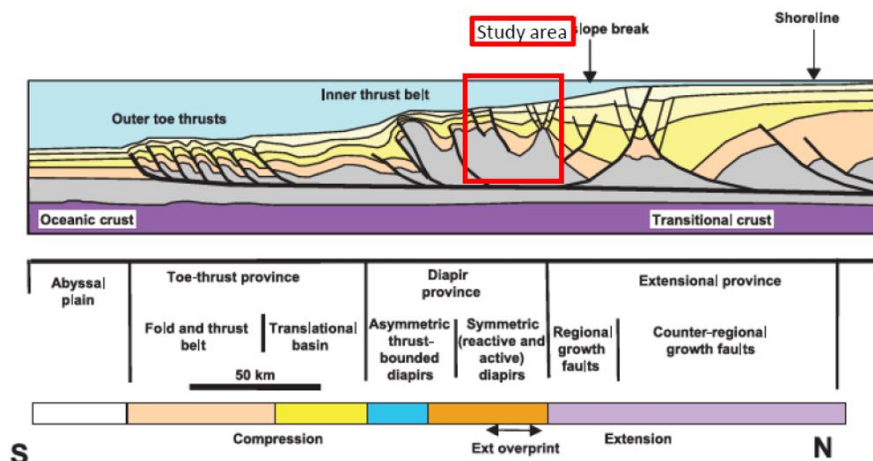


Figure 4-79: Schéma structural du delta du Niger, modifiée d'après Krueger et Grant (2011).

4.2.1 Environnement de dépôt, taux de sédimentation et régime de pression

Le facies sismique (au sens de Mitchum et al., 1977) est dominé par des réflecteurs parallèles et continus depuis le sommet de l'intervalle chaotique profond de la formation d'Akata (le sommet des argiles mobiles sur la Figure 4-78) jusqu'au fond de mer.

Des assemblages secondaires, eux aussi à caractère chaotique, ont des épaisseurs allant de quelques dizaines de mètres jusqu'à environ 150 m. Ces assemblages sont interprétés comme étant des *Mass Transport Deposits* (MTDs) (Bull et al., 2009 ; Posamentier et Martinsen, 2011).

La seule comparaison disponible pour le contrôle de l'âge des intervalles les moins profonds est obtenue par corrélation sismique entre la zone d'étude et un puit de calibration régional. Avec ce forage, la base du Piacenzien (3,6 Ma) a été identifiée et permet de définir un taux de sédimentation moyen (en seconde-temps-double) de l'ordre de 400 ms par million d'années pour la section du Pliocène supérieur à l'actuel. En se référant à la relation taux de sédimentation versus profondeur de rétention des fluides selon Swarbrick et al. (2002), on obtient un sommet de la zone en surpression situé entre 700 m et 1500 m.

4.2.2 Géomorphologie sismique de la zone d'étude

Nous nous concentrons dans cette étude sur l'alignement et l'architecture des volcans de boue MVa, MVb et MVc ainsi que les alentours de ces édifices (Figure 4-77). Ces trois volcans sont trois terminaisons en surface d'un même système de volcans de boue, ils permettent une vision complémentaire de tout ce système depuis la surface (mieux imagée sur le MVa) passant par le système de transfert (mieux imagée sur le MVb), jusqu'à la partie profonde (mieux imagée sur le MVc).

Morphologie du fond marin dans la zone d'étude

Les gouttières visibles sur le fond marin sont la trace, en surface, de failles normales (Figure 4-80). La faille identifiée « F2 » est une faille de croissance dont le pendage diminue avec la profondeur. La faille F7 (non représentée sur cette ligne sismique) est également une faille de croissance. La plupart des autres failles, notamment l'ensemble de failles visibles dans la partie WSW de la ligne sismique (Figure 4-80), sont tronquées vers le haut ou vers le bas et sont interprétées comme des failles d'extrados se développant sur les crêtes d'anticlinaux.

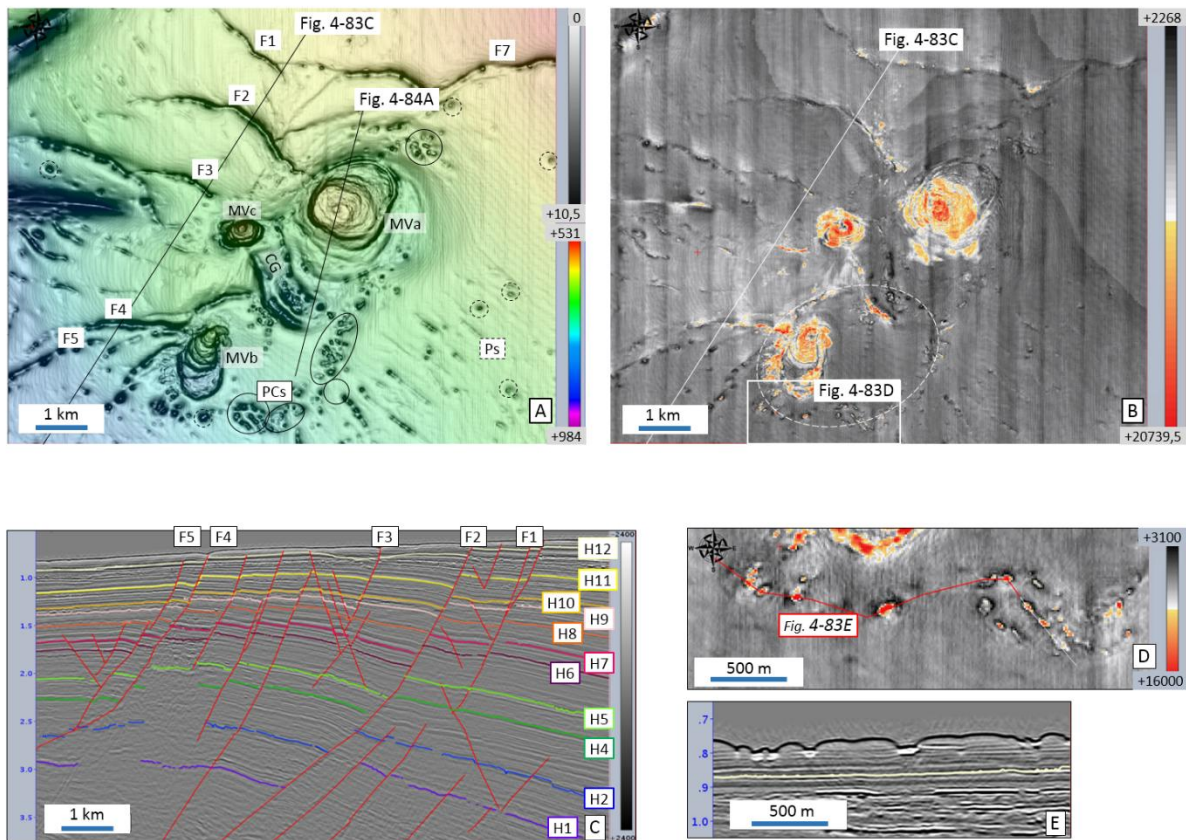


Figure 4-80: A: Bathymétrie de la zone d'étude, B: Carte du fond marin affichée avec un attribut en amplitude, C: Section sismique localisée en 79A et 79B, D: Zoom sur un alignement de structures visibles en carte d'amplitude du fond marin localisée en 79B, E: Section sismique montrant cet alignement de structure comme des dépressions sur le fond marin.

La palette de couleur utilisée sur la carte en temps double (Figure 4-80A) montre que les édifices volcaniques MVA, MVb et MVc sont en relief par rapport au fond marin ainsi qu'une série de gouttières, parfois grossièrement concentriques (MVA, MVc), parfois décalées le long d'une direction N-S (MVb). La carte d'amplitude du fond marin (Figure 4-80B) montre que les trois édifices de volcanisme de boue représentent trois îlots à haute réflectivité. Les plus hautes amplitudes correspondent d'ailleurs aux parties centrales les plus élevées des trois volcans de boue.

Les cartes représentées en Figure 4-77 et Figure 4-80A montrent de nombreux pockmarks qui sont alignés le long des terminaisons de surface des failles normales ou parsemés de façon irrégulière alors que certains sont isolés. Une dépression morphologique locale avec deux dépressions parallèles de chaque côté apparaît au centre des trois édifices volcaniques et est appelée le graben central. De plus, quelques îlots de haute réflectivité peuvent être observés localement dans certains pockmarks ou le long des gouttières, permettant d'amener la question de présence de carbonates dérivés de gaz (MDAC).

Dans le détail, on peut observer dans les environs du MVb, quelques pockmarks qui se regroupent et s'alignent le long d'une ellipse de 2 km de large et 3 km de long. Cette ellipse se situe à 1 km à l'est de l'édifice. Un zoom sur la carte d'amplitude du fond marin (Figure

4-80D) représente ces pockmarks comme de petits îlots brillants, ressemblant à ceux décrits comme des « anomalies à haute-amplitudes positives » par Ho et al. (2012). Ces auteurs interprètent ces patchs brillants comme des patchs de carbonates dérivés de sorties de fluides (MDAC) dans un contexte similaire à notre zone d'étude, i.e. une pente continentale dans un bassin à hydrocarbures. Des patchs à haute-amplitude avec des tailles similaires et des réflectivités plus fortes, associés par groupes de 2 ou 3 le long de gouttières sont observés par Casenave et al. (in press) ; des observations ROV et de l'échantillonnage ont permis de montrer que ces patchs, tout comme les gouttières entre ces patchs, sont recouverts de pavement de carbonates. La Figure 4-80E montre que ces anomalies affectent plusieurs dizaines de mètres de sédiments sous le fond marin. Ces patchs à forte réflectivité sur le fond marin sont interprétés comme les marqueurs de la présence de MDAC, de sorties de gaz méthane dans des périodes de temps très récentes.

Le volcan de boue « a »

Le volcan « a » (MVa) montre une structure relativement simple dans les premières 500 ms, ce qui en fait un bon candidat pour comprendre l'architecture de sub-surface des systèmes de volcans de boue. Au contraire, la partie plus profonde de ce système est mal imagée, le système de transfert des fluides sera décrit dans les alentours de MVb.

Le MVa se développe dans une dépression circulaire de 3 km de diamètre, ouverte vers le sud au travers du graben central (CG sur la Figure 4-80A). La surface du volcan correspond à une succession de terrasses concentriques qui se disposent autour d'un plateau central de 100 m de diamètre. Elles sont bien exprimées sur une surface de 1,5 km de diamètre et sont ensuite plus subtiles à observer au S et au SW. Le plateau central a un relief d'environ 100 ms (soit environ 75 m) au-dessus du bas topographique qu'est le graben central au sud. La carte d'amplitude (Figure 4-80B) met en lumière ces structures concentriques ; le plateau central et la première terrasse autour montrent les plus hautes amplitudes sur un diamètre de 400 m.

La ligne sismique (Figure 4-81A et son interprétation (Figure 4-81B) illustrent la structure interne du MVa jusqu'à une profondeur d'environ 700 ms sous le fond marin. Les séries sous le MVa ont été définies selon 5 unités sur la base de leurs caractères sismiques. Ces unités sont numérotées de la surface vers le bas de la façon suivante :

- L'unité 1, qui repose en continuité avec le background sédimentaire, est caractérisée par une réflectivité à haute-fréquence et à faible amplitude. Elle définit un biseau qui se termine en onlap sur l'unité 2 sous-jacente dans la partie sud du MVa (Figure 4-81).
- L'unité 2 est définie par des réflecteurs positifs à son sommet et négatifs à sa base, indiquant un intervalle à plus forte impédance que les séries encaissantes. L'unité 2 est affectée par une série de chevauchements.

- Le sommet de l'unité 3 est défini par des réflecteurs à amplitude négative qui marquent la base de l'unité 2. Elle est définie par un caractère interne chaotique, avec quelques réflecteurs à peine visibles. Des réflecteurs obliques sont parfois visibles et sont interprétés comme les terminaisons des chevauchements affectant l'unité 2.
- L'unité 4 est un ensemble de réflecteurs subparallèles à basse fréquence sur une épaisseur d'environ 400 ms. Ces réflecteurs ont un pendage vers le nord, ils s'étendent sur la moitié de la surface du volcan depuis la bordure sud.
- L'ensemble transparent qui s'étend depuis l'unité 3 et l'unité 4 est identifié comme l'unité 5. Elle peut inclure des strates remobilisées ayant une épaisseur inférieure à la résolution sismique ou encore couvrir un domaine à faible visibilité dû à des facteurs de dispersion sismique.

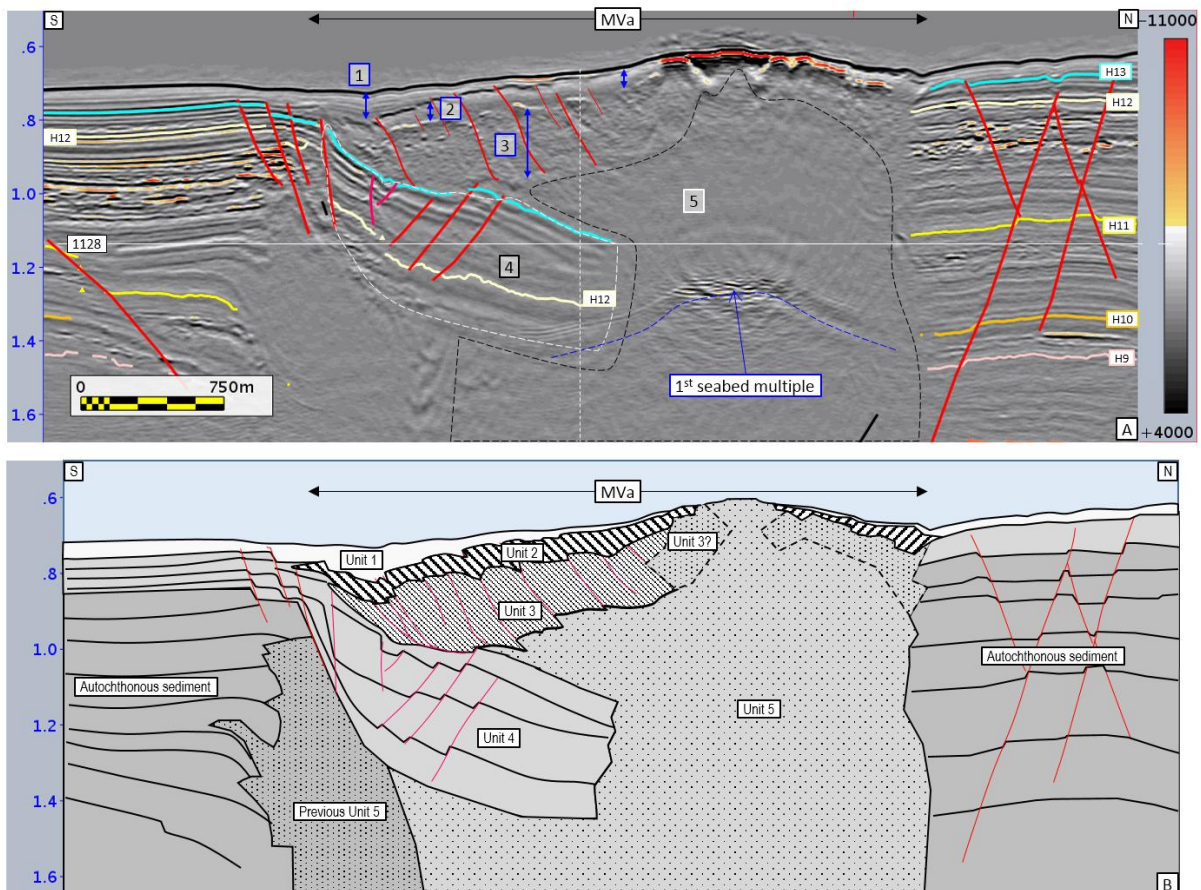


Figure 4-81: A: Section sismique habillée recoupant l'édifice MVa, B: Interprétation de la ligne sismique illustrée en A.

Des lignes sismiques radiales montrent toutes des structures similaires, avec un ensemble de réflecteurs à amplitude positive juste sous le fond marin avec des pendages vers le centre de l'édifice (le sommet de l'unité 2 sur la Figure 4-81A). En utilisant une vitesse des ondes sismiques de $1700 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ pour les sédiments peu profonds, les failles inverses qui

séparent les blocs ont un pendage vers le centre du volcan avec un angle de l'ordre de 35° à 40°. La rampe de surface est l'expression de surface de ces chevauchements, quand la partie plus plate correspond aux blocs remontés. La ligne sismique montre que les chevauchements sont scellés par le biseau à faible réflectivité de l'unité 1, dont la terminaison forme un onlap qui coïncide avec la limite entre une zone à topographie plate et une zone à topographie accidentée sur le fond marin ainsi qu'à un changement d'amplitude de modérée à forte (Figure 4-80B).

La morphologie du fond marin résulte de la combinaison des chevauchements radiaux qui définissent la structure circulaire et de l'enfouissement progressif de la partie profonde du volcan de boue (au S et au SW), qui adoucit la topographie au-dessus des chevauchements. Nous reviendrons plus tard sur des structures chevauchantes concentriques qui permettent la mise en place de la structure du fond marin.

L'unité 4 est définie comme un ensemble de réflecteurs continus subparallèles situés sous la surface lenticulaire du MVa. Les réflecteurs internes de l'unité 4 sont assez difficiles à suivre séparément en sortant du volcan de boue. Cette unité 4 apparaît sur-épaissie, i.e. avoir subi une subsidence différentielle entre l'aire du MVa et les environs. En restant au sein du MVa, l'unité 4 ne montre que peu de variations d'épaisseur. L'horizon H12 a été propagé dans l'unité 4 et en dehors de l'édifice (Figure 4-82). La Figure 4-82 montre deux zones en dépression aux abords du MVa, une au sud et une au NE. La ligne sismique représentée en Figure 4-82A est une ligne *random* recoupant ces deux structures.

Sur cette ligne sismique comme sur la ligne représentée en Figure 4-81A, l'unité 4 est affectée par quelques failles normales. La dépression NE est également affectée par un réseau de failles normales à vergence vers l'extérieur, pendage vers le NE, avec une géométrie similaire à celle décrite par Davies & Stewart (2005). Ces failles décrivent un ensemble concentrique, visible sur la carte de l'horizon H12 (Figure 4-82B).

L'unité 4 a été décrite ci-dessus par son caractère subparallèle. En un point du cube sismique, on observe une anomalie locale avec un biseau interstratifié dans deux intervalles à caractère subparallèle. La propagation du biseau a été compliquée à réaliser, surtout au passage de failles. Le biseau couvre une aire de moins de 1 km² en dehors des 7 km² d'emprise du MVa. La terminaison NE de ce biseau s'amalgame aux failles normales qui affectent l'unité 4 (Figure 4-82C).

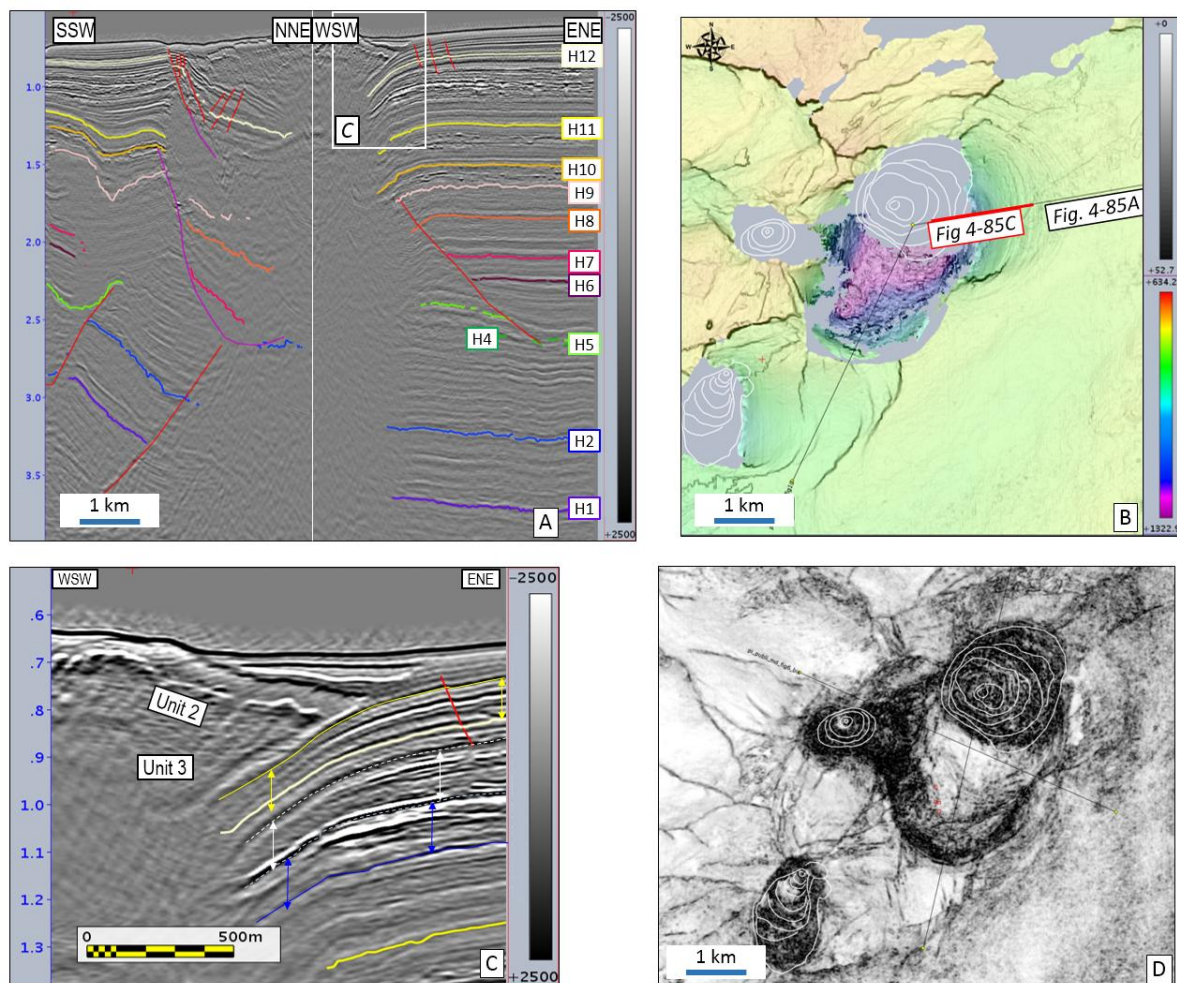


Figure 4-82: Section au travers de l'édifice MVa, B: Carte de l'horizon H12, C: Zoom sur le biseau ENE de la surface du MVa (localisée en A), D : Carte en cohérence.

La Figure 4-83A montre la structure plus profonde de l'édifice MVa. Vers le sud, on observe un biseau plus profond (l'encadré blanc de la Figure 4-83B) qui montre la même morphologie, avec au moins un horizon penté sous une masse semi-transparente dont le sommet est affecté par une série de petits chevauchements imbriqués. Cette carte montre des rides concentriques légèrement marquées comme sur la carte de cohérence (Figure 4-83B). Contrairement à l'édifice de surface, celui-ci est mal préservé et seule une petite partie est visible. Ici aussi, l'horizon H11 est en quasi-continuité géométrique avec les intervalles encaissant au sud et plonge sous la masse volcanique.

La visibilité sismique sous l'unité plongeante est mauvaise pour le volcan le plus en surface et pour l'appareil fossile décrit ici. La relation précise entre la masse plongeante vers le centre et les séries sous-jacentes est difficile à décrire pour le système MVa. Une morphologie similaire montrant des séries plongeantes dans un contexte plus facilement interprétable est observée sur le système MVb.

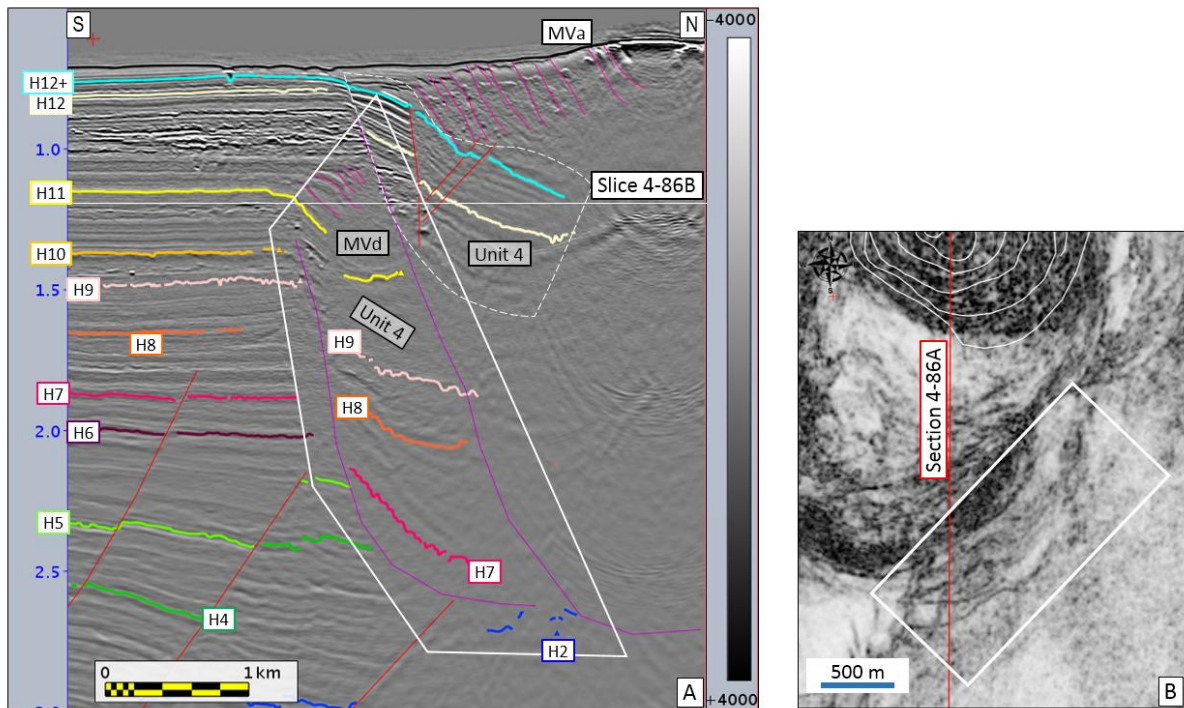


Figure 4-83: A : Profil sismique à travers la moitié S du MVA, B: Time slice montrant la structure concentrique du biseau effondré, localisée en A.

Le volcan de boue « b » et son système de transfert

La subdivision en unités utilisées pour le MVA est appliquée au MVb avec l'unité supérieure caractérisée par un sommet à forte amplitude et une base à faible amplitude et affectée par une série de chevauchements (voir l'unité 2 du MVA). L'équivalent de l'unité 1 (soit des dépôts post-volcaniques se biseautant sur le sommet du volcan actuel) est restreint à une zone étroite dans la partie la plus au sud et la plus basse topographiquement de l'édifice, suggérant que le MVb s'est mis en place plus récemment que le MVA. L'équivalent de l'unité 4, bien préservée sur le MVA, l'est beaucoup moins pour le MVb. On observe que, sous la partie sud de l'édifice volcanique, seule une série de réflecteurs peuvent être propagés jusque dans la zone non déformée en dehors de l'édifice. Une autre zone de réflectivité de basse amplitude est visible dans la partie nord, sous l'apex de MVb, elle représente le même style de déformation que l'unité 4 du MVA (Figure 4-84B et Figure 4-84C). Les unités 3 et 5, comme pour MVA, sont définies comme des ensembles à caractère sismique respectivement chaotique et transparent. La principale différence entre MVb et MVA est la structure de surface. MVA possède une géométrie plus ou moins concentrique avec le centre de l'édifice comme plus haut point topographique. MVb possède une géométrie plutôt elliptique en carte avec l'apex dans la partie nord de l'édifice. Une zone en dépression est apparente dans la partie sud de l'édifice, ressemblant au graben central de MVA.

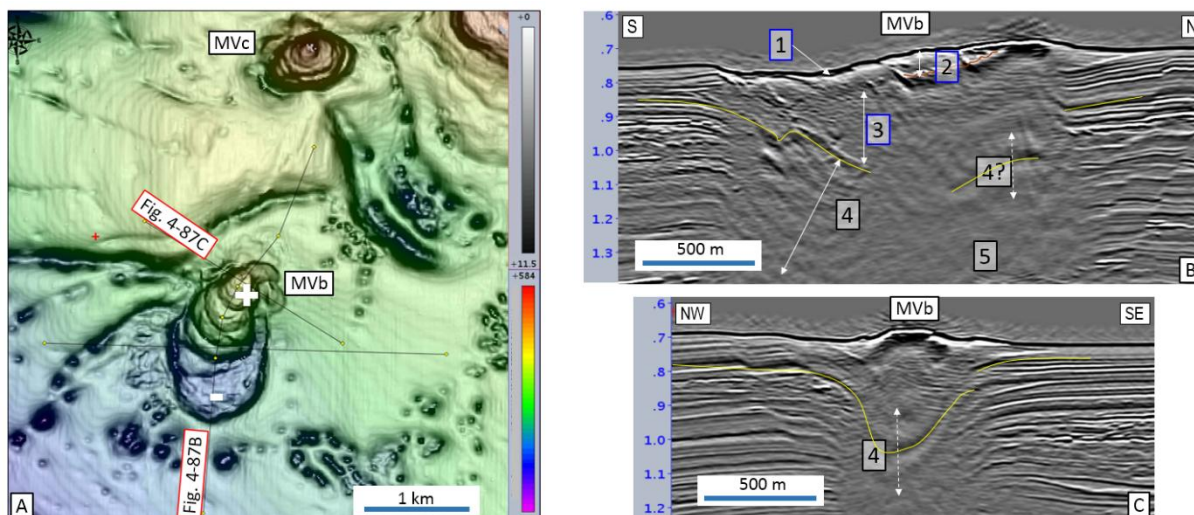


Figure 4-84: Bathymétrie de la zone d'étude, B: Profil sismique NS recoupant le MVb, localisé en A, C: Profil sismique recoupant le MVb, localisé en A.

Un équivalent mieux imagé de l'unité 4 se trouve dans une zone centrée à 1 km à l'est du MVb, tel que vu sur les lignes sismiques perpendiculaires représentées Figure 4-85A (interprétée sur la Figure 4-85B) et Figure 4-85C. La structure à mi-profondeur, entre 1,2 et 2,4 s temps double, montre une morphologie similaire au « bloc plongeant » (unité 4) observé sous le MVa. De la même façon, on observe un ensemble sismique stratifié avec un caractère parallèle et continu, qui peut être suivi sur presque toute la zone étudiée depuis la zone en dehors de l'édifice jusqu'à une dépression en forme de synclinal d'environ 1 km de large. Une carte précise des réflecteurs dans cette structure montre que le synclinal est subcirculaire en carte, tel qu'illustré Figure 4-85E. Comme on le voit sur les cartes, les couches plissées sont presque en continuité avec la géométrie des couches en dehors de l'édifice à l'Est et au NE. Elles sont décalées sur le reste de la structure, certainement par des failles difficiles à carter. Un calcul rapide du pendage de cet intervalle plongeant sur les lignes sismiques de la Figure 4-85 donne une valeur de 55° (en se basant sur une vitesse sismique moyenne de $2000\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). Ces réflecteurs recouvrent de façon irrégulière une surface en forme de bol qui tronque les couches subhorizontales sous-jacentes.

L'unité 4 du MVa montre des stratifications internes environ parallèles, à l'exception du biseau interstratifié. A l'inverse, comme représenté Figure 4-85A et Figure 4-85B), l'unité qui compose le bloc plongeant à côté de MVb montre un biseau interne plus important et à différents niveaux stratigraphiques, avec une épaisseur de certains niveaux pouvant dépasser 1 s temps double alors que l'équivalent aux bords de l'édifice est de 400 ms et en dehors de l'édifice de 300 ms seulement. La subsidence du bloc est compensée en partie par l'addition de matériel à la colonne sédimentaire. La ligne sismique perpendiculaire (cross-section) représentée Figure 4-85C montre la relation latérale entre le biseau profond (L1 sur la figure, au-dessous et au-dessus de H11) et MVb sur le fond marin. Les biseaux observés en cross-section définissent en 3D des corps lenticulaires désigné L (pour « Lentille »). Deux autres ensembles de lentilles sont identifiés comme L2 et L3 et sont visibles entre L1 et MVb.

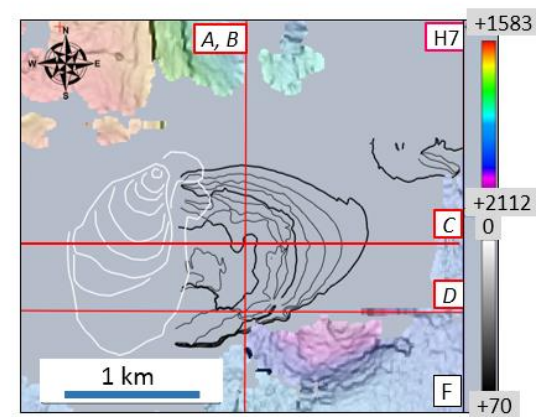
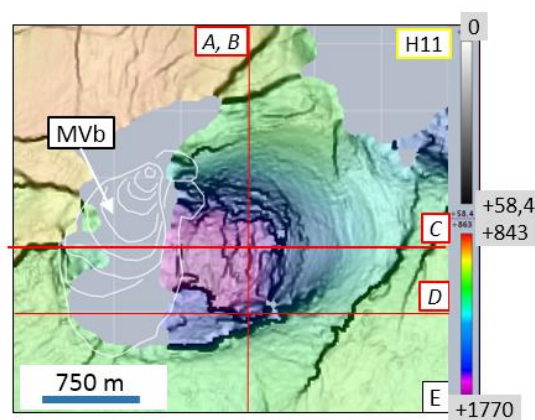
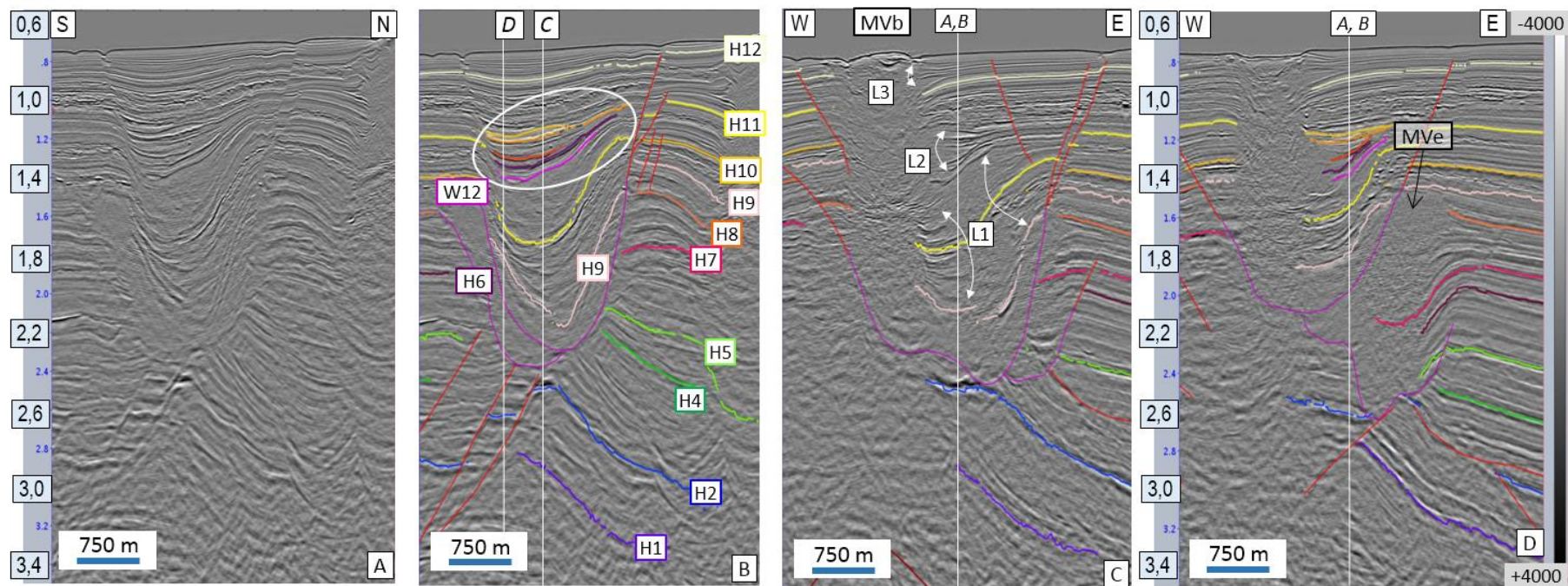


Figure 4-85: A à D : Profils sismiques perpendiculaires recoupant la structure du MVb, localisés sur les E et F, E : carte de l'horizon H12, F : carte de l'horizon H7.

La ligne sismique de la Figure 4-85D est parallèle à celle de la Figure 4-85C, localisée 500 m au sud. Cette ligne est prise en dehors de l'axe de l'unité plongeante qui apparaît plus petite ici. Plus profondément sur la ligne sismique, un objet similaire est visible avec sa base à environ 2600 ms et son sommet à environ 1600 ms. Comme les autres ensembles de biseaux, celui-ci est limité par une surface en forme de bol qui tronque les horizons sous-jacents, il est également représenté par un caractère sismique transparent. La terminaison orientale du remplissage montre une série de réflecteurs pentés, incluant H5 et H7, qui peuvent être propagés latéralement jusque dans les séries en dehors de l'édifice. Un biseau plus petit se développe près du sommet de cette unité ; le sommet de cette unité transparente est onlapé par les réflecteurs alentours tels que H8 (l'horizon orange sur la Figure 4-85D). La Figure 4-85F est une carte en temps double de l'horizon H7, l'horizon le plus profond du bloc plongeant avec les contours de l'horizon le plus profond de la partie supérieure (flèche orange sur la Figure 4-85C). Affichées ensemble, les lignes sismiques de la Figure 4-85 illustrent deux synclinaux circulaires sous le MVb, le plus profond étant en partie préservé.

Le volcan de boue « c »

Le MVc est un petit système par rapport aux deux systèmes voisins MVa et MVb. MVc montre cependant deux caractéristiques intéressantes car significatives pour la description du processus de mise en place des édifices voisins.

Plusieurs cartes en temps double montrent clairement des ensembles de failles progressant de façon radiale depuis le MVc, notamment la carte de l'horizon H5 représentée en Figure 4-86. Le centre du schéma radial est localisé à environ 500 m à l'ESE de l'actuel point haut du volcan. Ces failles peuvent être suivies en carte sur un rayon d'environ 1500 m (voir le cercle en pointillé sur la Figure 4-86B). Le centre se trouve proche de l'intersection des lignes sismiques des Figure 4-86D et Figure 4-86F, dans la partie en sub-surface du système volcanique, une zone très mal imagée en sismique. La cross-section de la Figure 4-86E indique qu'à cet endroit, l'horizon H7 se trouve sur une lentille à géométrie irrégulière (surlignée en vert) qui conduit à un épaissement apparent de l'intervalle auquel il appartient.

La carte de l'horizon H5 montre sous MVc une dépression en forme de bol qui ressemble aux zones synclinales observées sous MVa et aux environs de MVb. La Figure 4-86D est une cross-section au travers du système MVc qui montre d'une part l'axe de symétrie de la géométrie radiale et d'autre part la partie la plus profonde de cette surface en bol. La partie profonde montre une succession complexe de réflecteurs au-dessus et sous le H5, avec quelques artefacts sismiques. Nous avons propagé en détail les synclinaux circulaires sous MVa et MVb, ce qui nous permet d'interpréter la surface présente sous le MVc de la même façon que précédemment pour les surfaces présentes sous le MVa et le MVb. La géométrie de l'intervalle allant de H5 au volcan actuel, en surface, est complexe et ne peut être assimilée ni au modèle de « bloc plongeant » sous le MVA ni au modèle de « biseau à slab » vu sous le synclinal circulaire situé à l'est du MVb représenté en Figure

4-85. Toutefois, les marges illustrées sur les Figure 4-86D et Figure 4-86F montrent des limites en « zigzag » entre les sédiments encaissant stratifiés et la colonne sub-volcanique chaotique. Des discontinuités radiales sont visibles en *time slice* du cube de cohérence à une profondeur de 1749 ms temps double, représenté en Figure 4-86B, et également observés à différents niveaux sous environ 1500 ms temps double. Sur la Figure 4-86F, on observe que cette section profonde (sous les 1500 ms) montre des indices de couches périphériques ayant été plissées autour de la colonne chaotique, alors que l'intervalle au-dessus montre plutôt une flexion des couches vers le bas.

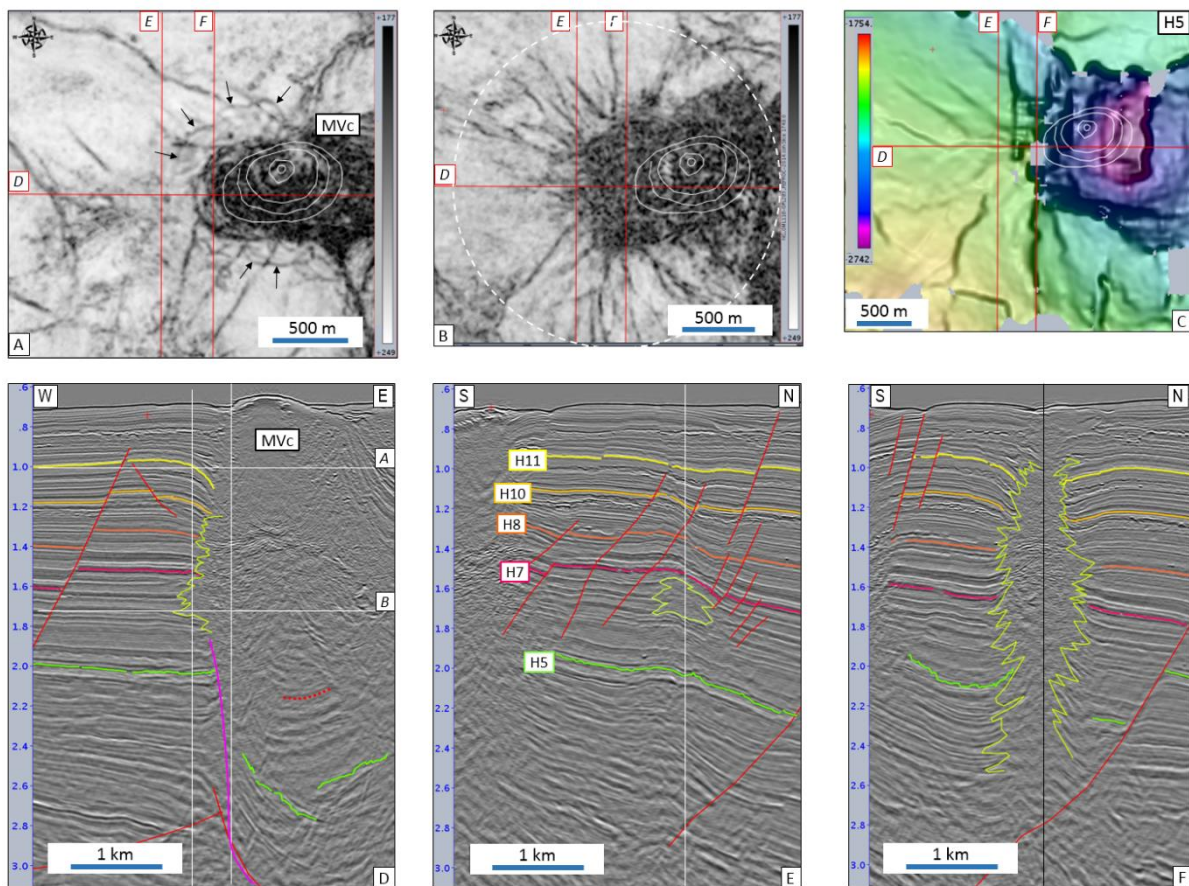


Figure 4-86: A : *time slice* à 1 s montrant des failles radiales autour du système MVC, B : *time slice* à environ 1,7 s montrant des failles radiales plus développées autour du MVC, C : carte de l'horizon H5, D : Profil sismique couvrant le système MVC, E : Profil sismique perpendiculaire EW, F : profil sismique NS recoupant le MVC.

Les limites des ensembles en dépression décrits pour l'instant montrent des géométries circulaires ou elliptiques Figure 4-83B, Figure 4-85E et Figure 4-87C), et sont plus représentatives vues en *time slice* du cube de cohérence, telles que sur la Figure 4-82E. Une revue des *time slices* a été faite pour identifier ce genre de structures sub-circulaires (ou les reliques de telles structures) afin de dénicher de possibles candidats à une structure synclinale. Les indices vus en *time slices* sont ensuite vérifiés sur lignes sismiques afin d'identifier au total une quinzaine de synclinaux à morphologie en bol. Ces synclinaux sont ensuite pointés toutes les dix lignes sismiques (*inlines* et *crosslines*). La validité du pointé est

vérifiée sur time slices. Des grilles sont éventuellement faites pour représenter les surfaces des bols ainsi propagées. La Figure 4-87A représente le résultat obtenu sur une ligne *random* avec une *time slice* du cube de cohérence à 2307 ms temps double en Figure 4-87B, ainsi que la même *time slice* avec l'intersection du pointé sur la Figure 4-87C. Il est intéressant de noter que la cross-section en Figure 4-87A montre plusieurs des morphologies en bol en continuité avec des failles normales au-dessus, dont la plupart se propagent jusqu'au fond de mer ou dans l'intervalle sédimentaire proche du fond de mer. La coupe horizontale interprétée de la Figure 4-87C montre que certains de ces bols en recourent d'autres. Par exemple, le bol W10 est représenté par une morphologie sub-circulaire complète qui recoupe les bols W7 au nord et W8 au sud. Le synclinal W7 recoupe également les structures W4 et W5, alors que W5 recoupe la terminaison est de la structure W4. Ces troncatures peuvent également être observées en cross-section, et sont par exemple bien représentées sur la Figure 4-87A.

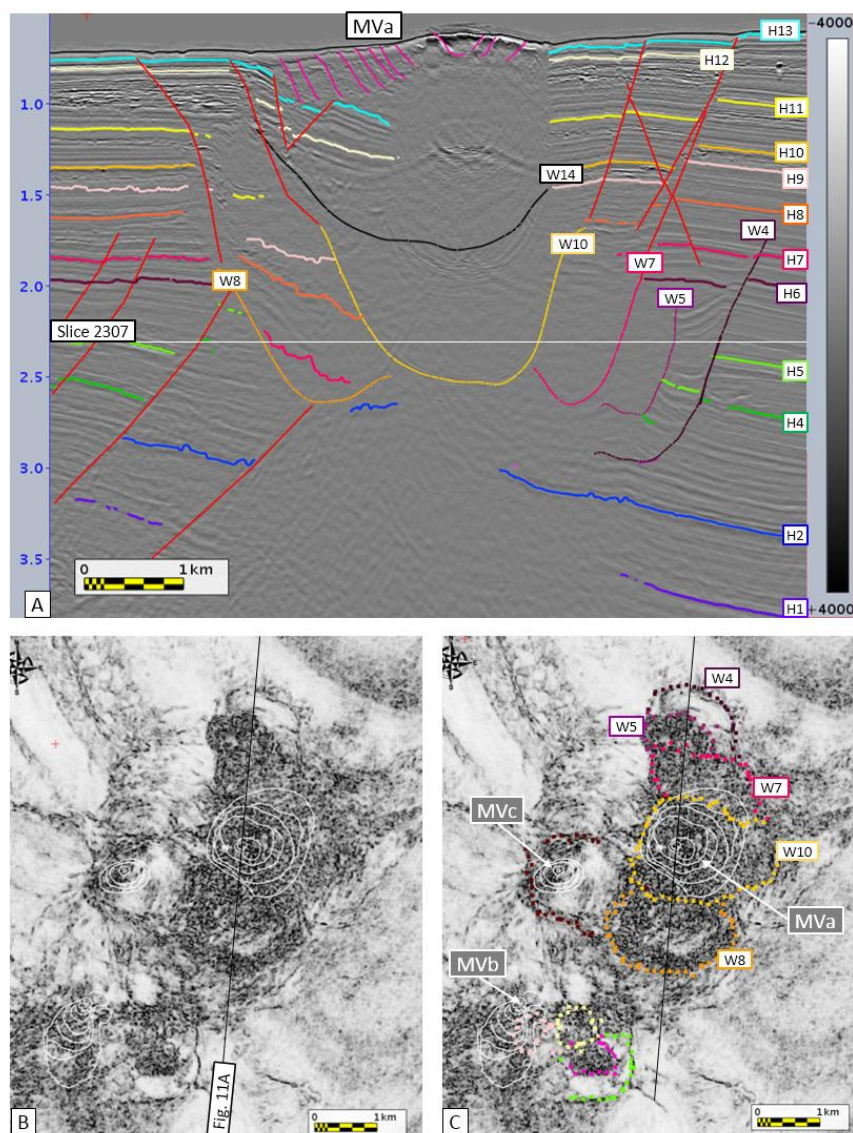


Figure 4-87: Profil sismique recoupant le MVb, B: time slice montrant la morphologie circulaire, C: time slice avec interprétation de ces morphologies.

La Figure 4-88 représente deux autres lignes sismiques qui, avec la Figure 4-87A, imagent la totalité des synclinaux ; parmi ceux-ci, W1, W4, W5, W7, W8, W10, W13 et W14 appartiennent au système de volcan de boue « a » quand les synclinaux W2, W6, W9, W12 et W15 appartiennent au système de volcan de boue « b » et quand les synclinaux W3 et W11 appartiennent au système volcan de boue « c ». La time slice du cube de cohérence représentée en Figure 4-88C à Figure 4-88E illustre les relations de recouvrements de ces structures.

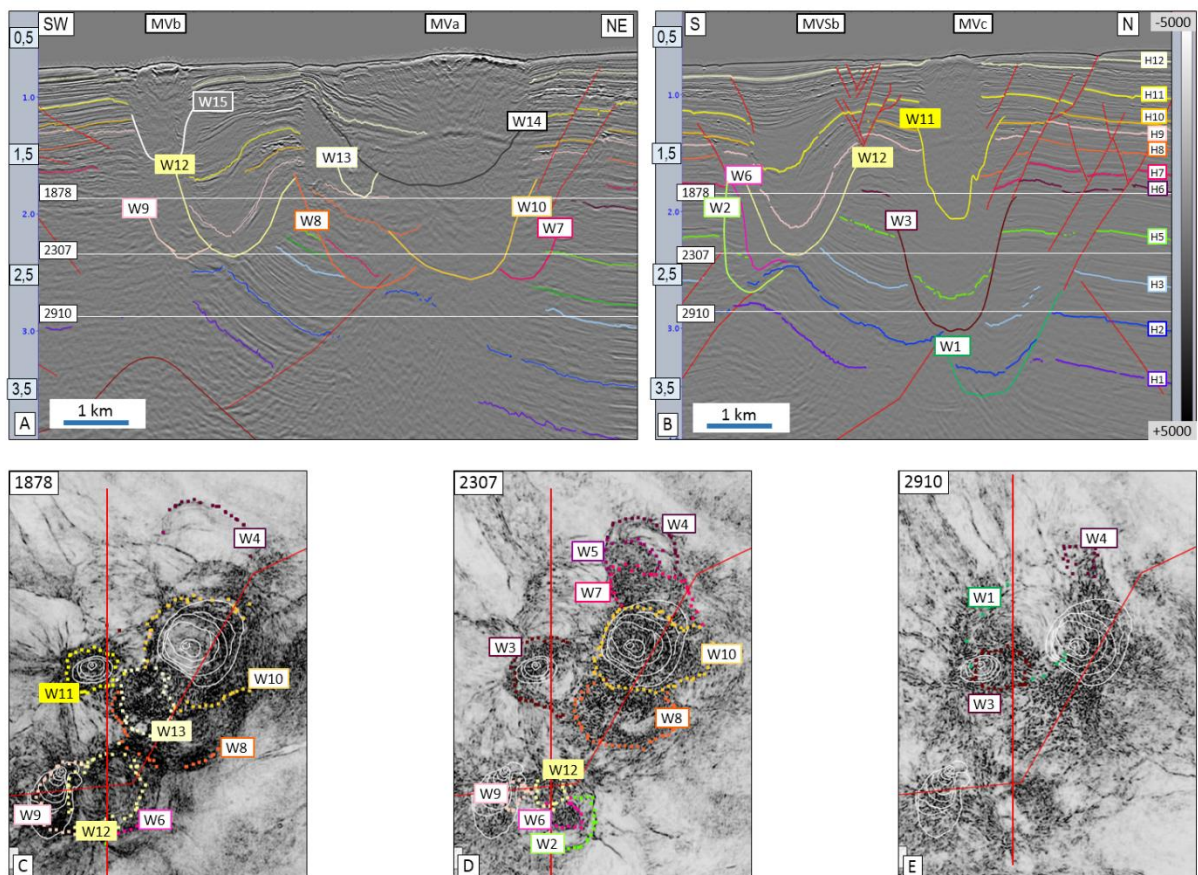


Figure 4-88 : Profil sismique *random* passant au travers des structures MVA, MVB et MVC, montrant les morphologies en bol, B : profil sismique NS traversant les systèmes MVB et MVC, C : *Time slice* à 1878 ms, D : *time slice* à 2307 ms, E : *time slice* à 2910 ms.

Les lignes sismiques de la Figure 4-88 montrent un type d'intersection observé couramment, avec l'apex de la suture la plus récente localisée sur la précédente. Ce type de géométrie a été observé pour des intrusions de type sill (Figure 14 de Cartwright et al., 2008) ou encore pour des pockmarks à hydrate effondrés (Imbert et Ho, 2012).

5 Modèles de mise en place des systèmes de volcan de boue

Cette section permet une synthèse des résultats, observations faites en sismique, en géomorphologie et de terrain afin de définir des modèles de mise en place des systèmes de volcan de boue. La première distinction importante dans la structure superficielle des édifices volcaniques est celle entre le pôle à sommet plat (*mud pie*) et le pôle à sommet conique (*mud cone*), elle permet d'introduire un nouvel élément au système : la chambre superficielle qui conditionne le modèle de mise en place des édifices à morphologie de *mud pie*, le modèle « Pousse-Muraille ». La sub-surface est étudiée ensuite afin de comprendre la mise en place du système de transfert de ces édifices en se basant sur un modèle simple qu'est le bloc de la Structure 1. Cela permet de mettre en évidence un système de transfert plus complexe constitué de plusieurs chambres primaires (zone de génération de boue) et secondaires (zones de stockage, intrusions). Enfin, la source du système met en évidence que les fluides proviennent d'origines différentes (plus ou moins profondes). Ces deux modèles sont ensuite utilisés pour interpréter la structure complexe du domaine profond du delta du Niger.

5.1 Modèle d'évolution du système de transfert des systèmes de volcans de boue

Cette sous-partie sur les systèmes de transfert permet de définir un système avec différentes sources de fluides, un autre avec source de boue moins profonde (la chambre primaire), un système de transfert plus ou moins complexe avec différentes zones de stockage (chambres secondaires et intrusions) ainsi qu'une évolution de surface dépendante de la chambre superficielle.

Cette seconde sous-section s'intéresse à la migration de la boue grâce au système de transfert qui inclut les processus entre la source et la surface. Nous décrivons ce système de transfert grâce à l'exemple simple de la Structure 1. Nous appliquons ensuite ce système à un cas plus complexe constitué de plusieurs systèmes imbriqués situé dans le delta du Niger.

Nos observations sur ce système permettent de mettre en lumière que du matériel argileux a été remobilisé depuis une « chambre de boue » localisée à faible profondeur (entre 1000 et 1500 m) pour être transféré vers la surface.

5.1.1 Processus de remobilisation

Dans le BSC, de nombreuses formations géologiques sont connues pour être des sources de fluides en surpressions notamment dues à la génération de gaz méthane (Fowler et al., 2000 ; Javanshir et al., 2015). Ces formations se trouvent à des profondeurs bien supérieures à celle de la chambre de boue décrite ici. La formation du Maykop constituée d'argiles et riche en matière organique, est située à une profondeur de 8 km sous la Structure 1 (Fowler et al., 2000) alors que la chambre de boue de la Structure 1 se trouve à une profondeur de l'ordre de 1500 m, au sommet de la formation des Productive Series.

Le sommet des Productive Series est connu pour jouer le rôle de piège stratigraphique dans tout le BSC, certainement dû aux caractéristiques lithologiques du Triplet et des argiles marines qui le recouvrent. Dans la zone de la Structure 1, les Productive Series sont constituées de dépôts fluvio-deltaïques (Abdullayev et al., 2012 ; Javanshir et al., 2015), empilements de grès et argile incluant des corps sableux avec de bonnes propriétés réservoirs (porosité, perméabilité, continuité verticale et latérale), surtout dans les Productive Series moyennes qui montrent une très bonne continuité latérale (Javanshir et al., 2015). Les hydrocarbures ont migré depuis des formations profondes en surpressions de fluides telle que la formation du Maykop et se sont ensuite accumulés au sommet des Productive Series, juste sous le Triplet. C'est sous ce Triplet que le matériel a dû être soumis à la plus forte surpression de fluides, induisant une baisse de sa résistance au cisaillement et sa fluidisation. Il existe deux procédés permettant de faire chuter la résistance au cisaillement d'un matériau : la fluidisation et la liquéfaction. La liquéfaction a lieu dans des séries déjà saturées en fluides (Maltman & Bolton, 2003) et ne nécessite pas l'apport de fluides additionnels (par exemple en gaz) dans le système, mais induit un réarrangement des particules (comme les sables mouvants pouvant être initiés par un tremblement de terre). La liquéfaction peut affecter des séries entières (Owen, 1987). Au contraire la fluidisation est plus locale, affecte des couches fines de sables ou à plus petite échelle des couches fines d'argiles et de silts (Lowe, 1975 ; Obermeier, 1996) et est déclenchée par l'apport de fluides dans un volume du système.

Le développement du MV4 proche de la crête de l'anticlinal suggère que le gaz a joué un rôle dans la mise en place de ce système de volcan de boue. La liquéfaction d'un réservoir sableux se traduit en général par un gonflement de ces séries et par la déformation de la couche (souvent argileuse) située au-dessus (Obermeier, 1996). En suivant ce raisonnement nous faisons l'hypothèse que les surpressions résultant de l'apport de gaz dans la partie supérieure des Productive Series permettent le gonflement de ces réservoirs et une déformation des formations argileuses sus-jacentes. Dans le cas de la Structure 1, ce fluide serait du méthane formé dans la formation du Maykop et entrant dans la « chambre de boue ». Le scénario de mise en place de cette chambre est un volume de sédiment à faible profondeur (1500 m) qui est remobilisé après l'apport d'une quantité importante de méthane et qui est fluidisé puis remobilisé vers la surface.

5.1.2 Profondeur de mise en place

Le volcan de boue MV4 de la Structure 1 a été décrit comme un « *paleo build-up cone* » par Fowler et al. (2000), comme un objet construit par du matériel extrudé. Toutefois, d'autres auteurs renseignent des intrusions de boue sous les volcans de boue (e.g. Deville, 2009). Les objets décrits comme intrusions montrent des morphologies qui correspondent à celle de l'intervalle 4 du MV4. Nous discutons ici la profondeur de mise en place de ce matériel (sous le fond de mer de l'époque), la possibilité que le MV4 soit un volcan de boue ou une intrusion. Le sommet de l'intervalle 4 est marqué par des dépressions sub-circulaires (Figure 4-10) qui ont la morphologie d'un cratère ou d'une caldera. La présence d'un patch de forte résistivité au centre de cette morphologie est d'ailleurs

interprétée comme une accumulation de sédiments au centre de cette dépression au fond de mer de l'époque.

Localisation de la chambre de boue

La position du système de volcan de MV4 est particulière car légèrement décalée par rapport à la crête de la structure, là où devrait avoir lieu la plus forte surpression de fluide. La chambre de boue n'est pas localisée non plus sur l'apex de la structure mais légèrement décalée vers le SW. La migration de fluides à l'échelle du bassin pourrait être une solution à ce problème. Le BSC est soumis à des migrations de fluides importantes entre le centre du bassin, soumis à de fortes surpressions de fluides, et les marges du BSC où les surpressions de fluides sont moins importantes (Javanshir et al., 2015), en particulier vers la marge NW de la Structure 1. Ici, le MV4 se développe sur le flanc sud de la structure anticlinale. Des restaurations de coupes sismiques (non illustrées ici) permettent de voir que même à l'époque de mise en place du MV4, il n'était pas localisé en crête de structure. Un autre paramètre influençant la localisation de la remobilisation pourrait correspondre à la mise en place d'un chemin de migration des fluides.

Les failles d'extrados, chemin de migration

Dans un système constitué d'une couche inférieure ayant une faible résistance au cisaillement (une couche d'évaporites ou de roches poreuses en surpression de fluides) située sous une couche plus résistante, la faible résistance de la couche inférieure ne suffit pas à induire une migration du matériel en surpression vers la surface. Cette couche plus faible a besoin d'un chemin de migration pour traverser sa couverture (Vendeville & Jackson, 1992). Dans l'exemple du MV4 de la Structure 1, le facteur déclencheur de la migration a pu être l'apparition de failles d'extrados en crête d'anticlinal. Des failles d'extrados affectent l'épaisseur entre la surface et le Triplet, soit le sommet des Productive Series (Figure 4-5). Elles sont décalées par rapport à la position de la chambre de boue. Les failles *RF5* sont des failles d'extrados visibles sur *time slice* (Figure 4-2), ces failles changent de direction sur la crête de l'anticlinal : elles sont orientées NW-SE dans la partie NW et NE-SW au SE de la structure anticlinale. Ces deux familles de failles se recoupent quasiment là où est situé le MV4. Sur coupe sismique, on observe que le sommet de l'intervalle 3 s'épaissit au-dessus de la chambre de boue effondrée, mais également au-dessus des autres failles d'extrados, ce qui indique que certaines de ces failles d'extrados étaient déjà présentes au-dessus de la chambre de boue avant son apparition, soit avant la fluidisation du sédiment. Ces failles d'extrados situées au-dessus de la chambre de boue ont servi de chemin de migration au matériel remobilisé pour migrer vers la surface, elles ont ensuite également été remobilisées lors de l'effondrement de la couverture dans la chambre de boue.

Cinétique de fluidisation et de migration

Plusieurs réflexions sont visibles en sismique dans l'intervalle 4, indiquant la présence de plusieurs contrastes d'impédance dans le matériel extrudé en surface. Dans le cas d'une extrusion monophasée, qu'il s'agisse d'une éruption violente ou d'une extrusion calme et

continue, le matériel formant la chambre de boue correspond à du matériel homogénéisé, mélangé et déposé sous la forme d'une masse de matériel homogène. Au contraire, on observe un empilement d'onlaps le long de la bordure de la chambre (Figure 4-8). Ces réflecteurs indiquent des contrastes d'impédances donc plutôt une extrusion polyphasée. Il faut noter que, comparées à la sédimentation environnante, les séries extrusives se sont déposées dans un délai très court car l'ensemble de l'intervalle 4 se biseaute pour atteindre l'épaisseur d'une phase sismique en dehors de la structure.

Pour créer ces extrusions, deux processus sont nécessaires : la fluidisation d'un volume de sédiment et la formation d'un chemin de migration au-travers de la couverture. Au moins un de ces deux processus se fait de façon discontinue pour avoir une remontée de matériel en surface par épisodes. Cela mène à deux possibilités : soit le volume entier de la chambre s'est fluidisé et n'a pu être extrudé que de façon épisodique, soit un petit volume de sédiment est fluidisé et extrudé menant à des extrusions successives de petits volumes de boue. Nous favorisons cette deuxième hypothèse selon laquelle le matériel est progressivement fluidisé et extrudé, permettant l'extrusion épisodique de volumes successifs en surface lorsque la résistance mécanique de ces corps diminue assez. Nous ne pouvons pas savoir aujourd'hui si la fluidisation se débute par la base ou par le toit de la chambre de boue.

5.1.3 Apports multiples de fluides et provenances différenciées

Les analyses isotopiques des eaux révèlent plusieurs signatures de différentes sources pour les eaux constituant la boue des édifices analysés. La présence d'eau de formation indique qu'une partie de l'eau provient d'une profondeur à laquelle les argiles ont commencé à libérer une partie de leur eau de constitution, une source à une profondeur comprise entre 3 km et 10 km (entre 60°C et 180°C, considérant le gradient géothermique du BSC de 18°C/km). La présence d'eau météorique indique qu'une partie de l'eau provient de la surface, certainement arrivée en contact avec la boue par infiltration.

Les analyses isotopiques faites sur le gaz permettent de qualifier le gaz expulsé des volcans comme étant du méthane thermogénique (ayant subi quelques modifications au cours de la migration). La source du gaz est assez profonde pour atteindre la fenêtre à gaz (entre 120° C et 180°C soit entre 6 et 10 km dans le BSC). Dans certains cas, notamment le Durovdag, cette signature peut être discutée car elle se trouve proche de la zone biogénique.

D'après ces analyses de l'eau et du gaz constituant la boue des volcans, nous pouvons affirmer que la boue arrivant en surface est constituée de gaz et d'eau provenant de sources différentes. Il est nécessaire d'avoir une source de gaz profonde située entre 6 et 10 km pour atteindre la fenêtre à gaz et créer du gaz thermogénique. L'eau de formation renseigne une seconde source de déstabilisation des smectites à des profondeurs comprises entre 3 et 10 km. Enfin, une troisième signature indique une source d'eau située très proche de la surface pour avoir la signature d'une eau météorique dans la boue.

Les smectites sont des minéraux de surface. Les illites sont les minéraux de profondeur et les interstratifiés se trouvent dans la colonne entre la zone de stabilité des smectites et la profondeur d'apparition des illites. La minéralogie des argiles renseigne donc sur la profondeur de la source des sédiments. La présence d'une quantité plus importante de smectite peut indiquer une source de boue à profondeur plus faible que pour une boue plus riche en illite.

Les édifices Yeux Bleus, Pointe 4 et Durovdag montrent des concentrations en smectite de l'ordre de 70%, les sources de boue de ces systèmes se trouvent à des profondeurs plus faibles que les sources de boue des édifices Pirkulu, Dashgil et AA qui montrent des concentrations en smectite de l'ordre de 20%. La forte concentration en illite de ces édifices ne renseigne toutefois pas une source à la profondeur de formation de l'illite (180°C, environ 10 km dans le BSC) car ces illites peuvent être détritiques. La présence de chlorite en plus grande quantité dans ces boues indique également une source plus profonde. Les proportions de minéraux argileux sont directement comparées car les proportions d'argiles sont équivalentes dans les différents échantillons (environ 5%) (Figure 4-61). Les analyses isotopiques comparées aux analyses de minéralogie des argiles nous ont montré des différences de profondeurs de la source de boue entre certains édifices.

Il est intéressant de noter que les édifices AA et Yeux Bleus sont situés à 3 km l'un de l'autre et montrent pourtant des concentrations en smectite très différentes, donc des profondeurs de source de boue différentes.

5.1.4 Le modèle de mise en place d'un système de volcan de boue

Un modèle simple de mise en place d'un système de volcan de boue peut-être défini en se basant sur les résultats observés en sismique ainsi que sur les signatures isotopiques des fluides et des sédiments présentés dans la section précédente.

Le système de volcan de boue du MV4 de la Structure 1 permet d'illustrer de façon simplifiée un système de volcan composé de quatre parties :

- Une source de fluides (eau et gaz) en profondeur correspondant à une zone en surpression de fluide.
- Une chambre de boue où les fluides remobilisent les sédiments pour former de la boue : la chambre primaire.
- Le système de transfert de cette boue vers la surface.
- Le volcan de boue en surface.

Les fluides proviennent d'une **source en surpression de fluide en profondeur**, marquée par la présence d'eau de formation et de gaz thermogénique. Lors de leur migration vers la surface, ces fluides sont piégés sous un niveau imperméable, dans le cas de la Structure 1, le Triplet composé d'évaporites à environ 1,5 km de profondeur. Là, les fluides vont fluidiser le sédiment encaissant et former la boue, créant la **chambre primaire** (Figure 5-1), la zone de formation du matériel argileux. De cette chambre primaire sera

évacué le matériel argileux une fois les surpressions à cette profondeur suffisantes pour permettre sa remontée. La couverture de cette chambre primaire va ainsi s'effondrer dans l'espace de la chambre et le matériel extrudé se dépose de façon contemporaine à l'effondrement de la couverture, en surface **pour former le volcan de boue**.

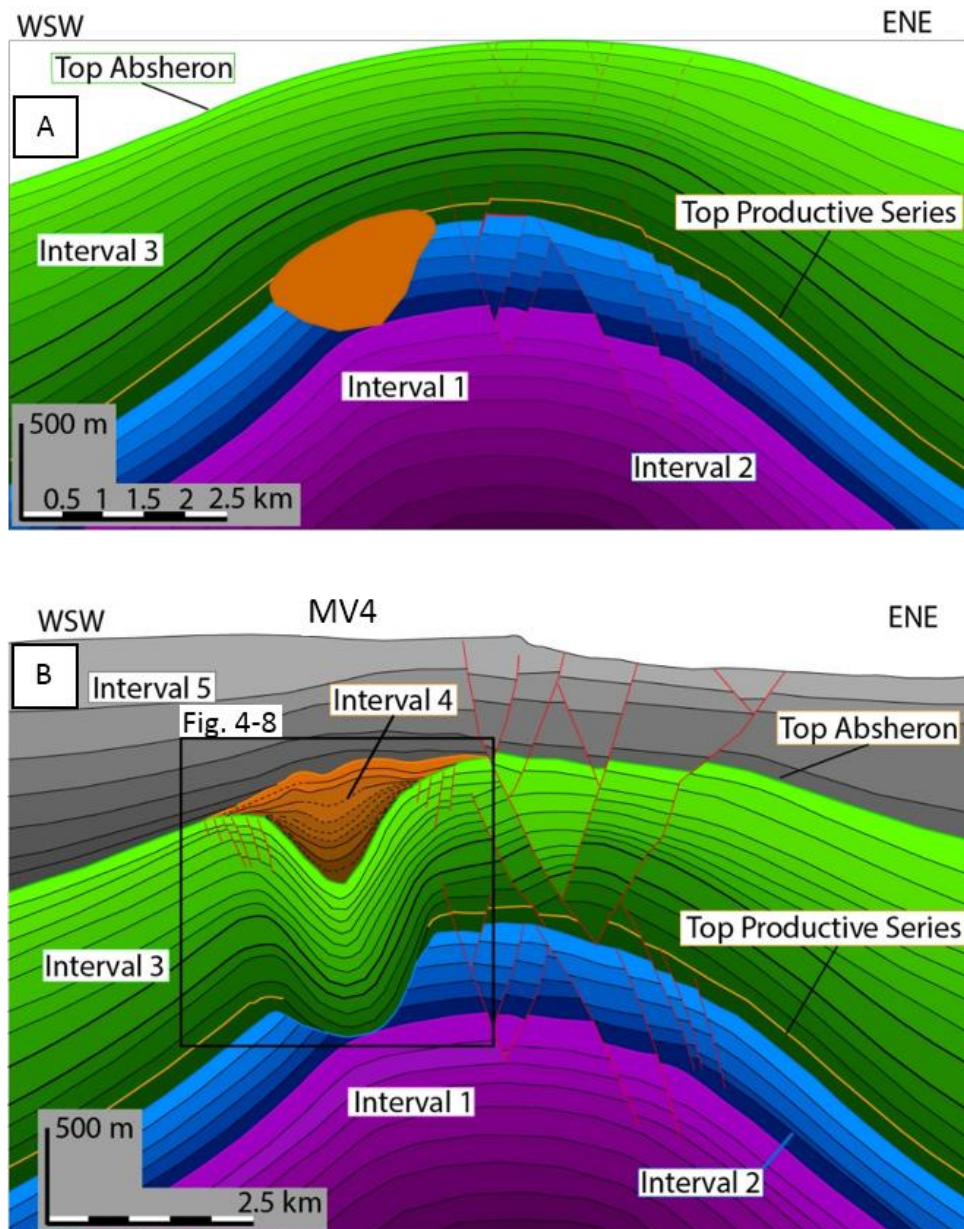


Figure 5-1: Modèle de mise en place d'un système de volcan de boue. A : Restauration des horizons de l'intervalle 3 effondré pour imaginer la **chambre primaire**, la zone de fluidisation du sédiment d'où est extrudé le matériel argileux formant le volcan de boue. B : Représentation de la ligne sismique (Figure 4-5). La représentation que l'on fait de la chambre primaire correspond au volume total de matériel qui a été extrudé pour permettre l'effondrement de la couverture. Nous discuterons l'aspect monophasé versus polyphasé de l'extrusion et le gonflement maximale de la chambre primaire....

5.2 Evolution des édifices à morphologies plates

Cette seconde partie décrit un pôle de morphologie que sont les *mud pies*, ces édifices à sommets plats permettant de définir un nouvel objet dans le système de volcan de boue : la chambre superficielle. La description de ces édifices permet de définir un nouveau modèle de mise en place : le modèle « Pousse-Muraille ».

5.2.1 AA et Absheron : un sommet plat, subsidant et en compression radiale

Cette partie est axée sur le mode d'évolution des édifices de surface à morphologie plate potentiellement liée à la présence d'une réserve de matériel fluide en surface.

Gonflement / dégonflement d'un réservoir de surface

L'AA et le volcan Absheron montrent des morphologies de volcans plats (*mud pies*). Des structures de compression sont visibles sur les deux édifices : l'AA en montre sur sa couronne (failles de cisaillement) et dans les ravins (failles inverses) ; les rides au sud d'Absheron correspondent à des rides de pression. Le centre de l'AA est en extension (failles de mode 1), le sommet de Absheron ne montre pas de structures particulières de déformation mises à part les rides de pression concentriques autour de points d'émission secondaires (Figure 4-21). Ces rides concentriques autour des points d'émission secondaires indiquent que la surface de l'édifice n'est pas constituée de matériel liquide mais est suffisamment indurée pour être soumise à de la déformation souple telle que ces rides de pression. La dépression circulaire autour du sommet indique toutefois un dégonflement, une subsidence de la couverture. La coulée latérale (Coulée 18) s'épanche au travers du mur de 50 m de haut. La perte de volume dans le réservoir de matériel liquide de surface que représente cette coulée explique la subsidence de la couverture, tout comme observé sur les modèles analogiques.

Sur les modèles analogiques, on observe que l'extrusion de matériel dans la chambre superficielle provoque à la fois le gonflement de cette chambre et des figures de compression en périphérie (chevauchements sur le mur périphérique). L'ouverture du mur périphérique engendre une perte de matériel dans la chambre superficielle et une légère subsidence de sa couverture qui est marquée par la formation de failles concentriques en périphérie de l'édifice (Figure 4-70). Tous les indices morphologiques de l'édifice Absheron sont cohérents avec l'hypothèse d'une réserve de matériel argileux non indurée à faible profondeur (juste sous la couverture) qui est à la source de la coulée 18.

Une croûte indurée sur un réservoir liquide

L'hypothèse d'une croûte indurée reposant sur du matériel visqueux a été testée en procédant à une acquisition géophysique de résistivité électrique à la recherche d'une stratification. Sur le profil, il apparaît une couche de 10 m d'épaisseur montrant des valeurs de résistivité plus élevées que le matériel situé juste dessous (Figure 4-36). Cette couche à plus forte résistivité montre un épaissement en s'éloignant du centre de l'édifice. La résistivité étant fonction de la teneur en eau du matériau, un matériau avec une teneur en

eau élevée sera plus conducteur, moins résistif. On interprète la couche de surface à plus forte résistivité comme une couche de matériel induré, à teneur en eau plus faible, reposant sur un réservoir de matériel encore humide. Sur ce profil, la croûte est fracturée formant des îlots de forte résistivité. Ces discontinuités se trouvent à l'aplomb des *doubles lacs*.

Sur la couronne de l'AA, les failles de cisaillement conjuguées se branchent aux *doubles lacs* et délimitent des portions de la croûte de l'AA qui migrent entre ces failles. Nous identifions ces portions mobiles de la croûte indurée à des radeaux en déplacement depuis le centre vers la bordure (Figure 4-33). Ces failles conjuguées et les structures en pop-up s'amalgament parfois. La formation de pop-ups n'est pas fortuite et nécessite une discontinuité à la base de la couche déformée, discontinuité due à une différence de résistance au cisaillement ou à des pressions de fluides importantes qui permettront la mise en place d'un niveau de décollement (Butler, 1982 ; Cotton & Koyi, 2002). L'épaisseur de la couche cassante ainsi que la résistance au cisaillement le long du niveau de décollement sont primordiales dans la répartition de ces pop-ups.

Nous avons pu approcher l'épaisseur de la couche de surface par la géophysique, une deuxième façon indirecte d'approcher l'épaisseur de la couche cassante est de considérer les failles inverses qui forment ces structures en pop-ups à pendage entre 30° et 45°. En faisant un calcul trigonométrique il est possible de relier la largeur de ces pop-ups (la distance entre les failles en surface) à l'épaisseur de la couche. Pour une distance entre les failles conjuguées d'une structure en pop-up de 20 m :

- Pour un angle de faille de 30° : $d = 10 * \text{tg}(30)$ soit $d=5$ m.
- Pour un angle de 45°, $d = 10 * \text{tg}(45)$ soit $d=10$ m.

La morphologie des structures de pop-up visibles en surface de la couronne de l'AA permet ainsi de définir une épaisseur de couche cassante d'une épaisseur comprise entre 5 et 10 m, en considérant un angle du plan de faille compris entre 30° et 45°), reposant sur du matériel moins résistant (Figure 5-2). Ces valeurs sont cohérentes avec les valeurs apportées par la géophysique.

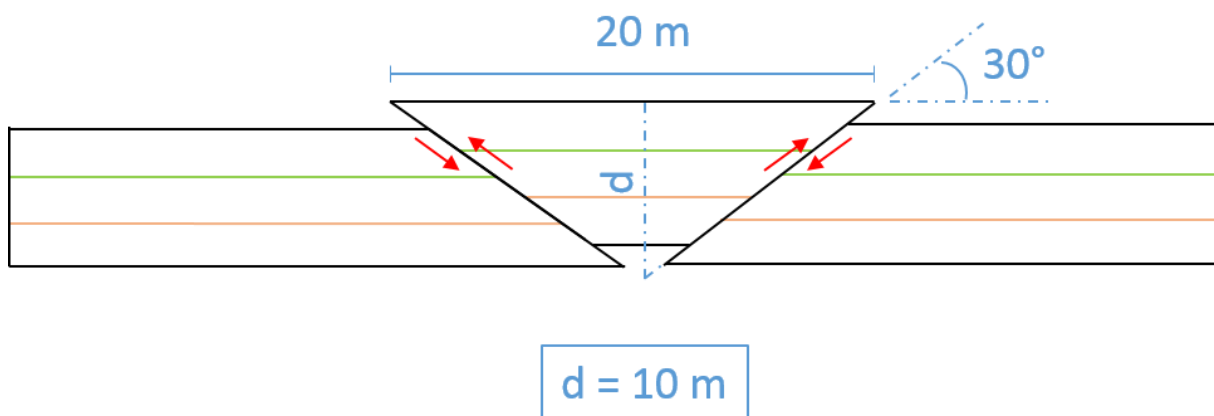


Figure 5-2: Schéma représentant l'estimation de l'épaisseur d'une croûte déformée en structures de pop-up, en se basant sur la distance entre les plans de failles en surface avec un angle des plans de failles inverses de 30°.

Chambre superficielle

Les morphologies de surface de l'AA et d'Absheron sont similaires, il s'agit de *mud pies* d'échelle kilométrique avec un sommet presque parfaitement plat ceinturé par un rempart. Ce rempart forme un butoir à l'épanchement du matériel argileux. En certains points, ce butoir peut subir une rupture et permettre l'épanchement de matériel argileux liquide, tel qu'à l'ouest d'Absheron, ce qui induit une morphologie de subsidence de la couverture. Lorsque ce rempart résiste à la contrainte, il subit une déformation compressive formant des structures de déformation tangentes à la bordure, comme pour l'AA.

L'analogie de morphologie de surface entre AA et Absheron ainsi que la relation entre la subsidence de la couverture d'Absheron et la mise en place de la coulée ouest permettent de renforcer l'hypothèse d'une réserve de matériel visqueux situé à très faible profondeur, juste sous une couche de surface constituée de matériel induré, d'une épaisseur de l'ordre de la dizaine de mètres. Nous appelons cette réserve la « chambre superficielle ». La morphologie en *mud pie* est dépendante de la présence de cette chambre superficielle. Le développement des volcans de type *mud pie* est lié au soulèvement de la couverture de ce réservoir lors d'arrivée de matériel depuis plus profond. Si ce gonflement se poursuit, il peut engendrer une extrusion de matériel au-travers d'une percée dans le mur de ce réservoir comme pour Absheron ou par émission en surface sous la forme de galettes comme sur l'AA.

5.2.2 Modèle Pousse-murailles

Compression radiale depuis le centre de l'édifice

Le volcan Absheron est un *mud pie* avec une croûte légèrement indurée (plissée) et une coulée de boue qui perce le mur de la caldera et s'épanche vers le sud (Figure 4-16). L'arrivée de matériel argileux depuis une source de boue en profondeur jusque dans le réservoir de surface permet le gonflement de ce réservoir et son débordement (on observe des coulées au SE), mais également de repousser le mur de l'édifice de surface jusqu'à provoquer une ouverture dans ce mur et la sortie du matériel. En coupe sismique, on observe que la périphérie de l'édifice Absheron est affectée par des structures de compression : des chevauchements à vergence externe. Le sommet du biseau 1 d'Absheron montre un horizon induré soumis à des chevauchements, le sommet du biseau 2 également. Le sommet du biseau 3 est affecté par des rides de pression au sud de l'édifice (Figure 4-12). Nous interprétons les biseaux comme des objets extrudés en surface, ce qui induit que les surfaces successives ont été affectées par des contraintes qui ont induit des structures de compression ayant la même organisation. Ces différentes structures indiquent une contrainte continue au cours de la croissance de l'édifice (Figure 5-3). Ces structures de compression indiquent que le matériel était suffisamment induré pour former ces chevauchements.

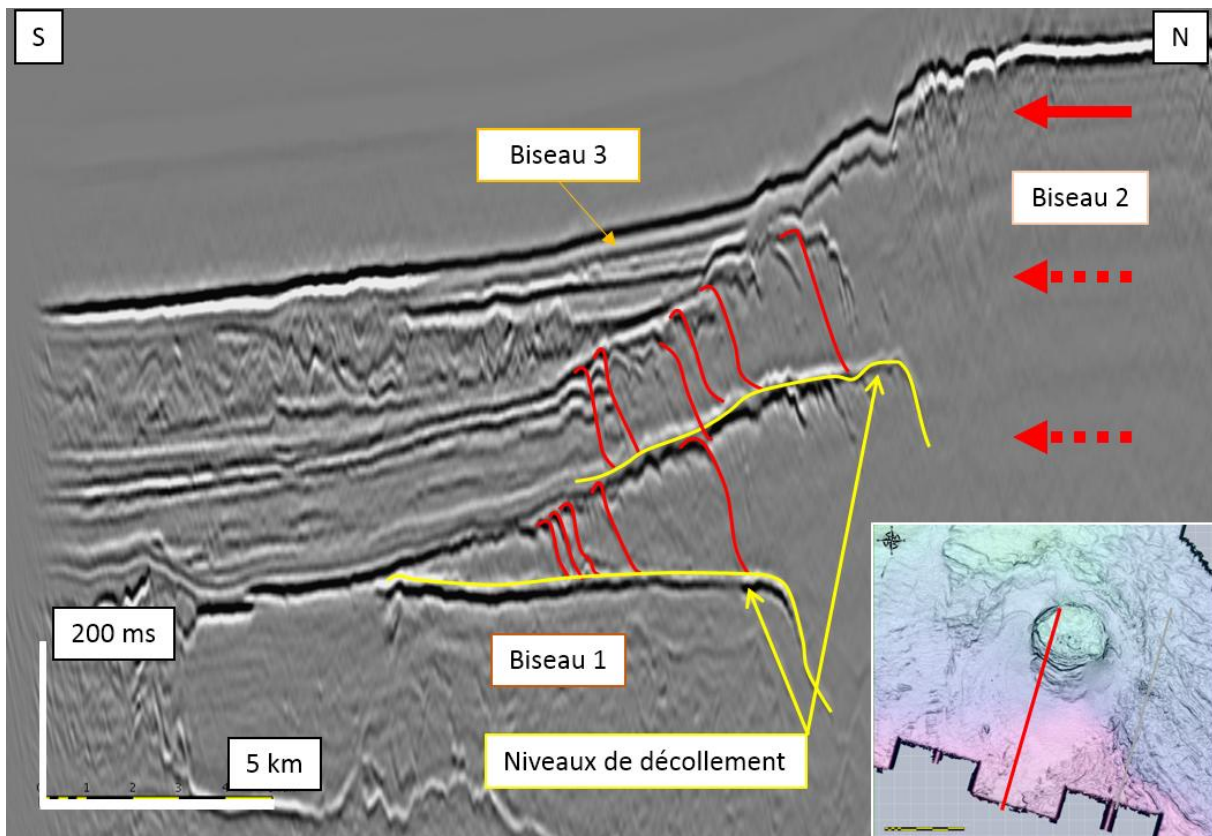


Figure 5-3: Section sismique au travers des différents biseaux du système de volcan de boue Absheron. Les flèches rouges pointillées représentent les paléo-contraintes de surface pour chaque paléo surface, la flèche rouge indique la contrainte radiale en surface actuelle.

La remontée de matériel argileux se fait depuis la source de boue qu'est la zone de fluidisation. Cette remontée est contrôlée par les contrastes de densité entre le matériel fluidisé et l'encaissant, la densité de la boue devant être plus faible pour commencer à migrer vers la surface (nous ne considérons ici aucune contrainte extérieure). Au cours de sa remontée, le matériel argileux remobilisé peut se déposer en surface ou en intrusion selon sa densité :

- Si la densité de cette boue est inférieure à la densité du matériel déjà en place en surface, le matériel se dépose sous la forme d'une coulée de boue, en surface, sur le matériel déjà en place.
- Si la densité de ce matériel est équivalente à celle du matériel déjà en surface, alors ce matériel alimente la chambre superficielle en la gonflant mais n'arrive pas en surface.

C'est le phénomène que l'on observe sur le modèle analogique I, qui engendre la formation de failles d'ouverture au-dessus du point d'émission (Figure 4-69). Lorsque du matériel, à densité équivalente au matériel en surface, vient alimenter la chambre superficielle, celle-ci gonfle, on observe l'apparition de failles d'ouverture radiale au-dessus du gonflement. Lorsque l'arrivée de matériel ralentit, la chambre superficielle tend à retrouver un équilibre de pression, à retrouver une surface plane, comportement typique

d'un liquide. Pour atteindre cet équilibre, il faut que du matériel qui constitue la partie « surgonflée » de l'édifice migre vers les parties « sous-gonflées ». Cette migration de matériel engendre une contrainte radiale depuis la zone au-dessus du point d'émission vers les bords de l'édifice. La surface indurée située sur ce matériel en mouvement subit ce mouvement sous la forme d'une contrainte radiale vers l'extérieur de l'objet. C'est cette contrainte radiale qui engendre la formation de structures de déformations telles que les chevauchements à vergence vers l'extérieur de l'objet que l'on observe au sommet des biseaux 1, 2 et 3 d'Absheron (Figure 4-14). Cette contrainte correspond au « Fluid Push Model » (Smith, 1981), un étalement de matériau extrudé sous son propre poids qui engendre une contrainte contre le matériau déjà en place.

Les structures chevauchantes visibles au sommet des biseaux formant Absheron se sont mises en place en surface, après que du matériel soit venu gonfler la chambre superficielle d'Absheron. Chaque gonflement a été compensé par un étalement du matériel créant une contrainte radiale et déformant la surface de l'époque.

Ayaz Aktharma, une évolution en « Pousse Muraille » en domaine onshore

Sur l'AA, le centre équivaut à une zone de 500 m de large dans un édifice de 3 km de long sur 2 km de large. Le matériel se dépose, pour une partie au moins, sous la forme d'émissions en surface (les galettes A et B). Antonielli et al. (2014) ont montré que la surface de l'édifice n'est pas stable, pour la période entre le 02 octobre 2003 et le 10 novembre 2005, la partie ouest subside et la partie est se soulève. En accord avec le modèle analogique et la théorie de la chambre superficielle, ce soulèvement peut être induit par la remontée de matériel argileux, le gonflement de la chambre superficielle alors que la subsidence de la partie ouest correspondrait au résultat du rééquilibrage de la surface de l'édifice. La remontée de matériel est suffisante pour engendrer de la compression dans la couronne et contre la bordure de l'édifice. On n'observe aucune coulée de boue récente autour de l'AA (Figure 4-24) bien que renseignées sur la carte géologique (Figure 2-4). Ce gonflement de la chambre superficielle ne se traduit pas par un débordement récent de cette chambre, ni par une percée au-travers du mur de la caldera. Les failles de décrochement et les structures en pop-up observées sur la couronne (Figure 4-33) ainsi que les failles inverses conjuguées observées dans les ravins indiquent un contexte compressif pour la couronne et la bordure de l'édifice (Figure 4-33). Cette compression ne serait que le résultat de l'arrivée de matériel au niveau du centre d'émission actuelle de l'édifice (comme le centre de l'AA avec la partie Est en soulèvement sur les données d'Antonielli et al, 2014). Cette arrivée de matériel engendre un rééquilibrage de la surface de l'édifice (par exemple marquée par la zone en subsidence à l'ouest sur les données d'Antonielli et al., 2014) qui engendre une contrainte radiale sur la couronne, constituée d'une croûte d'une dizaine de mètres d'épaisseur de matériel indurée flottant sur le même matériau n'ayant pas subi de dessiccation, encore visqueux. La contrainte radiale appliquée par l'extrusion engendre la migration de copeaux de cette croûte sous la forme de radeaux vers la bordure de l'édifice, radeaux délimités par des failles de décrochement conjuguées et bloquées par la formation de structures de pop-up.

Modèle de mise en place des mud pies

La mise en place des *mud pies* telles que Absheron ou l'AA est à mettre en relation avec la mise en place d'une chambre superficielle, une réserve de matériel argileux visqueux en surface (Figure 5-4). La première étape consiste en une remontée de matériel depuis une zone de fluidisation (chambre primaire) en profondeur où les fluides (eau et gaz) ont fluidisé le sédiment encaissant et formé la boue. Cette remontée de matériel s'épanche en surface pour former une galette à surface plane car le matériel a une teneur en eau assez élevée et une viscosité faible (Figure 4-60). Les émissions suivantes permettent la remontée de matériel ayant une densité similaire à celui déjà en place en surface. Cette émission ne s'épanche pas en surface sous la forme de coulées de boue car la densité du matériel reste homogène, il vient gonfler la chambre superficielle, en augmenter le volume. Le fait que la réserve gonfle induit que le matériel déjà en place ne s'assèche pas. Cette particularité peut-être due à la croûte de surface qui isole relativement bien le matériel sous-jacent ou alors à l'arrivée de matériel depuis plus profond qui doit alors se faire de façon fréquente. Cette arrivée rapide de matériel induit un soulèvement de la croûte indurée et la formation de failles d'ouverture radiales. La remise à l'équilibre gravitaire de cette chambre superficielle induit un étalement de la boue et une compression radiale depuis le centre de l'édifice (au-dessus du point d'émission). Si la première émission est contrainte sur les bords, cette compression radiale engendre une déformation de la chambre superficielle. Si la chambre superficielle est constituée de matériel à résistance mécanique homogène, toute la chambre sera affectée par des chevauchements à vergence vers l'extérieur de l'édifice (exemple des biseaux successifs d'Absheron). Si la surface de la chambre est indurée, un contraste de résistance se crée à la base de cette croûte. La croûte indurée pourra alors se déformer sous la forme de radeaux délimités par des failles de décrochement dextres et senestres conjuguées et limitées par des structures en pop-up (exemple de la croûte de l'AA), ou sous la forme de chevauchements à vergence vers l'extérieur du système. Aux abords du point d'émission, l'épaisseur de la croûte est plus fine (Figure 4-36). On y observe en carte un réseau dense de failles de décrochement (Figure 4-30). La densité de failles diminue en s'éloignant du centre. Cette différence de réponse à la déformation peut être liée à l'épaisseur de la croûte. La longueur d'onde des plis induits par une compression dépend de l'épaisseur de la couche qui subit cette compression (Bijlaard, 1946 ; Ramberg, 1981 ; Davies & Reynolds, 1996). Nous appliquons cette règle à la croûte de l'AA pour expliquer les différences de densité de failles de décrochements observées.

Nous avons vu, grâce à la modélisation analogique que la déformation par contrainte radiale d'une couche indurée de faible épaisseur favorise la formation de plis à faible longueur d'onde alors que la présence d'une croûte d'épaisseur plus importante favorise l'apparition de failles de décrochement. On observe cette distinction sur l'AA. Dans le cas de l'AA, la couche indurée a une épaisseur de l'ordre de 10 m (Figure 4-36). La partie interne de la couronne possède une épaisseur plus faible (d'après les données géophysiques) et montre un réseau de failles plus dense, ce qui correspond au mode de déformation à faible longueur d'onde. La partie externe de la couronne montre un réseau de failles moins dense et de

grandes structures de cisaillement, ce qui correspond au mode de déformation d'une croûte plus épaisse.

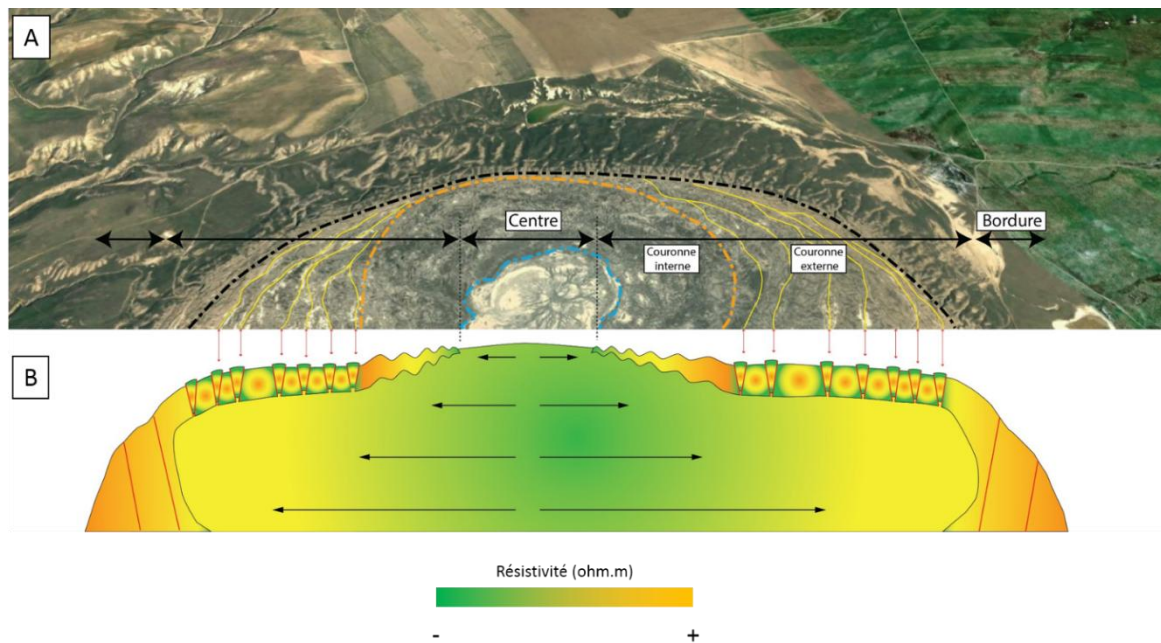


Figure 5-4: Interprétation de la structure de l'AA avec une exagération verticale de 5. Les valeurs faibles de résistivité (en vert) indiquent du matériel avec une forte teneur en eau. Le matériel à forte résistivité (en orange) indique du matériel à faible teneur en eau. La couverture est une croûte de matériel induré d'épaisseur allant de 6 m au centre jusque 10 m en périphérie, reposant sur un réservoir de surface de matériel encore liquide à plus faible résistivité : la chambre superficielle. La partie centrale est en extension et induit une contrainte radiale sur la couronne. La couronne interne montre une épaisseur croissante depuis le centre vers l'extérieur, elle réagit à la contrainte compressive radiale par des plis à longueur d'onde croissante vers l'extérieur. La couronne externe, plus épaisse, est déformée par des structures en pop-up. L'infiltration d'eau météorique le long des failles inverses induit une augmentation de la teneur en eau du matériel constituant les structures en pop-up. La bordure est déformée par des failles inverses à vergence externe.

Limites du modèle Pousse-Muraille

Ce modèle de mise en place permet de décrire les processus de mise en place d'édifices plats. Il est ainsi possible de différencier les édifices à chambre homogène et ceux avec une croûte. Le volcan AA a une croûte d'environ 10 m d'épaisseur en surface. Le volcan Absheron est également constitué d'une surface indurée puisque montrant des rides de pression autour des points d'émission secondaires dans le cratère. Il est important de discerner les édifices en domaine onshore soumis à la dessiccation et les édifices en domaine offshore qui montrent une surface indurée. La différence majeure entre les deux domaines reste la sédimentation qui permet de lisser les coulées des édifices en mer et surtout d'augmenter l'épaisseur de la croûte. La variation de l'épaisseur de la croûte va induire des variations dans la réponse de cette croûte à la déformation radiale. Dans le cas d'une croûte épaisse, la contrainte radiale induite par le gonflement de la chambre superficielle permet l'apparition de failles radiales (telles que montrées par nos modèles analogiques), dans le cas d'une couche fine, la déformation se traduit par la formation de plis concentriques à faible longueur d'onde (Figure 4-69C). L'épaississement de la croûte peut engendrer des différences de mécanismes notamment dans l'apparition des failles de cisaillement et des structures de pop-up.

5.3 Application du modèle de système de volcan de boue : le Nigéria

Les parties précédentes ont permis la reconnaissance de l'évolution de surface d'édifices à structure de *mud pie*, ainsi que la description d'un modèle de système de volcan de boue « simple », constitué d'une chambre de boue, de sa couverture effondrée et du matériel extrudée en paléo-surface. Cette partie propose d'étudier la géométrie plus complexe des systèmes de volcan de boue du delta du Niger, permettant d'appliquer les deux modèles précédents.

Les 15 structures synclinales décrites dans le delta du Niger montrent la même morphologie, avec un ensemble de réflecteurs inclinés, parallèles ou divergents vers le bas, apparemment drapant une surface de troncature, d'érosion. Nous appellerons cette géométrie un *motif overlap*, en référence aux classiques onlap, downlap et toplap de stratigraphie sismique (Mitchum et al., 1977). Les noms des synclinaux sont discutés dans la prochaine partie.

Les trois systèmes de volcans de boue a, b et c (MVSa, MVSb et MVSc) décrits dans la partie Résultats sont constitués d'un édifice de surface situé au-dessus d'une association complexe de blocs à forts pendages, de sutures et de corps sismiquement transparents, décrivant des assemblages de synclinaux à morphologie en bols imbriqués. Nous appelons ces ensembles des « complexes de sub-surface ». Le MVa se trouve juste en surface de son complexe de sub-surface qui est mal imagé, à l'exception des synclinaux se trouvant dans la périphérie du système et à la suture W14 en certains endroits. Le MVb est quant à lui décalé par rapport à son complexe qui est mieux imagé avec deux synclinaux bien préservés (W9 et W12). Le MVc se trouve au-dessus de la partie peu profonde de son complexe mais est clairement associé à certains synclinaux profonds (dont W3, Figure 4-88) et un synclinal moins profond appelé W11 (Figure 4-88).

5.3.1 Signification de la morphologie en « *overlap* »

Les strates subhorizontales situées autour du synclinal W12 peuvent être suivies sur une centaine de mètres jusqu'aux réflecteurs pentés. Les flancs fortement pentés du synclinal (jusqu'à 55°) excluent une mise en place sédimentaire, cet intervalle s'est déposé sub-horizontalement avec un angle maximal correspondant aux strates environnantes (soit autour de 5° pour le « *Western Escarpment* », Figure 4-77) pour ensuite basculer jusqu'à sa position actuelle. La morphologie parallèle de l'intervalle situé au-dessous indique que le synclinal est le résultat d'un effondrement dans une dépression à morphologie en bol. Le matériel qui occupait cette dépression ayant été transféré. Les géométries que nous décrivons dans cette étude indiquent que le matériel extrudé qui constitue les MVa, MVb et MVc résulte de la remobilisation de sédiments préexistants qui se trouvaient initialement quelques centaines de mètres plus profonds. Il ne s'agit pas de matériel constitutif d'intrusions localisées à plus grande profondeur. Le même raisonnement s'applique au bloc appelé « Unité 4 » juste sous le MVd (Figure 4-83) qui est interprété comme un bloc ayant coulé dans les unités pré-volcaniques. Le matériel constituant ces unités pré-volcaniques a

été évacué vers la surface, sans considération pour la cinétique et les mécanismes entrant en jeu.

Dans ce cas, la morphologie en bol représente la base d'un effondrement de matériel dans un espace où le matériel d'origine a été remobilisé. Cette morphologie est différente d'une chambre magmatique enracinée sur une intrusion de magma à plus grande profondeur (Deville, 2009 ; Philpotts & Ague, 2009). Le terme de chambre de boue est utilisé pour décrire la situation précédant l'effondrement de ces *mud generation zones* (Deville, 2009) car cela correspond à des zones sphériques constituées de boue, comme les chambres magmatiques qui correspondent à des réserves de magma prêt à être extrudées.

La morphologie en *overlap* est interprétée comme le résultat de l'évacuation d'une chambre de boue, aujourd'hui dégonflée. L'interface (que nous appelons W pour *Weld*) qui marque la limite entre la partie subsidée constituée d'ensembles à forts pendages au-dessus, et la partie en place constituée d'ensembles à faibles pendages dessous, est une suture du même type que les sutures de sel en tectonique salifère (Jackson & Cramez, 1989). Nous appellerons ces surfaces « sutures de chambre de boue », « sutures d'évacuation de boue » ou encore « chambres de boue dégonflées » en fonction du contexte, ou simplement « sutures ».

5.3.2 Relations temporelles

Les surfaces à morphologies en bol sont des sutures dues à l'effondrement de la chambre de boue. Les relations géométriques entre ces tronçatures permettent de définir une chronologie, les surfaces tronquées se mettant en place avant celles qui les tronquent. Les sutures sont numérotées de façon à suivre cette chronologie pour exprimer le fait que le W1 se soit mis en place avant le W2. Certaines de ces sutures sont déconnectées physiquement, telles que W10 et W12 (Figure 4-87). Dans ce cas, leurs chronologies ont été définies en se calant sur leurs positions stratigraphiques, sur la position de l'horizon le moins profond affecté par la suture suivante. Cette corrélation n'est pas toujours évidente, notamment à cause des décalages induits par les jeux des failles normales qui viennent parfois se brancher sur les sutures. La chronologie que nous avons établie est représentée par les couleurs des sutures, qui correspondent aux couleurs des horizons les plus proches de la fin d'activité de la suture. La suture W1 est la plus précoce et la W15 la plus récente, conduisant à l'extrusion du MVb. Cette hypothèse de mise en place épisodique à profondeur régulière revient à dire que ce n'est pas simplement le matériel qui permet la fluidisation puis l'extrusion mais que le facteur principal serait une profondeur à laquelle le matériau subit une transformation. Les failles induites par l'effondrement de la couverture dans la chambre de boue servent, après cet effondrement, de chemin de migration de fluides vers la surface. Lorsque la couverture s'est effondrée, le système est ouvert et les surpressions stoppent. Toutefois, l'épaisseur de la colonne sédimentaire augmentant, ce chemin de migration perd en efficacité. L'augmentation de la pile sédimentaire permettrait de réactiver les surpressions de fluides et de relancer le système de volcan de boue, indiquant une profondeur optimale à la fluidisation.

MVa du delta du Niger : « Pousse Muraille » de domaine offshore

Une section du MVa du delta du Niger permet d'apprécier la surface bombée de l'édifice (Figure 4-87). Le centre du cratère est plus haut que les bords. La surface de la chambre superficielle montre des structures chevauchantes à vergence vers l'extérieur du système. Tout comme pour l'AA, nous interprétons cette structure comme le résultat d'un rééquilibrage de la surface après l'arrivée de matériel venant de plus profond. La zone homogénéisée sous la surface correspond à une chambre superficielle qui gonfle lors de l'apport de boue. Après ce gonflement, la chambre se rééquilibre, ce qui induit la migration de matériel vers les bords pour revenir à une surface plane. Le MVa du delta du Niger suit l'évolution d'un modèle « Pousse-Muraille ».

5.3.3 Modèle du complexe de systèmes de volcans de boue du delta du Niger

En se basant sur le modèle de système de volcan de boue défini sur la Structure 1, il est possible d'exprimer l'évolution du complexe de systèmes de volcan de boue du delta du Niger.

Notre théorie sur l'évolution de ce complexe est une mise en place d'un système de volcan (le plus profond, W1). Lorsque le matériel fluidisé atteint une densité lui permettant de migrer vers la surface, le matériel constituant la chambre de boue (primaire ou secondaire) est évacué, la couverture sédimentaire subside dans la chambre. Si le matériel a une densité comprise entre celles des couches sus-jacentes et des couches de surface, il va s'intruder, créant des chambres secondaires, si la densité est suffisamment faible pour atteindre la surface, il va former un volcan de boue (Figure 5-5). Une fois que le matériel a atteint la surface, les fluides en profondeur peuvent migrer jusqu'en surface, inhibant toute surpression, stoppant le système. Lorsque la poursuite de la sédimentation atteint une épaisseur seuil, les failles se scellent et perdent leurs rôles de drain. Les surpressions se développent à nouveau, elles vont être particulièrement actives à la base des failles ou au sommet du système précédent. Cette accumulation de fluides à la base des failles d'effondrement de la chambre précédente permet la mise en place d'une nouvelle chambre de boue, d'un nouveau système de volcan de boue. Lorsque la pression de fluide devient assez forte, un nouveau système de failles se met en place, permettant l'effondrement de la chambre de boue n°2 qui une fois effondrée forme la suture W2. Le cycle se poursuit ainsi avec un fonctionnement en valve, dépendant principalement de la sédimentation. Les différentes sutures de W1 à W15 correspondent aux bases de chambres de boue de 15 systèmes de volcans de boue différents qui sont emboîtés les uns dans les autres (Figure 5-6).

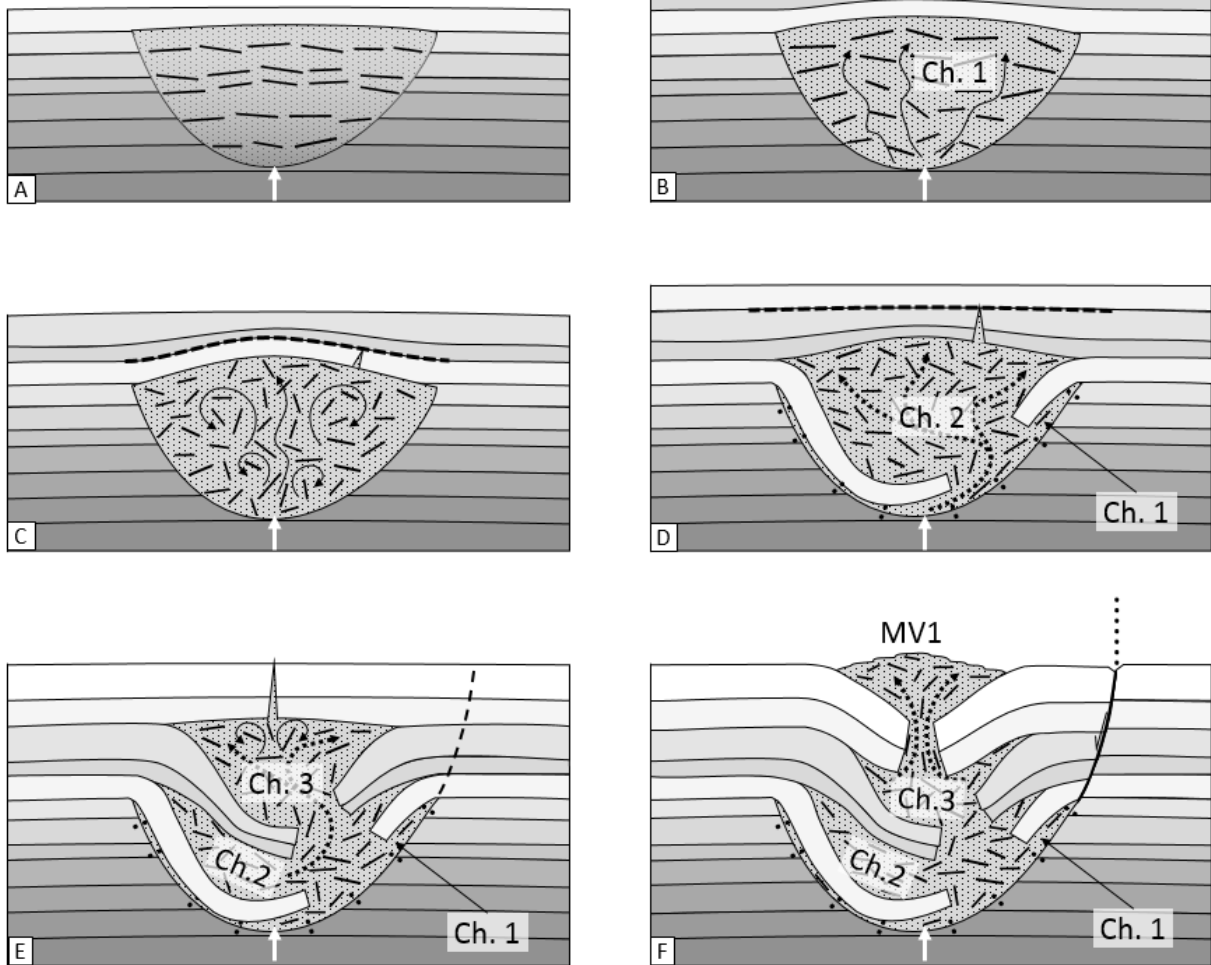


Figure 5-5: Modèle de mise en place d'un système de volcan de boue. A : L'arrivée de fluides depuis la profondeur permet la fluidisation du sédiment en place, B : L'arrivée de fluides fluidise le sédiment en place, en augmentant le volume, et forme la **chambre primaire**, C : La chambre primaire est gonflée par l'apport de fluides, ce qui induit une fracturation de la couverture, le sommet de l'intervalle blanc (en pointillées) représente un contraste de résistance mécanique soit une baisse de cohésion entre le niveau blanc et celui du dessus, D : L'apport de fluide dans la chambre permet la diminution de la densité du matériel fluidisé. Dans ce cas, la densité diminue assez pour permettre à la couverture (niveau blanc) de s'effondrer dans la chambre, l'apport de fluide se poursuit et induit toujours le gonflement du matériel et fracturation de la couverture, E : Même procédé que pour l'étape D, l'augmentation de volume induit une fracturation jusqu'en surface, F : La diminution de densité du matériel permet son émission en surface pour former un volcan de boue. A ce stade le système est figé puisque les fluides arrivent en surface notamment le long des failles formées le long de la suture de la chambre primaire.

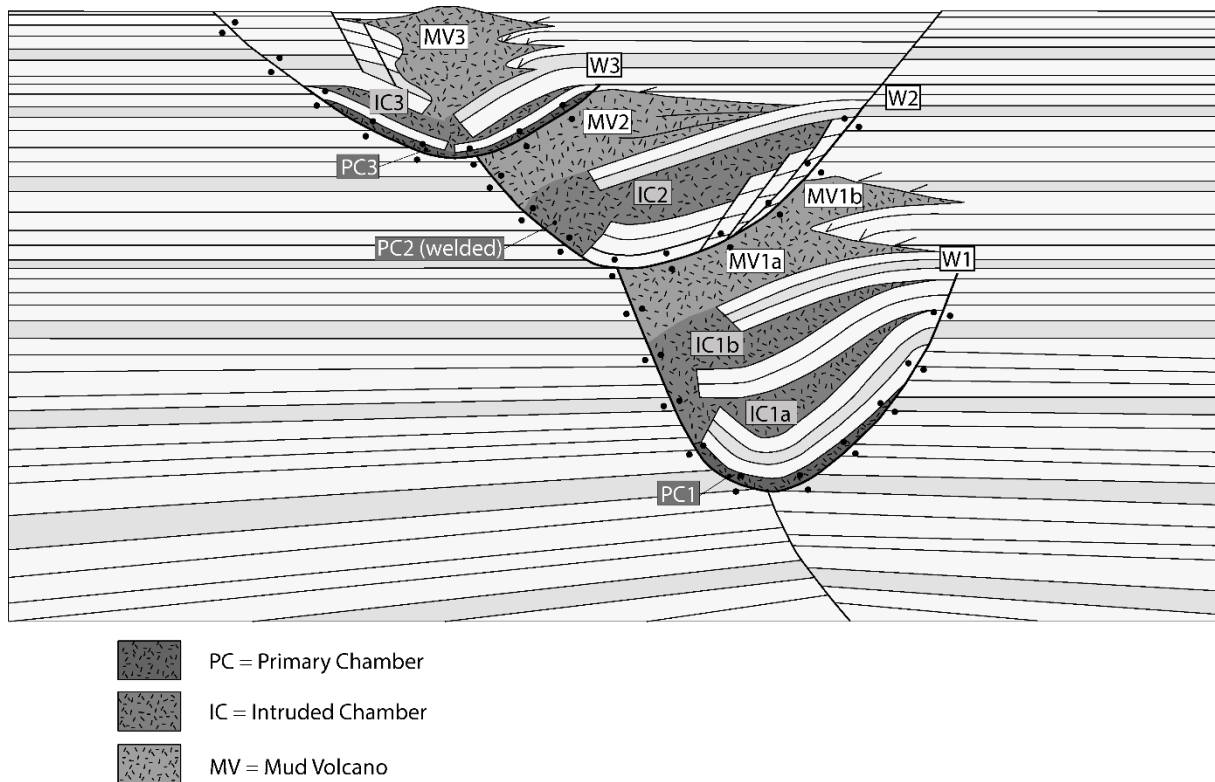


Figure 5-6: Modèle de mise en place d'un « complexe » de systèmes de volcan de boue. Trois systèmes de volcan de boue constitués chacun d'un chambre primaire (PC), d'une ou plusieurs chambres de stockage secondaires (IC) et d'un édifice de surface (MV). Lorsque le système arrive en surface, il se fige jusqu'à ce que la sédimentation scelle les failles et relance le système par formation de surpressions de boue à la base des dernières failles. Le système suivant va se mettre en place au sommet de ces failles

Ce travail doctoral a permis de mettre en avant trois modèles de mise en place et d'évolution des systèmes de volcan de boue :

- Le modèle du **système de volcan de boue simple** composé d'une source de fluides en profondeur, d'une chambre primaire à une profondeur de l'ordre du kilomètre, d'un système de transfert entre cette chambre primaire et le volcan qui est l'édifice de surface.
- Le modèle du « Pousse-Muraille » montre que la croissance des édifices à morphologie de *mud pie* est conditionnée par la présence d'une **chambre superficielle**, un réservoir en surface de matériel argileux. L'arrivée de matériel dans cette chambre engendre le gonflement de l'édifice qui se remet à l'équilibre en faisant migrer latéralement du matériel depuis le point d'émission vers les bords. Cette migration de matériel induit une déformation radiale de l'édifice et une croissance par poussée radiale contre les murs de l'objet.
- Le modèle du « **complexe de systèmes de volcan de boue** » est une application des deux premiers modèles. Ce modèle montre que la sédimentation joue un rôle clé dans l'évolution de ces édifices en venant sceller les failles qui servent de chemin de migration aux fluides. Lorsque ces failles sont scellées, le système se relance avec de nouvelles surpressions de fluides qui engendrent la formation d'un système de volcan de boue qui se développe au sommet du précédent.

6 Discussion

Nous discutons également la durée de vie de ces systèmes et leurs études à différentes échelles de temps : humaine, sismique et entre deux. La suite de cette partie permet une ouverture sur la représentativité des observations faisables sur les édifices à activité épisodiques en général.

6.1 Liaison processus de surface – processus de fond

6.1.1 La partie superficielle, de la morphologie aux processus

Dans cette première partie, nous discutons les morphologies le long d'un continuum d'édifices plats vers des édifices coniques, ce qui revient à un continuum entre les extrusions faites à base de matériel à faible densité (croissance par poussée des murs) vers les émissions de matériel à haute densité (croissance par coulées).

Apport de boue depuis une chambre plus ou moins profonde

Le cratère de l'Atbulak montre une morphologie avec les murs de la caldera qui forment des paliers successifs (Figure 4-55). Cette caldera montre une ouverture d'où sort la coulée de boue actuelle. Le point d'émission est excentré et forme un relief dans la caldera. Une petite coulée de boue s'épanche vers le sud dans un ravin mais la majeure partie du matériel extrudé s'épanche vers le NE par l'ouverture dans la caldera. La forme asymétrique de l'édifice permet de penser que le point d'émission a pu varier au cours du temps, permettant le dépôt de coulées tout autour de l'édifice, coulées qui auront subi l'impact du climat pour finalement n'être plus identifiables.

Le Koturdag a une morphologie conique à caldera. On observe l'effondrement du sommet du cône, la formation de la caldera de 200 m de large mais également à plus petite échelle avec les failles radiales et concentriques observables à l'aplomb du point de sortie de la coulée actuelle soit une surface d'environ 1600 m² qui subside (Figure 4-43). Les failles radiales observées sont probablement dues au gonflement (Ablay et al. 2008, Figure 1-8), les failles concentriques sont probablement dues au dégonflement lors de l'extrusion de la coulée. Le profil de résistivité électrique acquis sur la caldera du Koturdag montre une couche peu épaisse (environ 6 m) de forte résistivité reposant sur une masse de résistivité plus faible, tout comme l'AA. Au point de sortie de la coulée, on observe que la couverture à forte résistivité est plus fine (de l'ordre de 3 m) mais plus épaisse sous le bombement visible dans la caldera (de l'ordre de 10 m). L'amincissement de la croûte indurée au-dessus du point de sortie montre bien que la coulée est reliée à ce matériel plus frais (à faible résistivité comme celui constituant la coulée). L'épaississement sous le bombement de la caldera, soit l'accumulation de matériel induré est plus difficile à interpréter. Une possible explication serait que la topographie du profil ne correspond pas à la topographie réelle de la caldera, le décalage de 5 m entre le sommet du bombement et le point de sortie n'est pas pris en compte, ce qui pourrait induire une légère erreur sur un profil représentant 30 m de profondeur. Si l'on considère ce décalage, ce bombement correspond à l'apex de la structure, il s'agit du point haut au centre de la caldera qui aurait subi la plus forte dessiccation, augmentant ainsi la profondeur de la limite entre matériel induré et matériel

frais. Les failles normales concentriques situées à l'apex de ce bombement indiquent un effondrement par perte d'un volume situé juste à l'aplomb de cet apex qui correspond à la zone d'émission de la coulée de boue. La résistivité indique que ce bombement se trouve en surface d'un épaissement de la croûte mais que c'est sous ce bombement que se trouve la source de matériel argileux frais qui constitue la coulée. L'espacement entre les failles concentriques (de l'ordre du mètre, voir Figure 4-44) renforce l'idée que la source de matériel argileux est bien située à quelques mètres sous la surface, indiquant une chambre superficielle sous la caldera du Koturdag.

L'Atbulak et le Koturdag sont des édifices entourés de plusieurs coulées successives. Autour de l'Atbulak, les coulées montrent des réseaux hydrographiques plus ou moins évolués. La coulée qui sort vers l'Est, le long d'une gouttière d'écoulement de 300 m de long pour ensuite s'épancher vers le NE, est identifiée comme la dernière coulée car sa surface est encore lisse. Le front de la coulée est affecté par des ravins avec des longueurs et des espacements de l'ordre de quelques dizaines de mètres de long. Les coulées situées juste au sud de cette dernière coulée montrent des réseaux hydrographiques plus développés, affectant toute la surface de la coulée. Elles sont vraisemblablement plus anciennes. De plus, en considérant des épaisseurs de coulées de l'ordre de 5 m, les volumes de chaque coulée sont de l'ordre de 0.005 km^3 , soit un volume total de l'ordre de 0.02 km^3 . Le volume des coulées de boue est supérieur d'un ordre de grandeur au volume de la caldera, qui est lui de l'ordre de 0.002 km^3 . Nous prenons comme hypothèse que la formation de la caldera résulte d'un effondrement induit par la vidange de la chambre de boue. Les volumes des coulées et de la caldera n'étant pas cohérents, une partie du volume des coulées provient nécessairement d'une source de boue profonde qui n'impacte que peu la caldera. Le relief présent au centre de la caldera est donc, tout comme pour le bombement au centre de la caldera du Koturdag, le résultat de l'arrivée de matériel depuis une réserve plus profonde (primaire ou secondaire) différente de la chambre superficielle que nous avons décrite sur l'AA (Troll et al., 2002). Ces coulées d'âges différents correspondent à des phases d'extrusion successives. Nous interprétons les structures en paliers que l'on observe le long des murs nord et sud de la caldera de l'Atbulak comme étant les résultats de phases de subsidence successives de la caldera.

Discussion sur la teneur en eau

La teneur en eau de la boue peut permettre d'expliquer des différences de morphologies entre édifices plats et édifices coniques. Une boue extrudée en surface doit avoir une densité faible par rapport à l'encaissant. Cette densité plus faible peut-être due à une teneur en eau élevée qui permet un épanchement important de la boue en surface, créant plus facilement des coulées étendues et fines. Au cours du dépôt et ensuite, la boue est remaniée, l'eau évacuée et la densité de la boue formant la coulée devient plus élevée que la densité du matériel extrudé. Le matériel émis par les éruptions successives a une densité plus faible que le matériel en place, le système peut ainsi se prolonger. Si le matériel émis a une teneur en eau faible, le dépôt se fera plutôt sous la forme de coulées épaisses et peu étendues puisque le matériau montrera une résistance au cisaillement plus forte. Une

boue à teneur en eau plus faible favorisera la formation d'édifices à morphologies coniques alors qu'une boue à teneur en eau élevée favorisera les morphologies plates. On ne tient pas compte dans ce raisonnement de l'aspect épisodique des coulées puisque l'Atbulak montre des coulées à grand volume qui s'épanchent sur une grande distance donc composées d'une boue à teneur en eau certainement élevée au moment de l'extrusion différentes de celle du Koturdag qui s'épanchent de façon continue est lente.

Discussion sur la viscosité

Nous avons faits des mesures de viscosité de boues de différents édifices en Azerbaïdjan. Il est important de noter que les prélèvements ont été faits sur des objets de natures différentes, des salse, des gyphons. Les viscosités mesurées sur gryphons ou salse sont mesurées sur des boues plus liquides, à teneur en eau bien plus élevée que celles des boues mesurées sur l'AA, le Koturdag et le Pirekeshkul. Ces fluides montrent pour certains des comportements se rapprochant d'un comportement de type Newtonien, d'autres ont des comportements de types fluides de Bingham (Figure 4-60). Il n'y a pas de relation apparente entre les édifices plats et les fluides Newtoniens et les édifices coniques et les fluides de Bingham. Au contraire, l'AA montre un comportement de type fluide de Bingham tout comme le Koturdag, toutefois il y a une différence de réponse du matériel au cisaillement, la boue du Koturdag nécessite une contrainte plus élevée pour se déformer. Les édifices comme le Durovdag montrent un comportement de type fluide de Bingham très peu résistant au cisaillement (la contrainte seuil est très faible) qui se rapproche beaucoup d'un comportement de type fluide Newtonien. On observe des comportements similaires pour des édifices à morphologies différentes. Cette différence de comportement induit un seuil de contrainte à dépasser pour déformer certaines boues, ce qui peut se traduire par un angle critique ou une épaisseur critique à partir desquelles le matériel commence à se déformer. Pour les boues du Pirekeshkul, l'AA et le Koturdag, ce seuil est plus élevé que pour les boues du Durovdag et des Yeux Bleus. La présence de ce seuil de cohésion induit une résistance au cisaillement pour les valeurs de contraintes faibles, il faudra déposer une coulée de boue plus épaisse ou plus inclinée avant qu'elle ne commence à se déformer.

Impact de la profondeur de la chambre sur la morphologie de surface

Nous avons décrit la chambre superficielle comme une réserve de matériel argileux en surface sous les édifices à morphologie de *mud pie*. La présence d'une réserve de matériel non induré permet le rééquilibrage de la surface par migration du matériel après un gonflement de cette réserve et une morphologie à sommet plat. La présence de matériel non induré et à faible viscosité ne permet pas l'édification d'un relief et donc l'édification d'une morphologie conique. On ne peut pas considérer l'hypothèse d'une chambre superficielle en surface, constituée de matériel liquide à faible cohésion, qui aboutirait à une morphologie conique telle que celles des édifices Koturdag et Atbulak. Pourtant la morphologie du Koturdag et de l'Atbulak, notamment le bombement au-dessus du point de sortie, montre des similitudes avec les édifices plats. La géophysique acquise sur le Koturdag nous indique que la surface de la caldera correspond à une couche d'environ 6 m d'épaisseur reposant sur un matériau moins résistant. Au point de sortie de la coulée, cette épaisseur

diminue jusqu'à 3 m, ce qui correspond à l'épaisseur de la partie supérieure plissée et faillée de la coulée. S'il y a bien une réserve de matériel non induré présent sous la croûte indurée qui forme le sol de la caldera, alors ce matériel doit avoir une viscosité, une cohésion, bien plus élevée que celle de la boue de l'AA pour permettre de construire une morphologie conique telle que celle du Koturdag ou de l'Atbulak. Le cœur du volcan de boue Koturdag semble constitué d'une réserve de matériel argileux visqueux qui n'est pas présent sous la forme d'une chambre superficielle de surface comme pour Absheron ou l'AA, mais plutôt sous la forme d'une chambre située plus en profondeur, permettant une sortie de matériel plus localisée. Cependant, en considérant l'angle de sortie de la coulée (avec un pendage de 40° vers le sud) comme l'orientation du chemin de migration de la boue depuis le réservoir de matériel argileux et en considérant le réservoir argileux au centre de l'édifice volcanique, on pourrait estimer la source de la coulée à une profondeur de moins de l'ordre de 50 m sous la caldera. Cette source située à quelques dizaines de mètres sous la caldera est une chambre de stockage, une chambre secondaire, reliée à une remontée de matériel depuis une source de boue profonde. Le cœur du Koturdag est constitué d'une cheminée de matériel argileux à forte densité enracinée sur une source de boue. Cette hypothèse est cohérente avec le terme de « *Growing diapir-like* » défini par Mazzini & Etiope (sous presse). Les auteurs décrivent le Koturdag comme la structure de surface d'une sortie de boue dense provenant d'une source profonde.

La profondeur de la source de boue a une influence sur la morphologie de l'édifice de surface. La présence d'une chambre en surface telle que la chambre superficielle permet le développement d'édifices à morphologie plate de type *mud pie* ; une source de boue plus profonde permet le développement d'édifices à morphologie conique telle que le Koturdag ou l'Atbulak. La présence d'une caldera indique d'ailleurs une zone de stockage intermédiaire effondrée lors de l'extrusion du matériel.

Croissance par empilement, le pôle conique

A l'opposé de volcans tels que l'AA et Absheron qui sont des *mud pies*, des édifices parfaitement plats, il existe des édifices tels que le Koturdag qui correspondent à des édifices coniques avec caldera. Des édifices à morphologie parfaitement coniques sans caldera existent (Deville et al., 2006) mais n'ont pas été observés lors de cette étude. Ces volcans constituent un pôle d'édifices construits par coulées successives. Les volcans à morphologies de sapins de Noël sont formés de cônes empilés, chaque cône correspondant à un volcan observé en sismique. Il n'y a pas de zone d'effondrement à l'aplomb de ces édifices, on n'observe pas la zone source du matériel extrudé, ce qui indique l'absence de chambre (primaire ou secondaire) entre la base du système et la surface. Cette absence d'une source visible indiquerait une migration de matériel argileux depuis une source très largement répandue autour de la base du système et d'épaisseur faible, le drainage d'une telle source ne serait pas visible géométriquement mais implique différents mécanismes de migration de fluides. Ce type de structure est réservé au domaine offshore, l'aspect épisodique étant régi par le taux de sédimentation.

Nouvel élément : la chambre superficielle

Les volcans plats de type *mud pie* sont en relation avec une source de matériel extrudée en surface sous une croûte indurée. Cette chambre superficielle se trouve à quelques mètres sous la surface (ce que nous montre la résistivité) et possède une épaisseur pouvant atteindre le kilomètre (ce que l'on observe en sismique sous les volcans du delta du Niger, Figure 4-81). Les modèles analogiques montrent que le volume de cette réserve augmente lorsque du matériel arrive de profondeur. Ce matériel peut provenir de la zone de formation de la boue en profondeur ou de zones de stockage intermédiaires. Il ne s'agit pas de zones de fluidisation qui nécessitent un apport externe de fluides. On a vu que la viscosité n'affecte pas la morphologie de surface, la teneur en eau quant à elle peut avoir un impact, à la fois sur la densité du matériel et sur sa capacité à s'épancher.

Calderas versus effondrement souple (MV4 SD, NG MVa)

Certains édifices ont une morphologie à caldera tels qu'Absheron avec une caldera couverte par un couvercle de 100 à 200 m d'épaisseur, ou le Koturdag avec une caldera percée dans la partie nord. Il existe également des édifices apparemment dépourvus de caldera tels que le MV4 de la Structure 1 ou encore l'AA avec son sommet plat. Cependant il est difficile de mettre en relation la présence ou non d'une caldera et la présence d'une chambre de boue primaire (en profondeur) ou secondaire (en sub-surface). Une caldera correspond à la vidange d'une réserve de matériel qui induit l'effondrement de la couverture et la sortie du système de ce matériel. Au-dessus de l'édifice MV4, l'extrusion du matériel compris dans la chambre induit l'effondrement de la couverture mais ce matériel ne sort pas du système, il vient créer une chambre de surface. Au contraire, dans le cas du Koturdag, les volumes de matériel extrudé et de la caldera ne sont pas cohérents.

La présence ou non d'une caldera pourrait dépendre de la profondeur de la source de boue. Si cette source est à forte profondeur, la perte de volume ne se ressentira que peu en surface, au contraire si cette réserve de matériel est à proximité de la surface, la perte de volume sera compensée par l'effondrement de la couverture.

Un volume important de matériel extrudé en surface ne pourra se déposer à l'équilibre mais va induire un dépôt sous la forme de coulées. Au contraire, si ce même volume s'extrude par épisodes successifs, le matériel en surface a le temps de s'épancher, de s'assécher, les épisodes successifs se superposent, se déforment. On observe ce phénomène sur le Bozdag avec les différentes galettes de faibles volumes mises en place en surface comparées aux différentes coulées de boue épanchées au NE. La vitesse d'extrusion peut également avoir un impact sur la morphologie de surface.

Selon Stewart & Davies (2006), la zone de fluidisation sera directement reliée à la surface (à l'époque de l'extrusion) par un réseau de failles qui forment le bicône. La profondeur de la chambre primaire va avoir un impact direct sur la morphologie de surface puisque lorsque cette chambre primaire sera à faible profondeur, les failles arrivant en

surface formeront une caldera plus étroite. A l'inverse, une chambre primaire plus profonde induira une caldera plus large.

Une dernière possibilité pour induire des morphologies de surface différentes repose sur les caractéristiques mécaniques du matériel, sa teneur en eau et sa viscosité. Du matériel à plus forte teneur en eau pourra s'épancher sur une plus grande distance à l'inverse du matériel à faible teneur en eau qui pourra se déposer sous la forme de galettes épaisses mais peu étendues.

6.1.2 Evolution du système de transfert

Nous avons décrit un modèle de transfert simple basé sur la géométrie sismique du système de volcan de boue de la Structure 1, dans le Bassin Sud Caspien. Nous décrivons ce système comme composé d'une source de fluide en profondeur, une chambre primaire comme source de boue à une profondeur de l'ordre du kilomètre, un système de transfert entre la source de boue et la surface constitué de chambres secondaires de stockage (sous forme d'intrusions) et finalement de l'édifice de surface qu'est le volcan de boue. Un premier point de discussion quant à ce système porte sur le volume de sédiment fluidisé qu'il est nécessaire d'atteindre avant l'extrusion, soit l'évolution de la chambre primaire. Cette évolution peut se faire selon deux voies possibles pour arriver à la même morphologie finale en sismique. La première est que la chambre primaire a accumulé un volume de matériel fluidisé correspondant au volume du bicone, soit de l'intervalle 4 du système de Structure 1 (Figure 4-8), et qu'une fois ce volume atteint, l'extrusion a eu lieu. Il s'agit de l'hypothèse d'une chambre de boue à volume important permettant une **mise en place par extrusion monophasée** (Figure 6-1). Le contraste de densité entre le matériel est la couverture doit atteindre un niveau important pour permettre l'extrusion. Toutefois, ce gonflement important aurait dû laisser des marqueurs en sismique que nous n'avons pas pu observer. Le second modèle de mise en place considère une fluidisation de matériel dans la chambre primaire qui est rapidement évacué en surface, soit une **mise en place par extrusion polyphasée** (Figure 6-2). Ce second modèle induit la nécessité d'un contraste de densité faible pour permettre une extrusion peu de temps après le début de la fluidisation, ou alors que la densité diminue rapidement, le volume de la chambre primaire étant faible.

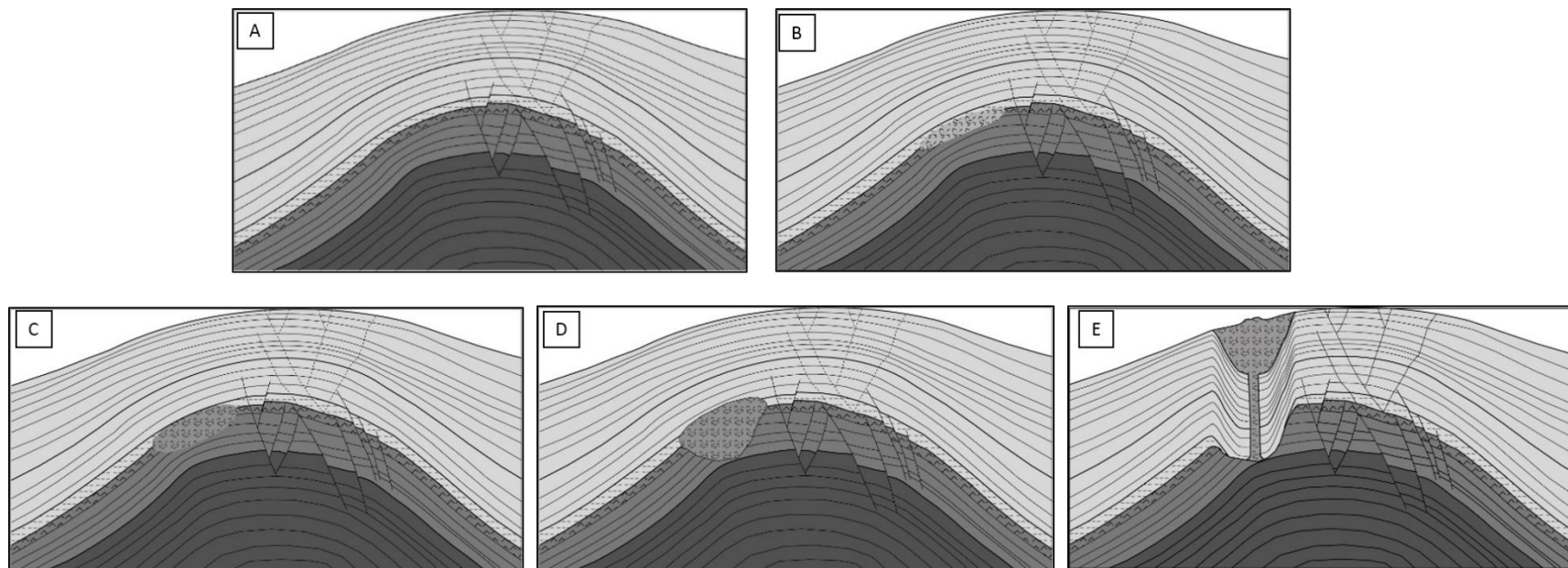


Figure 6-1: Modèle de mise en place d'un système de volcan de boue par extrusion monophasée. A : Stade initial, la remontée de fluide n'a pas encore provoqué la fluidisation. B : Etat initial de fluidisation par les fluides qui migrent depuis les zones en surpressions en profondeur. C & D : La fluidisation se poursuit et la taille de la chambre primaire augmente. E : L'arrivée de fluides permet la fluidisation de matériel dans la chambre primaire jusqu'à apparition des failles d'extrados qui permettent l'extrusion du matériel fluidisé.

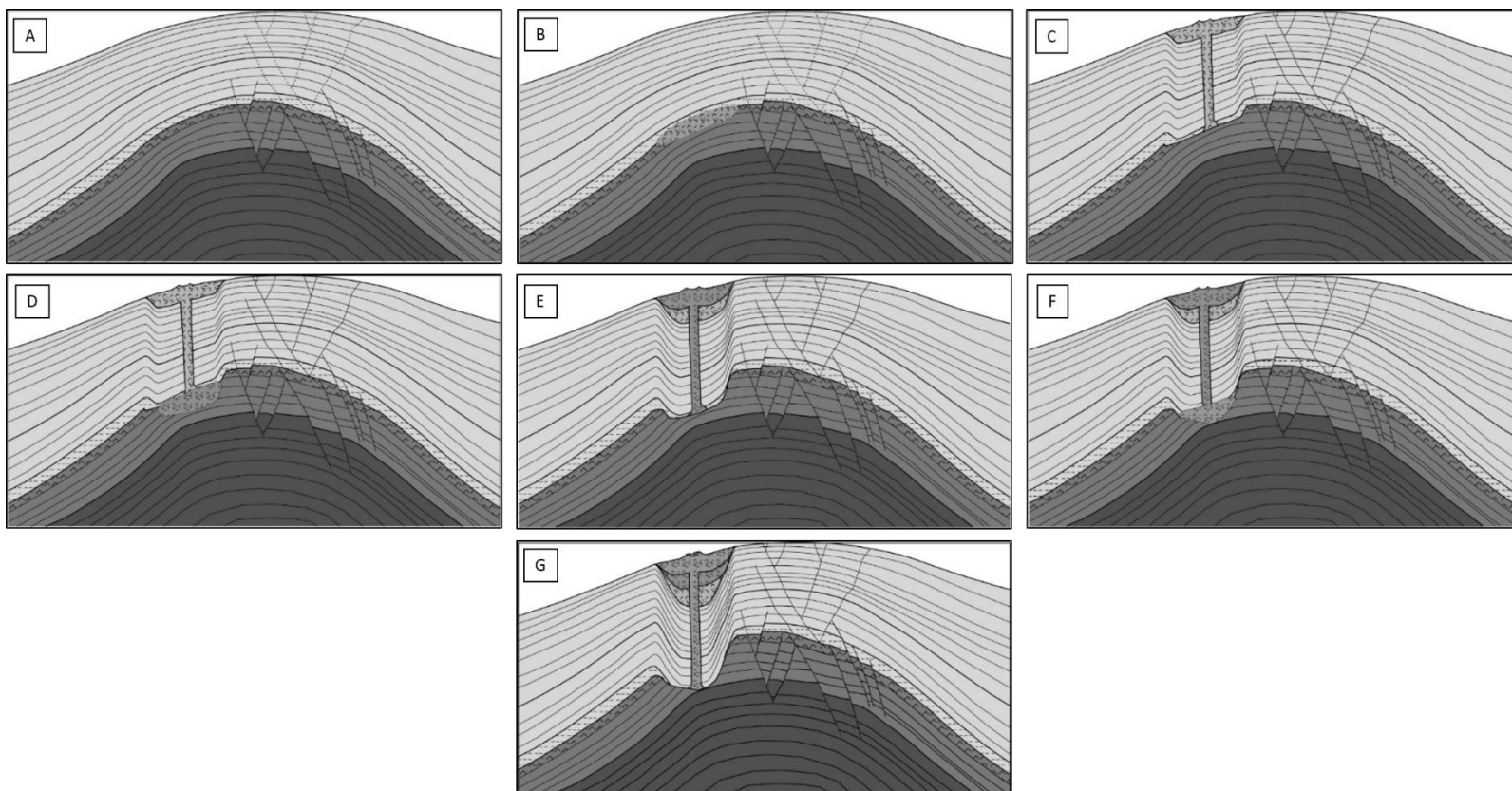


Figure 6-2: Modèle de mise en place d'un système de volcan de boue par extrusion polyphasée. L'arrivée de fluide permet la fluidisation de matériel dans la chambre primaire (B) qui est rapidement évacué en surface (C). La remontée de fluides se poursuit et induit une seconde phase de fluidisation (D), ce matériel sera expulsé lors d'une seconde phase d'éruption (E). Une troisième fluidisation est représentée (F), le matériel est finalement extrudé lors d'une troisième extrusion (G).

Un second point de discussion questionne la mise en place des chambres primaires et secondaires. Nous décrivons trois hypothèses de mise en place du système de transfert qui commencent avec une chambre de boue (la chambre primaire) déjà constituée soit du matériel déjà fluidisé et qui aboutissent à des structures à morphologies identiques en sismique.

La première hypothèse correspond à une mise en place de la chambre primaire en profondeur sur une période de temps importante avec la sédimentation ayant un impact sur l'évolution du système avec du matériel de densité intermédiaire entre la couverture directe de la chambre et la surface (Figure 5-5). La fluidisation du matériel induit une augmentation de volume d'où un **gonflement de la chambre primaire** (Figure 5-5B). La couverture de la chambre primaire subit une contrainte due à ce gonflement (Figure 5-5C), ce qui permet l'ouverture de failles radiales servant de chemins de migration au matériel fluidisé. La densité du matériel fluidisé a diminué lors de la fluidisation et est maintenant inférieure à la densité de l'horizon de couverture. Cette densité reste toutefois supérieure à celle des horizons de surface, ce qui induit une remontée du matériel et une intrusion entre l'horizon de couverture et les horizons de surface, créant ainsi **une chambre secondaire**, chambre de stockage à faible profondeur (Figure 5-5D). Ce phénomène de diminution de la densité se poursuit et permet la mise en place de différentes chambres secondaires successives (Figure 5-5E). A ce stade, l'arrivée de fluides depuis la source en surpression permet une diminution de la densité du matériel par augmentation de son volume (apport d'eau et de gaz), induisant un contraste de densité avec les horizons de surface. Ce contraste de densité induit la subsidence des horizons de surface dans la chambre secondaire et l'extrusion du matériel en surface, créant le volcan de boue (Figure 5-5F).

Une seconde hypothèse consiste à considérer la mise en place de la chambre primaire à faible profondeur et constituée de matériel fluidisé à densité faible. Dans ce cas, le gonflement de la chambre primaire induit la fracturation de la couverture qui va couler dans la chambre primaire et le matériel est émis directement en surface pour former un volcan de boue (MV1 sur Figure 6-3B). Les fluides peuvent être évacués en surface le long des failles d'effondrement de la couverture jusqu'à ce que la sédimentation vienne recouvrir le système et sceller les failles. A ce moment, les fluides pourront recommencer à fluidiser du matériel, remaniant le matériel constituant la chambre secondaire 1, diminuant la densité de l'ensemble, permettant la remontée de matériel directement en surface pour former une seconde phase de volcan de boue (MV2 sur la Figure 6-3C). Dans ce cas, le système fonctionne par épisodes gérés par un **équilibre entre les remontées de fluides et la sédimentation**.

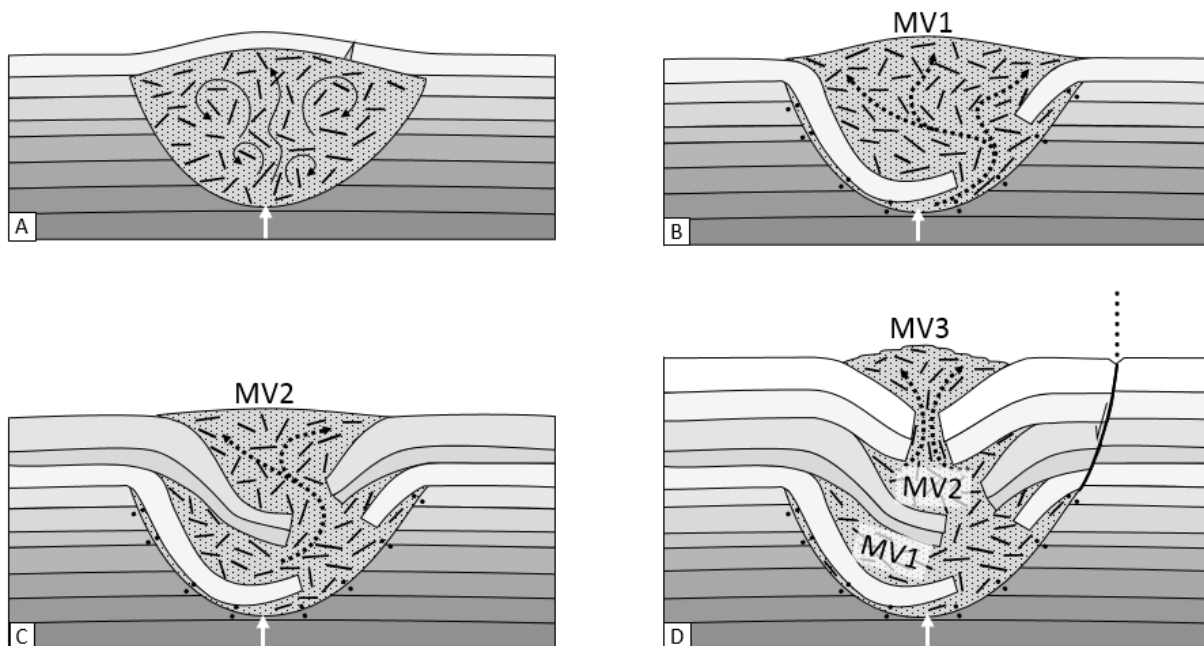


Figure 6-3: Hypothèse de mise en place et d'évolution d'un système de transfert avec fluidisation de matériel à faible densité, extrudé en surface, formant différents volcans successifs.

La troisième hypothèse ressemble au modèle défini (Figure 5-5), la différence repose sur la vitesse d'évolution du système qui est beaucoup plus rapide, la sédimentation n'a plus d'influence ici. La mise en place des chambres secondaires dépend des remontées de fluides et de la densité du matériel qui finit par être assez faible pour être extrudé et intrudé sous les différents niveaux à faible cohésion et former différentes phases d'intrusion (les chambres secondaires 2 et 3 sur la Figure 6-4B) et finalement un volcan de boue en surface.

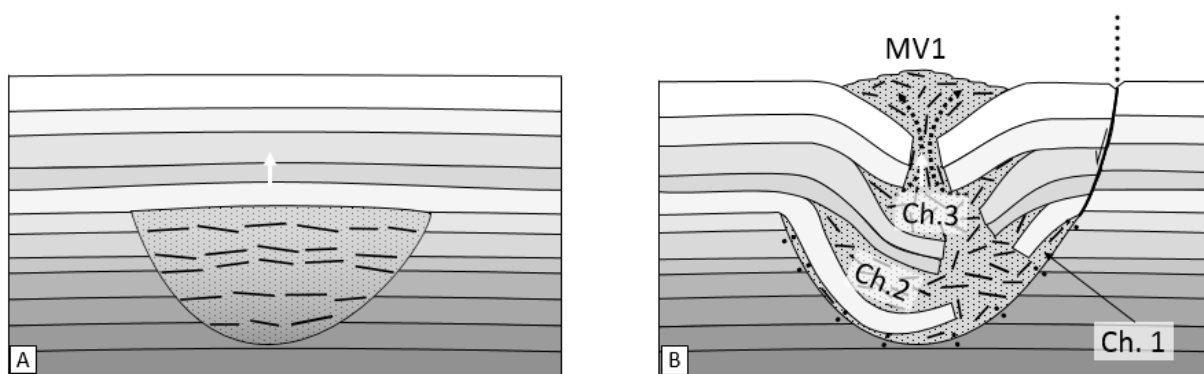


Figure 6-4: Hypothèse de mise en place et d'évolution d'un système de transfert rapide avec mise en place des chambres secondaires et finalement extrusion du matériel indépendamment de la sédimentation.

6.1.3 Aux sources des systèmes

Cette troisième partie permet de s'intéresser de plus près aux sources de systèmes de volcans de boue. On remarque ainsi que ces sources sont identifiés par des marqueurs de différentes profondeurs. Les sources de fluides et de sédiments sont bien différenciées grâce à l'isotopie. Les sources de fluides sont également différenciées avec des apports d'eau provenant de la remobilisation des argiles en profondeur, d'eaux météoriques ou encore d'eaux de mer ayant subi de l'évaporation.

Densité du matériel remobilisé, nécessité d'apport externe de fluide pour fabriquer la boue

Le matériel extrudé a subi une migration jusqu'en surface qui n'est possible que si le matériel fluidisé a une densité inférieure à celle de l'encaissant. Nous examinons ici les différents processus capables d'induire une telle diminution de densité qui se traduit par une augmentation de volume.

Différents processus sont capables de former des surpressions, processus internes au sédiment (génération d'hydrocarbures, transformations minéralogiques) ou externes (migration de fluides) (Swarbrick et al., 2002 ; Yardley & Swarbrick, 2000). Dans cette étude, les migrations verticales se font sur une centaine de mètres, au maximum un kilomètre. Les seuls processus qui peuvent provoquer une augmentation de volume sans apport de fluides extérieurs sont la génération d'hydrocarbures et la transformation smectite – illite. Dans le cas de la Structure 1, le gradient géothermique est de 18°C/km ; dans le delta du Niger, le gradient est estimé de 25°C/km. En prenant en compte ce gradient et une température de fond de mer (environ 5°C), la température à la profondeur de la chambre de boue ne devrait pas excéder 35°C dans le BSC et 50°C dans le delta du Niger, c'est-à-dire une température bien inférieure à celle de la chambre à huile et trop faible pour la plupart des transformations minéralogiques mentionnées par Swarbrick et al. (2002). La migration de fluides le long d'aquifères pentés peut permettre la formation de surpressions de fluides en crête structurale (Yardley & Swarbrick, 2000). Dans notre cas d'étude, la migration de fluides depuis une partie plus profonde du bassin apparaît comme la solution la plus réaliste pour permettre un apport de fluide permettant la formation des chambres de boue.

Il est possible de faire un calcul rapide, une première approche de modélisation de l'apport de fluides dans un système. Nous prenons la situation du bloc de l'unité 4 effondré dans le système du MVA du Nigeria (Figure 4-81), soit un bloc de 300 m d'épaisseur qui a subsidé sur 400 m de profondeur dans la chambre de boue. Comme première approximation, nous utilisons la relation profondeur en fonction de la porosité publiée par Velde (1996). Une approche plus précise nécessiterait l'utilisation de données de puits proches de la zone d'étude ou une approche plus complexe intégrant des comportements de sous-compaction. Sur cette courbe (Figure 6-5), on peut visualiser l'augmentation importante de porosité nécessaire (par exemple par apport d'eau extérieure) pour atteindre une inversion de densité entre la chambre et la couverture suffisante pour permettre la remobilisation de ce volume de sédiment jusqu'en surface. On observe que des

augmentations plus faibles de la porosité sont suffisantes pour permettre la remobilisation de ce volume de sédiment en sub-surface, pour créer des intrusions.

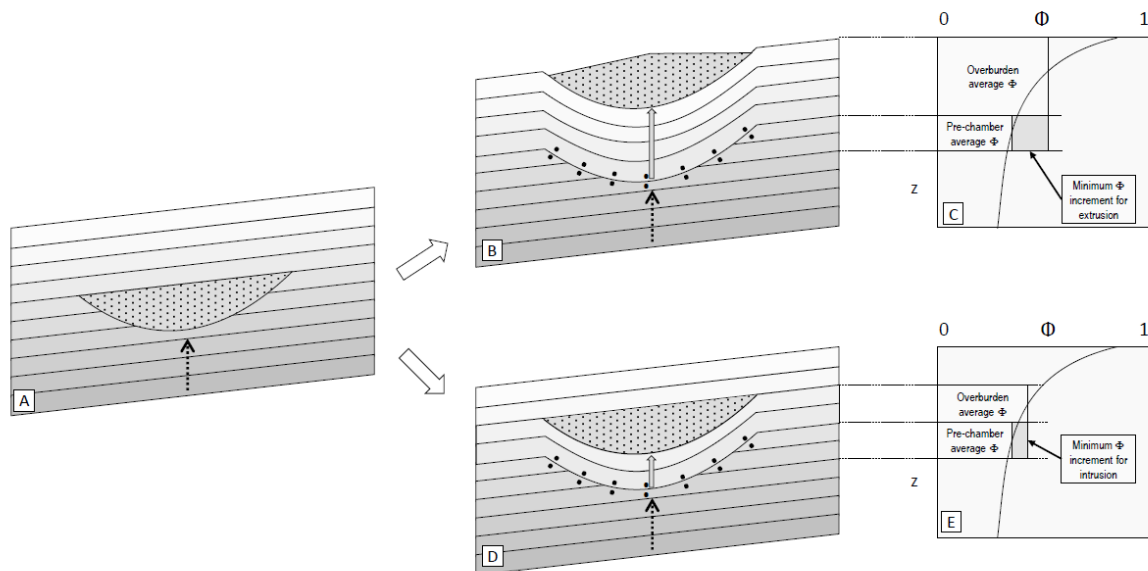


Figure 6-5: Calculs de variations de densité nécessaire à la mise en place d'une intrusion ou d'une extrusion.

Cette approche quantitative est basée sur le postulat que la densité du sédiment saturé avec un mélange d'eau et de gaz est la somme des densités des trois composants sédiments (la matrice), eau et gaz en fonction de leurs proportions. Pour cette modélisation, nous considérons la masse volumique de l'eau (ρ_w) de 1000 kg/m^3 et la masse volumique de la matrice (ρ_{ma}) de 2700 kg/m^3 . Le calcul de la densité du gaz a été fait grâce au calculateur en ligne : <http://unitrove.com/engineering/tools/gas/natural-gas-density> (Starling & Savidge, 1992 ; ISO 12213-2, 2006). La composition en gaz par défaut est conservée (soit 96,5% de méthane et quelques gaz mineurs). Nous avons utilisé la pression et la température estimée à la profondeur du centre de la chambre de boue sous le bloc de l'unité 4 soit à 500 m sous le fond marin et 500 m de colonne d'eau. Nous avons gardé une température de fond marin de 5°C et un gradient géothermique de 25°C/km . Les valeurs de porosité et densité ont été mesurées le long d'un profil vertical avec des pas de 10 m et passant au travers de la chambre. Ce calcul permet de définir qu'avec un apport d'eau pure comme fluide extérieur, une augmentation de 70% du volume initial est nécessaire pour atteindre l'inversion de densité suffisante entre le toit et la chambre. Avec un apport de gaz pur comme fluide extérieur, une augmentation de 27% du volume est nécessaire. En considérant un mélange d'eau et de gaz à même proportion comme fluide extérieur, l'augmentation de volume nécessaire est de 20%. Cela induit des inflations de matériel menant à un gonflement de la chambre de 280 m pour l'eau pure, 108 m pour le gaz pur et 160 m pour le mélange eau et gaz. Les discontinuités radiales visibles sous le MVc (Figure 4-86) sont interprétées comme les marques d'inflation de la chambre de boue avant son dégonflement et son effondrement enregistrés par les horizons H10 et H11 (Figure 4-85D & Figure 4-87F)

Ce contraste de densité est possible en considérant la quantité de méthane dans le système (Mourgues, 2003). De plus lorsqu'une quantité de sédiment est fluidisé, son volume augmente en grande partie à cause de l'expansion du gaz, la densité de l'ensemble diminue. Au cours de la remontée du matériel vers la surface, la pression diminue, le volume de gaz augmente encore, exagérant encore la remobilisation. En géotechnique, ce processus est appelé « coefficient de foisonnement », soit la capacité d'un matériau solide à gonfler sous l'apport de fluides (internes ou externes) tels que de l'eau, des gaz ; il est défini par le rapport entre « volume intact par unité de volume et volume déformée par unité de volume » (Bell, 2013).

6.2 Vie des systèmes et échelles de temps

Les grandes coulées de l'Atbulak couvrent des surfaces de l'ordre du kilomètre carré. Chaque phase d'éruption de l'Atbulak permet la sortie d'un volume de matériel argileux conséquent (un volume de 0.005 km^3 en prenant en compte une extrusion en une phase et une coulée de 5 m d'épaisseur). En considérant les paliers d'effondrement successifs de 1 m de haut dans la caldera de l'Atbulak, la perte de volume entre chaque palier correspondrait environ à 0.0004 km^3 soit un ordre de grandeur inférieur au volume des coulées. Les coulées du Koturdag couvrent en moyenne des surfaces de l'ordre de 0.1 km^2 .

6.2.1 Vie des systèmes à l'échelle humaine

Nous avons observé que les volcans de boue sont des édifices actifs à l'échelle humaine. Notre monitoring fait sur l'avancée de la coulée du Koturdag permet de mettre en évidence l'avancée de la coulée actuelle qui se fait de façon irrégulière au cours du temps. On s'interroge ici sur la représentativité des mesures faites sur le terrain. Par étude géomorphologique, nous avons montré que l'écoulement ralentit dans la pente avec des valeurs d'avancée passant de 1.8 m/jour après le seuil topographique à 9 cm/jour dans la partie amont de la coulée. La vitesse d'écoulement diminue vers la pente pour atteindre des valeurs faibles au front de la coulée (moins de 1,8 cm/jour). Cette coulée avance toujours (on observe un décalage progressif des pistes sur les images satellites au fur et à mesure de l'avancée de la coulée). L'AA nous a montré qu'il est toujours actif avec des extrusions de matériel au cours et entre nos différentes missions de terrain. Les éruptions de volcans de boue sont monnaie courante. Par exemple, en Azerbaïdjan, un édifice est entré en éruption en février 2017 pendant la rédaction de ce manuscrit, d'autres vont certainement se réveiller au cours de l'année. La plupart des édifices actifs le sont d'ailleurs sans marqueurs visibles en surface. Le Koturdag n'est pas entré en éruption depuis longtemps, il est pourtant bien actif aujourd'hui. Les volcans de boue sont des édifices actifs à l'échelle humaine.

6.2.2 Vie des systèmes à l'échelle de la résolution sismique 3D

Relations entre l'activité tectonique et l'activité volcanique

Sur le profil sismique recoupant la Structure 1 dans le BSC (Figure 4-4F), on observe des variations latérales d'épaisseur depuis l'Akchagyl à partir de 2,4 Ma jusqu'au Top Absheron à environ 0,8 Ma (Yusifov & Rabinowitz, 2004). La base de la formation Akchagyl correspond au sommet des Productive Series, le Triplet. Ce Triplet, composé de couches

évaporitiques, est au même niveau stratigraphique que la plupart des sutures de chambres de boue de toute la Structure 1. L'extrusion de matériel argileux, le début d'activité du système de volcan de boue commence lors d'une phase de croissance de la Structure 1 durant le dépôt des formations Akchagyl et Absheron. Cette relation n'est pas étonnante puisqu'une contrainte compressive peut induire une augmentation de la pression de fluides et ainsi provoquer une fracturation hydraulique (Kopf, 2002).

Age des volcans de boue

En considérant le Koturdag comme un cône de 130 m de haut sur une emprise de 1 km², cet édifice a un volume de 0.03 km³. La dernière coulée du Koturdag s'est épanchée sur une distance de 1 km vers le nord. En considérant une vitesse d'avancement moyenne de 5 cm/jour, on peut simplifier en exprimant la dernière coulée comme étant âgée de 550 ans. La surface de cette coulée est de 0.15 km². On a estimé l'épaisseur de cette coulée comme supérieur à 3 m, soit un volume minimum de 450 000 m³ (soit $4,5 \cdot 10^5 \text{ m}^3$). En considérant un volume de 450000 m³ mis en place en 550 ans, on peut extrapoler la formation du Koturdag à 36000 ans. Définir l'âge d'un volcan de boue nécessite des extrapolations grossières, nous considérons cependant correct de définir l'âge des volcans dans l'ordre de grandeur de la dizaine de milliers d'années.

Impact du niveau de la Caspienne

La plupart des édifices volcaniques en Azerbaïdjan se trouvent dans une zone proche de la côte actuelle de la mer Caspienne, et ont d'ailleurs leur base proche du niveau zéro qui correspond au maximum du niveau Caspien au cours des derniers 40 000 ans (Mamedov, 1997) (Figure 4-23). En rapportant le niveau 0, on observe que le Dashgil se trouve exactement sur ce niveau. Le Koturdag est proche également. Cela permet de poser l'hypothèse de mise en place du Dashgil suite à l'érosion de la terminaison est de l'anticlinal. L'érosion de 100 m de roche permet de diminuer la pression lithostatique d'environ 1,5 MPa. Le BSC étant soumis à des surpressions de fluide importantes, 1,5 MPa a pu conduire à déstabiliser le fragile équilibre entre pression lithostatique et surpression de fluide et ainsi démarrer le processus de remontée de fluides en créant des chemins de migration. Le Dashgil s'est mis en place après une phase de transgression qui a permis au niveau marin d'atteindre le niveau zéro, ou au cours de la transgression Yenotavienne (environ 11 ka), soit lors de la transgression Khvalynienne inférieure (entre 32 ka et 28 ka) (Figure 2-8) (Mamedov, 1997). En calculant un ordre de grandeur de 36 ka pour le Koturdag, cet édifice est apparu pendant la phase de transgression Khvalynienne (Mamedov, 1997).

Selon cette hypothèse, la variation du niveau de la Caspienne serait responsable de la mise en place d'une partie des édifices volcaniques en Azerbaïdjan, notamment le Dashgil, en érodant les surfaces anticlinales et provoquant une chute rapide de la pression lithostatique.

6.2.3 Echelle intermédiaire manquante

L'observation de terrain permet de voir l'évolution instantanée ou à l'échelle humaine de quelques dizaines d'années mais ne permet pas de remonter à l'activité de l'édifice, surtout si celui-ci s'est mis en place 30 ka plus tôt. L'observation de volcans de boue en sismique permet de définir l'activité de ces édifices (mise en place et différentes phases d'extrusions) avec des erreurs importantes dues à la résolution sismique. Il est impossible de descendre à l'échelle d'une coulée avec la sismique actuelle, la sismique 3D que nous avons utilisée ayant une résolution verticale de 8 m et la sismique 2D Haute Résolution une résolution verticale de l'ordre de 3 m. Une phase sismique à cette échelle correspond à une coulée de boue telle qu'observée à l'ouest d'Absheron. Le biseau 3 d'Absheron correspond ainsi à au moins 4 coulées.

Nous avons pu étudier la coulée à l'ouest d'Absheron que nous appelons « Coulée 18 » en détail grâce à de la bathymétrie haute résolution. Sur cette coulée on peut observer les clastes emportés par la coulée qui s'accumule en aval du point de sortie au travers du mur percé du réservoir. On observe également des linéations qui se recoupent sur toute la surface de la coulée. Ces linéations correspondent à différentes phases d'éruption, différentes coulées qui se recoupent. Grâce à ces layers on se rend compte que cette coulée que l'on interprète en premier lieu comme monophasée et composée d'au moins trois émissions (Figure 4-22). Cette coulée 18 correspond à un bon analogue de la dernière coulée du Koturdag puisque l'édifice est constitué de coulées radiales qui s'amalgament au cours du temps, sous l'effet de l'érosion, de la végétalisation.

Les observations de terrain ne sont qu'une approche « superficielle », ce qu'on observe en sismique correspond à une vision à grande échelle, il manque un pas entre deux que l'on effleure en travaillant la sismique HR ou en remontant aux images historiques.

6.2.4 Représentativité des observations in vivo

Les surfaces de gryphon sont marquées par des linéations concentriques qui correspondent chacune à une bulle arrivée en surface. Ces linéations sont dues à la couche d'huile qui couvre la bulle de gaz. A chaque bulle arrivant en surface, on ajoute une ride. Il est ainsi possible de compter le nombre de bulles arrivées en surface. Le nombre obtenu ne correspond bien évidemment pas au nombre réel de bulles remontées, lorsqu'une bulle plus importante remonte, elle efface la plupart de celles en place. Finalement on n'observe que les rides des bulles décroissantes les plus grosses (Figure 6-6). Le même raisonnement peut être conduit pour les édifices à grandes échelles : on ne voit que les plus grosses coulées en sismique et que les dernières sur le terrain.

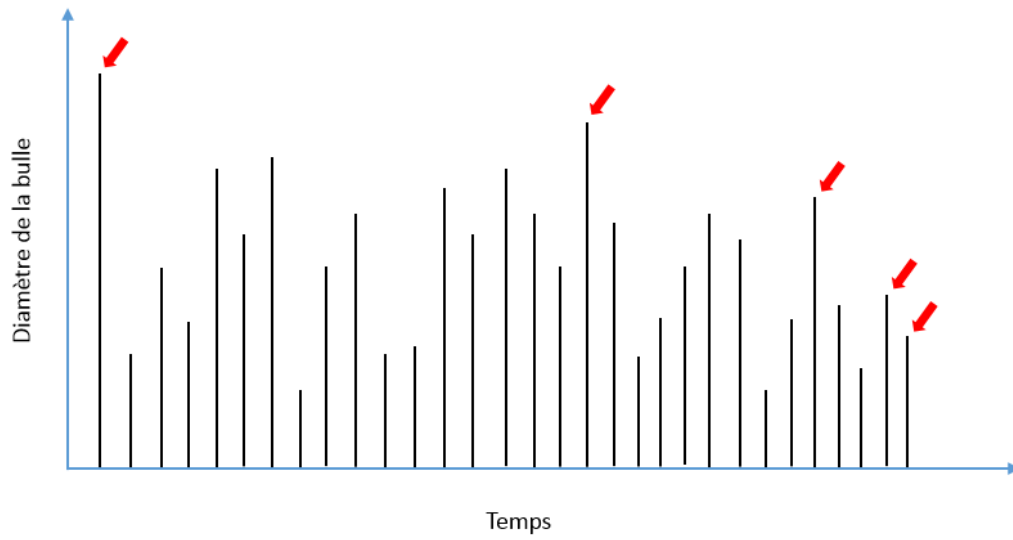


Figure 6-6: Diagramme montrant l'impact des gros événements par rapport aux petits qui ne sont bientôt plus discernables. Les flèches rouges représentent les événements visibles aujourd'hui.

7 Conclusion et Perspectives

Ce travail doctoral avait pour but d'améliorer les connaissances sur les processus permettant la mise en place d'un système de volcan de boue composé d'une source de fluides en profondeur, d'une source de matériel argileux différenciée à plus faible profondeur, d'un système de transfert depuis cette source de boue vers la surface pour former le volcan de boue. Les principaux axes de cette thèse peuvent se résumer à :

- ❖ Imager la zone de fluidisation du sédiment, source du matériel argileux, différenciée de la source des fluides.
- ❖ Définir un système de volcan de boue le plus simple possible et applicable à différents contextes.
- ❖ Comprendre la mise en place de systèmes de volcans de boue à morphologies plus complexes.
- ❖ Investiguer les processus impliqués dans la croissance des édifices de surface, notamment les édifices à morphologie plate appelés *mud pie*.

Pour mettre en lumière la source de boue du système, nous avons procédé à une étude sismique de trois structures imagées par trois cubes sismiques dans le NW du Bassin Sud Caspien ainsi que dans le delta du Niger. Afin de contraindre les processus permettant la croissance des édifices de surface, nous avons procédé à une étude structurale approfondie ainsi qu'à une étude géochimique des volcans de boue situés dans la continuité onshore du Bassin Sud Caspien : le Bassin de la Kura, en Azerbaïdjan.

L'étude de la Structure 1 a permis de décrire proprement un **système de volcan de boue simple** qui peut être décrit comme une succession de différents objets :

- Une source de fluides (eau et gaz) en profondeur. Il s'agit de la zone en surpression de fluides située en profondeur, le Maykop par exemple pour le Bassin sud Caspien. Les fluides impliqués ensuite dans la formation de la boue migrent vers le haut depuis cette source.
- Une chambre primaire : il s'agit de la zone de fluidisation du sédiment, où est formé le matériel argileux. Cette chambre primaire peut correspondre à un piège stratigraphique où sont accumulés les fluides qui migrent depuis une plus grande profondeur, tel que la crête d'un anticlinal dans les cas de la Structure 1 et Absheron. Les mécanismes de fluidisation ne sont pas étudiés ici.
- Un système de transfert du matériel argileux constituant la chambre primaire vers la surface. Ce système de transfert peut être simple, constitué d'un chemin de migration jusqu'en surface, ou plus complexe avec des zones de stockages temporaires entre la chambre primaire et la surface que l'on appelle chambres secondaires.
- Un volcan de boue, édifice de surface du système.

L'extrusion du matériel constituant la chambre primaire vers la surface se fait de façon contemporaine avec l'effondrement de la couverture. Lorsque le volcan de boue est formé,

les fluides peuvent migrer vers la surface le long de ce système de transfert et le long des failles d'effondrement de la couverture, il n'y a donc plus de surpression de fluide en profondeur, **le système est figé à partir de la formation du volcan**. Cet état de relative stabilité peut être modifié par la sédimentation qui vient sceller les failles et ainsi permettre l'accumulation de nouvelles surpressions de fluides.

L'étude d'une zone plus complexe telle que celle du delta du Niger permet d'appliquer les différents modèles définis précédemment. La morphologie sismique des systèmes de volcan de boue du delta du Niger est difficilement interprétable car mal imagée à cause de la présence de gaz en surface. Une fois le modèle de système de volcan de boue simple basé sur la Structure 1 défini, il devient possible d'extrapoler ce modèle pour décrire la morphologie des systèmes du delta du Niger comme étant des assemblages de plusieurs systèmes de volcan de boue. On définit ainsi un **complexe de systèmes de volcans de boue** que l'on décrit comme un assemblage de quinze systèmes emboîtés les uns sur les autres. Chaque système se met en place en terminaison des failles d'effondrement affectant le système précédent. Les réactivations de ce complexe sont gérées par la sédimentation qui vient sceller les failles et donc empêcher la migration des fluides jusqu'en surface, permettant ainsi de produire à nouveau des surpressions de fluides qui vont créer un nouveau système de volcan de boue. Ce modèle de « complexe de systèmes de volcans de boue » permet donc de montrer le rôle important de la sédimentation dans l'évolution des systèmes de volcan de boue.

L'étude sismique du système d'Absheron ainsi que l'étude structurale de l'édifice Ayaz Aktharma permettent de présenter **le modèle du « Pousse-Muraille »**. La surface de ces édifices correspond à une croûte indurée flottant sur du matériel argileux liquide, un réservoir de matériel que l'on appelle la chambre superficielle, imagée en domaine offshore sur des données sismiques, et par la résistivité électrique à terre. L'arrivée de matériel depuis la source de boue induit le gonflement de cette chambre superficielle, gonflement qui engendre une extension extrême au-dessus du point d'émission. Le reste de la surface de l'édifice est affectée par un contexte compressif visible sur la plupart des édifices de type *mud pie* qui est dû à la migration de matériel dans la chambre superficielle pour retrouver une surface d'équilibre.

Les édifices à morphologie conique ne montrent pas de structures de compression en surface mais sont affectés par des calderas. Les volumes des coulées de boues et de la partie effondrée de la caldera ne sont pas cohérents avec des volumes de coulées de boue de plusieurs ordres de grandeur supérieurs au volume de la caldera, indiquant une source de boue plus profonde que la chambre superficielle. Dans le cas d'édifices coniques, le matériel argileux provient de zones de stockages à faible profondeur : les chambres secondaires. Ces chambres sont des intrusions de matériel à plus forte densité que la surface et qui sont rapidement rechargées, inhibant l'effondrement de la caldera. Dans certains cas, notamment pour le Koturdag, l'étude structurale autour de l'édifice ainsi que la morphologie

du sommet indique la présence d'une colonne de matériel argileux qui migre vers la surface et qui crée une contrainte sur la structure anticlinale, une morphologie de diapir de boue.

Une étude géochimique de six édifices permet de discerner la source de fluide, notamment la source de gaz marquée par du méthane thermogénique, de la chambre primaire située à plus faible profondeur montrant une forte proportion de smectites. Le contraste entre la fenêtre à gaz (nécessaire pour former le gaz thermogénique) et la zone de stabilité des smectites permet de discerner les deux zones. Les édifices Dashgil, Pirkulu et Ayaz Aktharma ont une source de matériel argileux à plus faible profondeur que les édifices Yeux Bleus, Pointe 4 et Durovdag. Cette étude géochimique mérite d'être complétée par d'autres prélèvements sur un plus grand nombre d'édifices, notamment sur le matériel extrudé récemment.

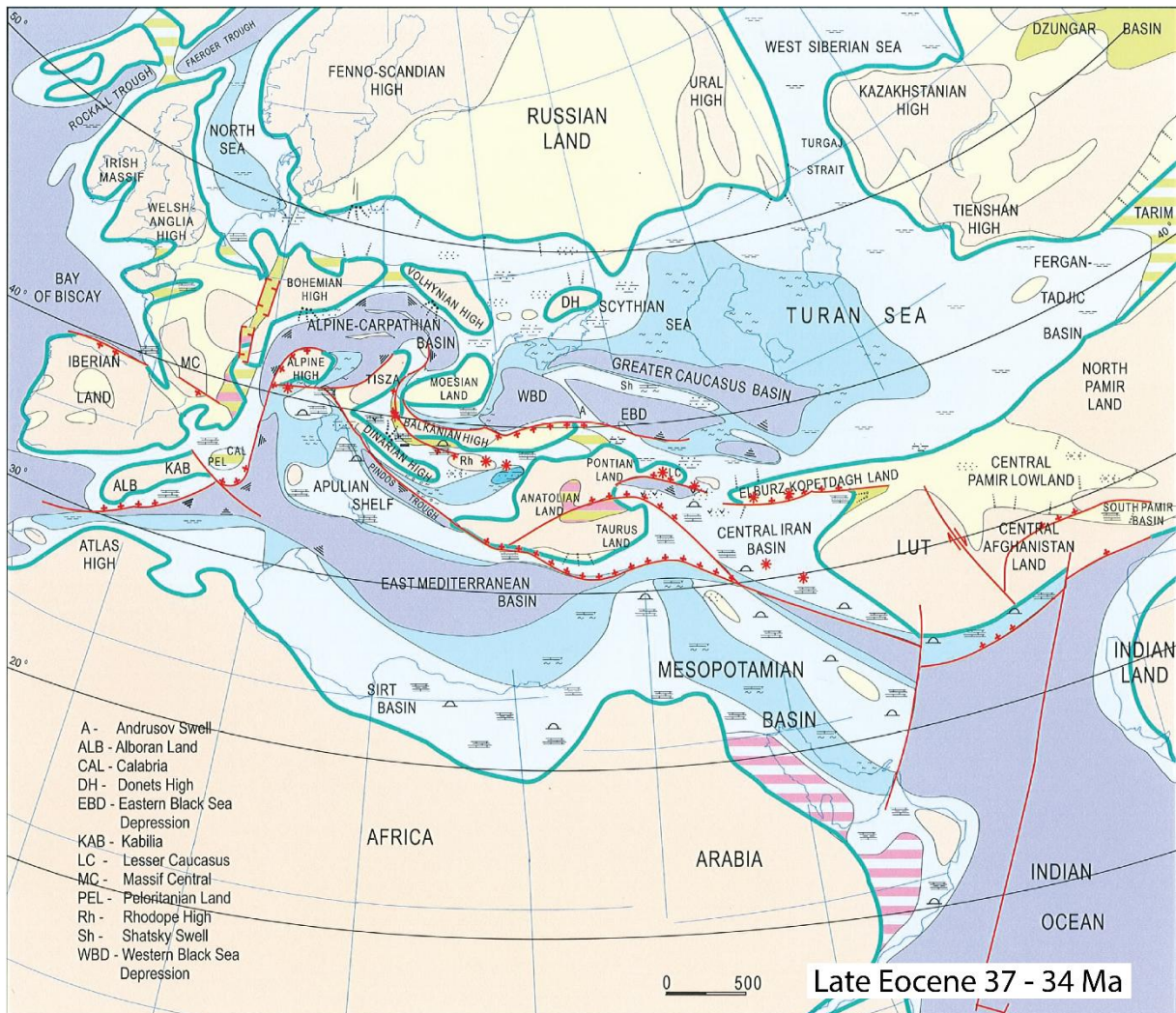
Un point de perspective important serait de poursuivre l'étude de structures en se basant maintenant sur les édifices à morphologie coniques, ou ceux ayant une morphologie de transition entre les pôles *mud pie* et *mud cone*. Nous avons pu définir un modèle de croissance des édifices à morphologie plate qui semble cohérent avec les édifices décrits dans la littérature. Toutefois, un point qui reste mystérieux est l'impact de la profondeur d'une chambre secondaire sur la morphologie de surface du système. Il serait bon de travailler les processus de croissance des édifices coniques tels que le Koturdag et le Bozdag, d'aller plus avant dans la compréhension de la déformation de surface de ces édifices pour commencer à comprendre les processus de mise en place de ce genre d'objet.

Le travail d'acquisition de données géophysiques apporte des indices sur la morphologie de sub-surface des édifices investis. Les différents profils acquis sur l'Ayaz Aktharma sont cohérents et, à mon avis, suffisant pour comprendre la structure de surface de l'édifice. Il serait intéressant de poursuivre l'acquisition démarrée sur le Koturdag qui montre également une croûte reposant sur une réserve de matériel non induré, alors que la morphologie du Koturdag ne correspond pas à un *mud pie*. Au moment de finir ce manuscrit, une campagne de terrain vient de démarrer avec pour objectif principal d'acquérir de nouvelles données de résistivité électrique pour compléter celles déjà acquises et poursuivre le travail sur des édifices différents, notamment quelques profils sur le Koturdag afin d'imager la structure de surface de la coulée active du Koturdag ainsi que la géométrie de la réserve de matériel sous le plancher de la caldera. Le même travail est prévu sur différents édifices.

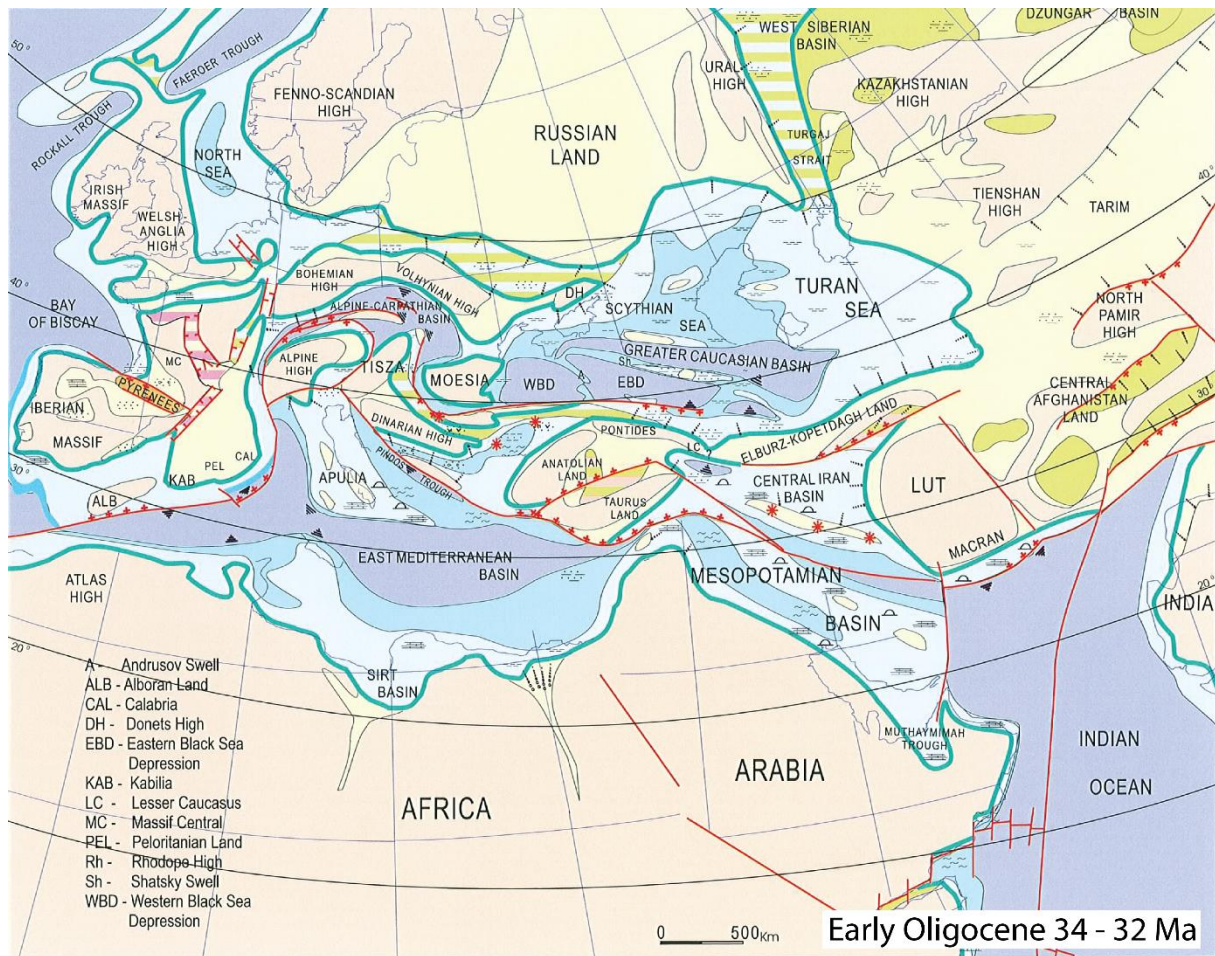
Nous nous référons beaucoup à la géochimie des fluides constituant la boue qui apporte des indices quant à la profondeur de la source de fluides (eau et gaz) ainsi que celle de la source de boue pour différents systèmes. Ces résultats sont toutefois basés sur un très faible nombre d'édifices échantillonnés, il serait certainement intéressant de poursuivre ce travail en faisant un échantillonnage plus exhaustif des édifices en domaine onshore Azerbaïdjan.

Nous venons de récupérer des lames minces provenant d'un échantillon d'argile « cuite » provenant des *sinter mounds* du Dashgil. Ces échantillons semblent prometteurs car apparemment riches en inclusions fluides qui peuvent nous renseigner quant à la température de mise en place de ces édifices.

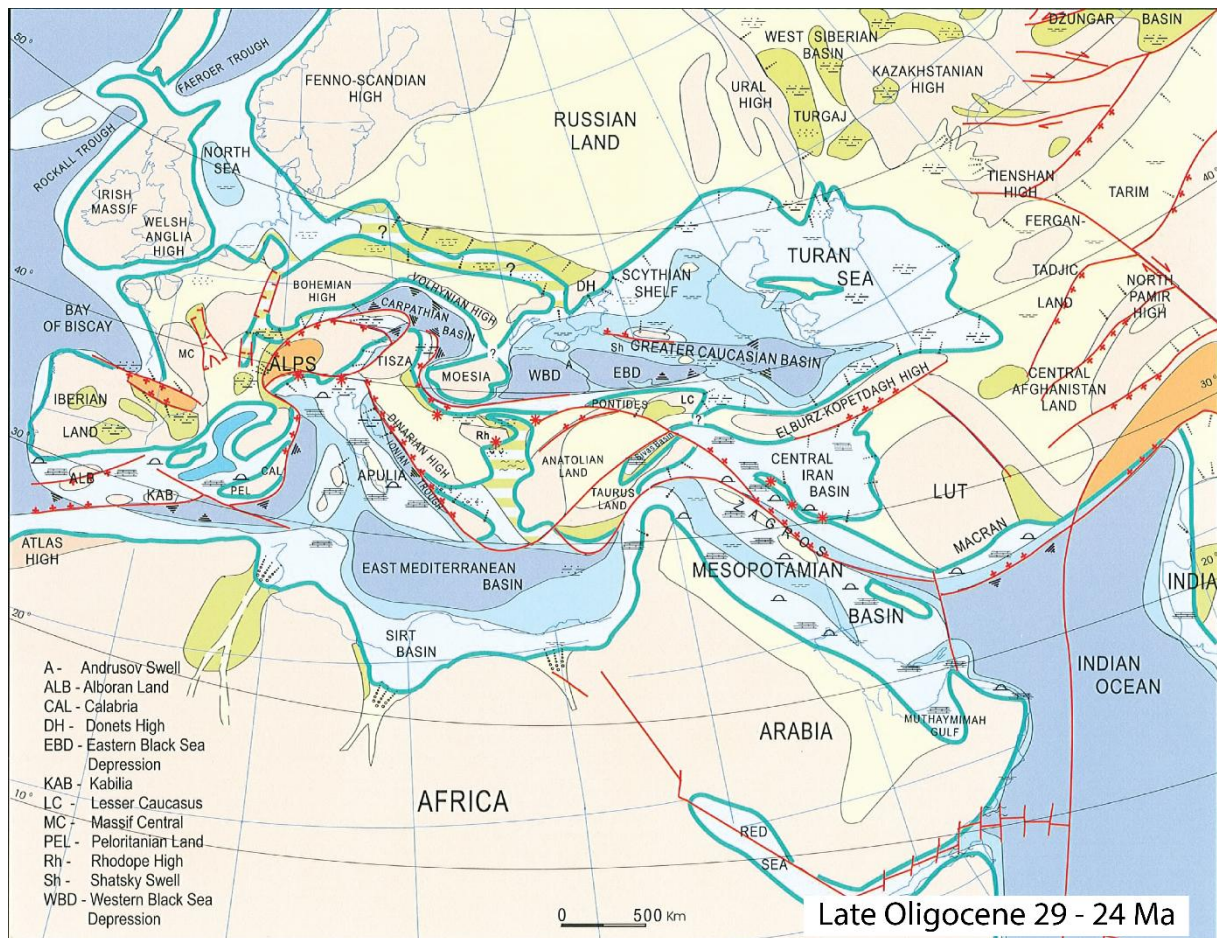
Annexes



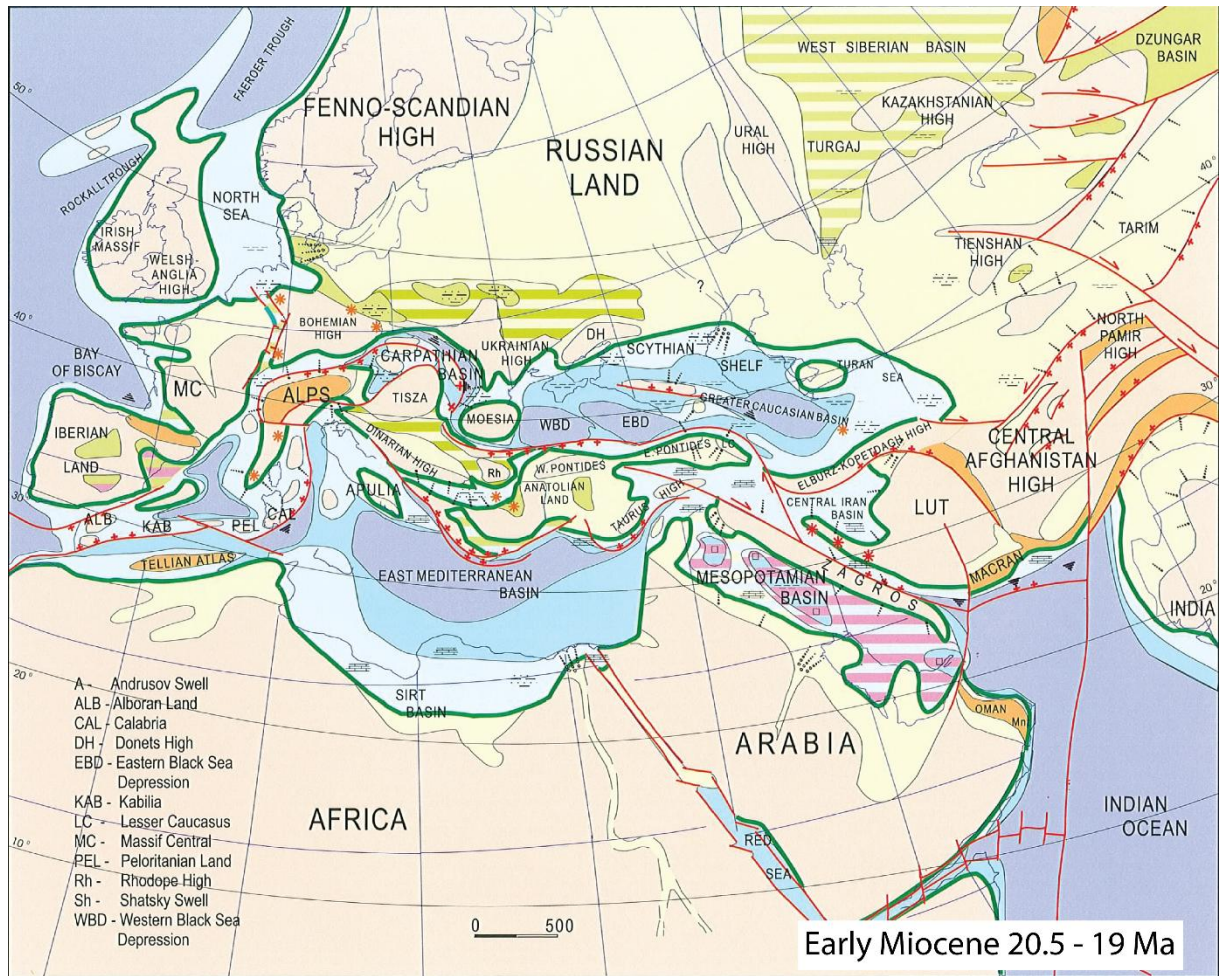
Annexe 1: Carte paléogéographique de l’Eocène supérieur, d’après Popov et al., 2004. A cette époque, le BSC fait partie du Greater Caucasus Basin. A cette époque, le contexte de mer ouverte permet de le dépôt de sédiments fins et riches en matière organique : la formation du Maykop.



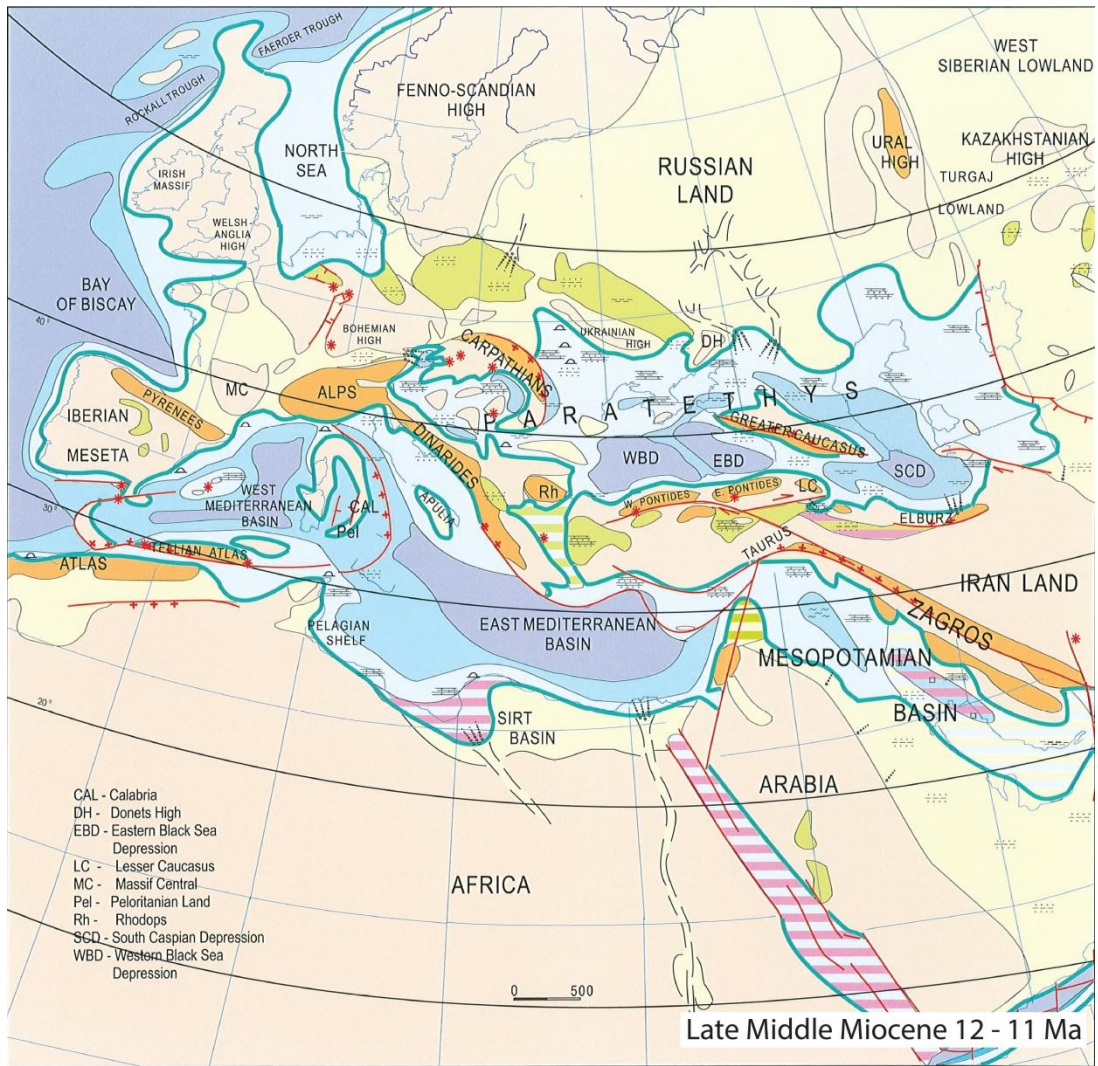
Annexe 2 : Carte paléogéographique à l'Oligocène inférieur. A cette époque le BSC fait partie du Greater Caucasus Basin. Le contexte compressif due à la remontée des plaques Africaine et Arabique induit l'isolement progressif de la mer de Turan en plusieurs sous-bassins.



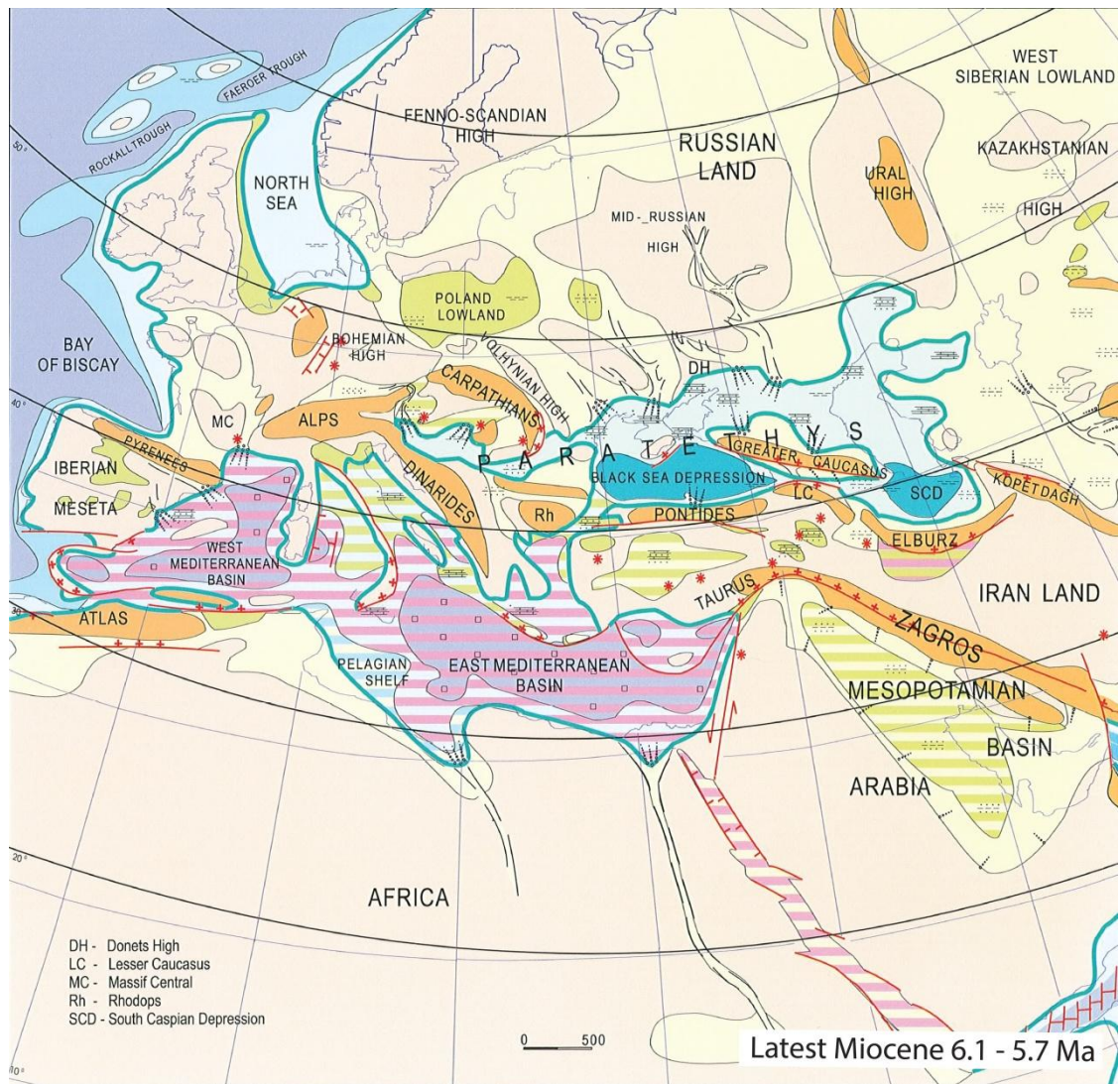
Annexe 3: Carte paléogéographique de l'Oligocène supérieur, d'après Popov et al., 2004. A cette époque, le BSC fait partie du Greater Caucasus Basin. Le contexte compressif due à la remontée des plaques Africaine et Arabique induit l'isolement progressif de la mer de Turan en plusieurs sous-bassins.



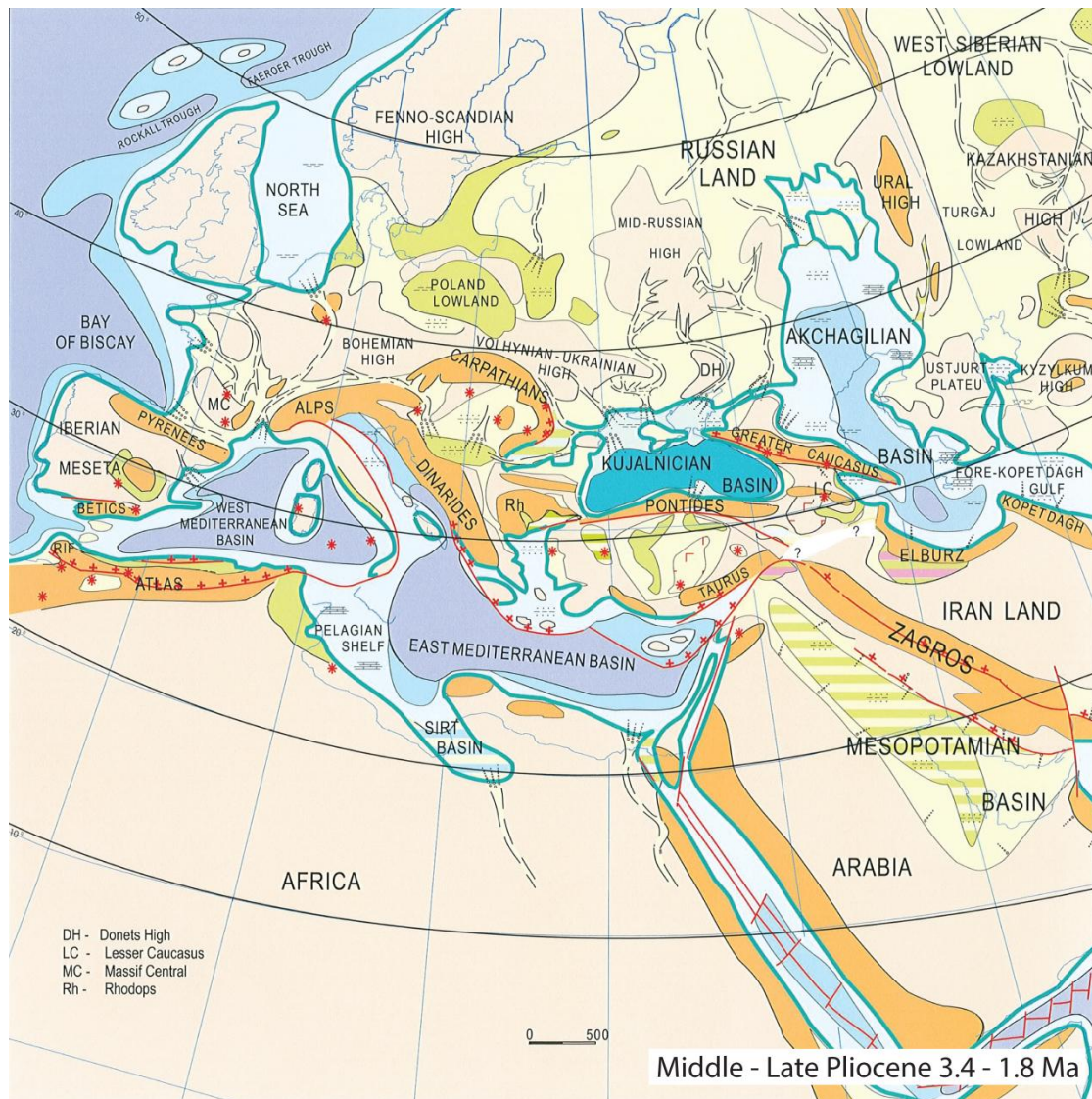
Annexe 4 : Carte paléogéographique du Miocène inférieur, d'après Popov et al., 2004. Le BSC fait partie du Greater Caucasus Basin. Le contexte compressif induit des débuts de surrection notamment dans la partie SE du Greater Caucasus Basin.



Annexe 5 : Carte paléogéographique du Miocène moyen, d'après Popov et al., 2004. Le BSC est alors appelée Dépression sud Caspienne (SCD). Le contexte compressif induit les surrections de différents reliefs notamment l'Elburz au sud de la SCD, les Grand et Petit Caucase à l'ouest de la SCD.



Annexe 6 : Carte paléogéographique du Miocène supérieur, d'après Popov et al., 2004 Le BSC est alors appelée Dépression sud Caspienne (SCD). Les surrections de différents reliefs notamment l'Elburz au sud de la SCD, les Grand et Petit Caucase à l'ouest de la SCD et le Kopet Dagh à l'est induisent le remplissage de la SCD par des sédiments plus grossiers, constituant la formation des Productive Series.



Annexe 7 : Carte paléogéographique du Pliocène moyen, d'après Popov et al., 2004. Les surrections de différents reliefs notamment l'Elburz au sud de la SCD, les Grand et Petit Caucase à l'ouest de la SCD et le Kopet Dagh à l'est induisent le remplissage de la SCD par des sédiments plus grossiers, constituant la formation des Productive Series. La terminaison ouest de la SCD constitue le bassin de la Kura, piégé entre le Grand Caucase et le massif de l'Elburz.



Rapport d'analyse

Analysis date and time : jeudi 27 octobre 2016 15:27:42

Operator name : granulo

Nom de l'échantillon: AA - Average

Dispersant : Water Obscurcution: 12.99 % Modèle de calcul: General purpose Résiduel pondéré: 0.847 %

Percentiles

D(0.01) : 1.54 µm D(0.05) : 2.15 µm D(0.10) : 2.74 µm D(0.16) : 3.43 µm
 D(0.25) : 4.53 µm D(0.30) : 5.21 µm D(0.50) : 8.85 µm D(0.70) : 15.65 µm
 D(0.75) : 18.46 µm D(0.84) : 26.11 µm D(0.95) : 49.18 µm D(0.90) : 35.08 µm
 D(0.99) : 80.79 µm Accessoire: Hydro 2000G (A) Gamme: 0.020 2000.0... µ... Span (10% - 90%)/50% : 3.655

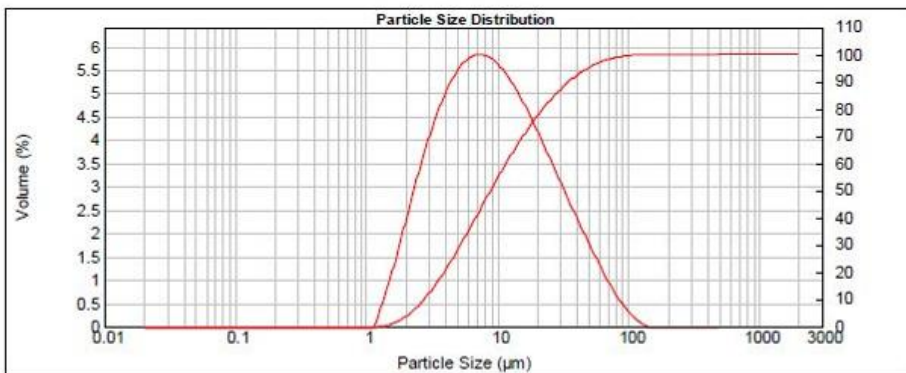
Type de distribution: Volume Mode 1: 7.287

Taille moyenne D(4,3) : 14.85 µm

Percentage below 2.00 µm : 3.82%
 Percentage between 2.00 µm and 63.00 µm : 93.64%
 Percentage between 63.00 µm and 125.00 µm : 2.51%
 Percentage between 125.00 µm and 250.00 µm : 0.03%
 Percentage between 250.00 µm and 500.00 µm : 0.00%
 Percentage between 500.00 µm and 1000.00 µm : 0.00%
 Percentage between 1000.00 µm and 2000.00 µm : 0.00%

Argiles
 Silts
 Sables très fins
 Sables fins
 Sables moyens
 Sables grossiers
 Sables très grossiers

Notes de l'opérateur:



AA - Average, jeudi 27 octobre 2016 15:27:40

Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %
0.020	0.00	0.144	0.00	1.036	0.01	7.455	6.25	53.654	1.52	386.140	0.00
0.024	0.00	0.170	0.00	1.221	0.06	8.788	6.11	63.246	1.10	455.169	0.00
0.028	0.00	0.200	0.00	1.439	1.22	10.359	5.89	74.552	0.73	536.539	0.00
0.033	0.00	0.236	0.00	1.697	2.02	12.211	5.57	87.879	0.43	632.456	0.00
0.039	0.00	0.278	0.00	2.000	2.85	14.394	5.19	103.599	0.19	745.519	0.00
0.046	0.00	0.328	0.00	2.358	3.65	16.967	4.76	122.108	0.04	878.794	0.00
0.054	0.00	0.396	0.00	2.779	4.37	20.000	4.31	143.937	0.00	1036.895	0.00
0.063	0.00	0.455	0.00	3.276	5.00	23.575	3.83	169.669	0.00	1221.080	0.00
0.075	0.00	0.537	0.00	3.861	5.51	27.790	3.35	200.000	0.00	1439.371	0.00
0.088	0.00	0.632	0.00	4.552	5.90	32.758	2.87	235.754	0.00	1696.686	0.00
0.104	0.00	0.746	0.00	5.365	6.15	38.614	2.41	277.899	0.00	2000.000	0.00
0.122	0.00	0.879	0.00	6.325	6.26	45.517	1.95	327.579	0.00		
0.144	0.00	1.036	0.00	7.455	6.26	53.654	1.95	386.140	0.00		

Annexe 8 : Analyse granulométrique de la boue de l'Ayaz Aktharma.



Rapport d'analyse

Analysis date and time : vendredi 18 mars 2016 09:19:22

Operator name : Romain Abraham

Nom de l'échantillon: Dashgil - Average

Dispersant : Water

Obacuration: 12.63 %

Modèle de calcul: General purpose

Résiduel pondéré: 0.412 %

Percentiles

D(0.01) : 1.46 µm

D(0.05) : 1.95 µm

D(0.10) : 2.43 µm

D(0.16) : 2.98 µm

D(0.25) : 3.85 µm

D(0.30) : 4.39 µm

D(0.50) : 7.17 µm

D(0.70) : 11.96 µm

D(0.75) : 13.80 µm

D(0.84) : 18.49 µm

D(0.95) : 31.54 µm

D(0.90) : 23.67 µm

D(0.99) : 49.37 µm

Accessoire: Hydro 2000G (A)

Gamme: 0.020 2000.0... µm

Span (10% - 90%)/50% : 2.961

Type de distribution: Volume Mode 1: 6.356

Taille moyenne D(4,3) : 10.67 µm

Percentage below 2.00 µm : 5.45%

Percentage between 2.00 µm and 63.00 µm : 94.34%

Percentage between 63.00 µm and 125.00 µm : 0.21%

Percentage between 125.00 µm and 250.00 µm : 0.00%

Percentage between 250.00 µm and 500.00 µm : 0.00%

Percentage between 500.00 µm and 1000.00 µm : 0.00%

Percentage between 1000.00 µm and 2000.00 µm : 0.00%

Argiles

Silts

Sables très fins

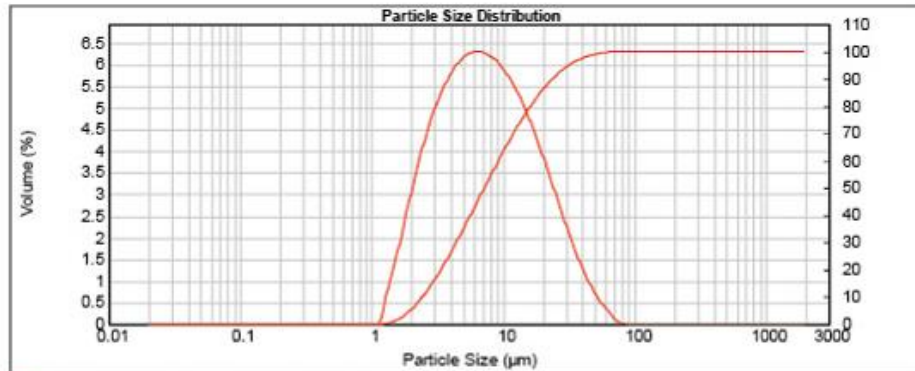
Sables fins

Sables moyens

Sables grossiers

Sables très grossiers

Notes de l'opérateur:



Dashgil - Average, vendredi 18 mars 2016 09:19:21

Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %
0.020	0.00	0.144	0.00	1.036	0.02	7.455	6.64	53.654	0.45	386.140	0.00
0.024	0.00	0.170	0.00	1.221	0.09	8.788	6.42	63.246	0.18	455.169	0.00
0.028	0.00	0.200	0.00	1.439	0.89	10.359	6.10	74.562	0.02	536.539	0.00
0.033	0.00	0.236	0.00	1.697	1.77	12.211	5.67	87.979	0.00	632.456	0.00
0.039	0.00	0.278	0.00	2.000	3.76	14.394	5.14	103.589	0.00	745.519	0.00
0.046	0.00	0.328	0.00	2.358	4.64	16.967	4.62	122.108	0.00	878.794	0.00
0.054	0.00	0.386	0.00	2.779	5.35	20.000	3.85	143.937	0.00	1035.895	0.00
0.063	0.00	0.455	0.00	3.276	5.92	23.575	3.14	169.669	0.00	1221.080	0.00
0.075	0.00	0.537	0.00	3.861	6.34	27.790	2.45	200.000	0.00	1439.371	0.00
0.088	0.00	0.632	0.00	4.552	6.61	32.758	1.80	235.754	0.00	1696.586	0.00
0.104	0.00	0.746	0.00	5.365	6.75	38.614	1.25	277.899	0.00	2000.000	0.00
0.122	0.00	0.879	0.00	6.325	6.76	45.517	0.79	327.575	0.00		
0.144	0.00	1.036	0.00	7.455	6.76	53.654		386.140	0.00		



Rapport d'analyse

Analysis date and time : vendredi 18 mars 2016 09:31:34

Operator name : Romain Abraham

Nom de l'échantillon: Durovdag - Average

Dispersant : Water Obscurcissement: 13.07 % Modèle de calcul: General purpose Résiduel pondéré: 0.450 %

Percentiles

D(0.01) : 1.51 µm D(0.05) : 2.08 µm D(0.10) : 2.62 µm D(0.16) : 3.25 µm
 D(0.25) : 4.22 µm D(0.30) : 4.80 µm D(0.50) : 7.50 µm D(0.70) : 11.47 µm
 D(0.75) : 12.86 µm D(0.84) : 16.23 µm D(0.95) : 24.71 µm D(0.90) : 19.71 µm
 D(0.99) : 35.33 µm Accessoire: Hydro 2000G (A) Gamme: 0.020 2000.000 µm... Span (10% - 90%)/50% : 2.275

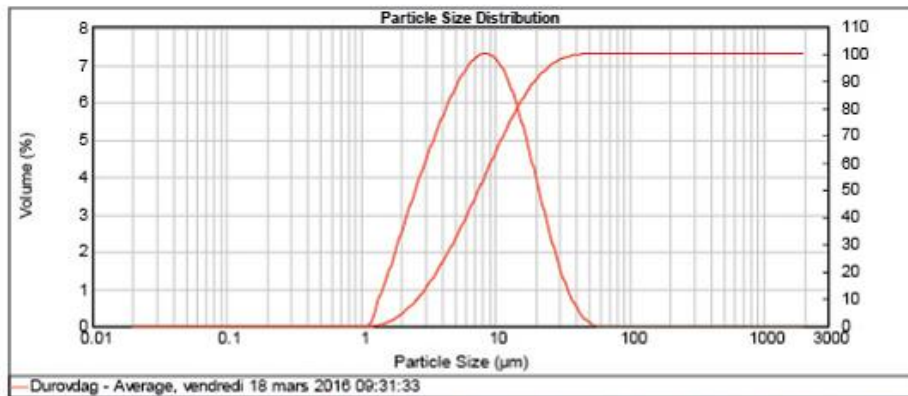
Type de distribution: Volume Mode 1: 8.432

Taille moyenne D(4,3) : 9.66 µm

Percentage below 2.00 µm : 4.37%
 Percentage between 2.00 µm and 63.00 µm : 95.63%
 Percentage between 63.00 µm and 125.00 µm : 0.00%
 Percentage between 125.00 µm and 250.00 µm : 0.00%
 Percentage between 250.00 µm and 500.00 µm : 0.00%
 Percentage between 500.00 µm and 1000.00 µm : 0.00%
 Percentage between 1000.00 µm and 2000.00 µm : 0.00%

Argiles
 Silts
 Sables très fins
 Sables fins
 Sables moyens
 Sables grossiers
 Sables très grossiers

Notes de l'opérateur:



Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %
0.020	0.00	0.144	0.00	1.036	0.01	7.455	7.85	53.654	0.00	386.140	0.00
0.024	0.00	0.170	0.00	1.221	0.07	8.788	7.78	63.246	0.00	456.169	0.00
0.028	0.00	0.200	0.00	1.439	0.67	10.369	7.44	74.562	0.00	536.639	0.00
0.033	0.00	0.236	0.00	1.697	1.41	12.211	6.81	87.879	0.00	632.456	0.00
0.039	0.00	0.279	0.00	2.000	3.13	14.394	5.94	103.589	0.00	745.519	0.00
0.046	0.00	0.328	0.00	2.358	3.97	16.967	4.87	122.108	0.00	879.794	0.00
0.054	0.00	0.386	0.00	2.779	4.75	20.000	3.75	143.937	0.00	1036.896	0.00
0.063	0.00	0.455	0.00	3.276	5.49	23.575	2.65	169.669	0.00	1221.080	0.00
0.075	0.00	0.537	0.00	3.861	6.16	27.790	1.70	200.000	0.00	1439.371	0.00
0.088	0.00	0.632	0.00	4.552	6.80	32.758	0.95	235.754	0.00	1696.686	0.00
0.104	0.00	0.746	0.00	5.365	7.31	38.614	0.44	277.899	0.00	2000.000	0.00
0.122	0.00	0.879	0.00	6.325	7.68	45.517	0.13	327.579	0.00		
0.144	0.00	1.036	0.00	7.455	7.68	53.654		386.140	0.00		

Annexe 10 : Analyse granulométrique de la boue du Durovdag.



Rapport d'analyse

Analysis date and time : vendredi 18 mars 2016 09:40:09

Operator name : Romain Abraham

Nom de l'échantillon: Pirkulu - Average

Dispersant : Water Obscurcissement : 14.07 % Modèle de calcul: General purpose Résiduel pondéré: 0.314 %

Percentiles

D(0.01) : 1.51 µm D(0.05) : 2.08 µm D(0.10) : 2.63 µm D(0.16) : 3.25 µm
D(0.25) : 4.24 µm D(0.30) : 4.84 µm D(0.50) : 7.96 µm D(0.70) : 13.43 µm
D(0.75) : 15.59 µm D(0.84) : 21.26 µm D(0.95) : 37.58 µm D(0.90) : 27.66 µm
D(0.99) : 59.48 µm Accessoire: Hydro 2000G (A) Gamme: 0.020 2000.000 µm... Span (10% - 90%)/50% : 3.147

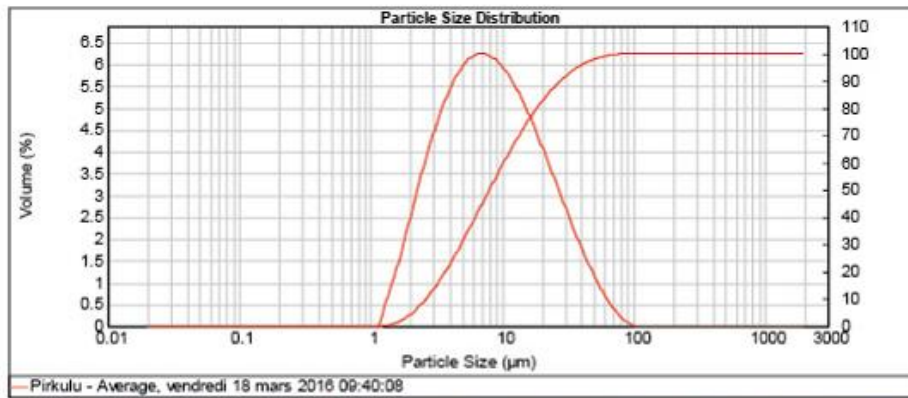
Type de distribution: Volume Mode 1: 6.98

Taille moyenne D(4,3) : 12.24 µm

Percentage below 2.00 µm : 4.30%
Percentage between 2.00 µm and 63.00 µm : 94.95%
Percentage between 63.00 µm and 125.00 µm : 0.75%
Percentage between 125.00 µm and 250.00 µm : 0.00%
Percentage between 250.00 µm and 500.00 µm : 0.00%
Percentage between 500.00 µm and 1000.00 µm : 0.00%
Percentage between 1000.00 µm and 2000.00 µm : 0.00%

Argiles
Silt
Sables très fins
Sables fins
Sables moyens
Sables grossiers
Sables très grossiers

Notes de l'opérateur:



Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %
0.020	0.00	0.144	0.00	1.036	0.01	7.455	6.66	53.654	0.95	386.140	0.00
0.024	0.00	0.170	0.00	1.221	0.07	8.788	6.47	63.246	0.49	456.169	0.00
0.028	0.00	0.200	0.00	1.439	1.38	10.369	6.17	74.562	0.20	536.639	0.00
0.033	0.00	0.236	0.00	1.697	2.24	12.211	5.76	87.879	0.04	632.456	0.00
0.039	0.00	0.279	0.00	2.000	3.13	14.394	5.28	103.589	0.00	745.519	0.00
0.046	0.00	0.328	0.00	2.358	4.00	16.967	4.73	122.108	0.00	879.794	0.00
0.054	0.00	0.386	0.00	2.779	4.77	20.000	4.15	143.937	0.00	1036.896	0.00
0.063	0.00	0.455	0.00	3.276	5.44	23.575	3.54	169.669	0.00	1221.080	0.00
0.075	0.00	0.537	0.00	3.861	5.99	27.790	2.93	200.000	0.00	1439.371	0.00
0.088	0.00	0.632	0.00	4.552	6.39	32.758	2.34	235.754	0.00	1696.666	0.00
0.104	0.00	0.746	0.00	5.365	6.39	38.614	1.79	277.899	0.00	2000.000	0.00
0.122	0.00	0.879	0.00	6.325	6.62	45.517	1.29	327.579	0.00		
0.144	0.00	1.036	0.00	7.455	6.71	53.654		386.140	0.00		

Annexe 11 : Analyse granulométrique de la boue du Pirkulu.



Rapport d'analyse

Analysis date and time : vendredi 18 mars 2016 09:55:26

Operator name : Romain Abraham

Nom de l'échantillon: Stop4 - Average

Dispersant : Water Obscurcution: 12.82 % Modèle de calcul: General purpose Résiduel pondéré: 0.685 %

Percentiles

D(0.01) : 1.66 µm D(0.05) : 2.35 µm D(0.10) : 3.06 µm D(0.16) : 3.90 µm
D(0.25) : 5.32 µm D(0.30) : 6.22 µm D(0.50) : 11.41 µm D(0.70) : 21.90 µm
D(0.75) : 26.42 µm D(0.84) : 38.12 µm D(0.95) : 71.02 µm D(0.90) : 51.12 µm
D(0.99) : 121.67 µm Accessoire: Hydro 2000G (A) Gamme: 0.020 2000.000 µm... Span (10% - 90%)/50% : 4.212

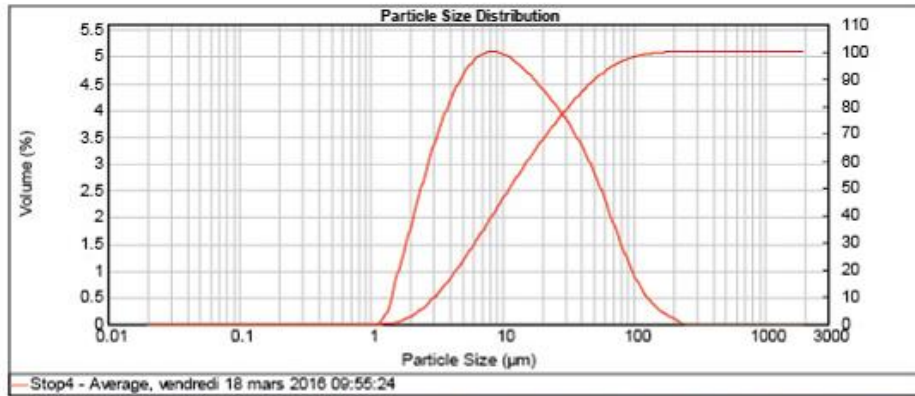
Type de distribution: Volume Mode 1: 8.447

Taille moyenne D(4,3) : 20.86 µm

Percentage below 2.00 µm : 2.73%
Percentage between 2.00 µm and 63.00 µm : 90.68%
Percentage between 63.00 µm and 125.00 µm : 5.68%
Percentage between 125.00 µm and 250.00 µm : 0.91%
Percentage between 250.00 µm and 500.00 µm : 0.00%
Percentage between 500.00 µm and 1000.00 µm : 0.00%
Percentage between 1000.00 µm and 2000.00 µm : 0.00%

Argiles
Silt
Sables très fins
Sables fins
Sables moyens
Sables grossiers
Sables très grossiers

Notes de l'opérateur:



Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %
0.020	0.00	0.144	0.00	1.036	0.01	7.455	5.46	53.654	2.61	386.140	0.00
0.024	0.00	0.170	0.00	1.221	0.04	8.788	5.45	63.246	2.09	456.169	0.00
0.028	0.00	0.200	0.00	1.439	0.24	10.369	5.36	74.562	2.09	536.639	0.00
0.033	0.00	0.236	0.00	1.697	0.91	12.211	5.22	87.879	1.58	632.456	0.00
0.039	0.00	0.279	0.00	2.000	2.29	14.394	5.04	103.589	0.75	745.519	0.00
0.046	0.00	0.328	0.00	2.358	2.97	16.967	4.94	122.108	0.47	879.794	0.00
0.054	0.00	0.386	0.00	2.779	3.69	20.000	4.62	143.937	0.29	1036.896	0.00
0.063	0.00	0.455	0.00	3.276	4.14	23.575	4.39	169.669	0.17	1221.080	0.00
0.075	0.00	0.537	0.00	3.861	4.14	27.790	4.13	200.000	0.06	1439.371	0.00
0.088	0.00	0.632	0.00	4.552	4.60	32.758	3.94	235.754	0.00	1696.686	0.00
0.104	0.00	0.746	0.00	5.365	4.97	38.614	3.49	277.899	0.00	2000.000	0.00
0.122	0.00	0.879	0.00	6.325	5.24	46.517	3.08	327.579	0.00		
0.144	0.00	1.036	0.00	7.455	5.40	53.654		386.140			

Annexe 12 : Analyse granulométrique de la boue des Yeux Bleus.



Rapport d'analyse

Analysis date and time : vendredi 18 mars 2016 10:10:04

Operator name : Romain Abraham

Nom de l'échantillon: Pointe4 - Average

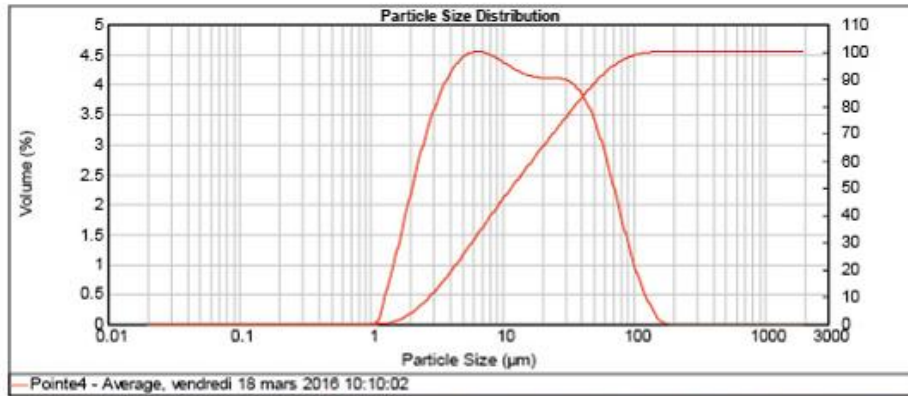
Dispersant : Water Obscurcissement: 12.74 % Modèle de calcul: General purpose Résiduel pondéré: 0.317 %

Percentiles

D(0.01) : 1.52 µm D(0.05) : 2.15 µm D(0.10) : 2.80 µm D(0.16) : 3.59 µm
 D(0.25) : 4.96 µm D(0.30) : 5.88 µm D(0.50) : 11.69 µm D(0.70) : 24.43 µm
 D(0.75) : 29.44 µm D(0.84) : 41.61 µm D(0.95) : 71.21 µm D(0.90) : 53.95 µm
 D(0.99) : 106.90 µm Accessoire: Hydro 2000G (A) Gamme: 0.020 2000.000 µm... Span (10% - 90%)/50% : 4.375

Type de distribution: Volume Mode 1: 6.451 Mode 2: 24.438 Taille moyenne D(4,3) : 21.27 µm

Percentage below 2.00 µm : 3.89%	Argiles	Notes de l'opérateur:
Percentage between 2.00 µm and 63.00 µm : 89.12%	Silts	
Percentage between 63.00 µm and 125.00 µm : 6.62%	Sables très fins	
Percentage between 125.00 µm and 250.00 µm : 0.37%	Sables fins	
Percentage between 250.00 µm and 500.00 µm : 0.00%	Sables moyens	
Percentage between 500.00 µm and 1000.00 µm : 0.00%	Sables grossiers	
Percentage between 1000.00 µm and 2000.00 µm : 0.00%	Sables très grossiers	



Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %	Size (µm)	Volume In %
0.020	0.00	0.144	0.00	1.036	0.06	7.455	4.83	53.654	3.20	386.140	0.00
0.024	0.00	0.170	0.00	1.221	0.62	8.788	4.73	63.246	2.67	456.169	0.00
0.028	0.00	0.200	0.00	1.439	1.25	10.369	4.63	74.562	1.90	536.639	0.00
0.033	0.00	0.236	0.00	1.697	1.97	12.211	4.53	87.879	1.27	632.456	0.00
0.039	0.00	0.279	0.00	2.000	2.67	14.394	4.46	103.589	0.73	745.519	0.00
0.046	0.00	0.328	0.00	2.358	3.30	16.967	4.42	122.108	0.36	878.794	0.00
0.054	0.00	0.386	0.00	2.779	3.94	20.000	4.41	143.937	0.08	1036.896	0.00
0.063	0.00	0.455	0.00	3.276	4.25	23.575	4.41	169.669	0.01	1221.080	0.00
0.075	0.00	0.537	0.00	3.861	4.65	27.790	4.39	200.000	0.00	1439.371	0.00
0.088	0.00	0.632	0.00	4.552	4.77	32.758	4.28	235.754	0.00	1696.686	0.00
0.104	0.00	0.746	0.00	5.365	4.87	38.614	4.06	277.899	0.00	2000.000	0.00
0.122	0.00	0.879	0.00	6.325	4.88	45.517	3.70	327.579	0.00		
0.144	0.00	1.036	0.00	7.455	4.88	53.654		386.140	0.00		

Annexe 13 : Analyse granulométrique de la boue de la Pointe 4.

Références

- Abdullayev, N. R. (2000). Seismic stratigraphy of the Upper Pliocene and Quaternary deposits in the South Caspian Basin. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 28(4), pp. 207-226
- Abdullayev, N.R., Riley, G.W., Bowman, A.P. (2012). Regional controls on lacustrine sandstone reservoirs: the Pliocene of the South Caspian Basin. In: Baganz, W.T., Bartov, Y., Bohacs, K., Nummedal, D. (Eds.), *Lacustrine Sandstone Reservoirs and Hydrocarbon Systems, AAPG Memoir*, vol. 95.
- Ablay, G. J., Clemens, J. D., & Petford, N. (2008). Large-scale mechanics of fracture-mediated felsic magma intrusion driven by hydraulic inflation and buoyancy pumping. *Geological Society, London, Special Publications*, 302(1), pp. 3-29.
- Accaino, F., Bratus, A., Conti, S., Fontana, D., & Tinivella, U. (2007). Fluid seepage in mud volcanoes of the northern Apennines: An integrated geophysical and geological study. *Journal of Applied Geophysics*, 63(2), pp. 90-101.
- Akhmanov, G.G., Premoli Silva, I., Erba, E., Cita, M.B. (2003). Sedimentary succession and evolution of the Mediterranean Ridge western sector as derived from lithology of mud breccia clasts. *Marine Geology* 195 (1–4), pp. 277-299.
- Ali-Zade, A. A., Shnyukov, E. F., Grigoryants, B. V., Aliyev, A. A., & Rakhmanov, R. R., (1984, December). Geotectonic conditions of mud volcano manifestation in the world and their role in the prediction of gas and oil content in the earth's interior. In *Proceedings of 27th International Geological Congress*, Vol. 13, pp. 377-393.
- Allen, J. R. L. (1985). *Principles of Physical Sedimentology*. Chapman & Hall, London, 272 p.
- Allen, M. B., Jones, S., Ismail-Zadeh, A., Simmons, M., & Anderson, L. (2002). Onset of subduction as the cause of rapid Pliocene-Quaternary subsidence in the South Caspian basin. *Geology*, 30 (9), pp. 775-778.
- Aloisi, G., Pierre, C., Rouchy, J. M., Foucher, J. P., & Woodside, J. (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(1), pp. 321-338.
- Anderson, E. M. (1951). *The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain*. Oliver & Boyd, 206 p.
- Antonielli, B., Monserrat, O., Bonini, M., Righini, G., Sani, F., Luzi, Luzi, G., Feyzullayev A. A. & Aliyev, C. S. (2014). Pre-eruptive ground deformation of Azerbaijan mud volcanoes detected through satellite radar interferometry (DInSAR). *Tectonophysics*, 637, pp. 163-177.
- Arhangelski, A. (1932). Some words about genesis of mud volcanoes on the Apsheron peninsula and Kerch-Taman area. *Bull. MOIP, Ser. Geol*, 3(3), pp. 269-285.
- Bahorich, M. & Farmer, S. (1995). 3-D seismic discontinuity for faults and stratigraphic features: The coherence cube. *The Leading Edge*, Oct. 1995, pp. 1053-1058.
- Bell, F. G. (2013). *Engineering geology and geotechnics*, Elsevier, 504 p.
- Benjamin, U., Huuse, M., & Hodgetts, D. (2015). Canyon-confined pockmarks on the western Niger Delta slope. *Journal of African Earth Sciences*, 107, pp. 15-27.
- Bernard, B., Brooks, J. M., & Sackett, W. M. (1977, January). A geochemical model for characterization of hydrocarbon gas sources in marine sediments. In *Offshore Technology Conference*. Offshore Technology Conference.
- Betancor, I.S., Soto, J.I. (2015). 3D geometry of a shale-cored anticline in the western South Caspian Basin (offshore Azerbaijan). *Marine and Petroleum Geology*, Volume 67, pp. 829-851.
- Bijlaard, P; P., (1946). On the elastic stability of thin plates supported by a continuous medium. *Royal Dutch Academy of Science Proceedings*, v.49, pp. 1189-1199.
- Biju-Duval, B. (1999). *Géologie sédimentaire: bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole*. I.F.P., Paris, 735 pp.

- Bilotti, F., & Shaw, J. H. (2005). Deep-water Niger Delta fold and thrust belt modeled as a critical-taper wedge: The influence of elevated basal fluid pressure on structural styles. *AAPG Bulletin*, 89(11), pp. 1475-1491.
- Bochud, M. (2011). Tectonics of the Eastern Greater Caucasus in Azerbaijan. *Ph. D. thesis*, Département de géosciences, sciences de la terre, Université de Fribourg, Switzerland : 209 p.
- Bonini, M., & Mazzarini, F. (2010). Mud volcanoes as potential indicators of regional stress and pressurized layer depth. *Tectonophysics*, 494(1), pp. 32-47.
- Brunet, M. F., Korotaev, M. V., Ershov, A. V., & Nikishin, A. M. (2003). The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling. *Sedimentary Geology*, 156(1), pp. 119-148.
- Bull, S., Cartwright, J., & Huuse, M. (2009). A review of kinematic indicators from mass-transport complexes using 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 26(7), pp. 1132-1151.
- Bustin, R. M. (1988). Sedimentology and characteristics of dispersed organic matter in Tertiary Niger Delta: origin of source rocks in a deltaic environment. *AAPG Bulletin*, 72(3), pp. 277-298.
- Butler, R. W. (1982). The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*, 4(3), pp. 239-245.
- Camerlenghi, A., Cita, M. B., Della Vedova, B., Fusi, N., Mirabile, L., & Pellis, G. (1995). Geophysical evidence of mud diapirism on the Mediterranean Ridge accretionary complex. *Marine Geophysical Researches*, 17(2), pp. 115-141.
- Cartwright, J., James, D., Huuse, M., Vetel, W., & Hurst, A. (2008). The geometry and emplacement of conical sandstone intrusions. *Journal of Structural Geology*, 30(7), pp. 854-867.
- Casenave, V., Gay, A. and Imbert, P., in press. Spider structures: records of fluid venting from methane hydrates on the Congo continental slope. *Bulletin de la Société Géologique de France*.
- Cathles, L. M., Colling, E. L., Erendi, A., Wach, G. D., Hoffman, M. W., & Manhardt, P. D. (2003). 3-D flow modeling in complex fault networks; illustration of new methods with an exploration application in offshore Nigeria. *AAPG Discovery Series*.
- Chao, H. C., You, C. F., & Sun, C. H. (2010). Gases in Taiwan mud volcanoes: chemical composition, methane carbon isotopes, and gas fluxes. *Applied Geochemistry*, 25(3), pp. 428-436.
- Cita, M.B., Ryan, W.F.B. and Paggi, L. (1981). Prometheus mud breccia: an example of shale diapirism in the Western Mediterranean Ridge. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, 30(2), pp. 543-570.
- Clauer, N., Zuppi, G. M., Blanc, G., Toulkeridis, T., & Gasse, F. (1998). Preliminary information on the chemical; and isotopic compositions of waters from the Caspian Sea and its tributaries in the makachkala region (russia). [Compositions chimiques et isotopiques d'eaux de la mer Caspienne et de tributaires de la région de Makachkala (Russie): premières données sur le fonctionnement d'un système endoréique particulier] *Comptes Rendus De l'Académie De Sciences - Série IIa: Sciences De La Terre Et Des Planètes*, 327(1), pp. 17-24.
- Cobbold, P. R., Clarke, B. J., & Løseth, H. (2009). Structural consequences of fluid overpressure and seepage forces in the outer thrust belt of the Niger Delta. *Petroleum Geoscience*, 15(1), pp. 3-15.
- Cobbold, P. R., Zanella, A., Rodrigues, N., & Løseth, H. (2013). Bedding-parallel fibrous veins (beef and cone-in-cone): Worldwide occurrence and possible significance in terms of fluid overpressure, hydrocarbon generation and mineralization. *Marine and Petroleum Geology*, 43, pp. 1-20
- Cooper, C. (2001) Mud volcanoes of Azerbaijan visualized using 3D seismic depth cubes: the importance of overpressured fluid and gas instead of non extant diapirs. In: *Abstr. Vol. Subsurface Sediment Mobilization Conf.*, 10–13 September, Ghent, Belgium, p 71.
- Cotton J. T. & Koyi H. A. (2002). Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: Application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan. *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, pp. 351-363.

- Dählmann, A., & De Lange, G. J. (2003). Fluid–sediment interactions at Eastern Mediterranean mud volcanoes: a stable isotope study from ODP Leg 160. *Earth and Planetary Science Letters*, 212(3), pp. 377-391.
- Daines, S. R. (1982). Aquathermal Pressuring and Geopressure Evaluation: GEOLOGIC NOTES. *AAPG Bulletin*, 66(7), pp. 931-939.
- Davies, G. H. & Reynolds, S. J. (1996). Structural Geology of Rocks and Regions, 2nd edition. In Wiley.
- Davies, R. J., & 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*, 162(1), pp. 1-4.
- Davies, R. J., Brumm, M., Manga, M., Rubiandini, R., Swarbrick, R., & Tingay, M. (2008). The East Java mud volcano (2006 to present): An earthquake or drilling trigger?. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(3), pp. 627-638
- Delcaillau, B. (2011). Géomorphologie, Intéraction Tectonique – Erosion – Sédimentation. Vuibert
- Deming, D. (1994). Factors necessary to define a pressure seal. *AAPG bulletin*, 78(6), pp. 1005-1009.
- Deville, E., Battani, A., Griboulard, R., Guerlais, S., Herbin, J.P., Houzay, J.P., Muller, C. and Prinzhofer, A. (2003). The origin and processes of mud volcanism: new insights from Trinidad. In Van Rensbergen, P., Hillis, R.R., Maltman, A.J., Morley, C. (eds.), *Subsurface Sediment Mobilization, Spec. Pub. Geological Society* (London) 216, pp. 475-490.
- Deville, E., Guerlais, S. H., Callec, Y., Griboulard, R., Huyghe, P., Lallemand, S., Mascle A., Noble M., Schmitz J., & Collaboration of the Caramba Working Group. (2006). Liquefied vs stratified sediment mobilization processes: insight from the South of the Barbados accretionary prism. *Tectonophysics*, 428(1), pp. 33-47.
- Deville E. (2009). Mud volcano Systems. In: *Volcanoes: Formation, Eruptions and Modelling. Nova Science Publishers Inc.*, Lewis N., Moretti A., pp. 95-126.
- Dia, A. N., Castrec-Rouelle, M., Boulegue, J., & Comeau, P. (1999). Trinidad mud volcanoes: where do the expelled fluids come from?. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(7), pp. 1023-1038.
- Dimitrov, L.I. (2002). Mud volcanoes – the most important pathway for degassing deeply buried sediments. *Earth-Science Reviews*, 59, pp. 49-76.
- Dofal; A., (2016). L'Azay Aktharma : de la modélisation analogique au terrain. Rapport de Master 2, Université Lille 1, 30 p.
- Doust, H., & E. Omatsola (1990), Niger Delta, in J. D. Edwards and P. A. Santogrossi, eds., *Divergent/passive margins: AAPG Memoir 48*, pp. 239 – 248.
- Dupré, S., Buffet, G., Mascle, J., Foucher, J. P., Gauger, S., Boetius, A., Marfia C., AsterX AUV Team, Quest ROV Team & 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 Researches*, 29(4), pp. 275-290.
- Eisenstadt, G., Vendeville, B.C., Withjack, M.O. (1997). Experimental Modelling of Tectonic Processes. Course notes, *AAPG Student Chapter course 19*, unpaginated.
- Ekweozor, C. M., & Daukoru, E. M. (1994). Northern delta depobelt portion of the Akata-Agbada (!) petroleum system, Niger Delta, Nigeria. *MEMOIRS-AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS*, pp. 599-599.
- Etioppe, G., Feyzullayev, A., & Baciu, C. L. (2009). Terrestrial methane seeps and mud volcanoes: a global perspective of gas origin. *Marine and Petroleum Geology*, 26(3), pp. 333-344.
- Feseker, T., Pape, T., Wallmann, K., Klapp, S. A., Schmidt-Schierhorn, F., & Bohrmann, G. (2009). The thermal structure of the Dvurechenskii mud volcano and its implications for gas hydrate stability and eruption dynamics. *Marine and Petroleum Geology*, 26(9), pp. 1812-1823.
- Feseker, T., Brown, K. R., Blanchet, C., Scholz, F., Nuzzo, M., Reitz, A., Schmidt M., & 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), pp. 169-186.

- Fowler, S. R., Mildenhall, J., Zalova, S., Riley, G., Elsley, G., Desplanques, A., & Guliyev, F. (2000). Mud volcanoes and structural development on Shah Deniz. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 28(4), pp. 189-206.
- Freed, R. L., & Peacor, D. R. (1989). Geopressured shale and sealing effect of smectite to illite transition. *AAPG bulletin*, 73(10), pp. 1223-1232.
- Froehlich, K., Rozanski, K., Povinec, P., Oregioni, B., & Gastaud, J. (1999). Isotope studies in the Caspian Sea. *Science of the total environment*, 237, pp. 419-427
- Girard, J.P. and Fouillac, A.M. (1995) Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clays: examples of application to diagenetic and geothermal environments. Bulletin - Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine 19, pp. 167-195.
- Gontharet, S., Pierre, C., Blanc-Valleron, M. M., Rouchy, J. M., Fouquet, Y., Bayon, G., Foucher, J. P., Woodside, J., Mascle, J., & The Nautinil Scientific Party, T. N. S. (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 Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 54(11), pp. 1292-1311.
- Gran, G., (1952). Determination of the equivalence point in potentiometric titrations. Part II *Analyst*, 77 (1952), pp. 661-671.
- Graveleau, F., Malavieille, J., Dominguez, S. (2012). Experimental modelling of orogenic wedges : A review. *Tectonophysics* 538-540, pp. 1 – 66.
- Guerassimov, I. P. (1981). I Structure géologique et relief du Caucase. *Revue de géographie alpine*, 69(2), pp. 225-240.
- Guliyev, I.S., Feizullayev, A.A. (1997). All About Mud Volcanoes. *Azerbaijan: Publ. House, Nafta Press, Baku*.
- Hardage, B. A. (1997). Principles of onshore 3-D seismic design (No. 5). Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin.
- Ho, S., Cartwright, J. A., & 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, pp. 40-55.
- Holtzapffel, T. (1985). Les minéraux argileux: préparation, analyse diffractométrique et détermination (Vol. 12). *Société géologique du Nord*.
- Hovland, M., Hill, A., & Stokes, D. (1997). The structure and geomorphology of the Dashgil mud volcano, Azerbaijan. *Geomorphology*, 21(1), pp. 1-15.
- Hovland, M., Fichler, C., Rueslåtten, H., & Johnsen, H. K. (2006). Deep-rooted piercement structures in deep sedimentary basins—Manifestations of supercritical water generation at depth?. *Journal of Geochemical Exploration*, 89(1), pp. 157-160.
- Hower, J., Eslinger, E. V., Hower, M. E., & Perry, E. A. (1976). Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of America Bulletin*, 87(5), pp. 725-737.
- Hubbert, M. K. (1937), Theory of scale models as applied to the study of geologic structures: *Geological Society of America Bulletin*, v. 48, pp. 1459–1520.
- Imbert, P. & Ho, S. (2012). Seismic-scale funnel-shaped collapse features from the Paleocene-Eocene of the Northwest shelf of Australia. *Marine Geology* 332-334, pp. 40-55.
- Imbert, P., Geiss, B., & De Martín, N. F. (2014). How to evacuate 10 km³ of mud: saturate with gas and decrease the pressure! *Geo-Marine Letters*, 34(2-3), pp. 199-213.
- ISO 12213-2 (2006) Natural gas - Calculation of compression factor - Part 2: Calculation using molar-composition analysis.
- Jackson, M. P. A., & Cramez, C. (1989), Seismic recognition of salt welds in salt tectonics regimes, SEPM Gulf Coast Section Tenth Annual Research Conference Program and Abstracts, Houston, Texas, pp. 66–71.
- Jaeger, J. C., Cook, N. G., & Zimmerman, R. (2009). *Fundamentals of rock mechanics*. John Wiley & Sons, 475 p.

- Jakubov, A. A., & Ali-Zade, A. A. (1971). Mud Volcanoes of the Azerbaidjan SSR (Atlas). A. A. Jakubov (Ed.). *Academy of Sciences of the Azerbaidjan SSR*.
- Javanshir, R. J., Riley, G. W., Duppenbecker, S. J., & Abdullayev, N. (2015). Validation of lateral fluid flow in an overpressured sand-shale sequence during development of Azeri-Chirag-Gunashli oil field and Shah Deniz gas field: South Caspian Basin, Azerbaijan. *Marine and Petroleum Geology*, 59, pp. 593-610.
- Jerosch, K., Schlüter, M., Foucher, J. P., Allais, A. G., Klages, M., & Edy, C. (2007). Spatial distribution of mud flows, chemoautotrophic communities, and biogeochemical habitats at Håkon Mosby Mud Volcano. *Marine Geology*, 243(1), pp. 1-17.
- Jowett, E. C., Cathles III, L. M., & Davis, B. W. (1993). Predicting depths of gypsum dehydration in evaporitic sedimentary basins. *AAPG Bulletin*, 77(3), pp. 402-413.
- Kalinko, M. (1964). Mud volcanoes, reasons of their origin, development and fading. *Vnigri*, 40, pp. 30-54.
- Khodja, M. (2008). *Drilling fluid: performance study and environmental considerations* (Doctoral dissertation, Ph. D. Thesis, Institut National Polytechnique, Toulouse, France).
- Kim, K. J., Baskaran, M., Jweda, J., Feyzullayev, A. A., Aliyev, C., Matsuzaki, H., & Jull, A. T. (2013). Investigation of the Dashgil mud volcano (Azerbaijan) using beryllium-10. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 294, pp. 606-610
- Knox, G. J., & Omatsola, E. M. (1989). Development of the Cenozoic Niger Delta in terms of the 'Escalator Regression' model and impact on hydrocarbon distribution. In *Coastal Lowlands*, Springer Netherlands, pp. 181-202.
- Kopf, A. J. (2002). Significance of mud volcanism. *Reviews of Geophysics*, 40(2).
- Kopf, A., Stegmann, S., Delisle, G., Panahi, B., Aliyev, C. S., & Guliyev, I. (2009). In situ cone penetration tests at the active Dashgil mud volcano, Azerbaijan: Evidence for excess fluid pressure, updoming, and possible future violent eruption. *Marine and Petroleum Geology*, 26(9), pp. 1716-1723.
- Krueger, S.W., and Grant, N.T. (2011). The growth history of toe thrusts of the Niger Delta and the role of pore pressure, in K. McClay, J. Shaw, and J. Suppe, eds., Thrust fault-related folding: *AAPG Memoir* 94, pp. 357 – 390.
- Lanson, B., Sakharov, B. A., Claret, F., & Drits, V. A. (2009). Diagenetic smectite-to-illite transition in clay-rich sediments: A reappraisal of X-ray diffraction results using the multi-specimen method. *American Journal of Science*, 309(6), pp. 476-516.
- Lavrushin, V. Y., Dubinina, E. O., & Avdeenko, A. S. (2005). Isotopic composition of oxygen and hydrogen in mud-volcanic waters from Taman (Russia) and Kakhelia (Eastern Georgia). *Lithology and Mineral Resources*, 40(2), pp. 123-137.
- Lavrushin, V. Y., Guliyev, I. S., Kikvadze, O. E., Aliev, A. A., Pokrovsky, B. G., & Polyak, B. G. (2015). Waters from mud volcanoes of Azerbaijan: Isotopic-geochemical properties and generation environments. *Lithology and Mineral Resources*, 50(1), pp. 1-25.
- Leduc, A. M., Davies, R. J., Swarbrick, R. E., & Imber, J. (2013). Fluid flow pipes triggered by lateral pressure transfer in the deepwater western Niger Delta. *Marine and Petroleum Geology*, 43, pp. 423-433.
- Lehner, P., & De Ruiter, P. A. C. (1977). Structural history of Atlantic margin of Africa. *AAPG Bulletin*, 61(7), pp. 961-981.
- Limonov, A.F., Woodside, J.M., Cita, M.B., Ivanov, M.K. (1996). The Mediterranean Ridge and related mud diapirism: a background. *Marine Geology* 132, pp. 7-19.
- Loncke, L., Mascle, J., & Fanil Scientific Parties (2004). Mud volcanoes, gas chimneys, pockmarks and mounds in the Nile deep-sea fan (Eastern Mediterranean): geophysical evidences. *Marine and Petroleum Geology*, 21(6), pp. 669-689.
- Lowe D. R. (1975). Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22, pp. 157-204.

- Luo, X., & Vasseur, G. (1996). Geopressuring mechanism of organic matter cracking: numerical modeling. *AAPG bulletin*, 80(6), 856-873.
- Maltman, A. J., & Bolton, A. (2003). How sediments become mobilized. *Geological Society, London, Special Publications* 2003, v.216, pp. 9-20.
- Maltman, A. J., & Bolton, A. (2003). How sediments become mobilized. *Geological Society, London, Special Publications*, 216(1), pp. 9-20.
- Mamedov, A. V. (1997). The late Pleistocene-Holocene history of the Caspian sea. *Quaternary International*, 41, pp. 161-166.
- Mann, D. M., & Mackenzie, A. S. (1990). Prediction of pore fluid pressures in sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, 7(1), pp. 55-65.
- Mastalerz, V., de Lange, G. J., Dählmann, A., & Feseker, T. (2007). Active venting at the Isis mud volcano, offshore Egypt: origin and migration of hydrocarbons. *Chemical Geology*, 246(1), pp. 87-106.
- Mazzini, A., Svensen, H., Akhmanov, G. G., Aloisi, G., Planke, S., Malthes-Sørensen, A., & Istadi, B. (2007). Triggering and dynamic evolution of the LUSI mud volcano, Indonesia. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(3), pp. 375-388
- Mazzini, A., Svensen, H., Planke, S., Guliyev, I., Akhmanov, G. G., Fallik, T., & Banks, D. (2009). When mud volcanoes sleep: insight from seep geochemistry at the Dashgil mud volcano, Azerbaijan. *Marine and Petroleum Geology*, 26(9), pp. 1704-1715.
- Mazzini, A., & Etiope, G. (2017). Mud volcanism: An updated review. *Earth-Science Reviews*. In press.
- Meissner, F.F., (1978). Petroleum geology of the Bakken Formation, Williston Basin, North Dakota and Montana: Proceedings of 1978 Williston Basin Symposium, September 24–27, Montana Geological Society, Billings, pp. 207–227.
- Merle, O., & Vendeville, B. (1992). Modélisation analogique de chevauchements induits par des intrusions magmatiques. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 315(12), pp. 1541-1547.
- Merle, O., & Vendeville, B. (1995). Experimental modelling of thin-skinned shortening around magmatic intrusions. *Bulletin of Volcanology*, 57(1), pp. 33-43.
- Meunier, A. (2003). *Argiles*. Contemporary publishing international-GB science.
- Mitchum Jr, R. M., Vail, P. R., & Sangree, J. B. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. In: C. L. Peyton (Ed.): *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Memoir* 26, pp. 117-133.
- Morley, C. K., King, R., Hillis, R., Tingay, M., & Backe, G. (2011). Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: A review. *Earth-Science Reviews*, 104(1), pp. 41-91.
- Mosar, J., Kangarli, T., Bochud, M., Glasmacher, U. A., Rast, A., Brunet, M. F., & Sosson, M. (2010). Cenozoic-Recent tectonics and uplift in the Greater Caucasus: a perspective from Azerbaijan. *Geological Society, London, Special Publications*, 340(1), pp. 261-280.
- Moulin, M., Aslanian, D., & Unternehr, P. (2010). A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 98(1), pp. 1-37.
- Mourgues, R. (2003). Suppressions de fluide et décollements. Modélisations analogique et numérique, *Ph. D. thesis*, Université Rennes 1, France, 258 p.
- Nadeau, P. H., Wilson, M. J., McHardy, W. J., & Tait, J. M. (1985). The conversion of smectite to illite during diagenesis: evidence from some illitic clays from bentonites and sandstones. *Mineralogical Magazine*, 49(352), pp. 393-400.
- Nakamura, K. (1977). Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(1), pp. 1-16.
- Nely, G. (1989). *Méthodes géophysiques* (Vol. 2). Editions TECHNIP.

- Obermeier S.F. (1996). Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis—an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, 44, pp. 1-76.
- Oppo, D., Capozzi, R., Nigarov, A., & Esenov, P. (2014). Mud volcanism and fluid geochemistry in the Cheleken peninsula, western Turkmenistan. *Marine and Petroleum Geology*, 57, pp. 122-134
- Osborne, M. J., & Swarbrick, R. E. (1997). Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation. *AAPG bulletin*, 81(6), pp. 1023-1041.
- Owen G. (1987). Deformation processes in unconsolidated sands. *Geological Society of London, Special Publications*, 29, pp. 11-24.
- Paulsen, T. S., & Wilson, T. J. (2010). New criteria for systematic mapping and reliability assessment of monogenetic volcanic vent alignments and elongate volcanic vents for crustal stress analyses. *Tectonophysics*, 482(1), pp. 16-28.
- Philpotts, A., & Ague, J. (2009). Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press.
- Planke, S., Svensen, H., Hovland, M., Banks, D. A., & Jamtveit, B. (2003). Mud and fluid migration in active mud volcanoes in Azerbaijan. *Geo-Marine Letters*, 23(3-4), pp. 258-268.
- Popov, S. V., Rögl, F., Rozanov, A. Y., Steininger, F. F., Shcherba, I. G., & Kovac, M. (2004). Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys. Late Eocene to Pliocene. 46 pages, maps 1-10 (annex). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, p. 250.
- Posamentier, H. W., & Martinsen, O. J. (2011). The character and genesis of submarine mass-transport deposits: insights from outcrop and 3D seismic data. *Mass-transport deposits in deepwater settings: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication 96*, pp. 7-38.
- Praeg, D., Ceramicola, S., Barbieri, R., Unnithan, V., & Wardell, N. (2009). Tectonically-driven mud volcanism since the late Pliocene on the Calabrian accretionary prism, central Mediterranean Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 26(9), pp. 1849-1865.
- Premoli Silva, I., Erba, E., Spezzaferi, S., Cita, M.B. (1996). Age variation in the source of the diapiric mud breccia along and across the axis of the Mediterranean Ridge Accretionary Complex. *Marine Geology*, v. 132, pp. 175-202.
- Prinzhofer, A., & Deville, E. (2011). Origins of hydrocarbon gas seeping out from offshore mud volcanoes in the Nile delta. *Tectonophysics*, 591, pp. 52-61.
- Ramberg, H. (1981). Gravity, deformation and the Earth's crust in theory, experiments and geological application (2nd ed.): London, Academic Press, 452 p.
- Rashidov, T., (2014), May. The diversity of mud volcanoes in the landscape of Azerbaijan. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, Vol. 16, p. 10019.
- Richardson, S. E., Davies, R. J., Allen, M. B., & Grant, S. F. (2011). Structure and evolution of mass transport deposits in the South Caspian Basin, Azerbaijan. *Basin Research*, 23(6), pp. 702-719.
- Roberts, K. S., Davies, R. J., Stewart, S. A., & Tingay, M. (2011). Structural controls on mud volcano vent distributions: examples from Azerbaijan and Lusi, east Java. *Journal of the Geological Society*, 168(4), pp. 1013-1030.
- Robertson, A. H., & Kopf, A. (1998). Tectonic setting and processes of mud volcanism on the Mediterranean Ridge accretionary complex: evidence from Leg 160. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 160; Chapter 50.
- Santolaria, P., Vendeville, B.C., Graveleau, F., Soto, R. (2015). Double evaporitic decollements: influence of pinch-out overlapping in experimental thrust wedges. *Journal of Structural Geology* 76, pp. 35 – 51.
- Schoell, M. (1983). Genetic characterization of natural gases. *AAPG bulletin*, 67(12), pp. 2225-2238.

- Schultz-Ela, D.D., Jackson, M.P.A., Vendeville, B.C. (1993). Mechanics of active salt diapirism. *Tectonophysics* 228, pp. 275-312.
- Smith, A. G. (1981). Subduction and coeval thrust belts, with particular reference to North America. *Geological Society, London, Special Publications*, 9(1), pp. 111-124.
- Starling, K. E., Savidge, J.L. (1992) Compressibility Factors for Natural Gas and Other Related Hydrocarbon Gases, American Gas Association (AGA) Transmission Measurement Committee Report No. 8, American Petroleum Institute (API) MPMS, Chapter 14.2, Second Edition, November 1992.
- Stewart, S. A., & Davies, R. J. (2006). Structure and emplacement of mud volcano systems in the South Caspian Basin. *AAPG bulletin*, 90(5), pp. 771-786.
- Swarbrick, R. E., Osborn, M. J., & Yardley, G. S. (2002). Comparison of Overpressure Magnitude Resulting from the Main Generating Mechanisms, AAPG Memoir 76, Chapter 1, pp. 1-12.
- Troll, V. R., Walter, T. R., & Schmincke, H. U. (2002). Cyclic caldera collapse: piston or piecemeal subsidence? Field and experimental evidence. *Geology*, 30(2), pp. 135-138.
- Unterseh, S., & Contet, J. (2015, May). Integrated Geohazards Assessments offshore Azerbaijan, Caspian Sea. In *Offshore Technology Conference*. Offshore Technology Conference.
- Velde, B. (1996). Compaction trends of clay-rich deep sea sediments. *Marine Geology*, 133(3), pp. 193-201.
- Vendeville, B. C., & Jackson, M. P. (1992). The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, 9(4), pp. 331-354
- Wei, J., Pape, T., Sultan, N., Colliat, J. L., Himmler, T., Ruffine, L., Prunelé A., Dennielou B., Garziglia S., Marsset T., & Peters, C. A. (2015). Gas hydrate distributions in sediments of pockmarks from the Nigerian margin—Results and interpretation from shallow drilling. *Marine and Petroleum Geology*, 59, pp. 359-370.
- Weimer, P. (1989). Sequence stratigraphy of the Mississippi Fan (Plio-Pleistocene), Gulf of Mexico. *Geo-Mar Lett* 9, pp.185–272.
- Wu, T. (2015). Activity, Mud Migration, and formation Mechanisms of Helgoland and Dvurechenskii Mud Volcanoes, Black sea. *Ph. D. thesis*, University of Bremen, Germany, 151 p.
- Yardley, G. S., & Swarbrick, R. E. (2000). Lateral transfer: A source of additional overpressure? *Marine and Petroleum Geology*, 17(4), pp. 523-537.
- Yusifov, M., & Rabinowitz, P. D. (2004). Classification of mud volcanoes in the South Caspian Basin, offshore Azerbaijan. *Marine and Petroleum Geology*, 21(8), pp. 965-975.
- Zeyen, H., Pessel, M., Ledésert, B., Hébert, R., Bartier, D., Sabin, M., & Lallemand, S. (2011). 3D electrical resistivity imaging of the near-surface structure of mud-volcano vents. *Tectonophysics*, 509(3), pp. 181-190.
- Zoback, M. L. (1992). First-and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B8), pp. 11703-11728.

Table des illustrations

Figure 1-1: Structure d'un volcan de boue, d'après Dimitrov (2002).	9
Figure 1-2: A: morphologie plate de mud pie (Ayaz Aktharma, Azerbaïdjan), B : morphologie de mud cone (Toragay, Azerbaïdjan). Les images sont présentées avec une exagération verticale *3.	11
Figure 1-3: Différentes « manifestations de surface », A: salsa, B: Gryphon, C : Sinter mounds, D: Pool	12
Figure 1-4: A : Carte des zones en surpression de fluides sur la planète, d'après Mourgues, 2003 ; B : Répartition des volcans de boue sur la planète, d'après Mazzini & Etiope, sous presse.	13
Figure 1-5: Répartition des différents volcans de boue localisés sur les axes des structures anticlinales en Azerbaïdjan. Modifié d'après Jakubov et al., 1971.	14
Figure 1-6: Schéma de mise en place des volcans en Méditerranée, modifié d'après Robertson & Kopf (1998).	16
Figure 1-7: Représentation schématisée de l'impact d'une contrainte tectonique régionale sur la morphologie des volcans de boue, d'après Bonini & Mazzarini (2013). SH correspond à la contrainte horizontale maximale et Sh à la contrainte horizontale minimale.	17
Figure 1-8: Représentation des contraintes à symétries de révolution et des fracturations associées à ses contraintes, d'après Ablay et al. (2008). HR correspond à la contrainte horizontale radiale, HC représente la contrainte horizontale de « circonférence » soit la contrainte tangentielle à la déformation radiale et V correspond à la contrainte verticale.	19
Figure 1-9: A : Bathymétrie du volcan de boue Giza, B : Bathymétrie du volcan de boue North Alex (modifié d'après Feseker et al., 2010).	20
Figure 1-10: A : Bathymétrie du volcan de boue Amon (Dupré et al., 2008), B: Bathymétrie du volcan de boue Isis (Dupré et al., 2008).	21
Figure 1-11: Carte de l'Ayaz Aktharma (Azerbaïdjan) représentant le mouvement cumulé au cours de la période du 02 octobre 2003 au 10 novembre 2005. La moitié ouest est en subsidence (jusque 15 cm) et la moitié est en surrection (jusque 20 cm), d'après Antonielli et al., 2014.	22
Figure 1-12: Diagramme de l'évolution en 3D d'un modèle de système de volcan de boue, d'après Stewart & Davies, 2006. De a à c, évolution temporelle conduisant à la formation du bicône, P_f = pression de fluide, σ_n = contrainte horizontale, T = force de cohésion de la couverture. D, modèle 3D montrant la connexion entre la zone source de boue en profondeur et la surface, les terminaisons en biseaux de l'extrusion et l'effondrement du système de transfert, d'après Stewart & Davies (2006).	23
Figure 1-13: Différentes morphologies d'un volcan de boue à activité épisodique. A : Bicône simple situé à faible profondeur et relié à une source de boue en profondeur, B : Empilement de bicônes de tailles variées, C : Un épisode d'extrusion avec des variations du taux de sédimentation formant une morphologie en Christmas Tree, d'après Stewart & Davies, 2006.	24
Figure 1-14: Système de volcan de boue à morphologie en "Sapin de Noël" : chaque cône correspond à un volcan de boue déposé en paléo-surface. La base du système est bien visible vers 3,5 s(TWT), (d'après Deville, 2009).	25
Figure 1-15: Diagramme de l'augmentation de pression avec la profondeur en fonction des gradients hydrostatique et lithostatique. La pression en tout point d'une colonne d'eau ou d'un système ouvert se trouve	

<i>sur le gradient hydrostatique (bleu), la contrainte verticale induite par une colonne de roche se trouve sur le gradient lithostatique (rouge). La zone située entre les gradients hydrostatique et lithostatique correspond au domaine des surpressions de fluides. La Profondeur de Rétention des Fluides induit des différences de pression à même profondeur.</i>	27
<i>Figure 1-16: Profils de pression montrant des variations de pressions de fluide dans des formations à faible perméabilité, A: Profil de pression de Flamboyant Field (Trinidad) montrant des variations brutales de pression de fluide ; B : Profil de pression dans le Graben Central de la Mer du Nord, les intervalles C – D et G – H sont en surpression (Mourgues, 2003).</i>	27
<i>Figure 1-17: Courbes d'évolution de la porosité en fonction de la profondeur des sédiments, A : valeurs sur les 500 premiers mètres, B : valeurs sur la portion > à 500 m, d'après Velde (1996).</i>	28
<i>Figure 1-18: Schéma représentant un système de volcan depuis la source de fluides en surpression jusqu'à la surface en passant par les zone de "mud generation" et les zones de stockages intermédiaires, d'après Deville (2009).</i>	35
<i>Figure 1-19 : Température de la boue d'une salsa du Dashgil sur une période de 9 mois comparée à la température de l'air, d'après Mazzini & Etiope (sous presse).</i>	35
<i>Figure 1-20: A et B : Graphiques de « Bernard » (Bernard et al., 1977) de différents volcans de boue de la planète, C et D : graphiques de « Schoell » (Schoell, 1983) de ces mêmes édifices. Modifié d'après Etiope et al., 2009.</i>	37
<i>Figure 1-21: Synthèse de données de la littérature sur les compositions isotopiques de l'eau constituant la boue de volcans de boue. GMWL est la Global Meteoric Water Line.</i>	39
<i>Figure 1-22: A Carte bathymétrique du volcan de boue Madonna dello Ionio, B : Carte bathymétrique du volcan de boue Pythagoras, C : Coupe sismique DD' recoupant l'édifice Madonna dello Ionio, D : Interprétation de la structure du volcan Madonna dello Ionio, E : Coupe sismique AA' recoupant l'édifice Pythagoras, F : Interprétation de la structure de l'édifice Pythagoras. Modifié d'après Praeg et al. (2009).</i>	41
<i>Figure 2-1: Schéma structural du Bassin Sud Caspien, modifié d'après Brunet et al. (2003).</i>	43
<i>Figure 2-2: Section N-S de la partie nord du BSC. Les sédiments tertiaires sont en déformation au-dessus de la formation du Maykop, localisée sur la Figure 2-1. Modifié d'après Stewart & Davies (2006).</i>	44
<i>Figure 2-3: Carte géologique de l'Est de l'Azerbaïdjan représentant les différents édifices présentés dans cette étude.</i>	46
<i>Figure 2-4: Zoom sur quelques structures anticlinales à cœur Paléogène.</i>	46
<i>Figure 2-5: Photographie satellite (Google Earth) de la zone autour des volcans de boue Dashgil et Koturdag montrant les affleurements étudiés.</i>	47
<i>Figure 2-6: Etude structurale sur un panneau au SW du Koturdag.</i>	47
<i>Figure 2-7: Colonne stratigraphique du Bassin Sud Caspien. La partie inférieure des Productive Series regroupe la Kala Suite, Les formations gréseuses de Kimarly Inférieur (PK), la Kimarly Suite (KS), les formations gréseuses du Kimarly Supérieur (NKP) et les formations argileuses du Limarly Supérieur (NKG) ; d'après Javanshir et al. (2015).</i>	50

<i>Figure 2-8: Variation du niveau de la mer Caspienne au cours du Pléistocène supérieur et de l'Holocène, d'après Mamedov, 1997.</i>	51
<i>Figure 2-9: Schéma structural du delta du Niger, d'après Krueger & Grant (2011).</i>	52
<i>Figure 2-10: Section représentant la lithostratigraphie du delta du Niger, d'après Krueger & Grant (2011).</i>	53
<i>Figure 3-1: Dispositif utilisé lors des expériences, l'ensemble du dispositif a une longueur d'environ 1,50 mètres pour une largeur de 1 mètre. A et B : vues en coupe. C : Vue de dessus. 1 : table fixe ; 2 : Bloc fixe ; 3 bloc mobile poussé par un piston ; 4 : Réservoir de silicone ; 5 : Planche supérieure (fixe) comprenant un orifice de 5 cm de diamètre ; 6 : « Galette » initiale de silicone ; 7 butoir circulaire (sable sec) ; 8 : couverture fragile (sable fin ou PVC) ; 9 : Parois latérales</i>	61
<i>Figure 4-1: Carte bathymétrique de la Structure 1.</i>	63
<i>Figure 4-2: Time slice au-travers de la Structure 1 montrant les différents systèmes de volcans de boue ainsi que les réseaux de failles.</i>	64
<i>Figure 4-3: Section sismique au travers de la Structure 1. La stratigraphie est bien régulière en « rails de chemin de fer » excepté dans les zones remaniées par des volcans de boue telles que MV8.</i>	64
<i>Figure 4-4: Layers en RMS sous le Top Productive Series illustrant différents chenaux.</i>	65
<i>Figure 4-5: A, Section sismique au travers de la Structure 1 montrant la géométrie du MV4. B, interprétation de la figure A représentant les 5 intervalles.</i>	67
<i>Figure 4-6: A: Carte de l'horizon bleu représenté sur les sections sismiques montrant la morphologie en bol. B et C: sections perpendiculaires localisées sur A.</i>	68
<i>Figure 4-7: A: Carte isopaque entre les horizons bleu et vert sur la figure 10. B: Zoom sur le système MV4. Les échelles sont différentes entre A et B.</i>	68
<i>Figure 4-8: A: Représentation du MV4 à l'échelle 1:1. B: Section sismique centrée sur le MV4. C: Interprétation de la structure du MV4.</i>	69
<i>Figure 4-9: A: Carte de la base de l'intervalle 4 du système MVd. B: Carte de la base de l'intervalle 4 du système MVd représentée en cohérence.</i>	70
<i>Figure 4-10: A: carte du sommet de l'intervalle 4. B à E: Coupes sismiques radiales centrées sur la dépression au sommet de l'intervalle 4 et passant toutes par l'axe de la lentille et par l'axe de la dépression, espacées entre de 45°. B' à E': zoom sur la dépression.</i>	70
<i>Figure 4-11: Coupe sismique recoupant la structure d'Absheron. On observe le système de volcan de boue d'Absheron, modifié d'après Unterseh & Contet, 2015.</i>	72
<i>Figure 4-12: A : Section sismique neutre au travers du système de volcan de boue d'Absheron. B : Section sismique montrant les différents biseaux constituant le système de volcan de boue d'Absheron.</i>	73
<i>Figure 4-13: Section sismique représentant la base érosive du biseau 1a.</i>	75
<i>Figure 4-14: A: Section sismique située en dehors du cratère d'Absheron représentant les horizons constituant le biseau 2 correspondants à des coulées successives. B : Section sismique prise dans le cratère d'Absheron montrant les horizons constituant le biseau 2 affectés par des chevauchements. C: Zoom sur les horizons constituant le biseau 2 et affectés par des chevauchements.</i>	75

<i>Figure 4-15: A: Section sismique au travers du volcan de boue Absheron représentant les différents biseaux, notamment les plus récentes coulées identifiées. B: Carte bathymétrique de la zone d'Absheron avec les surfaces des différentes coulées identifiées en A.</i>	76
<i>Figure 4-16: A Carte bathymétrique de la zone du volcan de boue Absheron avec carte en amplitude de la dernière coulée de boue (MF18) du volcan et tracé de propagation de la coulée MF17 sur sismique 2DHR. B: Section sismique représentant le biseau 3 et notamment les coulées MF17 et MF18.</i>	77
<i>Figure 4-17: Section sismique haute résolution de la dernière coulée (MF18).</i>	77
<i>Figure 4-18: Section sismique recoupant le système de volcan de boue d'Absheron et le MTC provenant de la ride d'Absheron au NE illustrant le chevauchement du MTC sur le système d'Absheron.</i>	78
<i>Figure 4-19: Time slice du cube 3D d'Absheron illustrant le contact entre le MTC provenant de la ride d'Absheron au NE et le système de volcan de boue d'Absheron.</i>	79
<i>Figure 4-20: Carte bathymétrique de la zone d'Absheron représentant le front de chevauchement entre le MTC et le système de volcan qui induit un relief au-dessus du chevauchement (la Ride) et une zone en dépression circulaire autour du volcan (la Gouttière).</i>	79
<i>Figure 4-21: Bathymétrie du cratère du volcan de boue Absheron. On observe la surface irrégulière avec quelques points d'émission actifs (Gryphons), la bordure concentrique (la Couronne) du volcan en relief par rapport au fond marin ainsi que la dépression circulaire située entre la couronne et la surface du volcan que l'on appelle la douve.</i>	80
<i>Figure 4-22: Layers en Root Mean Square depuis la surface jusqu'à la base de la coulée MF18. Les flèches rouges indiquent des contacts de linéations entrecoupées.</i>	81
<i>Figure 4-23: Carte de l'est de l'Azerbaïdjan montrant les édifices étudiés.</i>	82
<i>Figure 4-24: Image satellite de l'Ayaz Aktharma avec les différentes zones de surface : le centre, la couronne et la bordure. La partie interne de la périphérie montre une teinte plus sombre.</i>	83
<i>Figure 4-25: Morphologie de surface de l'Ayaz Aktharma lors de notre passage en octobre 2014, B: Zone à gryphons actifs, C: Galette de boue récemment déposée, D: Galette de boue ancienne.</i>	
<i>Encadré rouge = géologue pour l'échel</i>	85
<i>Figure 4-26: Blocs effondrés constituant les fissures radiales visibles en photographie satellites.</i>	86
<i>Figure 4-27: Morphologie de l'Œil de l'Ayaz Aktharma, avec les deux coulées récentes cartées en mai 2016. Les points rouges représentent les gryphons actifs en mai 2016. Les linéations noires sur la Galette A représentent les fissures visibles en surface de la coulée en mai 2016.</i>	87
<i>Figure 4-28: Schéma représentant les fissures visibles en surface de la galette A en mai 2016. Les fissures sont orientées comme celle affectant la surface du centre en mars 2004 (visibles sur photographie satellite).</i>	88
<i>Figure 4-29: Interprétation de la morphologie du conduit sous la Galette B d'après les sondages de profondeur faits sur le terrain.</i>	89
<i>Figure 4-30: Schéma interprétatif des structures visibles sur l'Ayaz Aktharma.</i>	90
<i>Figure 4-31: Les structures en Double Lacs observables sur la périphérie de l'Ayaz Aktharma.</i>	91
<i>Figure 4-32: Failles en échelons (Riedel T) permettant de définir un cisaillement dextre.</i>	92

Figure 4-33: Carte de l'Ayaz Aktharma reprenant les différentes structures observées sur le terrain (traits continus), et les interprétations (traits pointillés). Les failles décrochantes dextres ont représentées en bleu, les failles décrochantes sénestres en rouge et les double lacs en jaune, les mécanismes au foyer montrent les failles inverses tangentes à la bordure de l'édifice. Les étoiles blanches indiquent les points où des stries ont pu être mesurées, l'étoile blanche à couronne rouge représente la localisation de l'affleurement représenté Figure 4-34.

	93
Figure 4-34: Affleurement localisé sur la Figure 4-33, qui montre un système de failles inverses dont le plan est tangent à la bordure de l'Ayaz Aktharma. A : Affleurement avec 4 plans de failles inverses, B : Zoom sur le plan 3 montrant des stries, C : Zoom sur le plan 4 montrant de la schistosité.	94
Figure 4-35: Acquisitions géophysiques (résistivité électrique) faites sur l'Ayaz Aktharma.	95
Figure 4-36: Profil de résistivité acquis au travers de l'édifice AA, localisé Figure 4-35.	96
Figure 4-37: Profil de résistivité de 150 m couvrant la galette B, localisé Figure 4-35	97
Figure 4-38 : Vue 3D du bloc de résistivité de la Galette B. On observe une couche de forte résistivité (environ 4 ohm.m) sur du matériel à résistivité plus faible de l'ordre de 2 ohm.m.	97
Figure 4-39: Coupes horizontales du cube de résistivité 3D acquis sur la Galette B du volcan AA. On observe sur le premier Layer (de 0 à 2,50 m de profondeur), une résistivité faible avec quelques patches à forte résistivité. Cette épaisseur correspond à l'épaisseur de boue fraîche composant la Galette B. Les Layers 2 et 3 représentent les profondeurs 2, 50 m à 7 m, ils montrent des valeurs de résistivité homogènes élevées de l'ordre de 4 ohm.m. Cette épaisseur correspond à la croûte à résistivité plus forte présente sur l'ensemble de l'édifice. Les Layers 4 et 5 montrent des valeurs hétérogènes de résistivité sur l'épaisseur de 7 m à 10 m soit la transition entre la croûte indurée et le matériel dessous. Les Layers 6 à 11 illustrent une zone régulière à résistivité plus forte que l'encaissant, cette zone représente un conduit de 20 m de large et atteignant les 35 m de profondeur	98
Figure 4-40: Profil de résistivité au travers des structures Doubles Lac, localisé Figure 4-35. On observe deux zones de résistivité plus faibles (zones vertes) situées à l'aplomb des Double-Lacs. L'eau constituant les Double-Lacs s'infiltré et induit ces variations locales.	99
Figure 4-41: Vue latérale montrant la morphologie conique du Koturdag, exagération verticale x3.	100
Figure 4-42: Photographie satellite (Google Earth) du volcan de boue Koturdag.	101
Figure 4-43: A: Photo satellite (Google Earth) de la caldera du Koturdag, B: Schéma représentant la morphologie en cuvette de la caldera avec un bombement central orienté NNE-SSW ainsi que l'avancée de marqueurs (que nous avons installés) représentée en vert entre Octobre 2014 et Mai 2016.	102
Figure 4-44: Apex du relief dans la caldera du volcan de boue Koturdag, affecté par une série de failles normales concentriques à vergence vers le nord, et de failles radiales centrées sur le point de sortie de la coulée actuelle. A noter le cercle rouge qui indique le géologue pour l'échelle.	102
Figure 4-45: Panorama de la coulée du Koturdag.	103
Figure 4-46: Profil de résistivité couvrant la moitié de la caldera du Koturdag et 150 m de la coulée vers le nord.	104
Figure 4-47: Trois photographies satellites (Google Earth) du Koturdag, le 26 mai 2007, le 26 mars 2009 et la 18 octobre 2013.	106

Figure 4-48: Vecteurs de déplacements (flèches jaunes) entre le 26 mai 2007 et le 26 mars 2009. _____	107
Figure 4-49: Différents vecteurs de déplacements pour les périodes : A : du 26 mai 2007 au 26 mars 2009, B : du 26 mars 2009 au 18 octobre 2013. _____	109
Figure 4-50: Flux de matières observés sur la coulée du Koturdag pour les périodes : A : du 26 mai 2007 au 26 mars 2009, B : du 26 mars 2009 au 18 octobre 2013. _____	110
Figure 4-51: Calcul de l'épaisseur minimum de la coulée, A : Méthode des arcs concentriques, B: Estimation des profondeurs de failles pour atteindre la ligne neutre. _____	111
Figure 4-52: Photographie satellite (Google Earth) montrant les différentes mesures de pentages obtenues sur le Bozdag. _____	112
Figure 4-53: Photographies satellites (Google Earth) montrant l'évolution de morphologie de surface de la caldera du Bozdag. La galette s'est mise en place entre le 07 septembre 2014 et le 12 avril 2014, la galette 2 entre le 12 avril 2014 et le 25 aout 2014. _____	113
Figure 4-54: Photos satellites (Google Earth) représentant la morphologie des galettes de boue présentes dans la caldera du volcan Bozdag. La dernière galette (n°2) à morphologie circulaire repose sur la galette précédente (n°1) déformée par des failles de décrochement à l'est et par des chevauchements à l'ouest. _____	114
Figure 4-55: Photographie satellite de l'Atbulak montrant les différentes coulées de boue et les structures concentriques le long des murs de la caldera. _____	115
Figure 4-56: A: Photo satellite du Dashgil ; B : Différentes phases successives d'éruption du Dashgil (d'après Mazzini et al., 2009). _____	116
Figure 4-57: A: Photographie satellites montrant la morphologie du Dashgil et la localisation des figures 54B et 54C, B: Stratification observées au NE du Dashgil, C : Chenal indiquant la polarité des couches, ici le sommet est vers le nord. _____	117
Figure 4-58: Photographie satellite (Google Earth) et schéma représentant l'alignement N160 des gryphons du site Pirekeshkul. _____	118
Figure 4-59 : Photographie satellites montrant la morphologie du site des Yeux Bleus, localisé Figure 4-23. _____	118
Figure 4-60: Graphique représentant la contrainte de cisaillement en fonction du taux de cisaillement appliqué, certains échantillons ont un comportement presque Newtonien, d'autres plutôt de type Bingham. _____	119
Figure 4-61: Composition granulométrique des boues provenant de six édifices volcaniques d'Azerbaïdjan. On observe pour tous les échantillons une partie principale composée de silts. _____	121
Figure 4-62: Mode granulométrique et taille de grains moyenne de la boue de six édifices volcaniques d'Azerbaïdjan. _____	121
Figure 4-63: Composition minéralogique des argiles de la boue de six édifices volcaniques d'Azerbaïdjan. S correspondent aux smectites, IS aux interstratifiés Illite-Smectite, I pour l'illite, K à la kaolinite et C à la chlorite. _____	122
Figure 4-64: Diagramme représentant les rapports Cl/Br versus Cl des édifices volcaniques d'Azerbaïdjan comparés à des données de littérature. _____	124
Figure 4-65: Graphique représentant le δD de l'eau en fonction du $\delta^{18}O$ de certains édifices volcaniques d'Azerbaïdjan comparés à des données de la littérature. _____	125

<i>Figure 4-66: Diagramme Bernard des gaz provenant de volcans de boue d'Azerbaïdjan.</i>	127
<i>Figure 4-67: Diagramme de Schoell des gaz dissous dans la boue d'édifices volcaniques d'Azerbaïdjan.</i>	128
<i>Figure 4-68: Vues de dessus successives du Modèle I au cours de la déformation. Le cercle blanc en pointillé marque la limite initiale de la galette de silicone. La couche de couverture initiale est en rouge. Les zones bleue, jaune, et verte sont des dépôts syn-déformation recouvrant la silicone lorsqu'elle arrive en surface à cause de l'hyper-extension du centre du modèle.</i>	131
<i>Figure 4-69: Vues de dessus successives du Modèle II au cours de la déformation. Le grand cercle beige en pointillé marque la limite initiale de la galette de silicone. Le petit cercle beige en pointillé indique la position du point d'injection de la silicone. La couche de couverture initiale est en bleu. La zone rouge sur la figure C est un dépôt syn-déformation recouvrant la silicone lorsqu'elle arrive en surface à cause de l'hyper-extension du centre du modèle. La figure C illustre le modèle après le dépôt de la dernière couche (en vert), bien plus épaisse que la couche précédente.</i>	133
<i>Figure 4-70: Vues de dessus successives du Modèle II pendant la deuxième (et dernière) phase de déformation. Le grand cercle beige en pointillé marque la limite initiale de la galette de silicone. Le petit cercle beige en pointillé indique la position du point d'injection de la silicone. La couche verte est la même que celle de la Figure BB D.</i>	134
<i>Figure 4-71: Vues de dessus successives du Modèle II au cours de la première phase de déformation. L'ellipse beige en pointillé marque la limite initiale de la galette de silicone. Le petit cercle beige en pointillé indique la position du point d'injection de la silicone. La couche de couverture initiale est en brun (couche 1), suivie de dépôts d'une couche verte (couche 2), puis beige (couche 3)</i>	136
<i>Figure 4-72: Vues de dessus successives du Modèle II au cours de la première phase de déformation (A), la deuxième 5B, C et D), et le début de la troisième (E et F). L'ellipse beige en pointillé marque la limite initiale de la galette de silicone. Le petit cercle beige en pointillé indique la position du point d'injection de la silicone. La couche 3 est beige, la couche 4 est verte, et la couche 5 est bleu foncé.</i>	137
<i>Figure 4-73: Vues de dessus successives du Modèle II au cours de la troisième phase de déformation. L'ellipse beige en pointillé marque la limite initiale de la galette de silicone. Le petit cercle beige en pointillé indique la position du point d'injection de la silicone. La couche la couche 5 (A et B) est bleu foncé et la couche 6 bleu clair (C à F).</i>	138
<i>Figure 4-74: Vues de dessus au stade final du Modèle II. L'ellipse beige en pointillé marque la limite initiale de la galette de silicone. Le petit cercle beige en pointillé indique la position du point d'injection de la silicone. La couche visible est la couche 6 (bleu clair, A et B). C est une vue interprétée avec les principales failles chevauchantes et décrochantes observées.</i>	139
<i>Figure 4-75: Vues latérales successives du Modèle II au cours de évolution et illustrant le gonflement progressif de l'édifice.</i>	139
<i>Figure 4-76: Modèle de croissance par épisode d'éruption des édifices à morphologie de mud pie. La présence d'une réserve de matériel argileux en surface permet le gonflement de l'édifice lors d'arrivée de matériel depuis la source de boue à faible profondeur (de l'ordre du kilomètre). Le gonflement induit une extension au-dessus du point d'émission et une ouverture radiale (points 3 et 5). La chambre superficielle se remet à l'équilibre</i>	

isostatique par migration de matériel depuis la zone sur-gonflée vers les bordures. Cette migration induit une contrainte compressive radiale depuis la périphérie du centre d'émission jusqu'en bordure et la formation de plis à faible longueur d'onde centrés autour du point d'émission (point 4). La contrainte radiale induite par le rééquilibrage de la chambre superficielle induit la déformation de la croûte sous la forme de radeaux isolés par des failles de décrochement conjuguées permettant ainsi de faire croître l'édifice (point 6). _____ 140

Figure 4-77: Morphologie du fond marin de la zone d'étude située sur le delta du Niger. AOI représente la zone d'intérêts. La palette de couleur représente la bathymétrie qui varie entre 150 m et 1750 m. La palette de gris représente la cohérence. _____ 142

Figure 4-78: Section sismique recoupant les édifices MVa et MVb. On observe ici différents horizons repères nommés de H1 à H12. _____ 143

Figure 4-79: Schéma structural du delta du Niger, modifiée d'après Krueger et Grant (2011). _____ 143

Figure 4-80: A: Bathymétrie de la zone d'étude, B: Carte du fond marin affichée avec un attribut en amplitude, C: Section sismique localisée en 79A et 79B, D: Zoom sur un alignement de structures visibles en carte d'amplitude du fond marin localisée en 79B, E: Section sismique montrant cet alignement de structure comme des dépressions sur le fond marin. _____ 145

Figure 4-81: A: Section sismique habillée recoupant l'édifice MVa, B: Interprétation de la ligne sismique illustrée en A. _____ 147

Figure 4-82: Section au travers de l'édifice MVa, B: Carte de l'horizon H12, C: Zoom sur le biseau ENE de la surface du MVa (localisée en A), D : Carte en cohérence. _____ 149

Figure 4-83: A : Profil sismique à travers la moitié S du MVa, B: Time slice montrant la structure concentrique du biseau effondré, localisée en A. _____ 150

Figure 4-84: Bathymétrie de la zone d'étude, B: Profil sismique NS recoupant le MVb, localisé en A, C: Profil sismique recoupant le MVb, localisé en A. _____ 151

Figure 4-85: A à D : Profils sismiques perpendiculaires recoupant la structure du MVb, localisés sur les E et F, E : carte de l'horizon H12, F : carte de l'horizon H7. _____ 152

Figure 4-86: A : time slice à 1 s montrant des failles radiales autour du système MVC, B: time slice à environ 1,7 s montrant des failles radiales plus développées autour du MVC, C: carte de l'horizon H5, D : Profil sismique couvrant le système MVC, E : Profil sismique perpendiculaire EW, F : profil sismique NS recoupant le MVC. ____ 154

Figure 4-87: Profil sismique recoupant le MVb, B: time slice montrant la morphologie circulaire, C: time slice avec interprétation de ces morphologies. _____ 155

Figure 4-88 : Profil sismique random passant au travers des structures MVa, MVb et MVC, montrant les morphologies en bol, B : profil sismique NS traversant les systèmes MVb et MVC, C : Time slice à 1878 ms, D : time slice à 2307 ms, E: time slice à 2910 ms. _____ 156

Figure 5-1: Modèle de mise en place d'un système de volcan de boue. A : Restauration des horizons de l'intervalle 3 effondré pour imager la chambre primaire, la zone de fluidisation du sédiment d'où est extrudé le matériel argileux formant le volcan de boue. B : Représentation de la ligne sismique (Figure 4-5). La représentation que l'on fait de la chambre primaire correspond au volume total de matériel qui a été extrudé

pour permettre l'effondrement de la couverture. Nous discuterons l'aspect monophasé versus polyphasé de l'extrusion et le gonflement maximale de la chambre primaire.... _____ 162

Figure 5-2: Schéma représentant l'estimation de l'épaisseur d'une croûte déformée en structures de pop-up, en se basant sur la distance entre les plans de failles en surface avec un angle des plans de failles inverses de 30°.

_____ 164

Figure 5-3: Section sismique au travers des différents biseaux du système de volcan de boue Absheron. Les flèches rouges pointillées représentent les paléo-contraintes de surface pour chaque paléo surface, la flèche rouge indique la contrainte radiale en surface actuelle. _____ 166

Figure 5-4: Interprétation de la structure de l'AA avec une exagération verticale de 5. Les valeurs faibles de résistivité (en vert) indiquent du matériel avec une forte teneur en eau. Le matériel à forte résistivité (en orange) indique du matériel à faible teneur en eau. La couverture est une croûte de matériel induré d'épaisseur allant de 6 m au centre jusque 10 m en périphérie, reposant sur un réservoir de surface de matériel encore liquide à plus faible résistivité : la chambre superficielle. La partie centrale est en extension et induit une contrainte radiale sur la couronne. La couronne interne montre une épaisseur croissante depuis le centre vers l'extérieur, elle réagit à la contrainte compressive radiale par des plis à longueur d'onde croissante vers l'extérieur. La couronne externe, plus épaisse, est déformée par des structures en pop-up. L'infiltration d'eau météorique le long des failles inverses induit une augmentation de la teneur en eau du matériel constituant les structures en pop-up. La bordure est déformée par des failles inverses à vergence externe. _____ 169

Figure 5-5: Modèle de mise en place d'un système de volcan de boue. A : L'arrivée de fluides depuis la profondeur permet la fluidisation du sédiment en place, B : L'arrivée de fluides fluidise le sédiment en place, en augmentant le volume, et forme la chambre primaire, C : La chambre primaire est gonflée par l'apport de fluides, ce qui induit une fracturation de la couverture, le sommet de l'intervalle blanc (en pointillées) représente un contraste de résistance mécanique soit une baisse de cohésion entre le niveau blanc et celui du dessus, D : L'apport de fluide dans la chambre permet la diminution de la densité du matériel fluidisé. Dans ce cas, la densité diminue assez pour permettre à la couverture (niveau blanc) de s'effondrer dans la chambre, l'apport de fluide se poursuit et induit toujours le gonflement du matériel et fracturation de la couverture, E : Même procédé que pour l'étape D, l'augmentation de volume induit une fracturation jusqu'en surface, F : La diminution de densité du matériel permet son émission en surface pour former un volcan de boue. A ce stade le système est figé puisque les fluides arrivent en surface notamment le long des failles formées le long de la suture de la chambre primaire. _____ 173

Figure 5-6: Modèle de mise en place d'un « complexe » de systèmes de volcan de boue. Trois systèmes de volcan de boue constitués chacun d'un chambre primaire (PC), d'une ou plusieurs chambres de stockage secondaires (IC) et d'un édifice de surface (MV). Lorsque le système arrive en surface, il se fige jusqu'à ce que la sédimentation scelle les failles et relance le système par formation de surpressions de boue à la base des dernières failles. Le système suivant va se mettre en place au sommet de ces failles _____ 174

Figure 6-1: Modèle de mise en place d'un système de volcan de boue par extrusion monophasée. A : Stade initial, la remontée de fluide n'a pas encore provoqué la fluidisation. B : Etat initial de fluidisation par les fluides qui migrent depuis les zones en surpressions en profondeur. C & D : La fluidisation se poursuit et la taille de la

chambre primaire augmente. E : L'arrivée de fluides permet la fluidisation de matériel dans la chambre primaire jusqu'à apparition des failles d'extrados qui permettent l'extrusion du matériel fluidisé. _____ 182

Figure 6-2: Modèle de mise en place d'un système de volcan de boue par extrusion polyphasée. L'arrivée de fluide permet la fluidisation de matériel dans la chambre primaire (B) qui est rapidement évacué en surface (C). La remontée de fluides se poursuit et induit une seconde phase de fluidisation (D), ce matériel sera expulsé lors d'une seconde phase d'éruption (E). Une troisième fluidisation est représentée (F), le matériel est finalement extrudé lors d'une troisième extrusion (G). _____ 183

Figure 6-3: Hypothèse de mise en place et d'évolution d'un système de transfert avec fluidisation de matériel à faible densité, extrudé en surface, formant différents volcans successifs. _____ 185

Figure 6-4: Hypothèse de mise en place et d'évolution d'un système de transfert rapide avec mise en place des chambres secondaires et finalement extrusion du matériel indépendamment de la sédimentation. _____ 185

Figure 6-5: Calculs de variations de densité nécessaire à la mise en place d'une intrusion ou d'une extrusion. 187

Figure 6-6: Diagramme montrant l'impact des gros évènements par rapport aux petits qui ne sont bientôt plus discernables. Les flèches rouges représentent les évènements visibles aujourd'hui. _____ 191

Liste des tableaux

Tableau 1: Composition chimique et isotopique des eaux de certains volcans de boue d'Azerbaïdjan. 123

Tableau 2 : Composition en gaz dissous des boues des trois édifices d'Azerbaïdjan. 126

Tableau 3 : Compositions isotopiques des gaz dissous dans la boue de trois édifices volcaniques d'Azerbaïdjan. 126

Résumé

Cette thèse porte sur les mécanismes responsables de la croissance de systèmes de volcans de boue ainsi que sur les processus qui gouvernent leur évolution de surface. L'étude s'appuie sur une analyse structurale sur données sismiques faite sur deux structures anticlinales localisées dans le NW du Bassin Sud Caspien ainsi que sur une analyse structurale de terrain approfondie couplée à une imagerie de la sub-surface des édifices par résistivité électrique ainsi que par études géochimiques d'édifices volcaniques localisés dans la continuité onshore du bassin de la Kura en Azerbaïdjan.

Les volcans à morphologie de *mud pie* montrent une morphologie plate car leur croissance est régie par la présence d'une réserve de matériel argileux non induré en surface que l'on appelle **chambre superficielle**. L'arrivée de matériel depuis une source de boue peu profonde induit le gonflement de cette chambre qui, en se rééquilibrant, provoque des déformations de surface et un élargissement de l'objet selon un modèle de **Pousse-Muraille**. Les édifices à morphologie coniques sont liés à des zones de stockage de matériel argileux plus profondes (**chambre secondaire**) voire à la source de boue, la zone de fluidisation du sédiment (**chambre primaire**). La source de fluides (eau et gaz) et nettement démarquée de la source de boue.

La sédimentation est un facteur clé dans l'évolution des systèmes de volcan de boue car elle permet de sceller les chemins de migration de fluides, relançant la formation de surpression de fluide, créant une évolution par épisodes successifs de systèmes de volcans de boue emboîtés : les **complexes de systèmes de volcan de boue**.

Mots-clés : volcan de boue, surpression de fluides, Azerbaïdjan, sismique, isotopie des fluides, modélisation analogue, résistivité électrique, Bassin Sud Caspien

Abstract

This doctoral work studies the mechanisms involved in the growth of mud volcano systems and the processes involved with their surface evolution. The study is based on a structural analysis using seismic data acquired on two anticlines located in the NW of the South Caspian Basin and on an extensive structural field work combined with a sub-surface imagery based on electrical resistivity and geochemical analysis on edifices located on the onshore in continuity of the Kura Basin (Azerbaijan).

Mud Pie are edifices having a flat morphology induced by the occurrence of a reserve of liquid mud on surface that we call **Superficial Chamber**. The input of material from a shallow mud source induce the inflation of this chamber which, reaching the equilibrium, induces a compressional stress that deform the edifice and make it grow, following a model named "**Pushing Walls**". Conical edifices are linked to deeper storage zones (**Secondary Chamber**) or even to the source of mud itself (**Primary Chamber**). The fluid source (water and gas) is clearly disconnected to the source of mud.

Sedimentation plays a dominant role on mud volcano systems evolution allowing to seal the fluid migration paths, thus the formation of fluids overpressure, inducing an evolution by successive pulses leading to interlocked mud volcano systems: **mud volcano systems complexes**.

Key-words: mud volcano, mud volcanism, fluid overpressure, Azerbaijan, Seismic, Fluid isotopy, analogue modelling, electrical resistivity, South Caspian Basin