

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

المدرسة الوطنية العليا للعلوم البحر و تهيئة الساحل

Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral



MEMOIRE DE FIN D'ETUDES EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME DE  
MAGISTERE EN SCIENCES DE LA MER

OPTION : GEO-RISQUES ET AMENAGEMENT DU LITTORAL

Thème :

**Cartographie de l'aléa gravitaire sur la marge  
continentale sous-marine, de la région**

**Algéroise (Alger- Dellys)**

Présenté par :

- **FERNANE Lounes**

Soutenue le 22/12/2014, devant la commission de Jury composé de :

<b>Mr. GUERFI .M</b>	<b>Maitre de conférences</b>	<b>ENSSMAL</b>	<b>Président</b>
<b>Mr. MATOUGUI .R</b>	<b>Maitre de conférences</b>	<b>FSTGAT/USTHB</b>	<b>Rapporteur</b>
<b>Mr. BELKESSA .R</b>	<b>Professeur</b>	<b>ENSSMAL</b>	<b>Examineur</b>
<b>Mr. HELLAL .M</b>	<b>Maitre de conférences</b>	<b>ENSSMAL</b>	<b>Examineur</b>

**Promotion : 2014**

## REMERCIEMENTS

Avant tout, je rends grâce à dieu, pour m'avoir accordé santé et courage jusqu'à l'aboutissement et l'accomplissement de ce modeste travail.

Je tiens à exprimer toutes mes reconnaissances à ceux qui, à divers titres, ont collaboré à la réalisation de ce travail. Je le dois à de nombreuses personnes que j'ai le plaisir et l'honneur de citer ci-après.

Je viens tout d'abord de mon profond respect de remercier M<sup>r</sup> **MATOUGUI .R**, Docteur LGE/FSTGAT-USTHB, d'avoir été le directeur de ce mémoire. Merci de m'avoir initié à un travail de recherche et de m'accorder une grande confiance, merci pour la qualité de vos conseils et critiques, merci de m'avoir appris à me poser les bonnes questions, mais aussi à mieux écrire, à travailler. C'est un grand honneur pour moi d'être suivi et orienté dans la réalisation de ce travail par l'un des rares spécialistes en géologie marine en Algérie.

Je suis très honoré d'avoir M<sup>r</sup> **GUERFI .M**, Docteur à l'ENSSMAL, président du jury de mon mémoire. Il fait partie des enseignants avec qui j'ai beaucoup appris durant mon master, je tiens vraiment à lui exprimer toute ma gratitude.

Merci également à M<sup>r</sup> **BELKESSA .R**, Professeur à l'ENSSMAL, d'avoir accepté d'examiner mon mémoire, je vous présente toutes mes sincères considérations.

Je suis très honorés de compter parmi les membres de jury M<sup>r</sup> **HELLAL .M**, tout d'abord de bien vouloir examiner ce travail, mais aussi de m'avoir appris bien plus que les bases dans le domaine de géotechnique durant mon ingénierat, c'est grâce à vous que je me retrouve aujourd'hui dans ce domaine.

Je tiens à remercier M<sup>r</sup> **MACHANNE .D**, Docteur chercheur au CGS, de m'avoir aidé à effectuer ce travail, je n'oublierai jamais les coups de téléphone échangés entre nous pour toutes les explications, surtout la partie sismicité. Je te suis très reconnaissant.

Je remercie tous mes collègues et mes responsables du personnel de C.T.T.P pour leur soutien et leur compréhension.

Enfin mes vifs remerciements, à toutes les personnes qui m'ont aidé de près ou de loin à la réalisation de ce modeste travail.

# Sommaire

<b>Introduction .....</b>	<b>11</b>
1. Problématique.....	11
2. Objectifs .....	12
3. Organisation du mémoire .....	12
<b>I. A. Description générale de la zone d'étude .....</b>	<b>15</b>
<b>I.A.1. Situation géographique de la zone d'étude.....</b>	<b>15</b>
<b>I.A.2. Cadre géologique et sismotectonique régional .....</b>	<b>16</b>
2.1. Contexte géologique .....	16
2.1.1. Domaine continental .....	16
2.1.2. Domaine marin.....	17
2.2. Aperçu sismotectonique .....	18
2.2.1 Sismicité historique.....	18
2.2.2. Tectonique régionale et failles actives .....	20
2.3. Régime hydrographique .....	24
<b>I.B. Etat des connaissances et concepts sur les écoulements gravitaires et les types de dépôts associés .....</b>	<b>28</b>
<b>I.B.1. Les mouvements gravitaires.....</b>	<b>28</b>
1.1. Notions de base.....	28
1.2. Forces en présence.....	28
<b>I.B.2. Les écoulements gravitaires et les types de dépôts associés .....</b>	<b>29</b>
2.1. Classification des écoulements gravitaires .....	29
2.1.1. Les glissements en masse.....	30
2.1.2. Les écoulements laminaires .....	31
2.1.3. Les écoulements turbulents.....	32
<b>I.B.3. Facteurs contrôlant l'instabilité.....</b>	<b>32</b>
Classification des facteurs contrôlant l'instabilité.....	32
a) Facteurs prédisposant .....	33
b) Facteurs déclencheurs ou aggravants .....	33
<b>Introduction .....</b>	<b>35</b>
<b>II.1. Méthodes d'acquisition des données.....</b>	<b>35</b>
II.1.1 Le sondeur multifaisceaux EM300 .....	35

II.1.2 Le Système Acoustique Remorqué (SAR) .....	36
II.1.3 Positionnement.....	37
<b>II.2. Méthode de calcul du volume des masses glissées .....</b>	<b>38</b>
<b>Introduction .....</b>	<b>42</b>
<b>1. Description morphologique de la marge.....</b>	<b>42</b>
1. Environnement géomorphologique .....	44
1.1. La grande baie de Zemmouri .....	44
2.1.1 Les Canyons.....	44
2.1.2 Les ravines et vallées .....	61
2.1.3 Les Escarpements.....	64
1.2. La baie d'Alger .....	66
2.2.1 Les ravines .....	66
2.2.2 Les diapirs .....	67
2. Activité des canyons et des ravines.....	68
<b>Introduction .....</b>	<b>73</b>
<b>IV.1 Reconnaissance et cartographie des zones d'instabilité .....</b>	<b>77</b>
1.1. La zone Est (zone A).....	77
1.2. La zone Ouest (B) .....	83
<b>IV.2 Identification des cicatrices d'arrachements et des dépôts grâce aux images SAR. 87</b>	<b>87</b>
<b>IV.3 Classification des glissements en fonction de la taille .....</b>	<b>90</b>
<b>IV.4 Discussions et conclusions .....</b>	<b>92</b>
<b>Conclusion Générale .....</b>	<b>94</b>
<b>Références bibliographiques .....</b>	<b>97</b>

## **LISTE DES FIGURES**

### **CHAPITRE I**

**Figure I.1** : Situation géographique du site d'étude, (a) Localisation de la marge algérienne dans le cadre méditerranéen et localisation de la zone d'étude au niveau de la marge algérienne, (b) Vue 3-D de la zone d'étude (Déverchère et al. 2005).

**Figure I.2** : Carte géologique d'Alger et ses environs.

**Figure I.3** : Schéma montrant la répartition des sédiments sur le plateau continental algérien (modifié d'après Leclaire, 1970).

**Figure I.4** : Carte de la sismicité historique montrant les principaux séismes qui ont touché notre région d'étude (marqué en jaune) (bases de données du CRAAG et USGS, de 1365 à 1972). L'intensité est indiquée à l'échelle MSK (l'échelle de Mercalli).

**Figure I.5** : Mécanismes au foyer des séismes Nord Algériens (CGS 2003).

**Figure I.6**: Carte d'aléa sismique (CRAAG) produite avant le séisme de Boumerdès. P.G.A : « Peak ground acceleration ».

**Figure I.7** : Cadre tectonique de la région d'Alger et de Boumerdès. En trait rouge, les failles connues, notamment celles du Sahel, du sud de la Mitidja et celle de Thénia (Meghraoui, 1988). En trait bleu, les failles en mer, méconnues mises en évidence par la campagne Maradja (Domzig et al., 2006). L'étoile noire indique l'épicentre du séisme du 21 mai 2003 (Ayadi et al., 2003).

**Figure I.8**: Carte topographique ombrée de la zone d'Alger montrant les principaux oueds.

**Figure I.9** : Défluviation de l'oued Isser associée aux mouvements de la faille de Thénia vers le SE.

**Figure I.10** : Modèle numérique de terrain de la faille de Thénia et de la bathymétrie (A. Boudiaf, 1996).

**Figure I.11** : Schéma représentant les différents types de forces agissantes.

**Figure I.12** : Les groupes de processus gravitaires en milieu marin profond (traduit d'après Stow, 1986).

**Figure I.13** : Schémas de mouvements en masse. A: slide (translationnel), B: slump (rotationnel).

### **CHAPITRE II**

**Figure II.1** : Schéma de fonctionnement d'un sondeur multifaisceaux.

**Figure II.2** : Principe du sonar latéral (source : Ifremer) : A : poisson remorqué, B : surface insonorisée instantanée, C : surface couverte par les émissions précédentes (Anne Domzig, 2006).

**Figure II.3** : Image d'un sonar à balayage latéral.

**Figure II.4** : Schéma de glissements sous-marins avec mention des éléments morphologiques principaux (Prior et al., 1982).

**Figure II.5** : Schéma simplifié d'un glissement de terrain pour le calcul des principaux paramètres quantitatifs qui le caractérisent (McAdoo, 2000).

**Figure II.6** : Schéma simplifié d'un glissement de terrain proposé par BRGM.

### CHAPITRE III

**Figure III.1** : Carte bathymétrique ombrée montrant la physiographie de la marge Algéroise

**Figure III.2** : Caractéristiques morphologiques et physiographique du canyon de Dellys, a : Carte bathymétrique, b : Carte physiographique.

**Figure III.3** : Profils bathymétriques de la branche Est du canyon de Dellys, (a) : Profil longitudinal (le trajet du profil est localisé en rouge sur la figure III.2.a) et (b) Profil transversal (marqué en A figure III.2.a).

**Figure III.4** : Profils bathymétriques de la branche Ouest du canyon de Dellys, (a) : Profil longitudinal (le trajet du profil est localisé en bleu sur la figure III.2.a) et (b) Profil transversal (marqué en B sur la figure III.2.a).

**Figure III.5** : Profil transversal de la vallée principale du canyon de Dellys.

**Figure III.6** : Image 3D du canyon de Dellys, en rouge segment de faille inverse cartographie par J. Déverchère et al., (2005).

**Figure III.7**: Caractéristiques morphologiques et physiographique du canyon de Sébaou, (a) : Carte bathymétrique, (b) : Carte physiographique.

**Figure III.8** : Profils bathymétriques du canyon de Sébaou, (a) : Profil longitudinal (le trajet du profil est localisé en rouge sur la figure III.7.a) et (b) Profil transversal (marqué en A sur la figure III.7.a).

**Figure III.9** : Profils bathymétriques transversal du canyon de Sébaou (marqué en B sur la figure III.7.a).

**Figure III.10** : Image 3D canyon Sébaou, en rouge segment de faille inverse cartographié par J. Déverchère et al., (2005).

**Figure III.11** : Caractéristiques morphologiques et physiographique du canyon d'Alger, (a) : Carte bathymétrique, (b) : Carte physiographique.

**Figure III.12** : Profils bathymétriques du canyon de Zemmouri, (a) : Profil longitudinal et (b) Profil transversal (marqué en A sur la figure III.11.a).

**Figure III.13** : Profils bathymétriques du canyon de Cap Blanc, (a) : Profil longitudinal et (b) Profil transversal (le trajet du profil est marqué en B sur la figure III.11.a).

**Figure III.14** : Profils bathymétriques transversal de la vallée principale (le trajet du profil est marqué en C sur la figure III.11.a).

**Figure III.15** : Image 3D du complexe de Zemmouri.

**Figure III.16** : Caractéristiques morphologiques et physiographique du canyon d'Isser, (a) : Carte bathymétrique, (b) : Carte physiographique.

**Figure III.17** : Profils bathymétriques du canyon d'Isser, (a) : Profil longitudinal, (b) Profil transversal amont (le trajet du profil est marqué en A sur la figure III.16.a) et (c) Profil transversal de la vallée principale (le trajet du profil est marqué en B sur la figure III.16.a).

**Figure III.18** : Modèle numérique de terrain montrant le canyon d'Isser.

**Figure III.19** : Schéma illustrant le modèle de formation et d'évolution des ravines en vallées sous-marines sous l'effet de la gravité (Mc Grégor, 1982).

**Figure III.20** : Carte bathymétrique montrant les ravines localisées sur la baie de Zemmouri.

**Figure III.21** : Carte bathymétrique montrant l'escarpement.

**Figure III.22** : Profil longitudinal de l'escarpement, montrant sa position particulière entre la partie amont et sa partie avale (trajet du profil : voir la figure III.21).

**Figure III.23** : typologie des obstacles s'opposant au mouvement des courants de turbidités (N. POLLET, 2004).

**Figure III.24** : Image 3D montrant l'Escarpement et les deux Bassins.

**Figure III.25** : Caractéristiques morphologiques et physiographique des ravines localisées en baie d'Alger, (a) : Carte bathymétrique, (b) : Carte physiographique.

**Figure III.26** : Carte bathymétrique ombrée montrant la localisation des diapirs, en bleu : ravines, en jaune : les diapirs et les profils bathymétriques (Longitudinal et Transversal).

**Figure III.27** : Carte des réflexivités montrant l'activité des canyons.

**Figure III.28** : Carte montrant les différentes ruptures des câbles sous-marins et les directions des épanchements turbiditiques, suite au tremblement de terre de Boumerdès 2003 (A.Cattanéo et al 2012).

**Figure III.29** : Carte récapitulative des grandes formes morphologiques.

## **CHAPITRE IV**

**Figure IV.1** : Carte bathymétrique (Sea\_beam) de la zone d'étude.

**Figure IV.2** : Carte des pentes de la zone d'étude.

**Figures IV.3** : Cartographie des cicatrices d'arrachement au large de la Zone A (Marge Est).

**Figures IV.4** : carte bathymétrique montrant l'endroit des glissements et le profil longitudinal dans l'axe du canyon (branche Ouest).

**Figures IV.5** : Principe de l'érosion régressive (Pratson and Coakley, 1996).

**Figures IV.6** : Carte et profils bathymétrique à travers le glissement, synthétisant les différents paramètres du glissement.

**Figure IV.7** : Synthèse de résultats montrant le dépôt gravitaire sur le pied de pente et la localisation de la carotte sédimentaire.

**Figures IV.8** : Cartographie des cicatrices d'arrachement au large de la Zone B (Marge Ouest).

**Figures IV.9** : Carte bathymétrique 3D localisant les deux glissements.

**Figure IV.10** : Carte bathymétrique montrant la cicatrice d'arrachement du glissement flanc oriental et les profils bathymétrique à travers le glissement (le trajet est localisé sur la Figure IV.10).

**Figure IV.11** : Carte bathymétrique montrant la cicatrice d'arrachement du glissement flanc occidental et les profils bathymétrique à travers le glissement (le trajet est localisé sur la Figure IV.10).

**Figures IV.12** : Carte bathymétrique montrant la localisation des profils SAR.

**Figure IV.13** : Images SAR interprétées montrant des blocs détachés et éparpillés en pied de pente.

**Figure IV.14** : Images SAR interprétées illustrant la succession de petites loupes d'arrachements.

**Figure IV.15** : Images SAR interprétées montrant les coulées de débris à proximité de l'embouchure du canyon de Sébaou, On distingue aussi les blocs glissés.

**Figure IV.16** : Carte de répartition des classes de glissements dans la marge Algéroise.

## **LISTE DES TABLEAUX**

### **CHAPITRE I**

**Tableau I.1** : Liste des principaux séismes de la région Alger durant la période : 1865 – 1996, (bases de données : CRAAG, USGS).

**Tableau I.2** : Tableau résumant les principales caractéristiques des failles de la Figure I.7 mis en place lors des deux campagnes Maradja (2003 et 2005) par Anne Domzig et al., 2006.

**Tableau I.3** : Valeurs caractérisant les trois principaux oueds dans la zone d'étude.

### **CHAPITRE II**

**Tableau II.1** : Tableau des caractéristiques du sondeur EM300 Ifremer utilisés lors de la campagne MARADJA 2003(A.Domzig, 2006).

### **CHAPITRE III**

**Tableau III.1** : caractéristiques morpho-métriques des canyons.

### **CHAPITRE IV**

**Tableau IV.1** : caractéristiques géométriques des deux glissements flanc oriental et occidental.

## **LISTE DES ABREVIATIONS**

**CRAAG**: Centre de **R**echerche en **A**stronomie, **A**strophysique et **G**éophysique

**USGS** : **U**nited **S**tates **G**eological **S**urvey

**CGS**: Centre de **G**énie **P**arasismique

**ANRH**: Agence **N**ational des **R**essources **H**ydrauliques

**BRGM**: **B**ureau de **R**echerches **G**éologiques et **M**inières

# **INTRODUCTION**

# Introduction

## 1. Problématique

Les perspectives du développement durable des zones côtières imposent une réponse appropriée pour limiter l'impact des aléas naturels. Ces aléas, en particuliers les mouvements gravitaires sous-marins, sont des menaces peu fréquentes, mais très destructrices et persistantes sur l'activité humaine.

Ces mouvements gravitaires, localisées généralement sur la pente continentale, sont accommodés principalement par les forces de gravité, affectant essentiellement les sédiments marins, qui mobilisent un volume pouvant être considérable, avec une vitesse extrêmement rapide.

Des conséquences associées, qui sont parfois dramatique, causant des dommages aux infrastructures qui se situe, que ce soit sur la cote (Dans de nombreux cas, les glissements ont généré des tsunamis, qui représentent un vrai danger pour les constructions et les populations vivant dans les zones côtières), ou bien au large (pipe-line déposés sur le fond), ainsi que, la présence des câbles de télécommunications sur le chemin de ces glissements sous-marins représente aussi un problème majeur, car par leur puissance, elles peuvent sectionner les câbles et parfois les transporter sur des distances importantes.

Plusieurs catastrophes historiques majeures, sont décrites sur presque toutes les marges continentales du globe terrestre, à titre d'exemple :

Le glissement sous-marin de la Pointe-du-Fort, localisé sur la rive sud du Fjord du Saguenay près de l'embouchure de la Baie des Ha!Ha!, dans la province de Québec, Canada qui est associé au séisme de 1663 (Locat et al., 2001) ;

La catastrophe de l'aéroport de Nice du 16 Octobre 1979, un important glissement sous-marin s'est produit au large de Nice, entraînant la disparition en mer d'une partie de la nouvelle construction liée à l'agrandissement de l'aéroport de Nice. En même temps que le glissement, un tsunami de 2 à 3 m de hauteur, a touché la côte niçoise (Mulder et al., 1992).

Le tremblement de terre de 1954 localisé à Chlef (El Asnam) a engendré la rupture de câbles téléphoniques reliant Alger et Palma de Mallorca (Iles Baléares), par des courants de turbidités dont la vitesse était de l'ordre de 54 Km/h.

Le séisme du 10 Octobre 1980 à Chlef, pas de courant de turbidité enregistré dans la zone épiscopale, par contre un courant de turbidité a été enregistré au large d'Alger (vitesse estimée à 25 Km/h) (El Robrini et al., 1985).

Le séisme de Boumerdès, dont l'épicentre se trouvait en mer, cinq câbles sous-marins de télécommunication situés au large de l'Algérie ont été sectionnés (d'après France Telecom 2003).

La puissante déferlante qui a tué douze baigneurs sur une plage à l'ouest du pays près de Mostaganem, vendredi 03 Aout 2007, selon certains témoins, la vague ressemblait à un mini tsunami, alors que le même jour le Centre de recherche algérien d'astrophysique et géophysique (CRAAG) n'a rien enregistré comme activité sismique, la vague a touché une seule plage, dite Petit port. Cela suscite beaucoup d'interrogations.

Des essais d'armes conventionnelles ?

Ou bien y'a-t-il un glissement sous-marin qui est à l'origine de cette vague ?

## **2. Objectifs**

La compréhension des mouvements gravitaires est nécessaire afin d'évaluer les aléas naturels qui peuvent être générés par ces mouvements gravitaires.

Les objectifs principaux que nous nous assignons dans ce travail sont :

- Une caractérisation morphologique de la marge Algéroise ;
- Une cartographie des différents mouvements gravitaires à différentes échelles ;
- Une classification de ces derniers en fonction de certains paramètres (longueur, largeur, taille, hauteur, volumes .....);
- Etablir une zonation de l'aléa gravitaire.

Toutefois, il convient de préciser que cette approche, n'est pas exhaustive et qu'elle ne prétend pas donner des éléments fins de prévision. Elle consiste en une approche pragmatique de l'aléa « gravitaire » fondée sur une vision géomorphologique, dans le but de fournir des données d'entrée pour une éventuelle modélisation numérique du potentiel de génération de tsunamis par des glissements sous-marins. Dans ce sens, ils correspondent plus à une base de départ pour des études plus ciblées probablement nécessaires en futur, qu'à une analyse définitive et parfaitement argumentée du problème posé.

## **3. Organisation du mémoire**

Le chapitre I concerne la description générale de la zone d'étude, de point de vue localisation géographique, géologique et sismotectonique, suivi par la description des principaux types d'instabilités sédimentaires rencontrées sur les marges continentales et des principaux facteurs responsables des instabilités observées sur les pentes continentales. C'est la partie de synthèse bibliographique.

Le chapitre II présente les données et les méthodes utilisées dans le cadre de ce travail.

Le chapitre III concerne la description morphologique de la marge algérienne. Nous commençons par la description des différents objets morphologique, ainsi que l'évolution de la marge.

Le chapitre IV concerne la cartographie détaillée des glissements rencontrés dans la zone d'étude. Cette partie se termine par une discussion.

Ce travail a abouti à une conclusion générale, qui est une synthèse des résultats auxquels nous sommes arrivés.

# **Chapitre I**

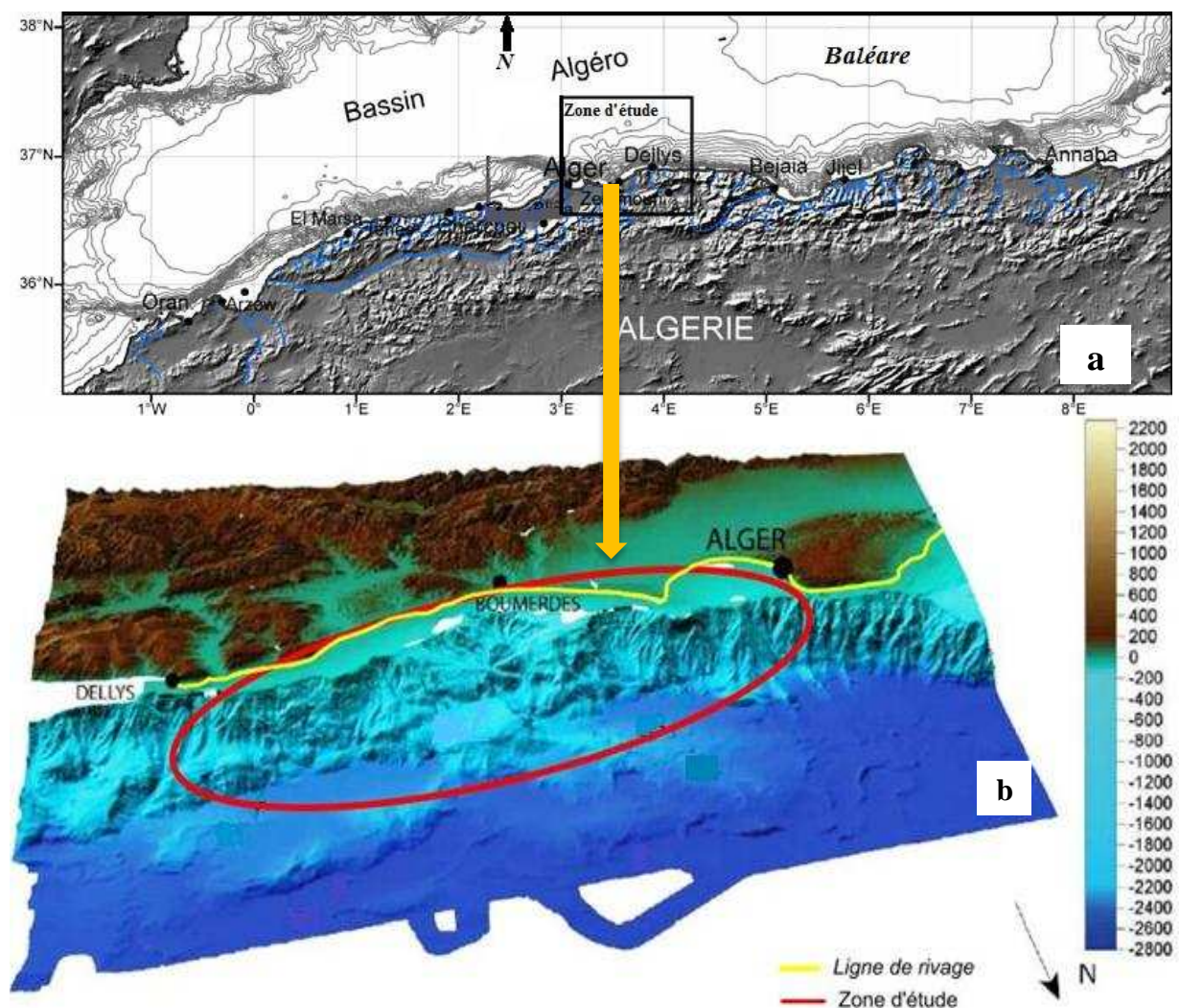
## **Généralités**

## I. A. Description générale de la zone d'étude

La marge algérienne est située au Nord de l'Afrique, appartient au grand bassin de la Méditerranée occidentale. Elle est limitée à l'Ouest par la marge Marocaine et à l'Est par la marge Tunisienne et au Nord par le bassin algéro-baléaire qui s'étend jusqu'au pied des Îles Baléares.

### I.A.1. Situation géographique de la zone d'étude

Mon travail se concentre sur l'étude de la zone Algéroise (talus continental), qui englobe la baie d'Alger (du massif d'Alger au cap de Tamentefoust) et la grande baie de Zemmouri (qui se développe de La Marsa jusqu'à Dellys), en d'autres termes de la baie d'Alger à Dellys.



**Figure I.1** : Situation géographique du site d'étude

(a) Localisation de la marge algérienne dans le cadre méditerranéen et localisation de la zone d'étude au niveau de la marge algérienne

(b) Vue 3-D de la zone d'étude (Déverchère et al. 2005)

## I.A.2. Cadre géologique et sismotectonique régional

### 2.1. Contexte géologique

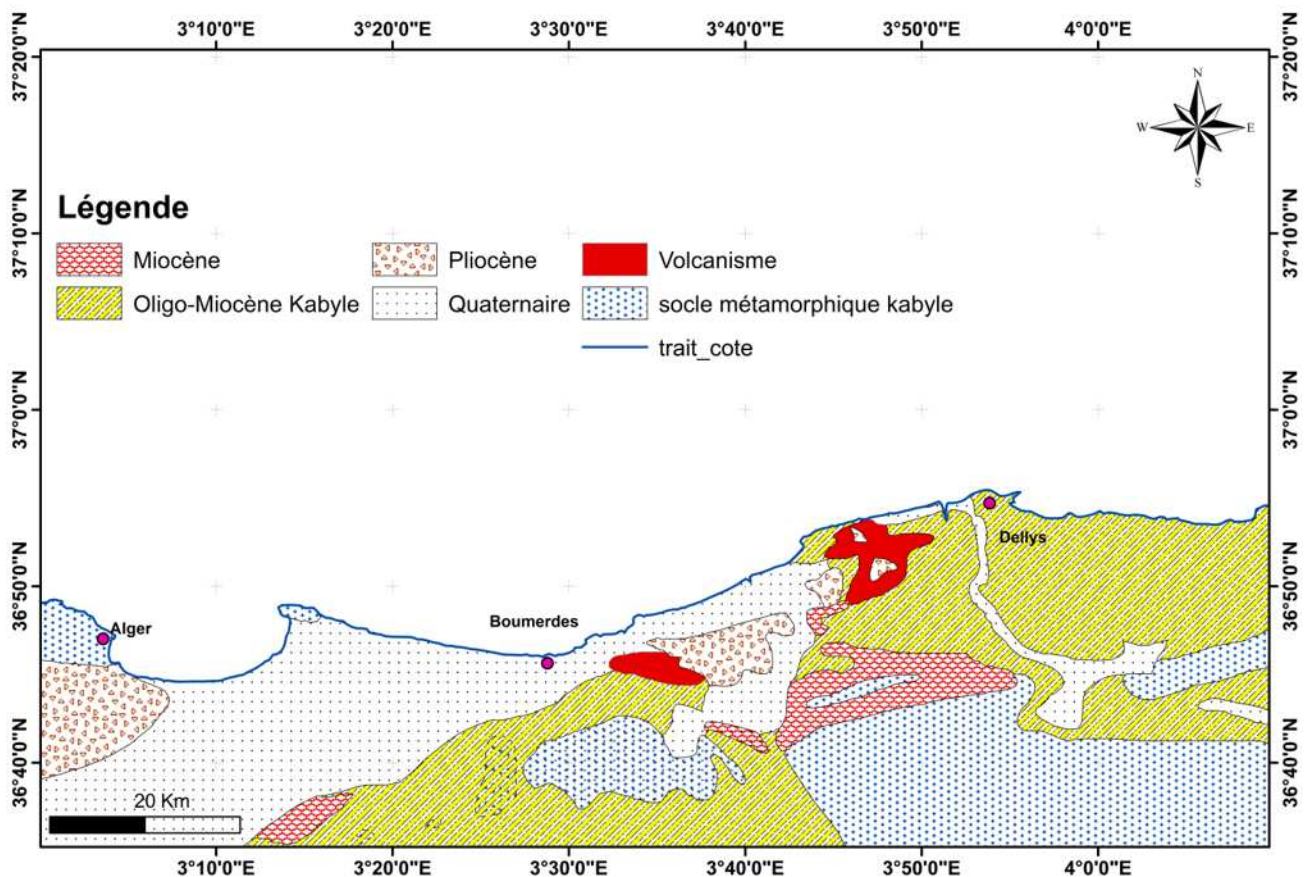
#### 2.1.1. Domaine continental

De Dellys à Alger, la côte recoupe les zones internes de la chaîne Maghrébides. La carte géologique de la région d'Alger et ses environs montre, du point de vue litho-stratigraphique, la présence d'une sédimentation mio-plio-quaternaire recouvrant un socle métamorphique (**Figure I.2**).

Le socle métamorphique est d'âge Primaire. Il est composé principalement de schistes, micaschistes, gneiss et granite.

Il s'agit d'une formation très tectonisée qui affleure entre Ain Benian et le port d'Alger, en passant par Bouzareah. A Alger il est connu sous l'appellation du "massif de Bouzareah".

Aux environs de Dellys affleurent surtout des olistostromes des flyschs et des marnes telliennes qui ont glissé dans le bassin de l'Oligo-Miocène kabyle. Le tout est recouvert en discordance par les dépôts du Miocène post nappes et traversé par des produits volcaniques miocènes avec, en particulier, les basaltes du Cap Djinet (Raymond, 1976).



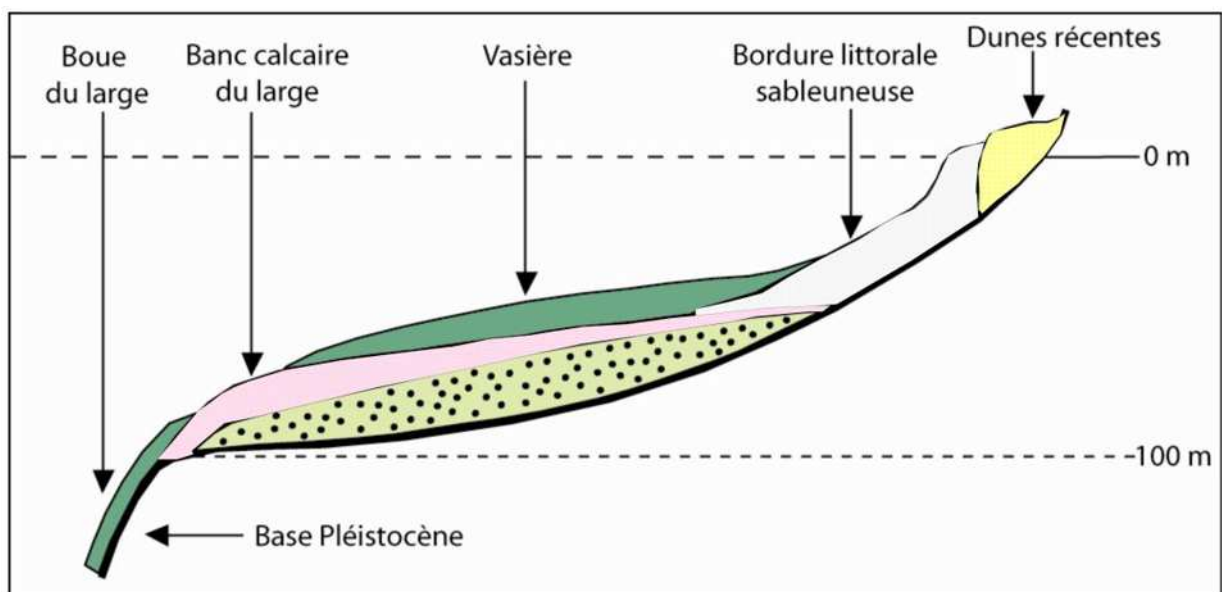
**Figure I.2** : Carte géologique d'Alger et ses environs Source: Carte structurale de la région d'Alger (modifiée d'après Yelles et al., soumis, Kieken, 1962, Wildi, 1983, et Boudiaf, 1996)

Le socle kabyle affleure en bord de mer nettement plus à l'Ouest, dans le massif d'Alger (Saadallah, 1981). De part et d'autre de ce massif, le littoral recoupe les dépôts plio-quaternaires de la Mitidja qui s'étendent sur une trentaine de kilomètres vers le Sud.

### 2.1.2. Domaine marin

Les travaux effectués par Leclaire (1970) sur des carottes sédimentaires, lui ont permis de réaliser de cartes sédimento-logiques mettant en évidence la distribution des sédiments sur le plateau continental. Quatre principaux faciès ont été observés sur le plateau continental algérois et ils sont décrits de la côte vers le large comme étant:

- des sables siliceux à quartz et tourmaline de la bordure littorale meuble,
- des boues à illite et quartz des vasières et des bandes de vase intermédiaire,
- des sables et graviers calcaires à algues et bryozoaires qui se subdivisent en sables récents et sables anciens,
- des boues à foraminifères du rebord continental.



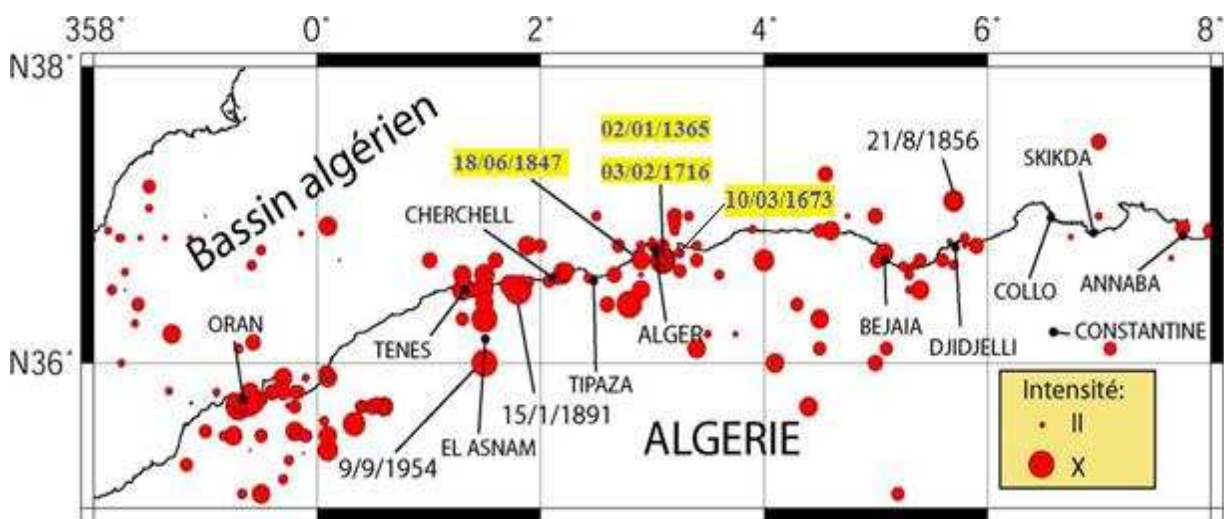
**Figure I.3** : Schéma montrant la répartition des sédiments sur le plateau continental algérien (d'après Leclaire, 1970)

## 2.2. Aperçu sismotectonique

### 2.2.1 Sismicité historique

La sismicité historique, qui correspond aux séismes décrits dans les récits historiques et autres archives avant la période instrumentale, s'avère être une importante source de renseignements quant à la position probable et approximative des failles actives.

Nous allons étudier quelques exemples de grands séismes historiques (**Figure I.4**) le long de cette marge algéroise qui indiqueraient la possible présence de failles actives en mer, et nous verrons également leur association éventuelle avec d'autres risques géologiques, tels que les tsunamis.



**Figure I.4 :** Carte de la sismicité historique montrant les principaux séismes qui ont touché notre région d'étude (marqué en jaune) (bases de données du CRAAG et USGS, de 1365 à 1972). L'intensité est donnée par l'échelle MSK (l'échelle de Mercalli)

D'après les anciennes archives, la marge algérienne est connue depuis longtemps pour être sismiquement active, les catalogues de sismicité historique parlent de deux séismes dévastateurs qui ont affectés la zone d'Alger, le 10 Mars 1673 et le 29 Novembre 1722 (Ambraseys et Vogt, 1988), Il s'agit des séismes les plus destructeurs jamais ressentis en Algérie.

Un tsunami a également inondé ce qui restait de la ville, ce qui suggère un épicerne en mer. Malheureusement ces séismes sont peu documentés, donc nous n'avons pas d'autres informations à leurs sujets.

**Tableau I.1** : Liste des principaux séismes de la région d'Alger durant la période : 1865 – 1996, (bases de données : CRAAG, USGS).

N°	Date	H	Min	Sc	Lat	Long	Ms	I <sub>0</sub>	Localisation
01	10-09-1865	19	00	00	36.460	3.020	-	-	Alger
02	11-02-1867	01	05	00	36.420	3.060	-	-	Alger
03	29-06-1893	00	20	00	36.420	3.060	-	-	Alger
04	29-10-1909	17	48	04	36.420	3.060	-	V	
05	05-11-1924	18	54	34	36.360	3.000	5.2	VIII	Ben CHAABANE-M
06	06-08-1912	18	44	32	37.170	4.330	5	VI	Méditerranée
07	28-05-1940	10	15	36	36.480	3.018	5.0	III	Alger
08	25-10-1949	08	32	00	37	3.120	-	VI	Méditerranée
09	24-06-1953	04	14	55	36.380	3.150	-	V	Ain TAYA
10	02-01-1966	10	00	48	36.300	3.000	4.0	-	Sud Alger
11	09-02-1990	09	31	47	36.770	2.470	5.0	-	Méditerranée
12	04-09-1996	05	15	00	37.000	2.930	5.7	-	Ain BENIAN

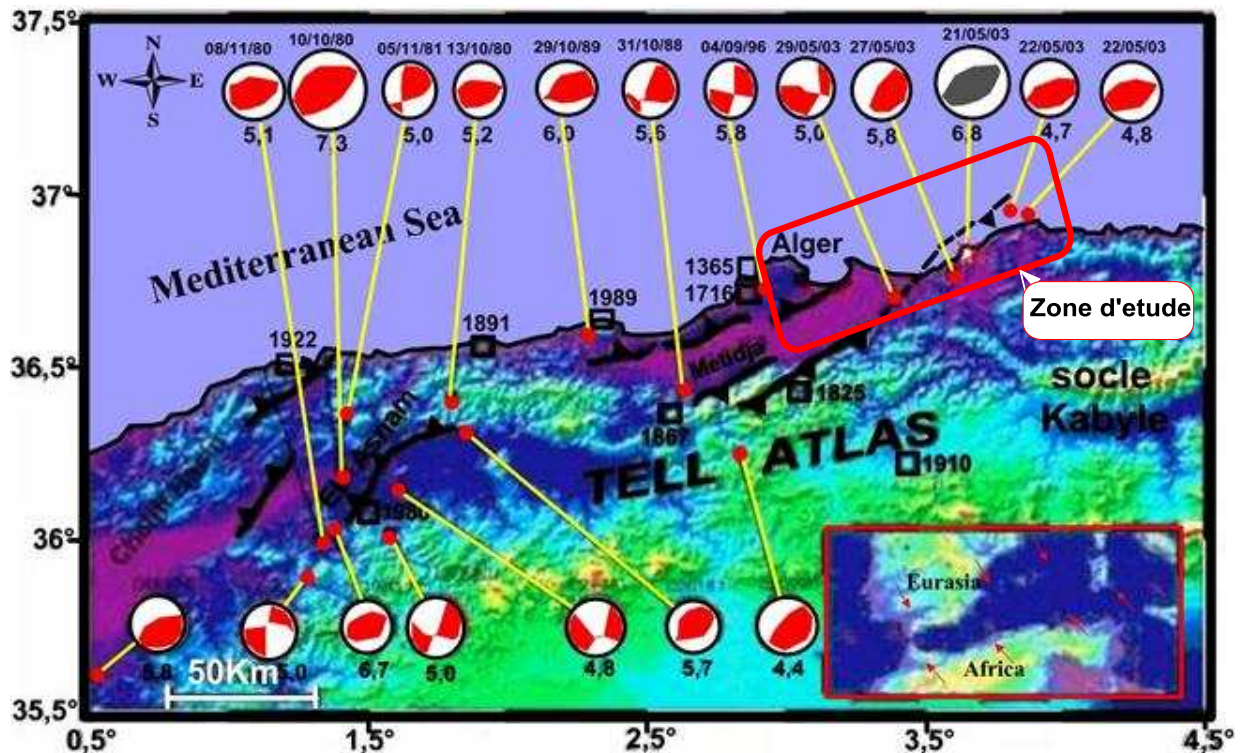
L'inconvénient des catalogues de sismicité historique est le manque de précision dans la localisation des séismes; en effet, le seul moyen d'avoir une idée de l'emplacement de l'épicentre est la construction de cartes d'isoséistes, basées sur l'intensité ressentie (sismicité instrumentale).

L'évaluation de l'intensité est également très approximative. L'échelle des intensités est basé essentiellement sur l'ampleur des dégâts causés, et qu'il ne prend pas en considération la rigidité des batis (Vulnérabilité). Ainsi la localisation et les dimensions des failles responsables des séismes demeurent généralement inconnues.

La sismicité historique est très utile pour identifier les zones où se sont produits des séismes et sur lesquelles nous n'avons pas d'informations structurales. Ces données provenant de la sismicité historique, combinées avec celles de la sismicité plus récente (sismicité instrumentale), ainsi que les données structurales, pourront nous aider à mieux cerner les zones à étudiées.

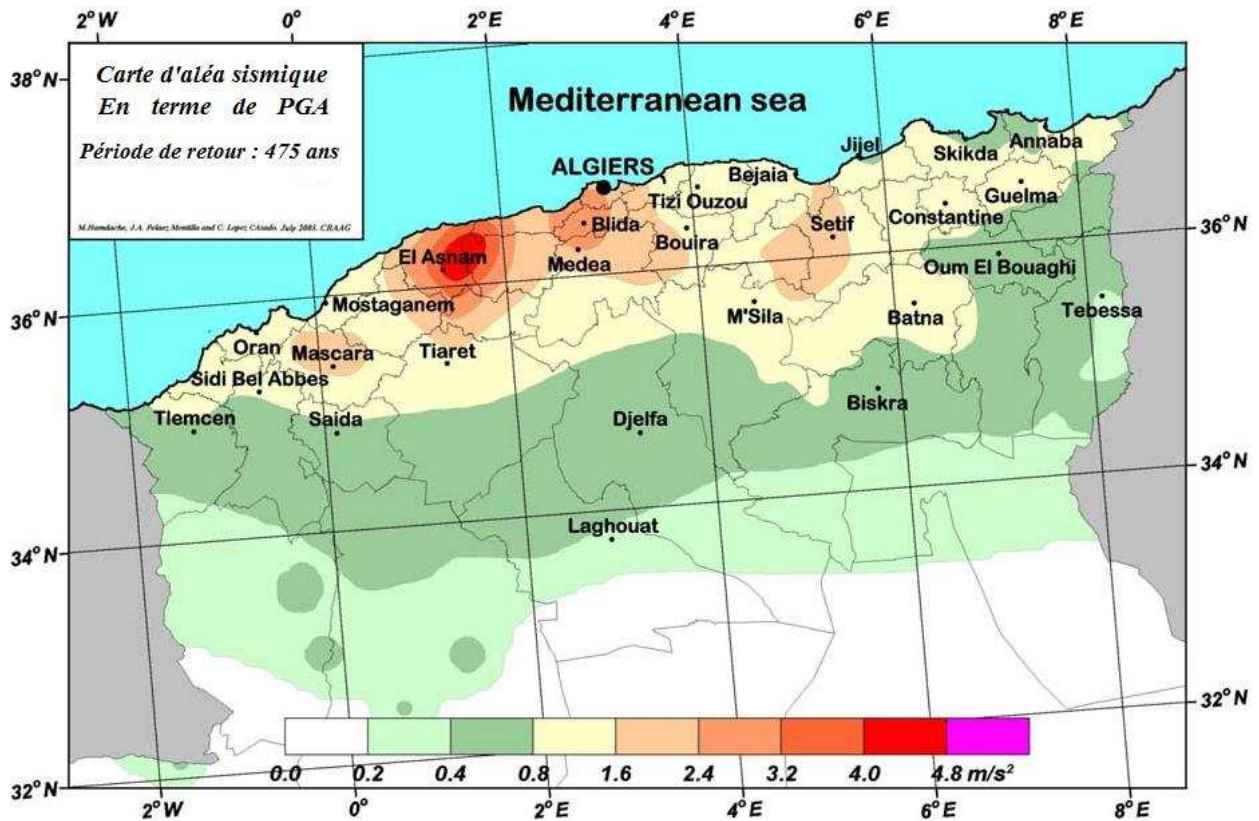
## 2.2.2. Tectonique régionale et failles actives

L'Algérie du Nord se situe dans une région marquée par la présence de plusieurs failles (**Figure I.5**). Nous assistons actuellement à un mouvement de convergence entre les plaques tectoniques Africaine et Eurasienne. La vitesse de raccourcissement entre les deux plaques est estimée entre 5 et 6 mm/an dans la région d'Alger (Domzig, 2006). Le rapprochement des deux plaques se manifeste sous forme de séismes de magnitude plus ou moins élevée dont le maximum est celui de Zemmouri (Ms 6.8) le 21 Mai 2003.



*Figure I.5* : Mécanismes au foyer des séismes Nord Algériens (CGS 2003)

Des cartes d'aléa sismique avaient été produites avant le séisme de Boumerdès (**Figure I.6**). On peut voir que la zone à l'Est d'Alger présentait un aléa relativement modéré (valeur moyenne de  $PGA = 1,6 \text{ m/s}^2$  pour une période de retour de 475 ans), or c'est à cet endroit que s'est produit le séisme de Boumerdès qui a dépassé la valeur qui lui a été attribuée. Ceci montre l'intérêt d'une meilleure connaissance des structures actives qui conduirait à une meilleure caractérisation des sources sismiques en termes de localisation, magnitude et récurrence.



**Figure I.6:** Carte d'aléa sismique (CRAAG) produite avant le séisme de Boumerdès.  
P.G.A: « Peak ground acceleration »

Après le séisme de Boumerdès-Zemmouri, un nouveau calcul a été réalisé pour la zone d'Alger, (Hamdache et al., 2003). En prenant en compte la sismicité liée à cet événement, les valeurs moyennes de PGA changes. On obtient  $2,3 \text{ m/s}^2$  pour une période de retour de 475 ans, par rapport à  $1,6 \text{ m/s}^2$  calculé précédemment.

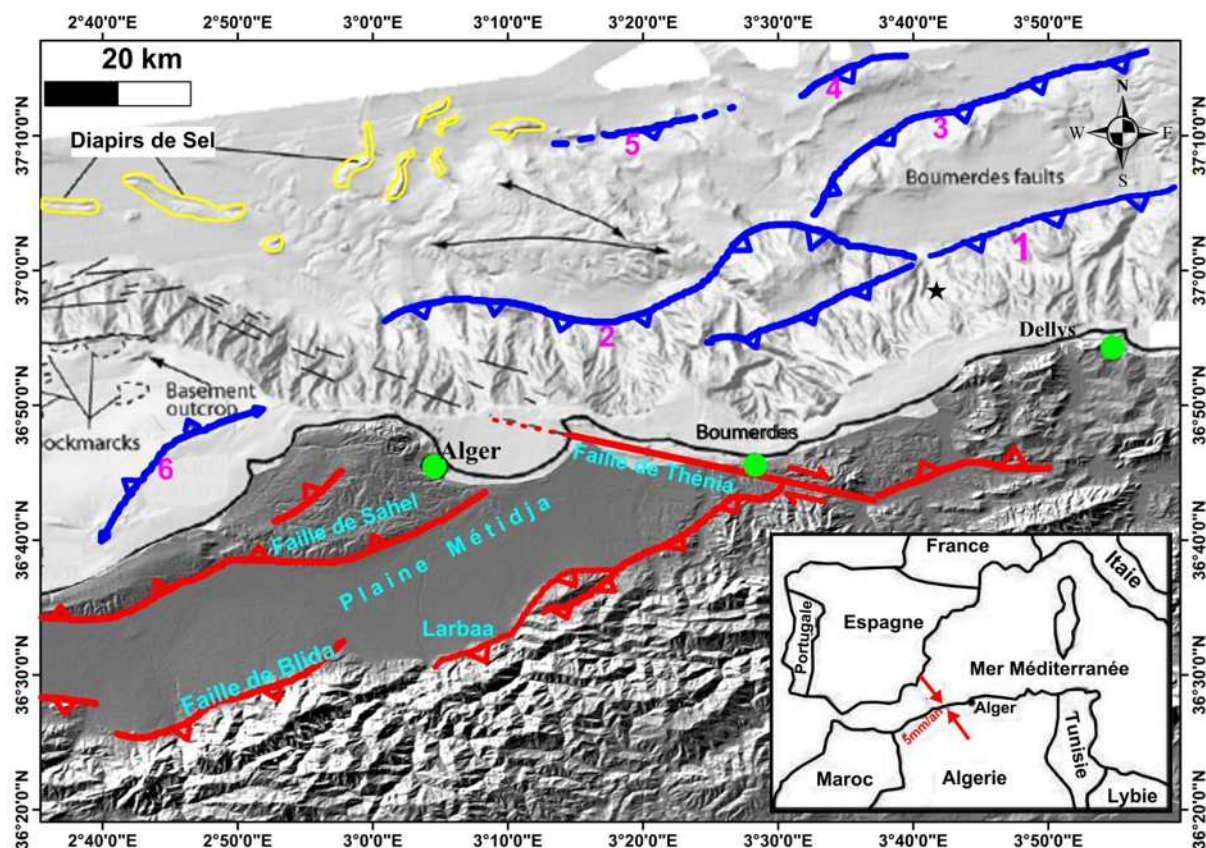
### Localisation des failles actives

#### a. On shore

On retrouve principalement deux types de failles dans notre zone d'étude. D'une part des failles décrochantes dont la faille de Thénia (**Figure I.7**) et d'autre part des failles chevauchantes aveugles comme celles bordant la Mitidja et le Sahel, qui se continueraient en mer au large de la côte entre Boumerdès et Dellys.

Les principales failles actives :

- **la faille du Sahel:** faille inverse à pendage nord, localisée le long de la marge méridionale de l'anticlinal du Sahel, qui se prolonge sur 63 km depuis le Mont Chenoua, jusqu'à la baie d'Alger.
- **la faille de Thénia :** dite aussi la faille de Cap Matifou est une structure cassante d'âge Quaternaire, d'une direction  $120^\circ\text{N}$  et une longueur maximale de 55 km (A. Boudiaf, 1996).



**Figure 1.7 :** Cadre tectonique de la région d’Alger et de Boumerdes. En trait rouge, les failles connues, notamment celles du Sahel, du sud de la Mitidja et celle de Thénia (Meghraoui, 1988). En trait bleu, les failles en mer, méconnues mises en évidence par la campagne Maradja (Domzig et al., 2006). L’étoile noire indique l’épicentre du séisme du 21 mai 2003 (Ayadi et al., 2003). Les numéros 1, 2, 3, 4, 5, 6 indiquent les failles du **tableau I.2**

### b. Offshore

Failles méconnue jusqu’à leurs mises en évidence par les deux campagnes Maradja (2003 et 2005). Le **tableau I.2** résume les principales failles mise en place par Domzig et al (2006) sur la marge Algérienne et particulièrement dans notre zone d’étude.

**Tableau I.2 :** Tableau résumant les principales caractéristiques des failles de la **Figure I.7** mis en évidence lors des deux campagnes Maradja (2003 et 2005) par Anne Domzig et al., 2006.

N° faille	Type faille	Direction et pendage	Longueur de la faille	Distance à la côte	Vitesse de raccourcissement long-terme	Magnitude maximale
1	inverse	N70° Pendage 47+/-7° SSE	(50-55 km rupture du 21/5/03) 90 km	16-35 km	~0.2 mm/an	~7.4
2	inverse	~N80° Pendage S	45 km	14 – 28 km	0.3 +/- 0.2 mm/an	~6.95

<b>3</b>	inverse	N65° Pendage SSE	50 km	33 km	0.3 +/- 0.2 mm/an	~7.02
<b>4</b>	inverse	N60° Pendage NO	15 km	~40 km	?	~6.24
<b>5</b>	inverse	N75° Pendage S	20 km	~40 km	0.3 +/- 0.2 mm/an	~6.42
<b>6</b>	inverse	N45° Pendage NO	25 km	3- 10 km	~0.2 mm/an	~6.57

D'après le tableau, on remarque que la magnitude maximale des séismes en mer marque des valeurs immenses. Notre zone est classée dans un contexte de sismicité élevée.

### **Le séisme de Boumerdès (21 Mai 2003)**

Le mercredi 21 mai 2003 à 19 h 44, un fort séisme de magnitude Mw 6,8 a touché le Nord de l'Algérie, Le tremblement de terre a eu des conséquences dévastatrices : environ 2300 morts, 11 000 blessés, 200 000 personnes restées sans abris et des dégâts matériels importants.

En effet, le séisme de Boumerdès, dont l'épicentre se trouvait en mer (Ayadi et al., 2003), a pointé du doigt les immenses lacunes qui existaient sur la connaissance des failles en mer. Cette année va marquer un début dans la collecte des données.

Des ruptures de câbles de télécommunications sous-marins eurent lieu plusieurs dizaines de kilomètres au large de Boumerdès. Ces ruptures furent causées par de puissants courants de turbidité déclenchés par la secousse sismique. Les câbles ont montré des ruptures multiples dans tout le secteur au large d'Alger, donc il est à supposer que de nombreux sédiments ont été ébranlés et remobilisés le long de la marge, dans ce secteur.

Le séisme généra également un tsunami sur les côtes des îles Baléares, avec des vagues de 2 m de hauteur qui coulèrent des bateaux au port d'Ibiza, mais également sur les côtes de Sardaigne en Italie et la côte d'Azur en France.

Une autre conséquence du séisme fut un soulèvement côtier de la côte entre Dellys et Boumerdès.

Basé sur les nombreuses coupures des câbles de communication observées (05 câbles d'après France Telecom 2003) on l'a présumé qu'un large volume de sédiments a été probablement déstabilisé pendant le tremblement de terre et/ou bien durant les répliques sismiques.

Ainsi, plusieurs points d'interrogation peuvent être posés :

- Quelles sont les zones sources des glissements ?
- Y a-t-il eu un ou plusieurs glissements sous-marins ?
- S'il y en a eu plusieurs, se sont-ils déclenchés simultanément lors du choc principal ?

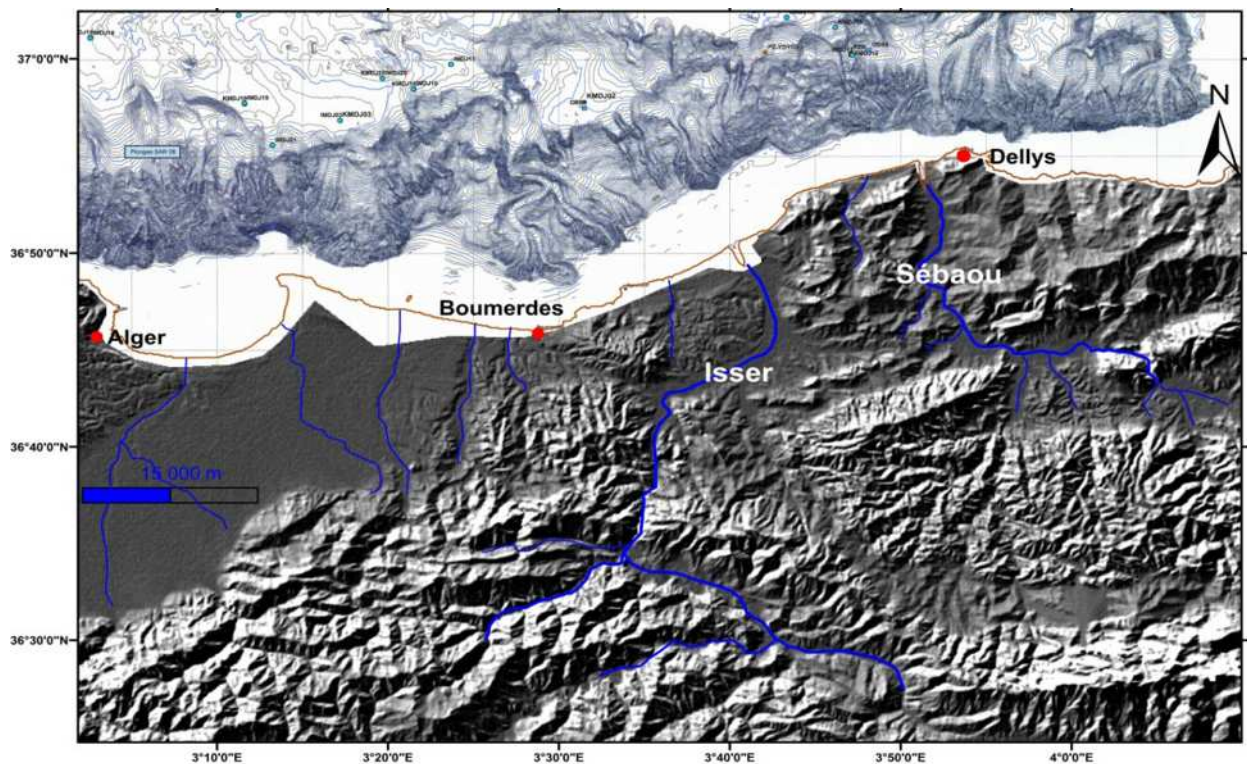
Le séisme de Boumerdès (2003), est l'une des manifestations tragiques de la déformation tectonique active en mer.

### 2.3. Régime hydrographique

En Algérie, le climat est chaud et aride, juste le littoral bénéficie d'un climat plus doux, climat méditerranéen. La configuration des reliefs côtiers jouent un rôle important sur les conditions météorologiques, plus particulièrement sur le régime des pluies. Le climat influence fortement sur l'hydrologie des cours d'eaux qui ont un régime saisonnier, mais avec des périodes de crue importantes. Les pluies sont généralement irrégulières, parfois très violentes et inégalement réparties.

Deux oueds à débit important, se jettent en Méditerranée entre la ville d'Alger et Dellys, et ils sont de l'Ouest à l'Est : l'oued Isser et l'oued Sébaou (**figure I.8**).

Les deux oueds prennent leurs sources dans l'Atlas Tellien. L'oued Sébaou se jette en mer au niveau de la ville de Dellys, et il semble avoir été directement connecté au Canyon de Sébaou qu'on développera mieux dans le chapitre à suivre.



**Figure I.8:** Carte topographique ombrée de la zone d'Alger montrant les principaux oueds qui se jettent en Méditerranée

Le rapport publié par le Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement (2003) souligne que les cours d'eau débouchant sur la côte ont un débit irrégulier. Leurs embouchures sont souvent colmatées en été et elles ne se dégagent qu'en hiver avec les effets de chasse provoqués par les forts débits dus aux premières pluies.

D'après les mesures effectuées aux embouchures des oueds, il semble que l'oued Sébaou a le débit le plus important. L'oued Isser se caractérise par des valeurs plus faibles que l'oued Sébaou.

Le **tableau I.3** présente une comparaison entre les deux oueds selon les mesures des différentes sources : Annuaire Hydrologique de l'Algérie (1947-1958) ; ANRH Alger (1961-1994) et le Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement (2003).

L'oued Isser se remarque par sa plus importante taille du bassin de drainage, et par sa longueur.

**Tableau I.3** : Valeurs caractérisant les deux principaux oueds dans la zone d'étude

Oueds	Bassin versant (km <sup>2</sup> )	Longueur (km)	Charge annuelle liquide (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )		Débit liquide (m <sup>3</sup> /s) (3)
			(1)	(2)	
Isser	4149	200	420	150	14,1
Sébaou	2501	92	755	588	33,4

(1) Annuaire Hydrologique de l'Algérie (1947-1958)

(2) ANRH Alger-Birmandreis (1961-1994)

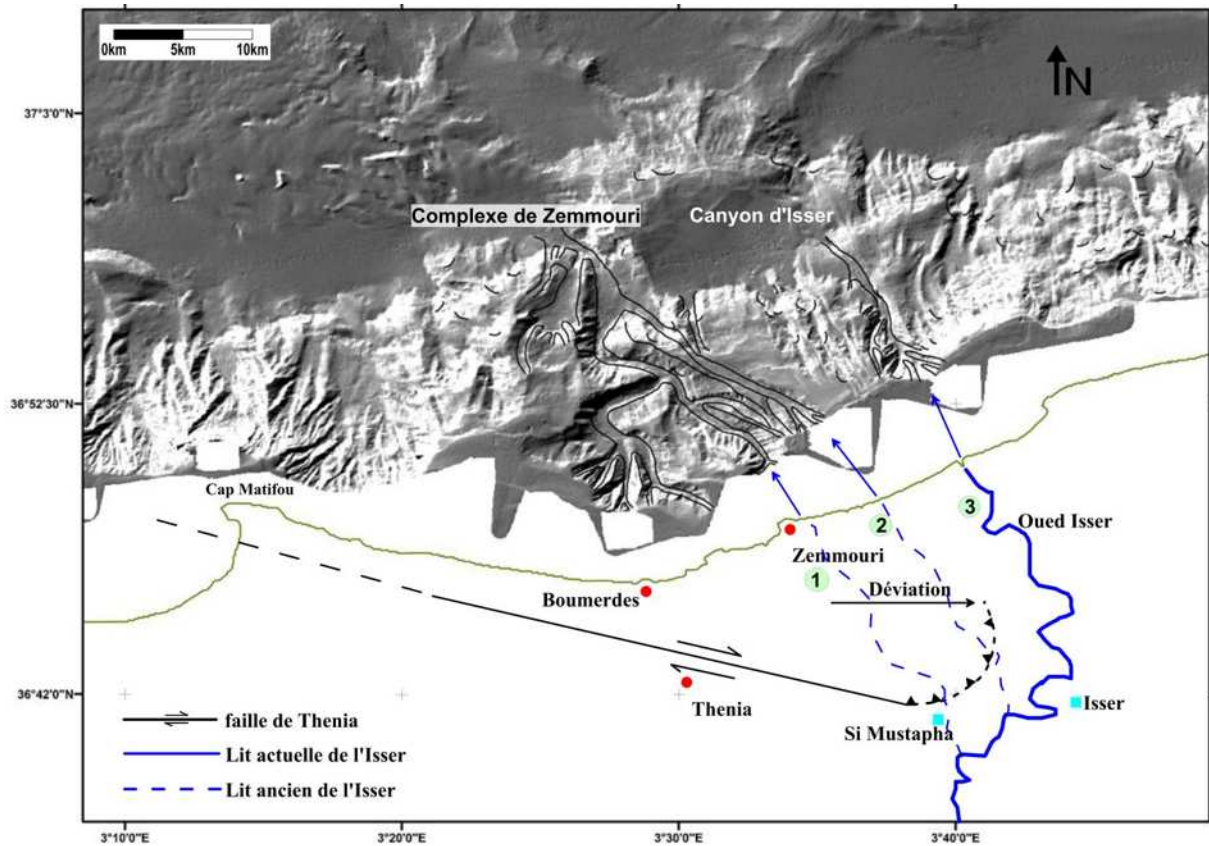
(3) Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement (2003)

### **Déviations de l'oued Isser**

L'activité tectonique de la faille de Thénia a été à l'origine de la morphologie actuelle de l'oued Isser. Cette morphologie a été acquise selon un processus tectonique qui a évolué rapidement au cours du Quaternaire et qui continue plus lentement à l'heure actuelle. L'oued Isser, qui s'écoulait dans son cours supérieur, depuis Souk El Had jusqu'à Zemmouri, selon une direction N-S se jetait à la mer au niveau de l'actuelle embouchure de l'oued Meurdja (**Figure I.10**).

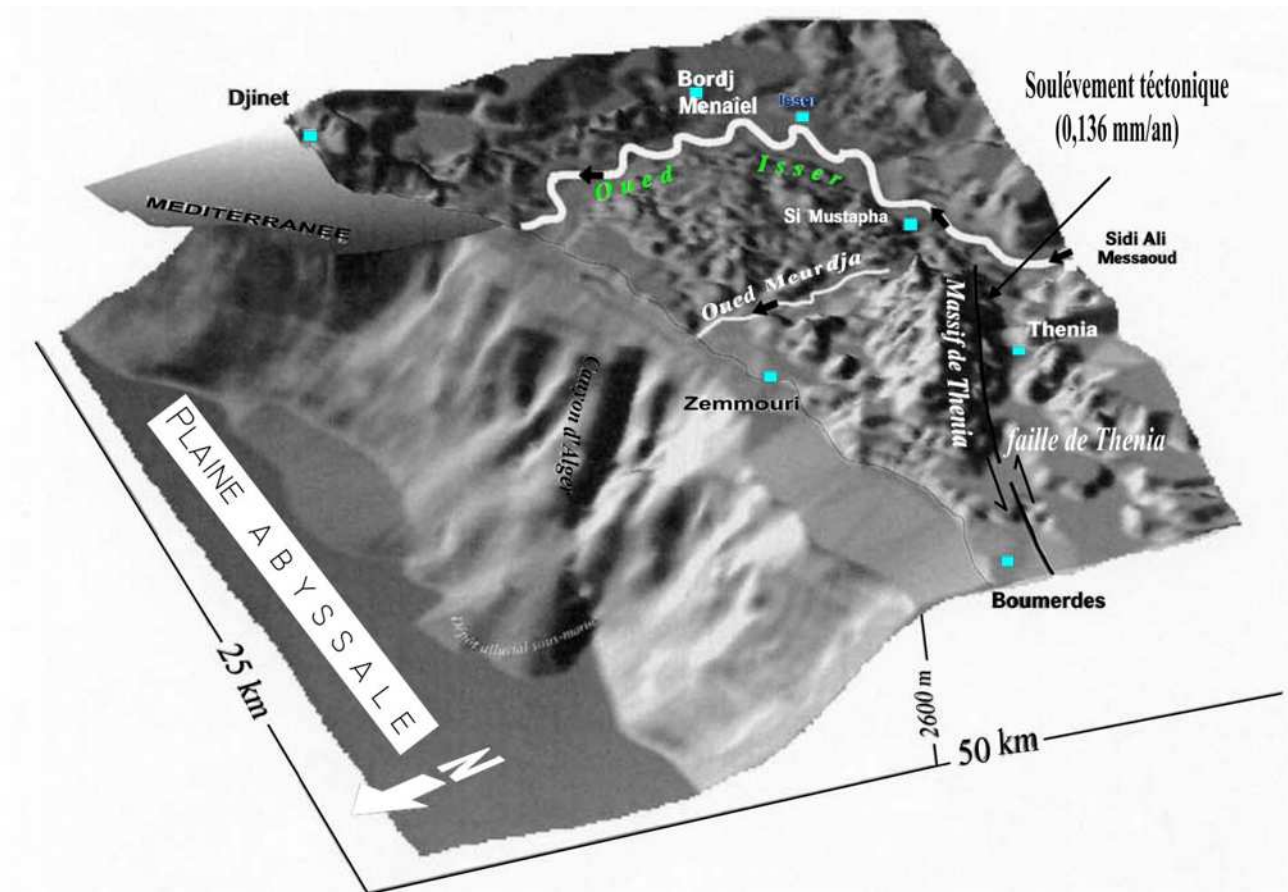
Suite à un soulèvement rapide et brusque et à une croissance de la faille de Thénia vers le S-E, l'oued Isser subit une défluviation vers l'Est en direction de Si Mustapha (**Figure I.9**). Il abandonne, son ancien cours et reprend une direction qui correspond à l'actuel (A. Boudiaf, 1996).

L'hypothèse de déviation du cours de l'oued Isser au cours du Quaternaire est basée aussi sur l'étude de terrain réalisée par Chemlal (1983), qui a reconnu six terrasses alluviales (T2 à T7) en rive gauche de l'oued Isser et quatre niveaux de terrasses marines le long de la côte distinctes dans cette région, indiquant un soulèvement progressif, vers le Nord et l'Est, pendant le Quaternaire. La terrasse T1 a été localisée en rive gauche de l'oued Meurdja où elle forme le plateau d'Ouled El Borr.



**Figure I.9 :** Défluviation de l’oued Isser associée aux mouvements de la faille de Thénia vers le S-E

- 1) A la fin du pliocène supérieur, l’oued Isser coulait vers le Nord en direction de Zemmouri. Son embouchure se prolongeait en mer dans le canyon d’Alger.
- 2) Un soulèvement du compartiment nord de la faille accompagné d’un mouvement latéral dextre de la faille de Thénia, est à l’origine d’une première défluviation de l’oued Isser vers l’Est.
- 3) La faille se propage continuellement vers l’Est, le processus de défluviation de l’oued se continue plus lentement à l’heure actuelle, le taux de soulèvement est estimé à 0,136 mm/an (D’après Boudiaf, 1996). Son embouchure se prolonge en mer dans un petit canyon qui n’est pas bien développé (c’est le début de formation d’un canyon) qu’on a appelé le canyon d’Isser.



*Figure I.10* : Modèle numérique de terrain de la faille de Thénia et de la bathymétrie (A. Boudiaf, 1996)

## I.B. Etat des connaissances et concepts sur les écoulements gravitaires et les types de dépôts associés

Les pentes continentales sous-marines couvrent une surface importante de la planète, qui a été estimée entre 10 et 15 % de la surface totale (Nardin et al., 1979). Les pentes continentales constituent des voies de transfert de sédiments du continent vers le bassin profond. Le transfert de sédiments est réalisé pour l'essentiel par des processus gravitaires. Cette partie concerne la présentation de quelques notions de géotechnique, suivi par la description des principaux types d'instabilités sédimentaires rencontrées sur les marges continentales ainsi que les dépôts associés, ensuite décrire les principaux facteurs responsables des instabilités.

### I.B.1. Les mouvements gravitaires

#### 1.1. Notions de base

On appelle mouvement ou écoulement gravitaire tout processus capable de transporter des sédiments sous l'action principale de la gravité, depuis les plateaux continentaux jusqu'aux plaines abyssales, et donc indépendamment du mouvement fluide (Middleton et Hampton, 1973).

Un mouvement gravitaire peut ainsi recouvrir des phénomènes allant de la simple chute d'un bloc unique à l'écroulement d'un pan entier de versant.

#### 1.2. Forces en présence

La gravité est la principale force entrant en action dans le cadre des mouvements gravitaires. Elle n'est cependant pas la seule à s'exercer sur une portion de terrain dont les propriétés physiques et mécaniques du sol entrent également en scène :

**La contrainte de cohésion d'un matériau** (contact de la particule et de la surface) est la force qui unit le matériel (C).

L'**angle de frottement interne** est l'angle limite de stabilité à partir duquel le matériel va se mettre en mouvement ( $\alpha$  : angle critique).

**Contrainte tangentielle** ou Résistance au cisaillement (S) parallèle à la pente et qui tend à provoquer la mise en mouvement du matériel.

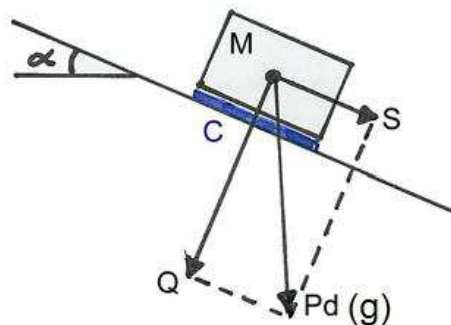
**Compression** (ne se déplace pas) ou pression normale (Q) qui est perpendiculaire à la surface de pente et qui tend à maintenir l'objet en place.

La cohésion C s'oppose à S jusqu'à la rupture

Pd : Poids (N)

M : Matériau.

g : gravité (N/Kg)



**Figure I.11** : Schéma représentant les différents types de forces agissantes sur la masse M

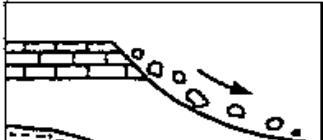






## I.B.2. Les écoulements gravitaires et les types de dépôts associés

### 2.1. Classification des écoulements gravitaires

Il existe une multitude de classifications possibles de mouvements gravitaires : selon le comportement du matériel transporté (rhéologie : élastique, plastique, visqueux) (Nardin et al., 1979 ; Mulder et Cochonat, 1996 ; Shanmugan, 2000), la nature des matériaux impliqués (matériaux non cohésifs Ex : sable, gravier, ou cohésifs Ex : argile, boue), la vitesse de l'écoulement, ou encore la combinaison avec d'autres agents ( glace...).

Cependant Trois grands groupes de phénomènes sédimentaires interviennent en domaine sous-marin (Dott, 1976), c'est la classification la plus simple :

1. Les glissements en masse, écoulements au sein desquels le transport se fait sous l'action de la gravité (glissements de type Slide et Slump).
2. Les écoulements laminaires ou plastiques dans lesquels les courants (matrice, grains, fluide) permettent le transport des particules.
3. Les écoulements turbulents au sein desquels le maintien des particules en suspension résulte de l'existence d'une composante verticale de la vitesse.

PROCESSUS	CARACTERISTIQUES	DEPOTS
Chute de blocs		Eboulis
Reptation		Creeping (fluage)
Glissement translationnel		Slide
Glissement circulaire rotationnel		Slump
Coulée de débris		Débrite (debris flow)
Ecoulement granulaire liquéfié		Dépôt gravitaire
Courant de turbidité		Turbidite

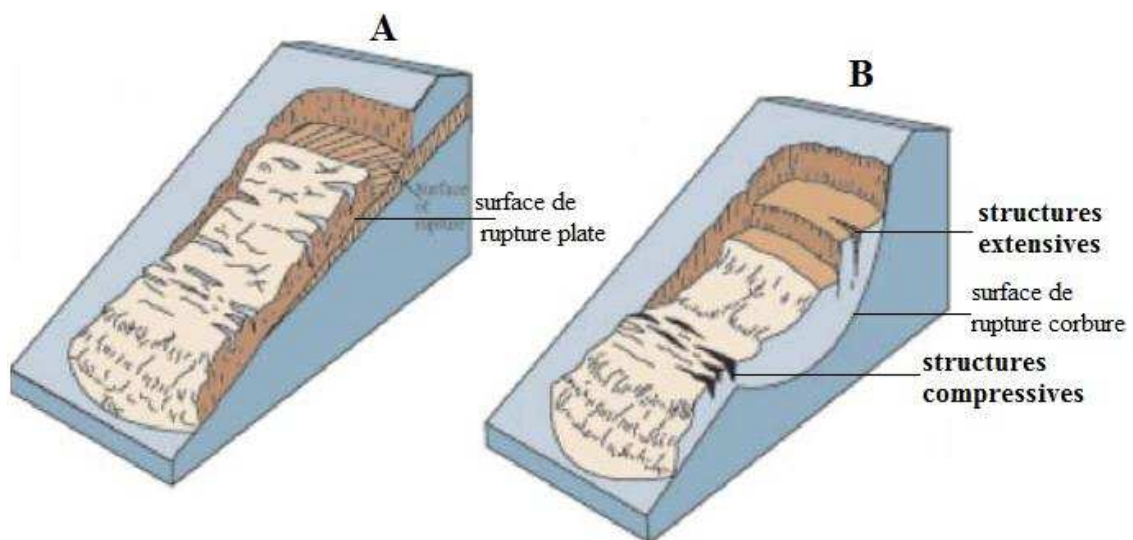
*Figure I.12:* Les groupes de processus gravitaires en milieu marin profond (traduit d'après Stow, 1986)

### 2.1.1. Les glissements en masse

Le processus de glissement définit la mise en mouvement d'une masse de sédiment sur un plan de cisaillement basal. En fonction de la nature et de l'intensité de la déformation qui affecte le matériel mobilisé, nous pouvons différencier trois catégories des glissements en masse : les glissements sensu stricto ou les *slides* (glissements translationnels), les *slumps* (glissements rotationnels) et le fluage (*creeping*).

La différence entre un glissement translationnel (*slides*) et un glissement rotationnel est représentée par la géométrie de la surface de rupture qui sera plate pour les glissements *slides* et courbe pour les *slumps*.

- ❖ Les *slides* s'initient par l'apparition d'une fracture de cisaillement le long des plans de cisaillements discrets. Le volume de sédiments impliqués peut être considérable, allant jusqu'à 300 km<sup>3</sup> d'après Stow (1986). La déformation interne de la masse glissée est très faible.
- ❖ Les *slumps* quant à eux, représentent des mouvements en masse d'importants volumes de sédiments, suivant des fractures de cisaillement et accompagnés d'une déformation interne (rotation). La déformation se manifeste par des structures extensives à l'arrière, et par des structures compressives à l'avant.



**Figure 1.13:** Schémas de mouvements en masse. A: slide (translationnel), B: slump (rotationnel), Source: USGS

- ❖ Le fluage ou (*creeping*) est induit par un processus très lent impliquant une déformation plastique lente, graduelle, et continue, qui peut engendrer des déformations de la structure interne, sans apparition de fractures. Toutefois, le fluage peut se transformer en *slide* ou en écoulement laminaire, si la limite de déformation des matériaux est atteinte.

### 2.1.2. Les écoulements laminaires

Les écoulements laminaires se caractérisent par une rhéologie plastique. Ils sont très fréquents sur les pentes continentales et même au sein des systèmes turbiditiques; Shanmugan et al., (1994) estiment que dans certains cas la sédimentation résultant des écoulements laminaires représenterait 50 à 60 % de la totalité des dépôts. Ainsi les écoulements laminaires englobent 4 types d'écoulements : écoulements hyper-concentrés, les coulées de débris (*debris flow*), les écoulements granulaires (*grain flow*), les écoulements fluidisés et liquéfiés.

- Les coulées de débris (*debris flow*) : qui sont les plus connues; elles peuvent transporter une grande variété d'éléments hétérogènes, depuis les galets mous d'argiles (millimétriques), jusqu'aux graviers et blocs rocheux (métriques) au sein d'une matrice cohésive argileuse et silteuse. Selon Hampton (1973), ces coulées peuvent atteindre des vitesses élevées (de l'ordre de la dizaine de mètres par seconde); elles jouent un rôle important dans la distribution des dépôts sur les marges continentales car elles ont la capacité de se déplacer sur de longues distances, et ce même sur des pentes très faibles (0.5°).
- Les coulées de grains (*grain flow*) : ce sont des mélanges très concentrés de grains non cohésifs, au sein desquels les interactions inter granulaires et la pression de dispersion maintiennent les particules en suspension, et assurent le déplacement de l'écoulement. Seuls les sédiments sableux ou silteux sont susceptibles d'être transportés par ce processus. La présence d'une pente supérieure à 18% est requise pour que la suspension et les interactions granulaires assurent le maintien en suspension des particules, et que le mouvement soit autoentretenu (Middleton et Hampton, 1973).
- Les écoulements fluidisés (*Fluized flow*) : ce phénomène se rapproche de « *l'hydroplaning* » ; il se caractérise par une couche d'eau basale qui est mise sous pression et exerce vers le haut des forces suffisamment fortes pour supporter en suspension, une couche concentrée en particules.
- Les écoulements liquéfiés (*liquefied flow*) : ils correspondent à une mixture homogène de particules et de fluides; les particules sont supportées par le fluide interstitiel mis sous pression et qui s'échappe vers le haut. Selon Mulder et Cochonnat (1996), la fluidisation est un phénomène progressif qui apparaît au cours du transport, tandis que la liquéfaction est un phénomène très spontané.

### **2.1.3. Les écoulements turbulents**

Les écoulements turbulents sont caractérisés par une rhéologie fluide et un transport en suspension des sédiments ; la morphologie des écoulements se décompose en deux parties, la tête de l'écoulement et le corps. La tête de l'écoulement est le siège potentiel de l'érosion la plus importante (Allen, 1973 ; Middleton et Hampton ,1973). Le corps, quant à lui joue un rôle important dans l'érosion et l'entraînement des sédiments.

La distribution spatiale des écoulements est intimement liée à la morphologie qu'elle rencontre; les écoulements sont dits en «déplétion » lorsque la vitesse de l'écoulement diminue par une baisse de la pente, par une rupture de pente ou par la présence de topographies en obstruction par rapport à la direction de l'écoulement. Les écoulements en déplétion sont caractérisés par des lignes d'écoulements divergentes, on les rencontre souvent aux débouchés de canyons sous-marins ou de chenaux. Ils sont dits « écoulements en accumulation », lorsqu'ils sont canalisés par des obstacles comme des topographies associées à des failles normales ou des diapirs, ce qui entraîne des lignes d'écoulement convergentes, ou des zones montrant une augmentation locale de la pente comme lors du franchissement d'une levée turbiditiques.

Il est bien connu qu'un glissement peut se transformer en un écoulement turbiditiques, au cours du temps et de son évolution, générant ainsi de vraies avalanches sous-marines.

### **I.B.3. Facteurs contrôlant l'instabilité**

Les pentes naturelles ou artificielles sont soumises à des contraintes extérieures qui peuvent influencer leurs états de stabilité.

Un mécanisme déclenchant est un stimule externe qui peut initier le processus de déstabilisation de la pente. Les facteurs déterminant l'état de stabilité ou d'instabilité peuvent être divisés en deux catégories :

(1) les facteurs prédisposant : considérés aussi comme mécanismes agissant à long terme et ;

(2) les facteurs déclenchant : à court terme.

### **Classification des facteurs contrôlant l'instabilité**

Une classification des facteurs prédisposant et déclenchant a été donnée par plusieurs auteurs Champetiers de Ribes (1987), Hampton et al. (1996), Locat et Lee (2002), Leroueil et al. (2004) :

### **a) Facteurs prédisposant**

- l'activité sismique ;
- la présence de volcans à proximité ;
- la présence des hydrates de gaz ;
- le taux important de sédimentation ;
- la présence de la matière organique en décomposition ;
- l'érosion et la pente ;
- la pression artésienne (remontée d'eau douce).

### **b) Facteurs déclencheurs ou aggravants**

- les tremblements de terre ;
- l'activité volcanique ;
- la dissociation des hydrates de gaz ;
- la sous-consolidation ;
- l'accentuation de la pente ;
- la houle et les vagues de tempête ;
- la formation de diapirs ;
- les changements du niveau des marées ou de pression artésienne.

Nous pouvons compter aussi d'autres facteurs, comme par exemple une activité anthropique qui induit une surcharge sur les talus naturels. Ce facteur peut être considéré soit comme un facteur prédisposant, soit déclencheur, en fonction de l'état initial de la pente.

# **Chapitre II**

## **Données et méthodes**

## **Introduction**

Ce chapitre porte sur la présentation des outils qui ont permis de collecter les données utilisées dans ce travail, suivi par la présentation des méthodes utilisés pour l'évaluation des volumes glissés.

### **II.1. Méthodes d'acquisition des données**

Notre travail s'appuie essentiellement sur les données des deux campagnes : MARADJA 2003/2005 (Marge Active Al Djazaïr), qui est des opérations de recherche dont l'objectif général est de réduire le risque sismique et gravitaire en Algérie du Nord par un examen détaillé de la géomorphologie sous-marine et des structures de subsurface.

#### **II.1.1 Le sondeur multifaisceaux EM300**

La cartographie des fonds océaniques est réalisée grâce au sondeur multifaisceaux de type: Kongsberg Simrad EM300. Cet outil fournis des données bathymétriques ainsi que des données d'imagerie acoustique.

Les informations bathymétriques dépendent du temps de propagation des ondes et permettent de réaliser une étude précise de la morphologie des fonds. Le deuxième type de données, l'imagerie, dépend de l'énergie du signal renvoyée par le fond et permet d'étudier les changements de réflectivité des fonds. Les changements de réflectivité sont interprétés comme des variations de la nature des sédiments et/ou de la morphologie (la pente du fond marin).

Le principe d'acquisition est basé sur la technique des « faisceaux croisés », où les faisceaux de réception croisent celui d'émission. L'écho provenant de l'intersection entre faisceaux d'émission et de réception fournit deux types d'information :

- une valeur bathymétrique calculée à partir du temps de trajet de l'onde dans l'eau.
- une valeur de réflectivité, dépendant de l'amplitude du signal réfléchi, et donc à la fois de la topographie locale et des caractéristiques physiques des sédiments.

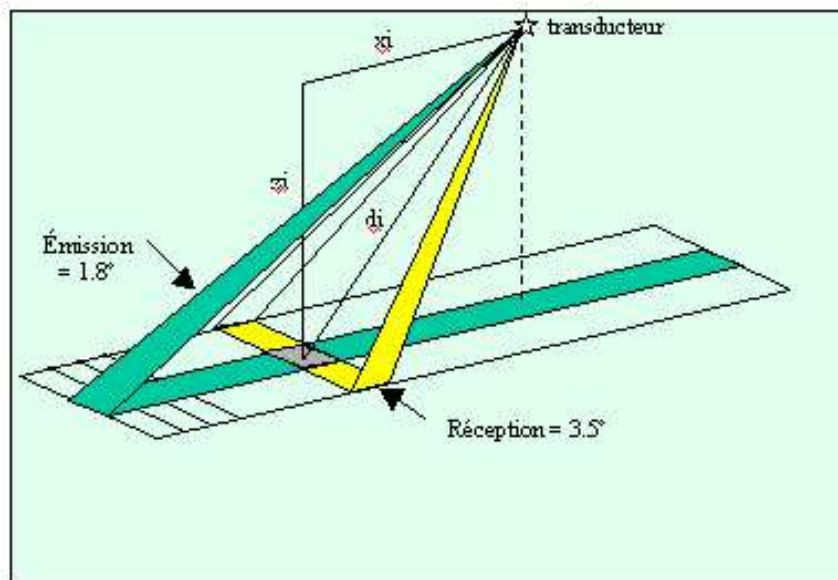
La résolution spatiale (distinction entre deux objets proches), liée à la finesse des faisceaux, est de 30 x 30 m au niveau des faisceaux centraux, alors que la précision de l'estimation de la profondeur y est de 0,5 m. L'EM300 est mieux adapté aux profondeurs plus grandes, jusqu'à 3000 m. Il est reconnu que l'imagerie acoustique de l'EM300 est de moins bonne qualité au-dessus de 100 m de profondeur.

Dans cette étude, l'EM 300 a permis de fournir des informations de grande qualité sur la morphologie externe des corps et structures sédimentaires, et d'estimer parfois la nature des sédiments.

Ainsi, les données obtenues nous ont permis d'établir des cartes bathymétriques à différentes échelles de résolutions (reliefs de quelques mètres de haut), et de produire des modèles numériques de terrain (MNT) au pas de 50 m très détaillés (mailles inférieures à 25 m).

**Tableau II.1 :** Tableau des caractéristiques du sondeur EM300 Ifremer utilisés lors de la campagne MARADJA 2003(Domzig, 2006).

Sondeur	EM 300
Constructeur	Kongsberg Simrad (N)
Antennes	Planes horizontales
Plage de profondeur	20 – 4 000 m
Fréquence	32 kHz
Nombre de faisceaux	135
Ouverture angulaire	140°
Largeur des faisceaux (émission x réception)	1 x 2°
Zone d'utilisation	Pente et pied de marge



**Figure II.1 :** Schéma de fonctionnement d'un sondeur multifaisceaux

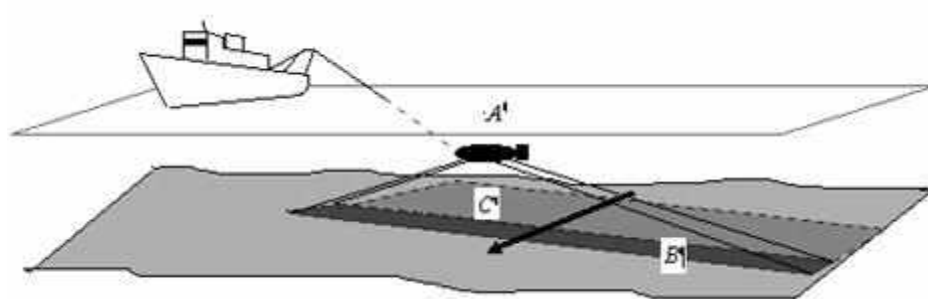
### II.1.2 Le Système Acoustique Remorqué (SAR)

Le SAR est un outil géophysique à haute résolution conçu pour l'étude de la nature et de la morphologie des fonds marins par grande profondeur. Le système acoustique remorqué est constitué d'un « poisson » instrumenté, de forme fuselée relié par un câble électro-porteur à un système de visualisation graphique en temps réel et à un système d'archivage numérique situés à bord du navire, tracté à 70-100 m au-dessus du fond à une vitesse moyenne de deux (02) nœuds.

Il est équipé d'un sonar latéral de haute fréquence (170-190 kHz), d'une portée latérale de deux fois 750 m, et d'un sondeur d'une fréquence 3.5 KHz.

L'image acoustique présente par contre une très forte résolution théorique (0.25 m) qui permettra l'étude détaillée de la micro topographie du fond.

Le sondeur 3.5 KHz possède également une forte résolution (0.25 m) du fait de la faible distance qui le sépare du fond. La pénétration maximale du signal est de l'ordre de 80 m et diffère selon la nature des sédiments.



**Figure II.2 :** Principe du sonar latéral (source : Ifremer) : A : poisson remorqué, B : surface insonorisée instantanée, C : surface couverte par les émissions précédentes (Domzig, 2006)



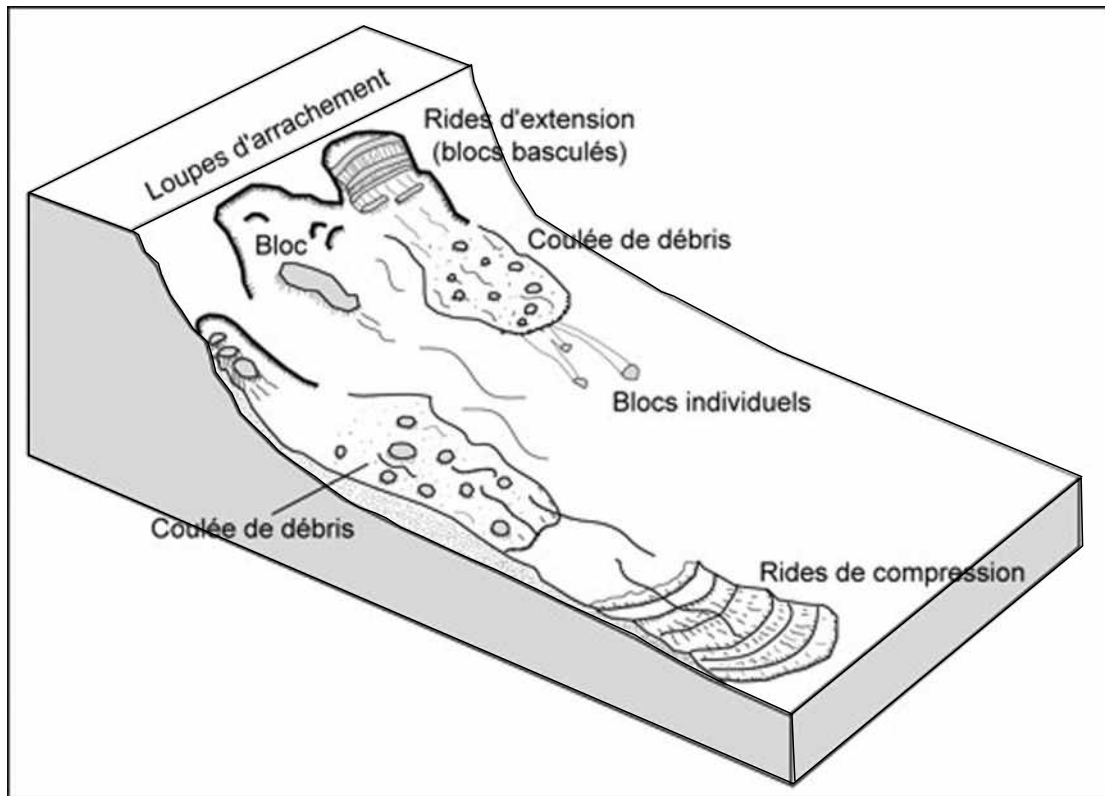
**Figure II.3 :** Image d'un sonar à balayage latéral

### II.1.3 Positionnement

Des données de grande qualité seraient inutilisables sans un positionnement fiable. Les progrès réalisés dans ce domaine depuis une dizaine d'années permettent, grâce aux systèmes GPS et DGPS, de positionner un navire avec une marge d'erreur d'environ 2 m pour le DGPS qui a été utilisé pour cette étude.

## II.2. Méthode de calcul du volume des masses glissées

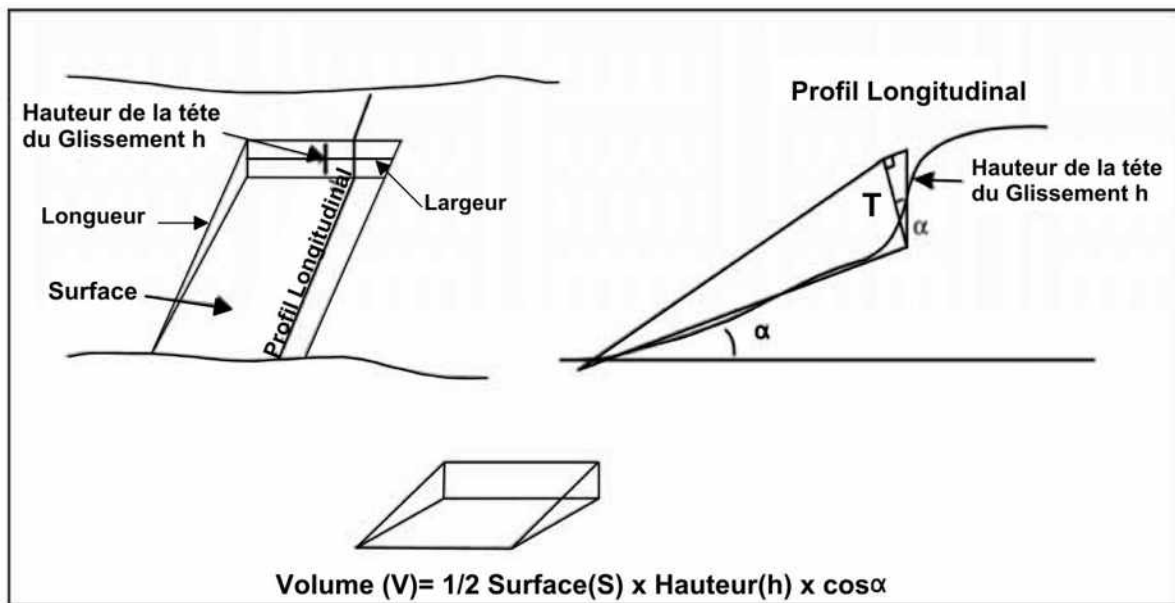
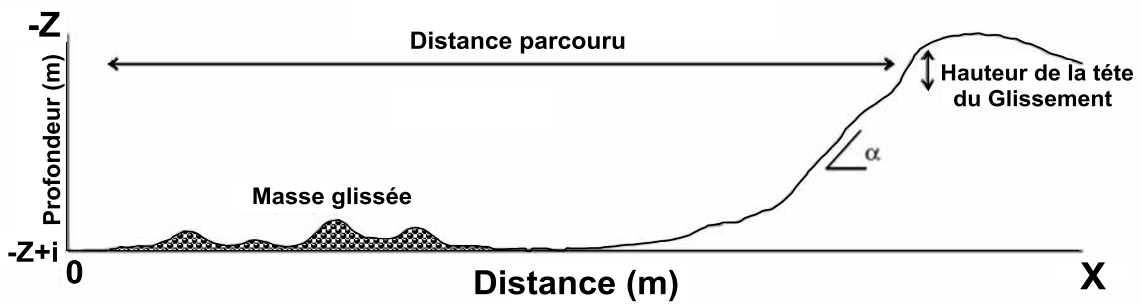
Le schéma de la morphologie d'un glissement sous-marin présenté en Figure II.4 montre les éléments morphologiques d'un glissement sous-marin classique. On observe principalement une zone concave en amont, la loupe d'arrachement, qui peut être entourée de ruptures ou fissurations. Plus en aval, on peut distinguer la présence d'une zone d'accumulation de sédiments plus ou moins organisés en blocs ou totalement remaniés.



**Figure II.4 :** Schéma de glissements sous-marins avec mention des éléments morphologiques principaux (Prior et al., 1982)

McAdoo (2000) propose un schéma de glissement sous-marin simplifié avec le but d'extraire des paramètres quantitatifs des glissements. Son schéma (**Figure II.5**) montre en particulier comment mesurer les paramètres suivants :

- la hauteur du glissement (de la loupe d'arrachement) ;
- la surface et le volume du glissement ;
- la distance parcourue ;
- l'épaisseur du dépôt gravitaire ;
- pente du glissement (de la loupe d'arrachement) par rapport à la pente initiale.

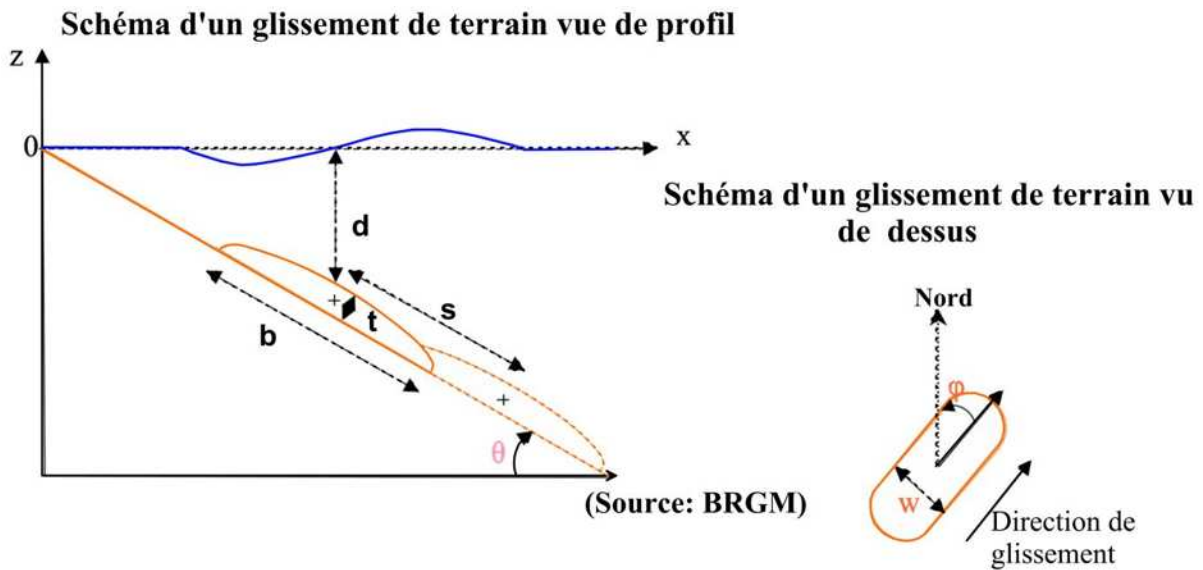


**Figure II.5 :** Schéma simplifié d'un glissement de terrain pour le calcul des principaux paramètres quantitatifs qui le caractérisent (McAduo, 2000)

Le calcul du volume prend en compte l'épaisseur de la tête du glissement ( $T = h \cos \alpha$  ; où  $h$  est la hauteur de la tête du glissement et  $\alpha$  l'angle de la pente à la tête), et la surface du glissement ( $A$ ). On calcule le volume du glissement suivant la formule :

$$V = \frac{1}{2} (A) (h \cos \alpha)$$

Un autre schéma a été proposé par le BRGM (Bureau de Recherche Géologiques et Minières) pour le calcul des différents paramètres d'un glissement, un des paramètres a ensuite été calculé, en particulier le volume des glissements, qui dans la plupart des cas correspond au volume estimé de la loupe d'arrachement.



**Figure II.6 :** Schéma simplifié d'un glissement de terrain proposé par BRGM

- **d** : profondeur au niveau de centre de glissement
- **b** : longueur de glissement
- **θ** : pente
- **t** : épaisseur maximale de glissement
- **s** : distance parcourus par le centre de gravité du glissement dans le cas d'un *Slump*
- **w** : largeur maximale du glissement
- **φ** : direction du glissement par rapport au nord (Azimut)

Cette technique est certes moins précise, mais beaucoup plus rapide, que la technique de calcul du volume d'un glissement à partir de la soustraction entre la morphologie en creux de la loupe et une hypothétique surface du fond de mer avant le glissement. On a décidé d'adopter la technique la plus simplificatrice pour deux raisons :

1. Ce travail est préliminaire, et il était difficile de mener un travail de détail sur une zone d'étude si vaste.
2. On ne dispose pas d'une carte bathymétrique pré-glissement à haute résolution, dans les zones de glissements, pour pouvoir comparer la bathymétrie avant et après le glissement.

**Chapitre III**  
**Approche**  
**Géomorphologique de la**  
**Marge Algéroise**

## Introduction

Avant de pouvoir définir le potentiel gravitaire de la marge algéroise, il est nécessaire d'étudier la morphologie de cette dernière.

L'analyse géomorphologique s'appuie sur les données géophysique, telles que les données bathymétriques et d'imagerie acoustique obtenues par sondeurs multifaisceaux (EM300), et des images très hautes résolution obtenue par le SAR (sonar latéral remorqué près du fond).

Les données bathymétriques obtenues par le sondeur multifaisceaux « EM300 » ont permis de dresser une carte morphologique de détails, et des modèles numériques de terrain (MNT) à différentes échelles de résolution.

### 1. Description morphologique de la marge

La zone d'étude s'étale entre  $3^{\circ}$  et  $4.10^{\circ}$  de longitude Est et entre  $36.5^{\circ}$  et  $37.5^{\circ}$  de latitude Nord (**Figure III.1**), elle est constituée de deux grandes entités morphologiques bien distinctes : La baie d'Alger qui se développe du Massif d'Alger au cap Tamentefoust et la grande baie de Zemmouri qui s'étale à l'Est de la Marsa jusqu'à Dellys.

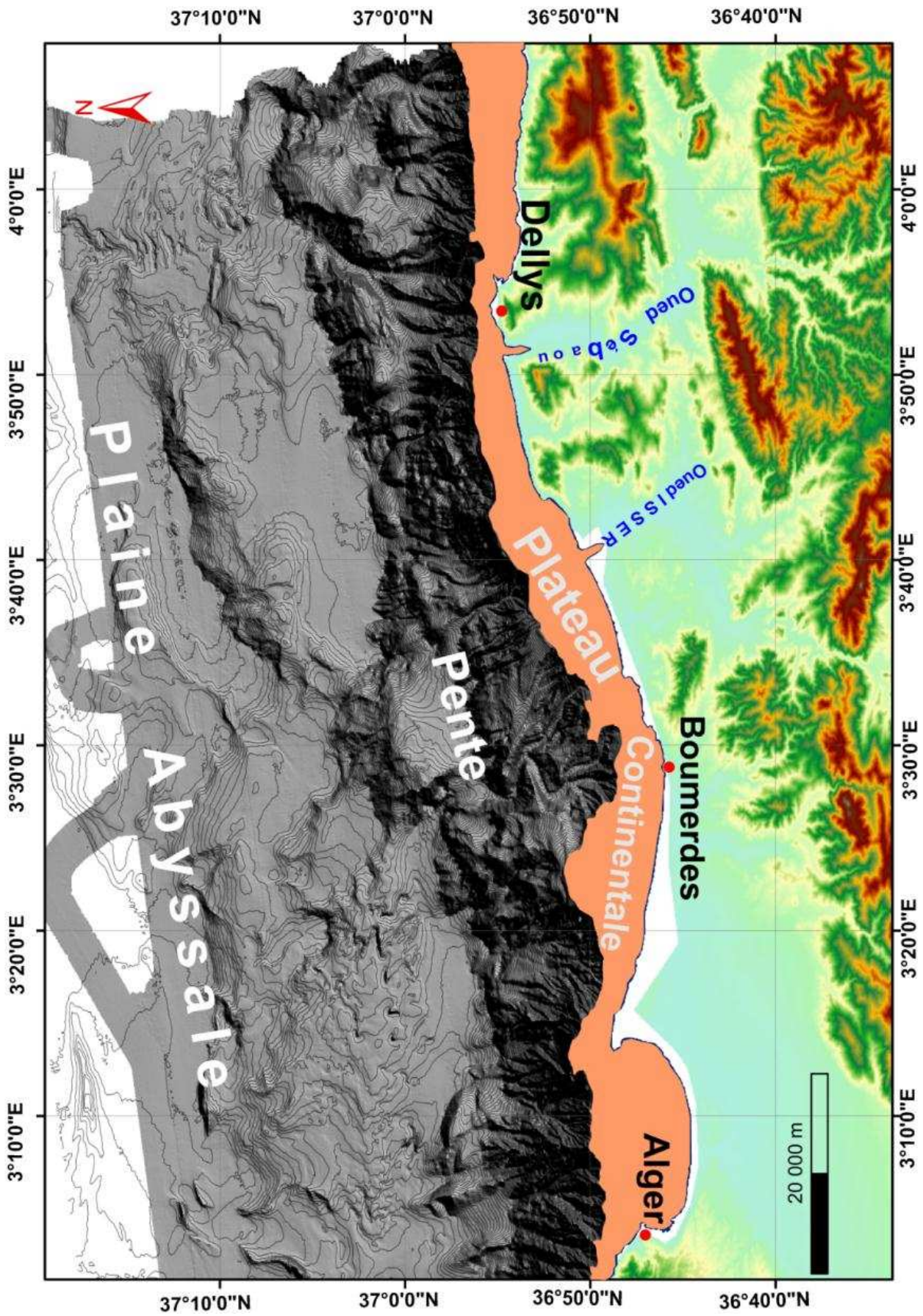
Dans la grande baie de Zemmouri, le plateau continental est très étroit, avec des valeurs qui oscillent entre 1 et 8 km. Alors qu'au niveau de la baie d'Alger, le plateau continental est nettement plus développé, avec des valeurs comprises entre 11 et 30 km et une déclivité de l'ordre de 2%.

Les seules données bathymétriques existantes sur le plateau continental proviennent des cartes établies par Rosfelder 1954 et Leclair 1970. Ces cartes ne donnent qu'une esquisse de la morphologie du plateau continental.

La pente continentale est abrupte, présente une forte déclivité (de  $7^{\circ}$  à  $20^{\circ}$ ) ; les isobathes de 1000 et 2000 m sont rapidement atteintes à 5,5 et 10 km par rapport à la côte au large de la ville de Dellys. La pente continentale se finie brusquement par des ruptures de pente. Cependant, un système de rupture de pente intermédiaires en forme d'escalier est également présent dans la région Est de la marge, schéma que l'on ne retrouve pas sur la pente de la baie d'Alger. Les pentes sont entaillées par des canyons bien développés (Ex : Canyon de Dellys, Sebaou, Cap Blanc, Zemmouri, Isser), et par des ravines étroites de différentes tailles.

La plaine abyssale (2400 et 2800 m de profondeur d'eau) est caractérisée par la présence de dômes de sel (Diapirs) au large de la baie d'Alger, et des escarpements bien développés au large de la baie de Zemmouri.

L'extension du plateau continental qui est relativement étroit ne favorise pas une sédimentation importante. Ainsi, une grande quantité des apports sédimentaires charriés par les oueds sont directement transférés vers la pente continentale et le bassin profond sous forme de courant de turbidité qui transite les canyons sous-marins.



*Figure III.1* : Carte bathymétrique ombrée montrant la physiographie de la marge Algéroise

## 1. Environnement géomorphologique

Afin de mieux présenter et illustrer toutes les caractéristiques morphologiques en détail, on a choisi de représenter chaque province physiographique à part, la zone d'étude sera divisée en :

- La grande baie de Zemmouri (Est de la Marsa jusqu'à Dellys)
- La baie d'Alger (Massif d'Alger au cap Tamentefoust)

### 1.1. La grande baie de Zemmouri

Les grandes structures morphologiques que l'on retrouve dans la baie de Zemmouri sont essentiellement : les canyons, les ravines et les escarpements.

#### 2.1.1 Les Canyons

Les canyons sous-marins sont des vallées encaissées qui incisent profondément les marges continentales depuis le plateau ou le sommet de la pente jusqu'au glaciaire où le relief s'adoucit rapidement (Shepard, 1981). Ils jouent un rôle prépondérant dans l'évacuation des matériaux détritiques fournis par l'érosion des continents, et alimentent ainsi les éventails sédimentaires profonds.

L'analyse de la carte bathymétrique ombrée (**Figure III.1**), met en évidence trois (03) principaux canyons qui sont d'Est en Ouest : le canyon de Dellys, le canyon de Sébaou, et le complexe de Zemmouri. Cependant, il existe également au droit de l'oued Isser une forme morphologique qui se situe entre la forme d'un canyon et une très grande ravine. En raison de sa position, au droit de l'oued Isser, nous avons opté pour lui attribuer le caractère de canyon, à cet effet, canyon d'Isser.

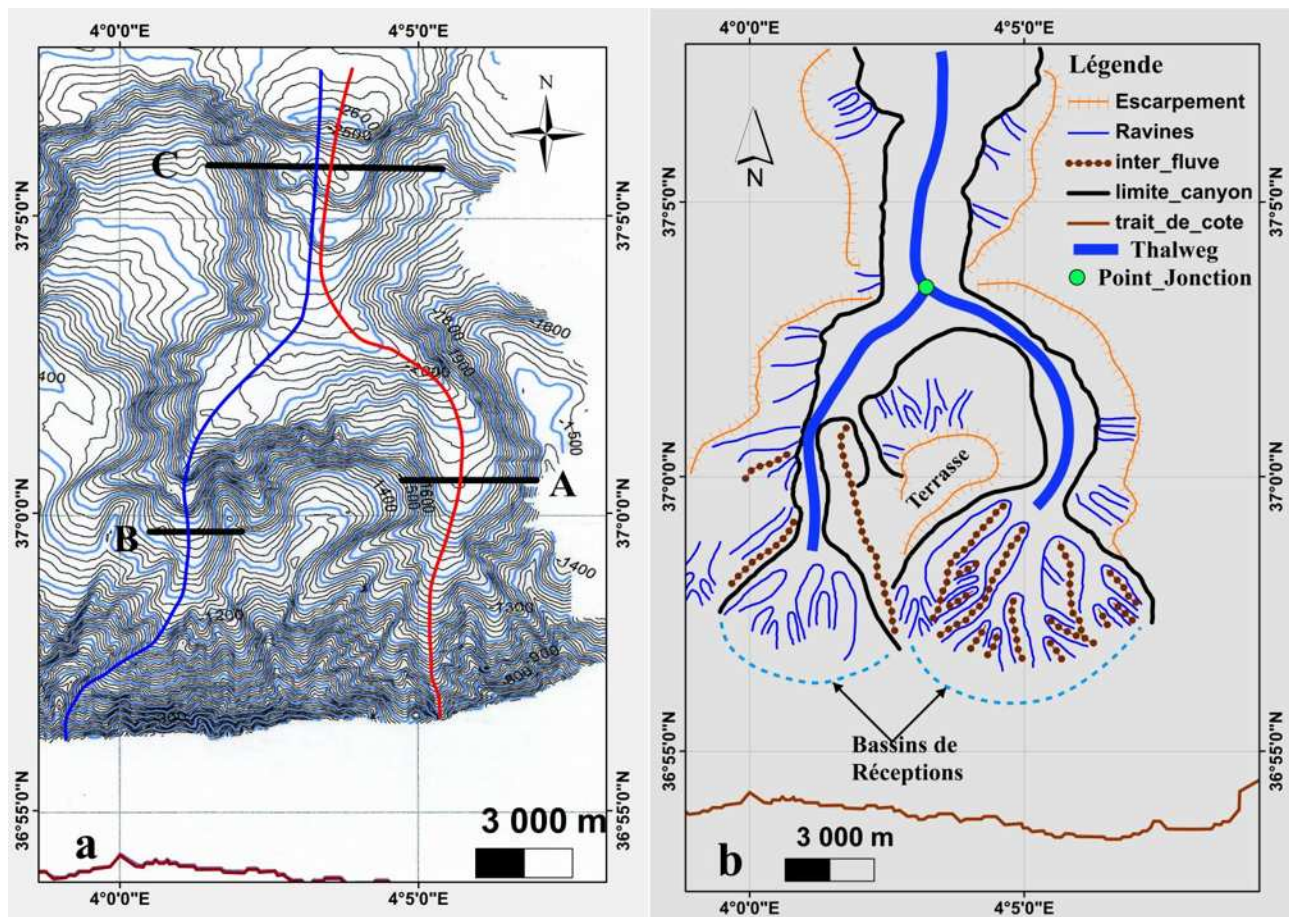
##### ➤ Le canyon de Dellys

Ce canyon moins sinueux et sans méandres, est formé de deux (02) branches principales, une branche Est et une branche Ouest (**Figure III.2.a**). Il prend naissance dans la partie externe du plateau continental, soit à une profondeur de l'ordre de -300 m et ce jusqu'à une -2600 m de profondeur. Sa direction est pratiquement N – S, avec un degré de sinuosité de 0.98 ce qui lui confère un caractère de canyon rectiligne (Indice de sinuosité : exprime le rapport entre la distance parcourue en ligne droite sur la distance parcourue dans l'axe du thalweg entre deux points A et B).

Les têtes de ce canyon se situent à 05 km par rapport à la côte de la ville de Dellys et Tizirt, les deux affluents se rejoignent à une profondeur de -2160 m. De ce point de jonction vers l'aval, se développe une large vallée (5 km) qui se débouche vers le bassin profond (**Figure III.2.a**).

La longueur totale du canyon de Dellys est de 20 Km, avec une pente moyenne de 9.5°. Les flancs du canyon ont des pentes pouvant atteindre les 40°.

Ce canyon est affecté par plusieurs glissements, identifiés lors de l'évaluation des instabilités de pente (chapitre IV) dans la zone.

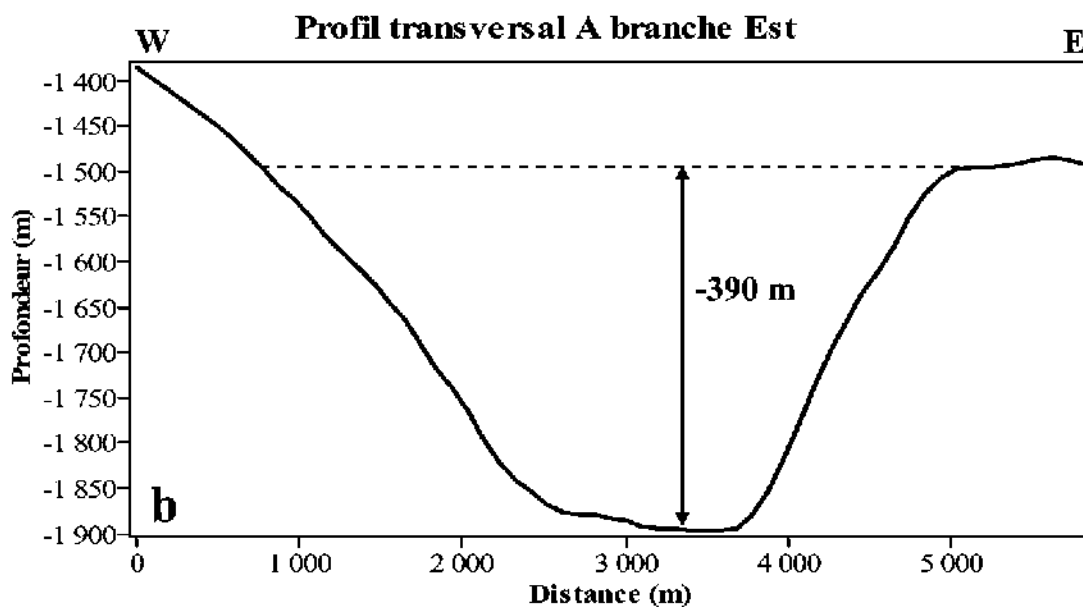
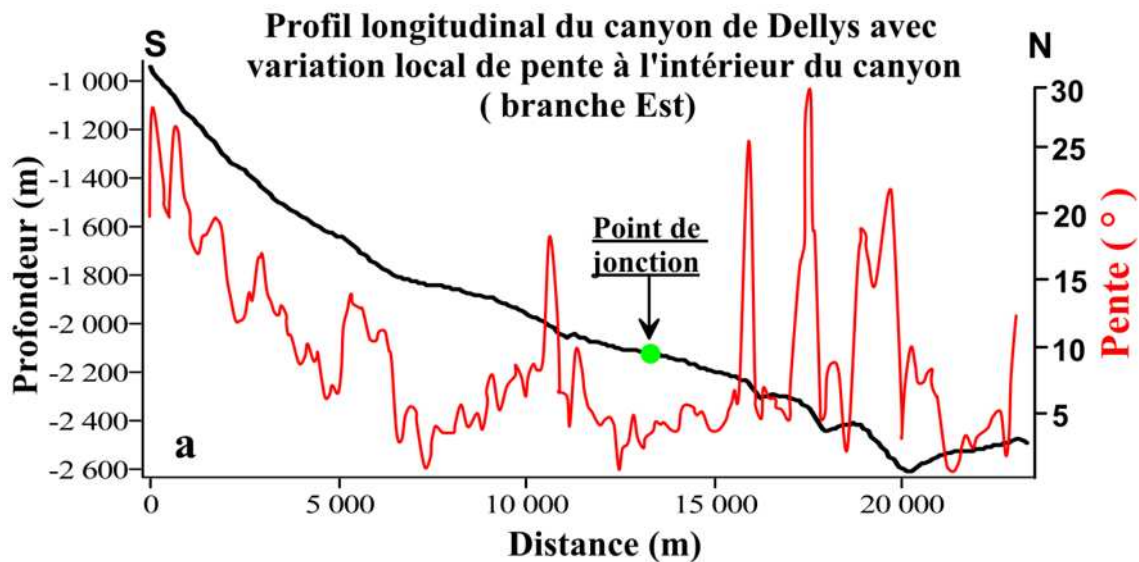


**Figure III.2 :** Caractéristiques morphologiques et physiographique du canyon de Dellys, a : Carte bathymétrique, b : Carte physiographique

**La branche Est :** Elle s'étend de -800 m jusqu'au point de jonction, elle est caractérisée par un bassin de réception (collecteur de particules transportées par la dérive littoral et les courants) plus large (10 km), cette partie aval est formé par pas moins de 10 ravines (**Figure III.2.b**). Ces creusements avals se rejoignent en une vallée à une profondeur de -1500 m. La présence de ces ravines à tous les niveaux de la vallée du canyon, nous renseigne sur l'importance des glissements gravitaires qui leur ont donné naissance.

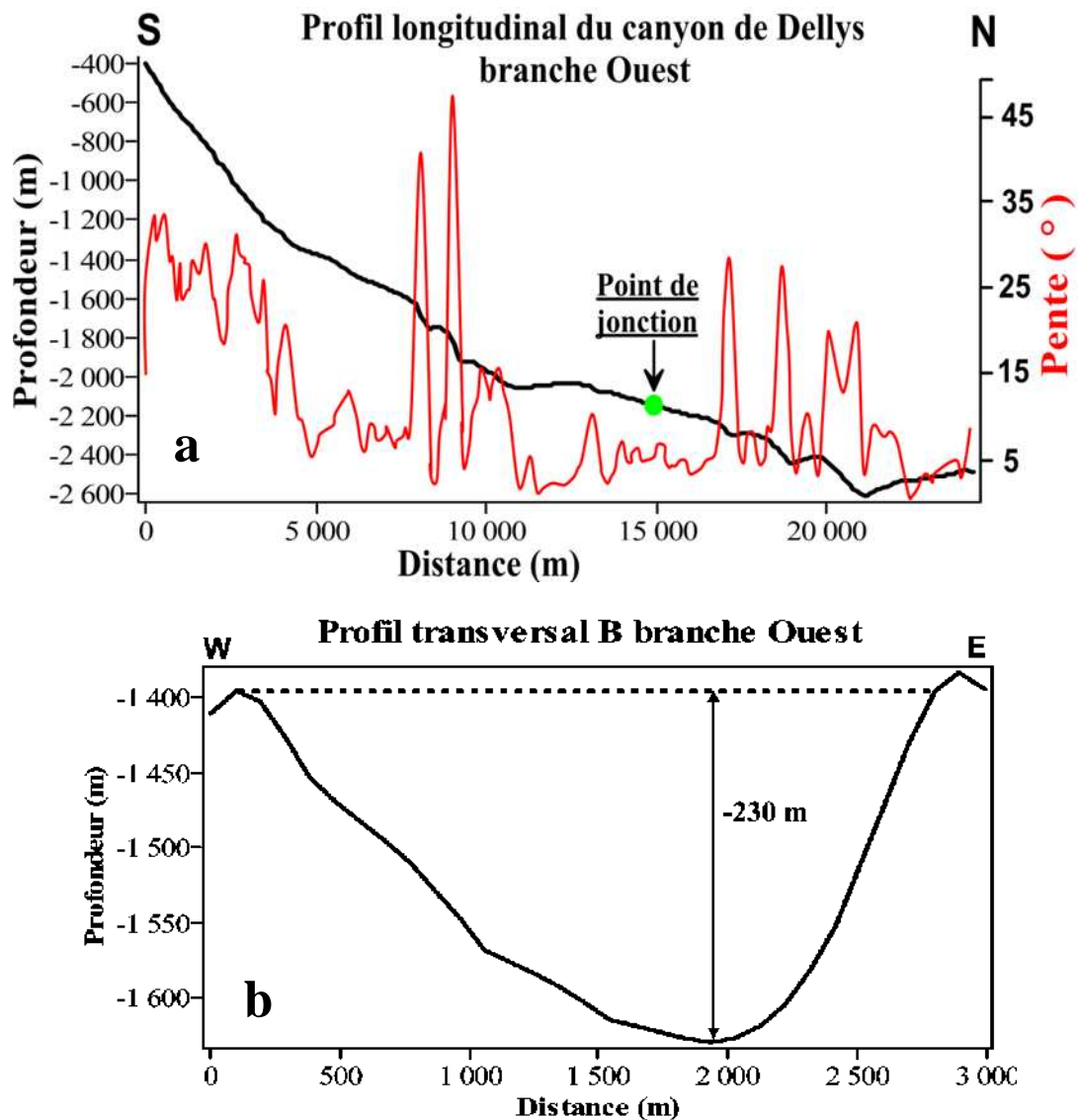
Le profil longitudinal du thalweg (**Figure III.3.a**) marque de nombreuses ruptures de pente de l'amont vers l'aval. Le premier point d'inflexion correspond au changement de pente entre la tête du canyon et le début de la vallée, la pente est de  $28^\circ$ , puis elle diminue progressivement vers l'aval pour arriver jusqu'à  $2^\circ$ , avec enregistrement de trois (03) autres points de ruptures localisés respectivement à -2200 m, -2300 m et -2400 m de profondeur, qui correspond probablement a des petits glissements qui affectent l'axe du thalweg (**Figure III.3.a**).

Le profil transversal A de la vallée principale (**Figure III.3.b**), montre une symétrie des parois de la vallée du canyon avec des flancs abruptes (pente de  $45^\circ$ ), où les dénivelées amont aval peuvent atteindre plus de 400m.



**Figure III.3** : Profils bathymétriques de la branche Est du canyon de Dellys, (a) : Profil longitudinal (le trajet du profil est localisé en rouge sur la figure III.2.a) et (b) Profil transversal (trait noir marqué en A sur la figure III.2.a)

**La branche Ouest** : s'étend de -300 m jusqu'au point de jonction, elle est constituée de 4 ravines principales, qui convergent vers le talweg principal (**Figure III.2.b**). Son bassin de réception est moins large que son homologue oriental. En outre la branche Ouest est nettement plus haute de celle de la branche Est. Ainsi, les paramètres, largeur et dénivèlement, montreraient que la partie Ouest serait plus récente que son homologue Est. Sur le profil longitudinal de la branche Ouest (**Figure III.4.a**) on constate que le fond du thalweg présente des irrégularités qui correspondent à des ruptures de pente localisées sur la mi-pente (-1600 m et -1800 m) et en bas de pente (-2200 m, -2300 m et -2400 m). Sur le profil transversal (**Figure III.4.b**), le flanc Est est plus abrupts que le flanc Ouest, cette asymétrie des flancs de la vallée démontre que l'érosion est plus active sur le flanc Est que sur le flanc Ouest.



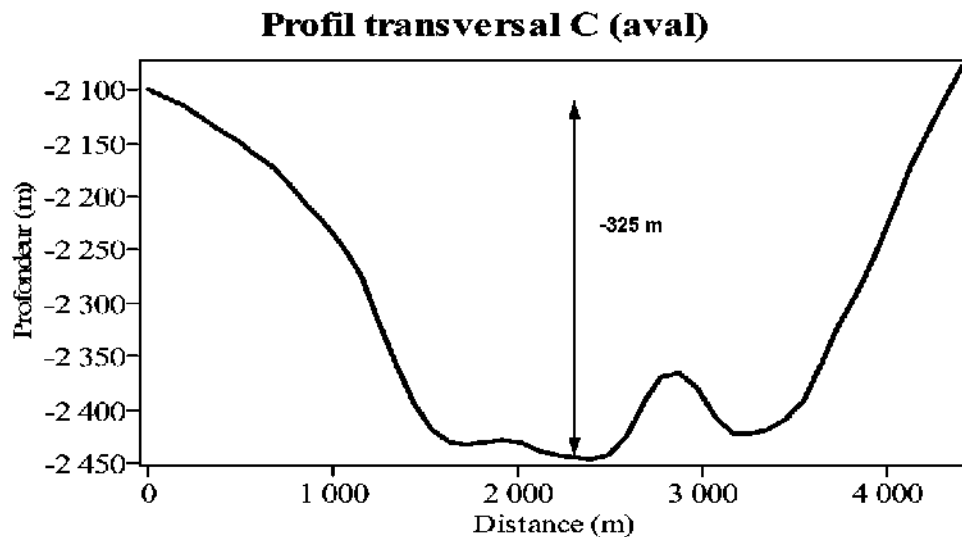
**Figure III.4** : Profils bathymétriques de la branche Ouest du canyon de Dellys, (a) : Profil longitudinal (le trajet du profil est localisé en bleu sur la figure III.2.a) et (b) Profil transversal (trait noir marqué en B sur la figure III.2.a)

Sur les profils transversaux, on constate une asymétrie des flancs des vallées, ce qui démontre que l'érosion est plus active sur le flanc Est que sur le flanc Ouest. Les flancs abrupts sont caractéristiques d'une érosion par sapement à leur base, ce qui illustre que les écoulements parcourus se faisaient à l'aplomb de ce flanc. La vallée de la branche Est est plus profonde (donc plus creusée) que la branche Ouest, ceci nous indique qu'elle est plus ancienne que l'autre. De plus, les flancs de la branche Est sont plus érodée.

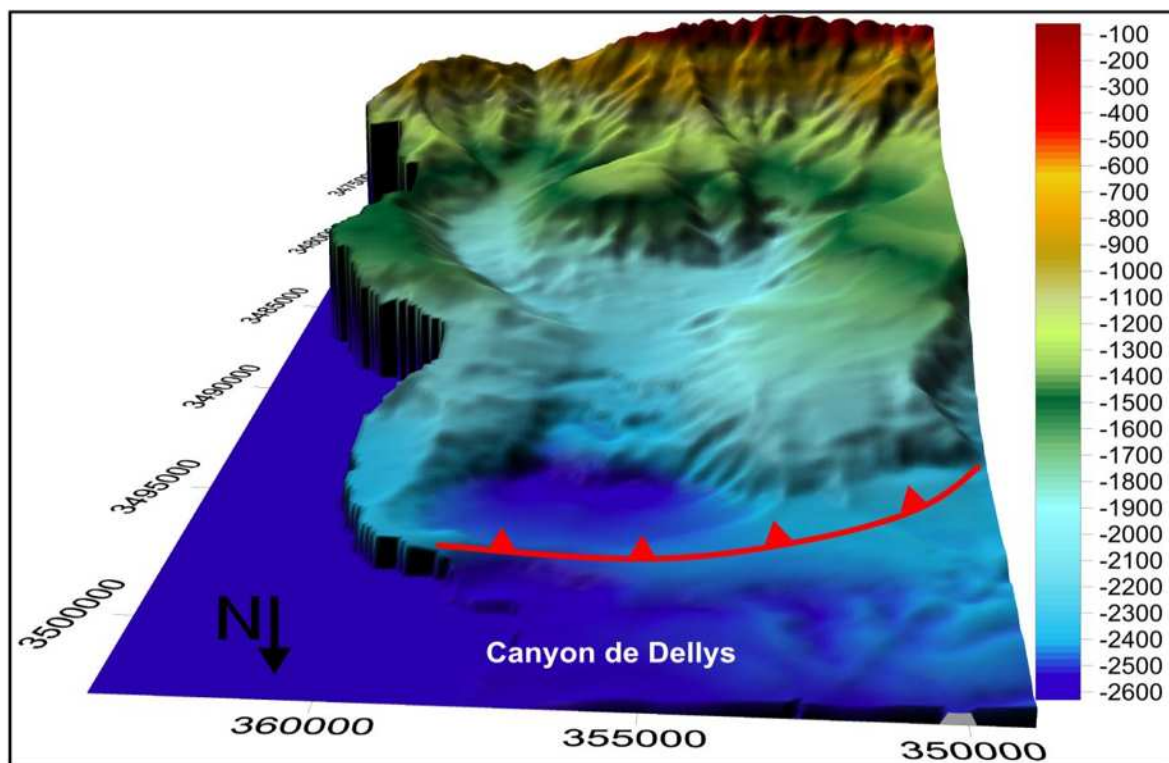
Sur les profils des pentes, on constate que la pente à la tête de la branche Est est importante ( $20^\circ$ ) par rapport à la branche Ouest ( $15^\circ$ ), cette différence de pente est un facteur contrôlant, qui augmente la vitesse d'écoulement des courants, par conséquent l'érosion sera plus importante dans la branche Est.

Le point particulier du canyon de Dellys est l'existence d'une terrasse de 05 km<sup>2</sup> entre les deux branches du canyon (**Figure III.2.b**).

La **Figure III.2.a**, nous permet de constater que les parois de la terrasse sont affectées par des glissements, dont les contours sont reconnaissables sur la carte bathymétrique par des ressauts morphologiques curvilignes. Ainsi, la présence des ravines à tous les niveaux des flancs du canyon, nous renseigne sur l'importance des glissements gravitaires qui leur ont donné naissance.



*Figure III.5* : Profil transversal de la vallée principale du canyon de Dellys



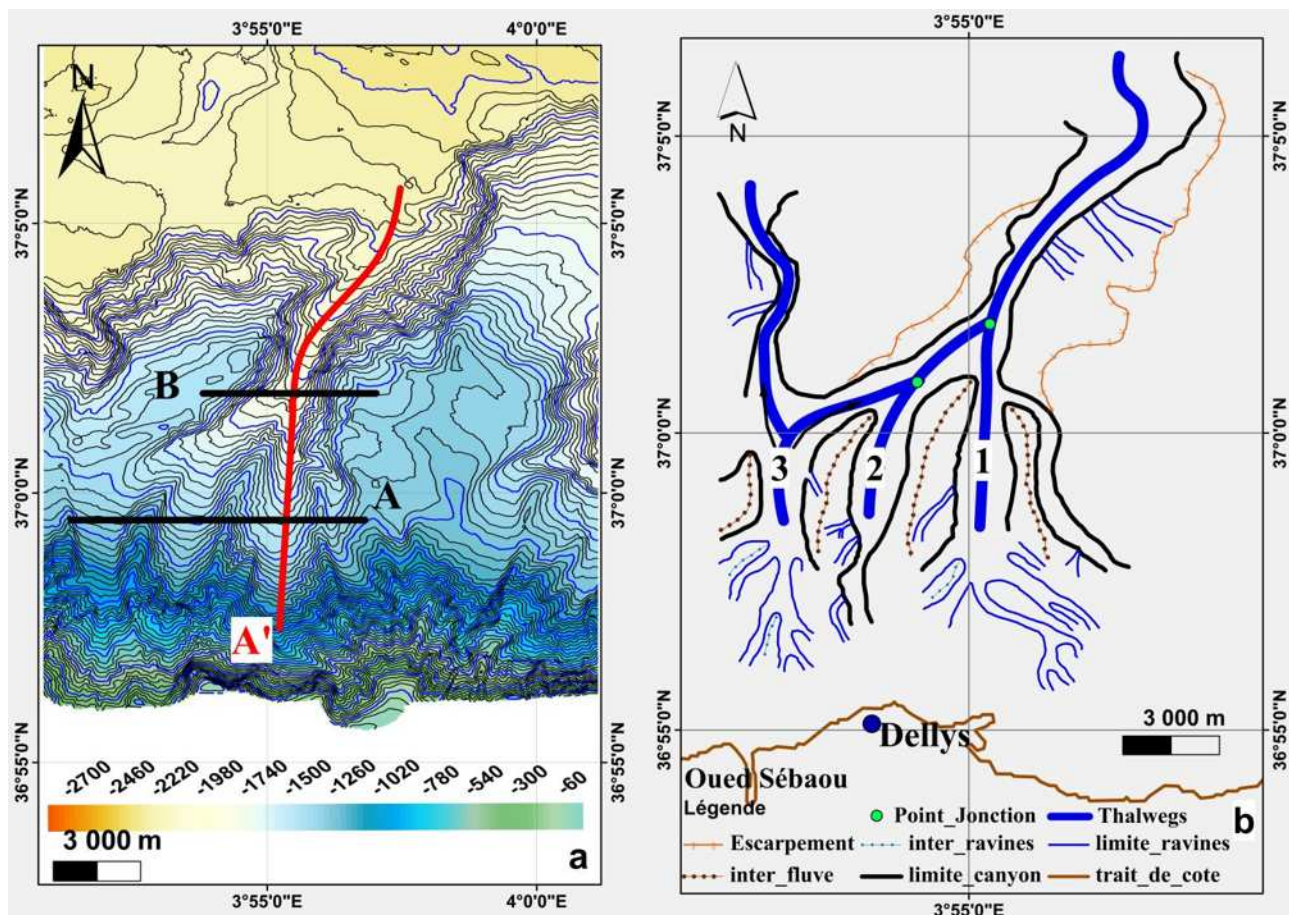
*Figure III.6* : Image 3D du canyon de Dellys, en rouge segment de faille inverse cartographié par J. Déverchère et al., (2005)

### ➤ Le canyon de Sébaou

Le canyon de Sébaou, de longueur totale de 18.5 Km, débute à -120 m et s'étend jusqu'à -2300 m de profondeur, il est alimentée par trois (03) branche principale. Le fait marquant réside dans sa morphologie rectiligne avec une orientation NE -SW (**Figure III.7**).

La tête de ce canyon se situe à 02 km par rapport à la côte, les branches 2 et 3 se rejoignent en un point de jonction à -1500 m pour former une vallée commune de 01 km de largeur et de 03 km de longueur. Un second point de jonction apparait entre la branche 1 et les deux précédentes à une profondeur de -1810 m. Ainsi, les 3 branches se rassemble à une profondeur de -1810 m, pour former une large vallée principale qui s'ouvre sur le bassin profond, le chenal en forme d'entonnoir, débute avec une largeur de l'ordre de 800 m et se termine avec une largeur de 2500 m (**Figure III.7**).

Toutefois, nous notons la même configuration que dans le canyon de Dellys, soit les parties Ouest plus hautes (moins creusées) que les parties Est.



**Figure III.7:** Caractéristiques morphologiques et physiographiques du canyon de Sébaou, (a) : Carte bathymétrique, (b) : Carte physiographique

Le profil longitudinal du thalweg montre des valeurs de pente qui oscille de 22° à 28° en tête de canyon, alors que dans sa partie avale les pentes varient de 1° à 13° (Figure III.8.a), en réalité ce type de morphologie représente la structure classique des canyons, la vallée est assez régulier avec un fond relativement plat.

Sur le profil transversal A (Figure III.8.b), on remarque que la branche 1, localisée à l'Est du canyon, est plus profonde et sa vallée se caractérise par une incision en forme de V, ce qui nous renseigne sur l'importance des courants de turbidité qui emprunte cette branche, les deux autres branches 2 et 3 sont moins profondes et la vallée prend une forme en U.

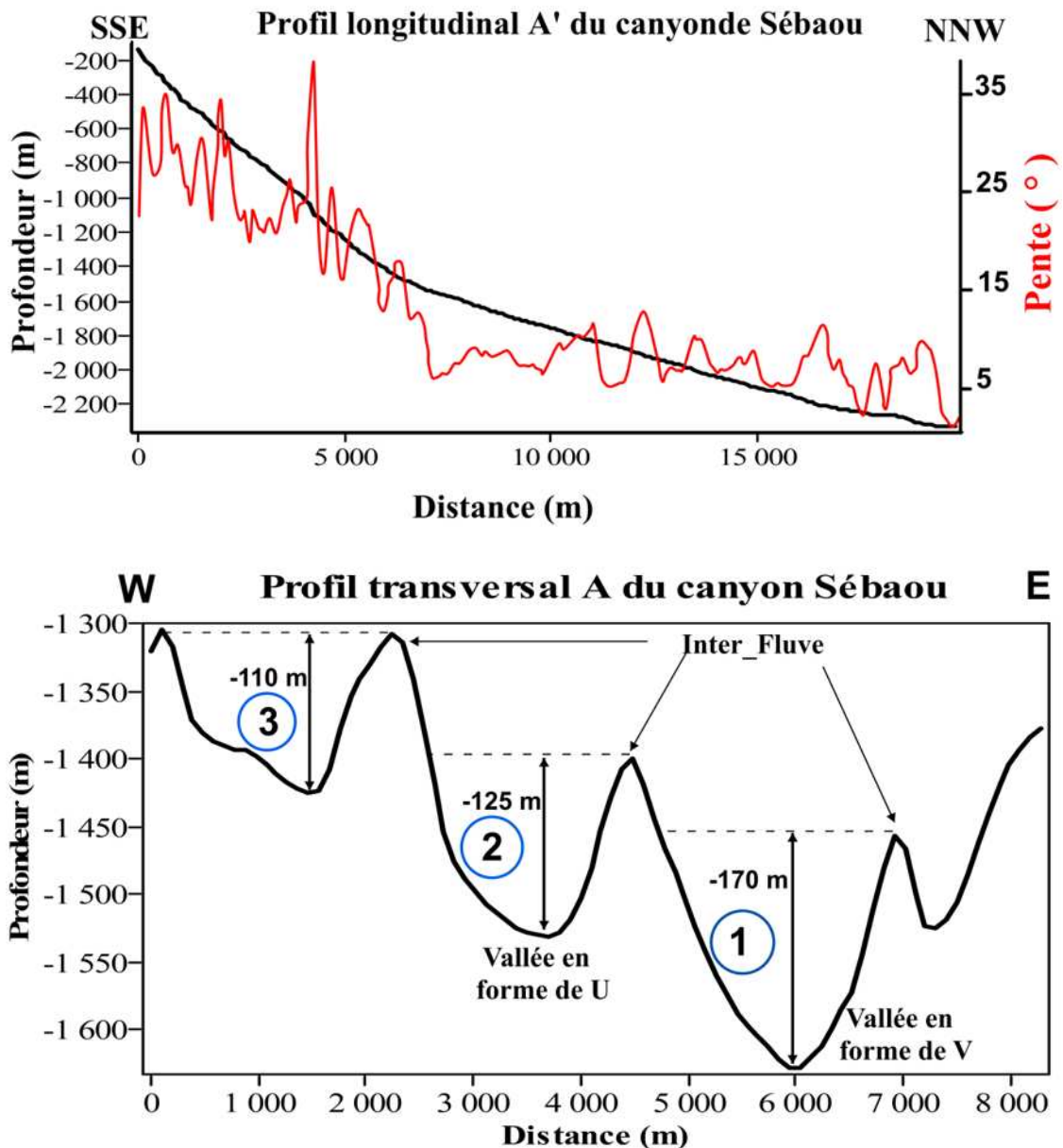
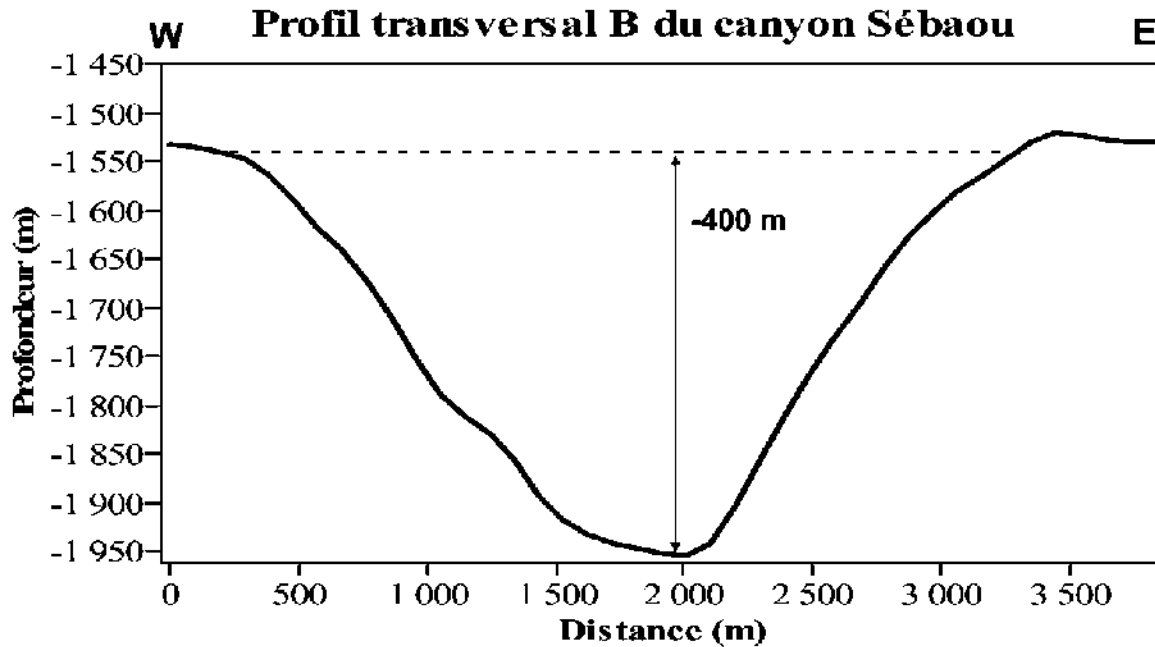


Figure III.8 : Profils bathymétriques du canyon de Sébaou, (a) : Profil longitudinal (le trajet du profil est localisé en rouge sur la figure III.7.a) et (b) Profil transversal (trait noir marqué en A sur la figure III.7.a)

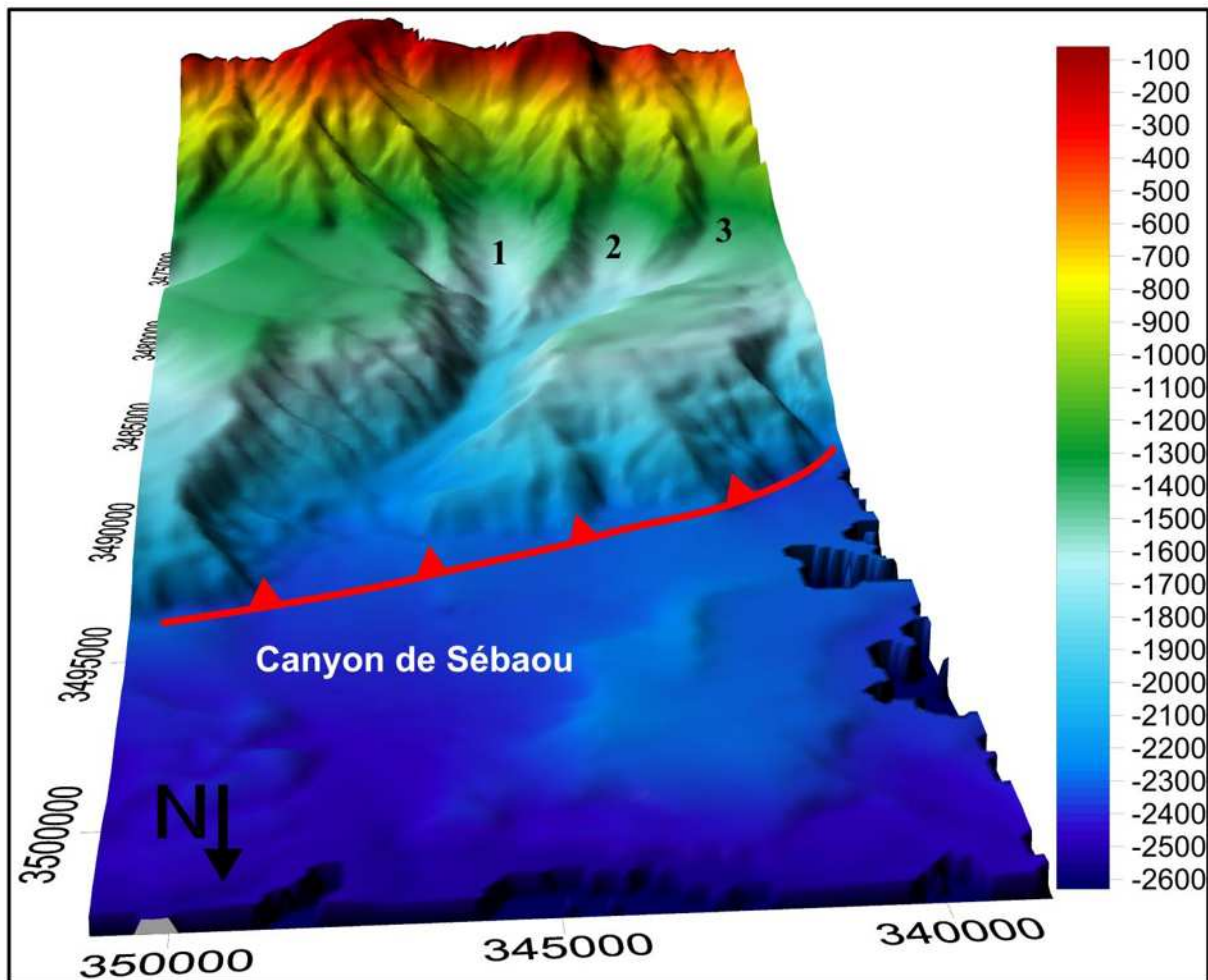
Sur le profil transversal de la vallée principale (**Figure III.9**), on constate que les flancs sont symétriques, ceci démontre que l'érosion est active sur les deux flancs contrairement au canyon de Dellys, l'érosion est plus active sur les flancs Est. La vallée principale est profonde de 400 m en moyenne, avec une largeur qui augmente de l'amont vers l'aval.



**Figure III.9** : Profils bathymétriques transversal du canyon de Sébaou (trait noir marqué en B sur la figure III.7.a)

Selon Harris et Witheway (2011), il y'a une corrélation positive entre la pente des canyons et leur espacement. Plus les canyons sont pentus, plus ils sont proches les uns des autres, et c'est le cas pour les deux canyons, celui de Dellys et Sébaou la distance entre des deux canyons est de 10 km.

Les plus proches se situent en Méditerranée (14,9 km d'espacement moyen) tandis que les plus espacés se trouvent dans les régions polaires (42,9 km en moyenne en Antarctique, 65,2 km en Arctique).



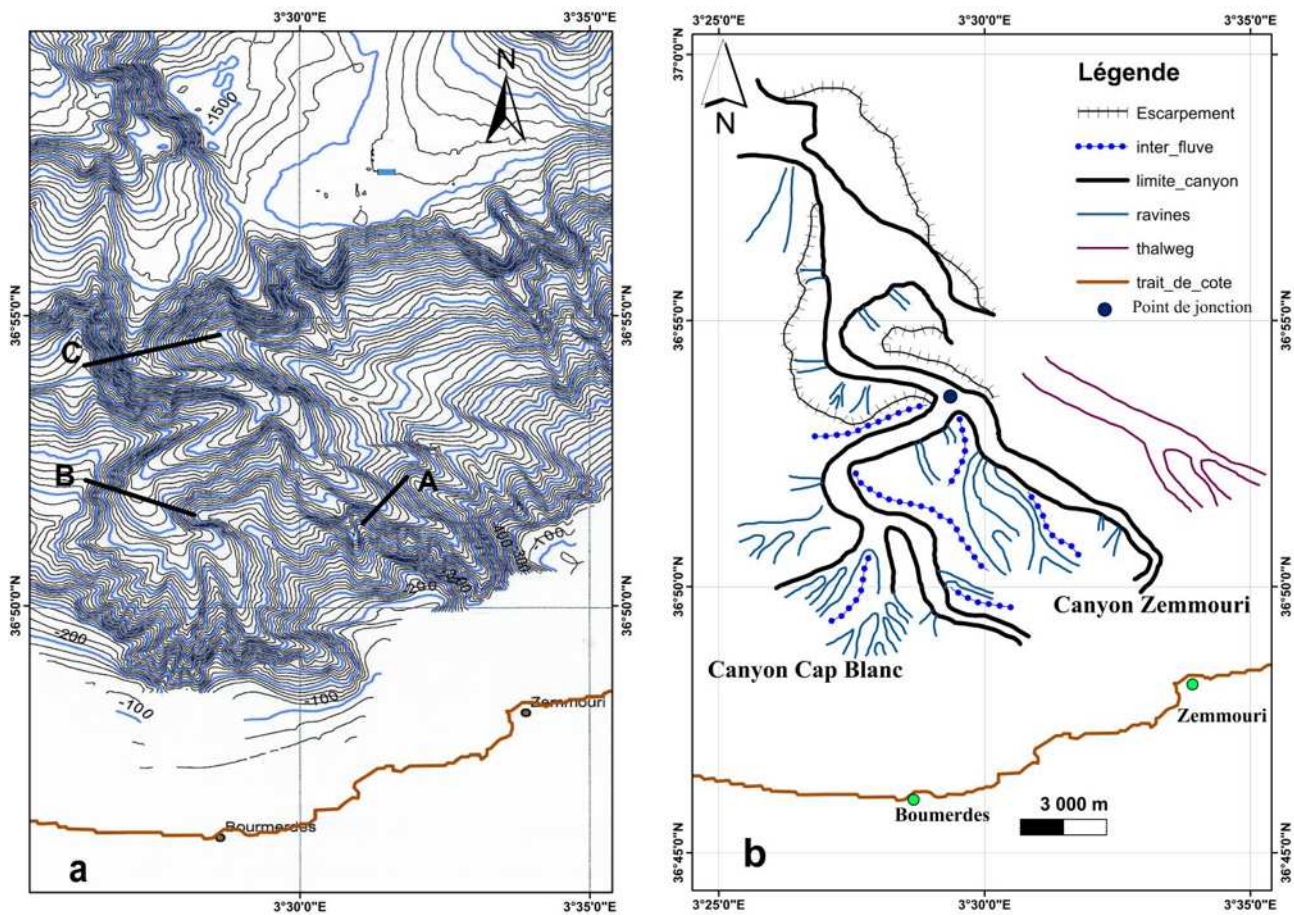
**Figure III.10** : Image 3D canyon Sébaou, en rouge segment de faille inverse cartographié par J. Déverchère et al., (2005)

➤ **Le complexe de Zemmouri**

La marge de Zemmouri est caractérisée par la présence de deux canyons, dont leur appellation diffère d'un auteur à l'autre. En effet, Leclaire (1972) distingue le canyon de Zemmouri et le canyon du cap Blanc, alors que cet agencement est décrit par M. El Robrini et al. 1985, Dan et al. (2007); comme étant une seule entité sous l'appellation du canyon d'Alger. Dans notre cas, vu la position de ces canyons en région de Zemmouri, nous avons adopté la nomenclature de Leclaire 1972, le canyon du Cap Blanc et le canyon de Zemmouri. Toutefois, nous garderons l'appellation « du complexe de Zemmouri », car ces deux entités se rejoignent pour formées une seul vallée principale, avec une orientation générale NW - SE.

Les deux canyons prennent naissance très haut sur le plateau continental à une profondeur de -60 m (Matougui, 2001), avec le canyon des moules (Oranie), ce sont, les seules canyons de la marge algérienne qui remontent très haut dans le plateau continentale. Toujours selon Matougui, 2001, la position amont de ces structures serait liée à leurs origines tectoniques. Ils se développent jusqu'à la limite du talus à une profondeur de -2240m, sur une longueur de l'ordre de 25 Km (**Figure III.11**).

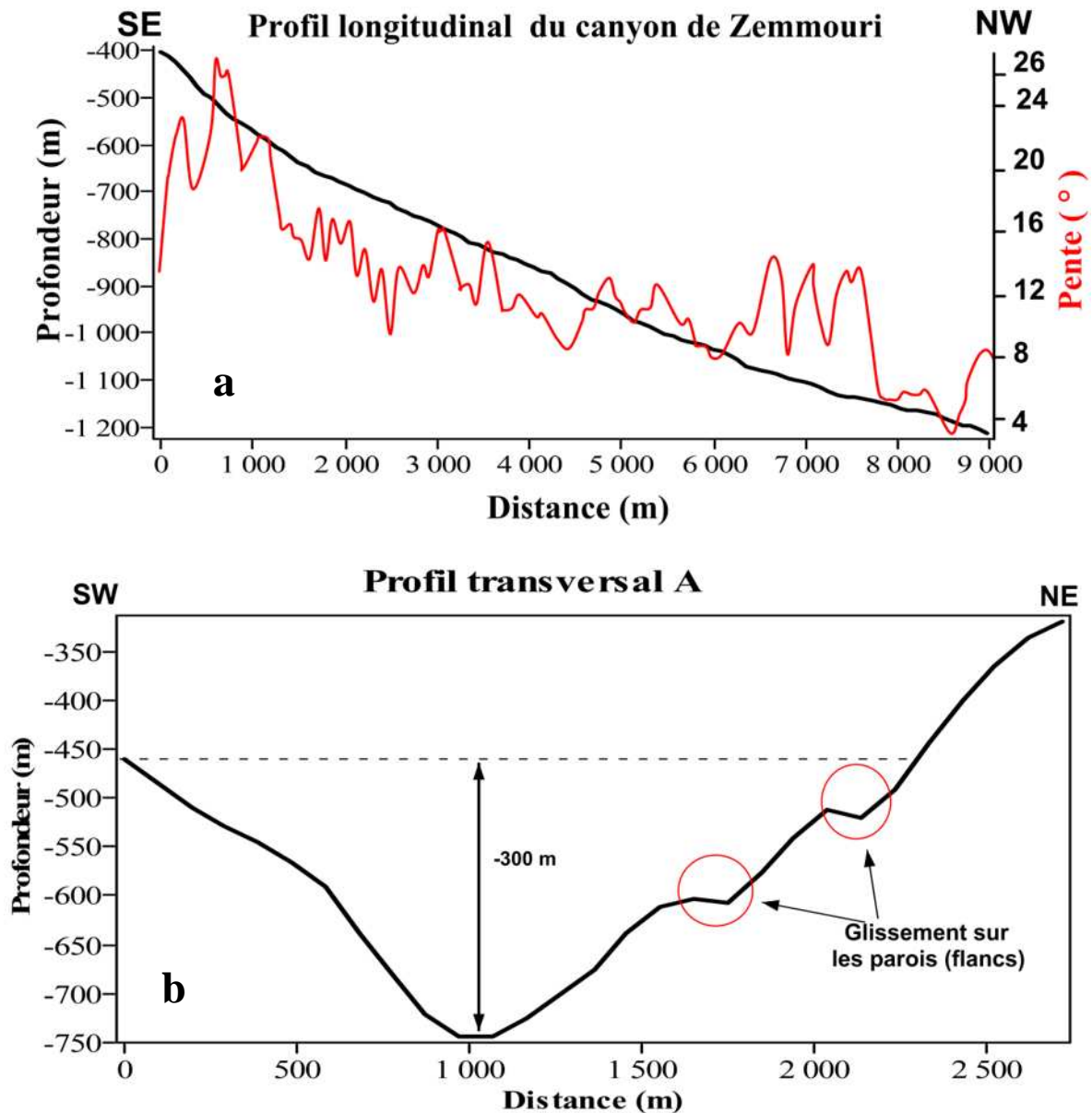
Il semblerait que ces deux canyons correspondent à des éléments structuraux (failles), qui sont à l'origine de la convergence des deux canyons qui se rejoignent en une seule et même vallée (Domzig, 2006).



**Figure III.11** : Caractéristiques morphologiques et physiographiques du canyon d'Alger, (a) : Carte bathymétrique, (b) : Carte physiographique

**Le canyon de Zemmouri** se développe sur une longueur de 09 Km, une des spécificités du canyon, réside dans sa tête qui commence très haut sur le plateau continental à une profondeur de -60 m (Matougui, 2001), et se termine à une profondeur de -1200 m. Son degré de sinuosité est faible ce qui lui confère une morphologie rectiligne et présente seulement une seule incision principale (**Figure III.6.b**). Son orientation est principalement NW- SE. La pente du chenal est relativement forte ( $12^\circ$ ), avec une inclinaison de  $28^\circ$  en tête de canyon. De nombreuses ravines et incisions de taille importantes affectent les flancs du canyon.

Il ressort de la figure III.12.a, montrant le profil longitudinal du chenal du canyon, une pente relativement monotone. Toutefois, l'analyse détaillée des pentes (en rouge sur la figure III.12.a), nous révèle que le chenal du canyon de Zemmouri présente de nombreuses variations de pente.



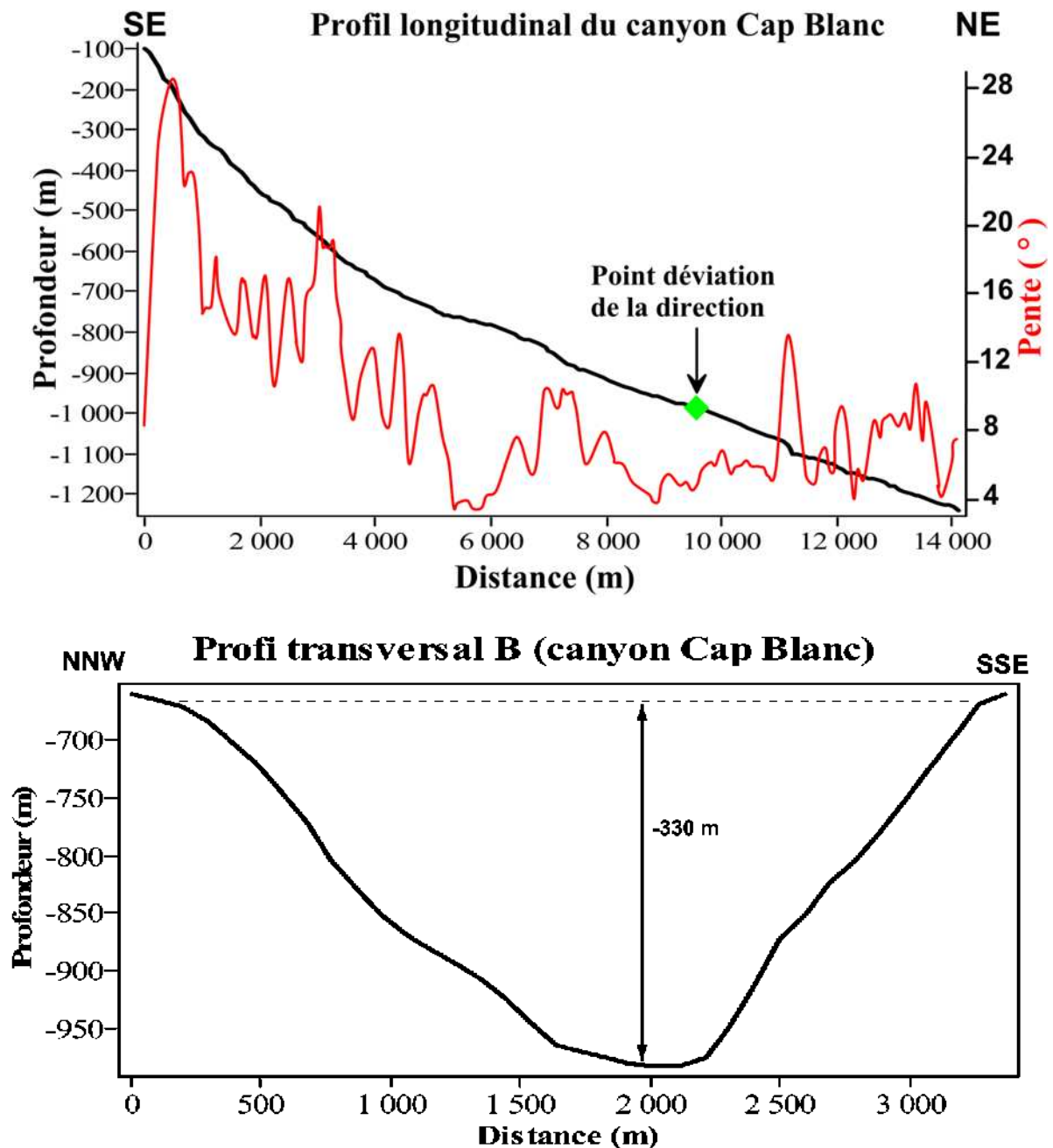
**Figure III.12** : Profils bathymétriques du canyon de Zemmouri, (a) : Profil longitudinal et (b) Profil transversal (trait noir marqué en A sur la figure III.11.a)

Sur le profil transversal du canyon de Zemmouri, on remarque que le canyon est fortement incisé, la dénivelée peut atteindre 300 m. Le flanc Est du canyon est affecté par des processus gravitaires lui conférant une morphologie festonnée, alors que le flanc Ouest est relativement rectiligne.

**Le canyon du Cap Blanc** sa morphologie est totalement différente de son homologue oriental, ce canyon rassemble 3 tributaires, qui, eux même son affectés par de nombreuse incisions. Les trois grandes ravines se rejoignent à une profondeur de -900 m pour former un talweg sinueux commun d'orientation NW-SE. La forte sinuosité est due à la présence d'un grand « méandre », de rayon de courbure de l'ordre de 03 km.

Ce brusque changement de direction (NE-SW), semble avoir une origine tectonique. La pente moyenne du chenal est de l'ordre  $10.5^\circ$ .

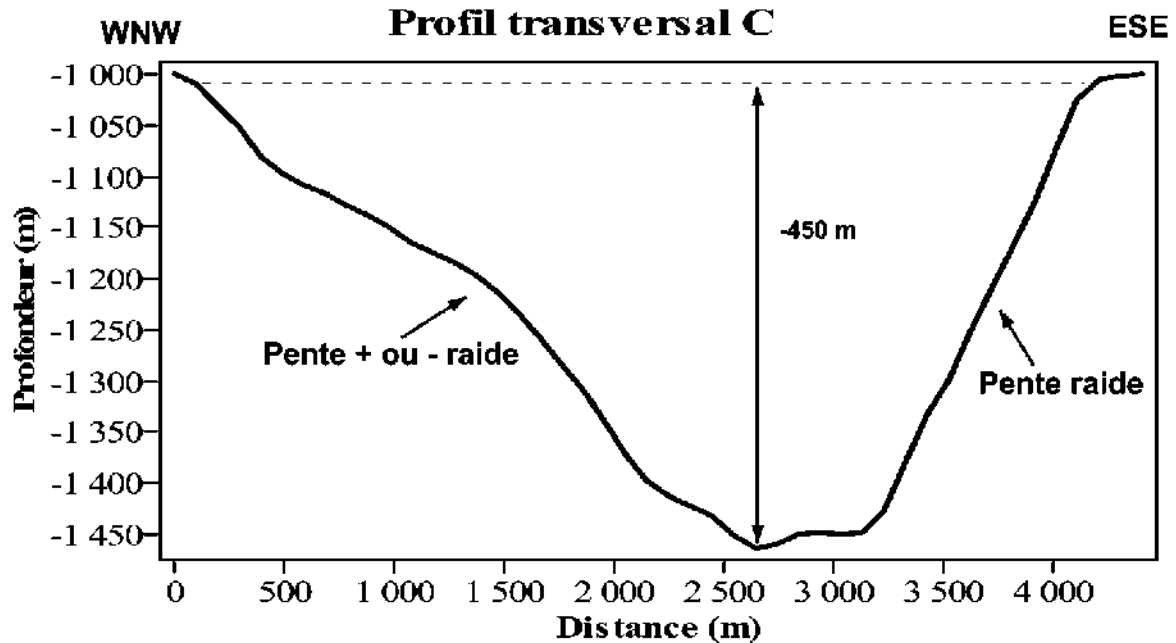
Cependant, dans le détail, la pente principale présente de nombreux changements (Figure III.13.a) identique au canyon de Zemmouri. Ces changements localisés de pente sont probablement due à des glissements qui affectent le fond du canyon.



**Figure III.13** : Profils bathymétriques du canyon de Cap Blanc, (a) : Profil longitudinal et (b) Profil transversal (le trajet du profil est marqué en B sur la figure III.11.a)

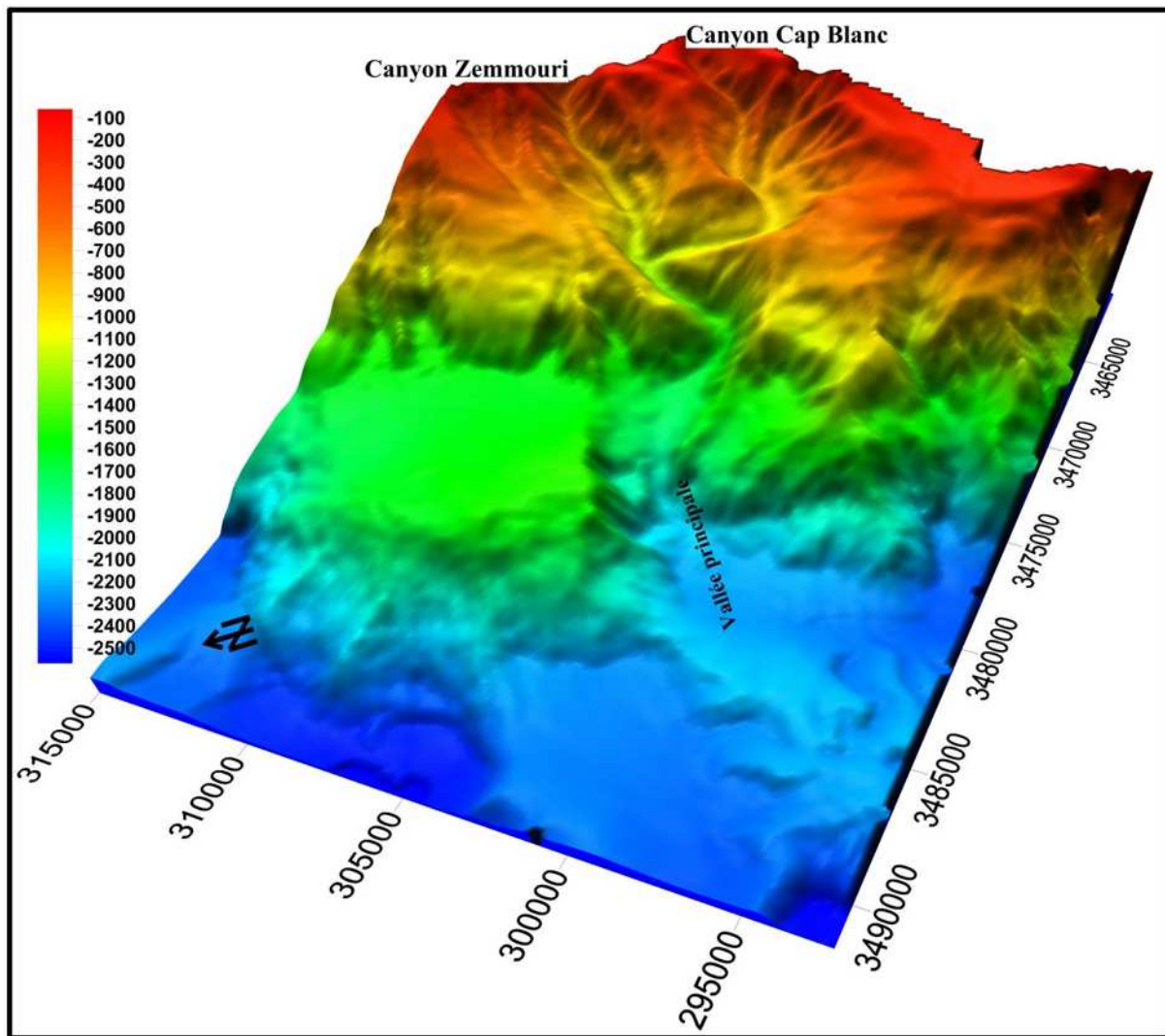
Sur le profil transversal B, on remarque que la vallée du canyon de Cap Blanc est asymétrique, avec un flanc oriental plus abrupt que son flanc occidental. Sa vallée à un fond plat en forme de U. Cette asymétrie des flancs dénote, que les phénomènes érosifs sont plus intense à l'Est qu'à l'Ouest.

Les canyons de Zemmouri et du Cap Blanc se rejoignent à une profondeur de -1200 m, pour former une vallée principale « méandriforme » ; qui s'élargie progressivement vers le bassin profond. Son orientation générale est composée de trois vecteurs, le tronçon amont est de direction NW-SE, puis la vallée subit un redressement vers le Nord et enfin reprend sa direction initiale. Ce type de configuration en lettre Z est probablement le résultat de la présence d'accidents tectoniques.



**Figure III.14** : Profils bathymétriques transversal de la vallée principale (le trajet du profil est marqué en C sur la figure III.11.a)

Sur le profil transversal, il est a noté que les flancs des canyons sont asymétriques avec des flancs Est plus abruptes ( $60^\circ$ ) que les flancs Ouest ( $40^\circ$ ).



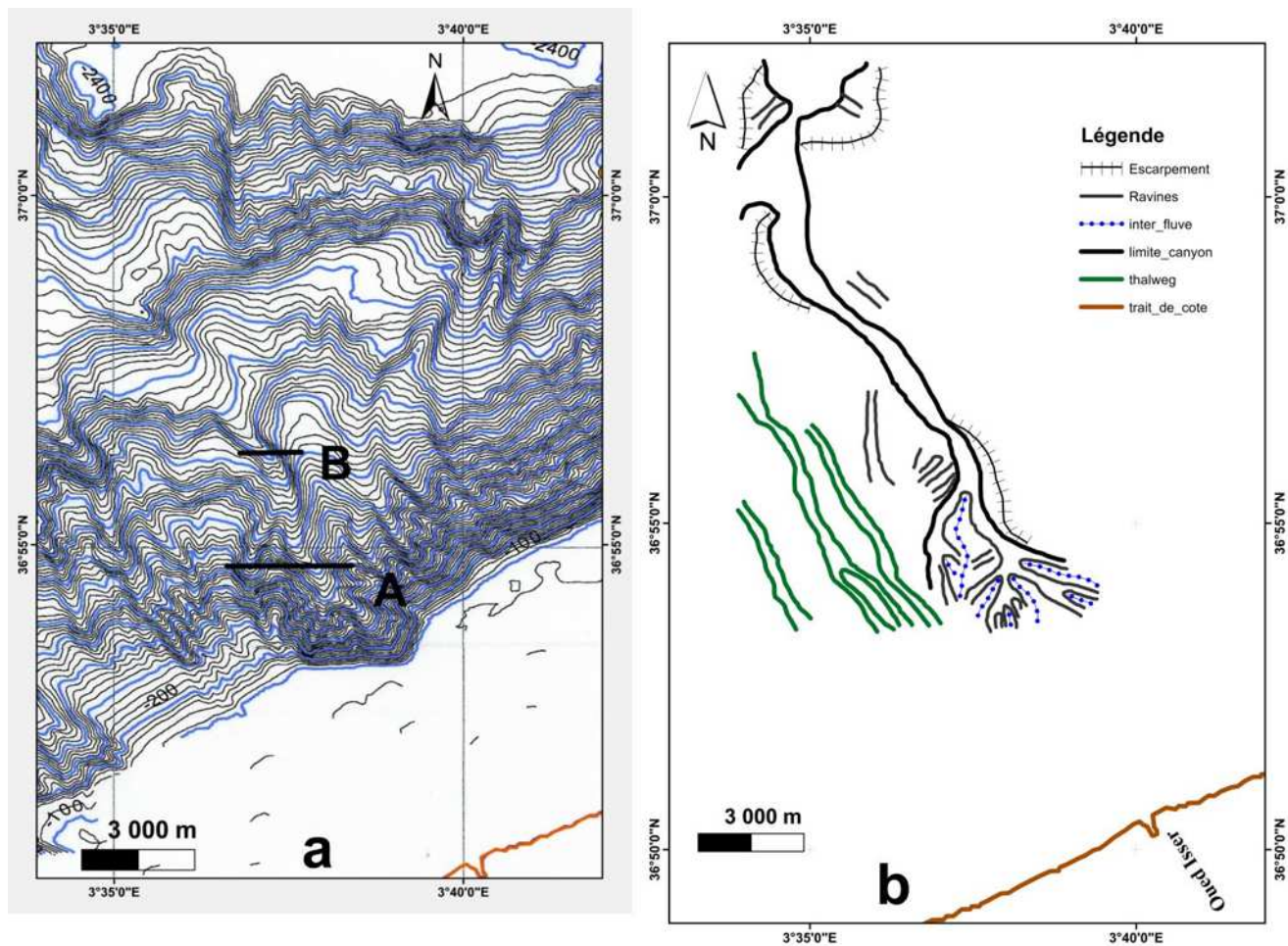
*Figure III.15* : Image 3D du complexe de Zemmouri

### ➤ Le canyon d'Isser

Ce canyon est d'une morphologie relativement simple (**Figure III.16.a**) et d'un moindre développement comparativement aux autres canyons de la région, long de 17 km, la tête du canyon se situe à 5.5 km par rapport à la cote, il se développe de -100 m de profondeur jusqu'au bassin profond à une profondeur de -2400 m.

Le canyon d'Isser est relativement étroit, ça vallée est peu développer, avec une pente relativement forte  $15^\circ$  (largeur de la vallée est de 400 à 600 m), son degré de sinuosité de 0.90 lui confère un caractère rectiligne. Son orientation générale est NNE-SSW (**Figure III.16.b**).

Ce canyon est relativement plus jeune que les autres et plus petit, moins développé il est à son stade de formation et il est connecter directement à Oued Isser, on peut supposer que les sédiments transportés par l'oued, lors des crues, peuvent être directement repris par ce système, transportés et ensuite déposés.

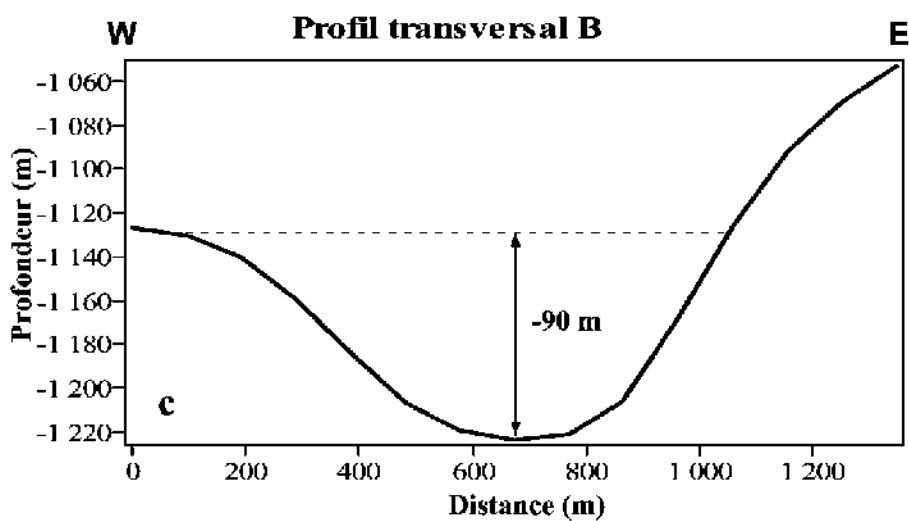
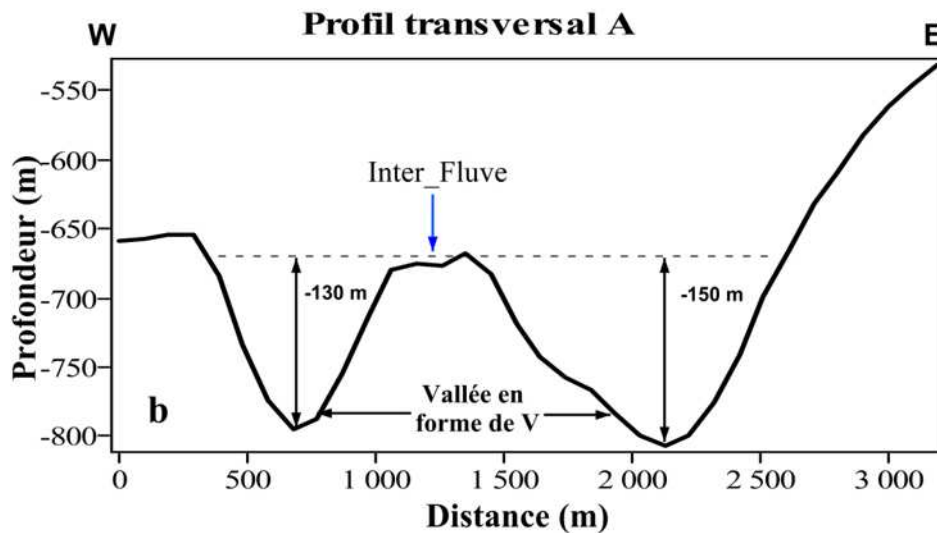
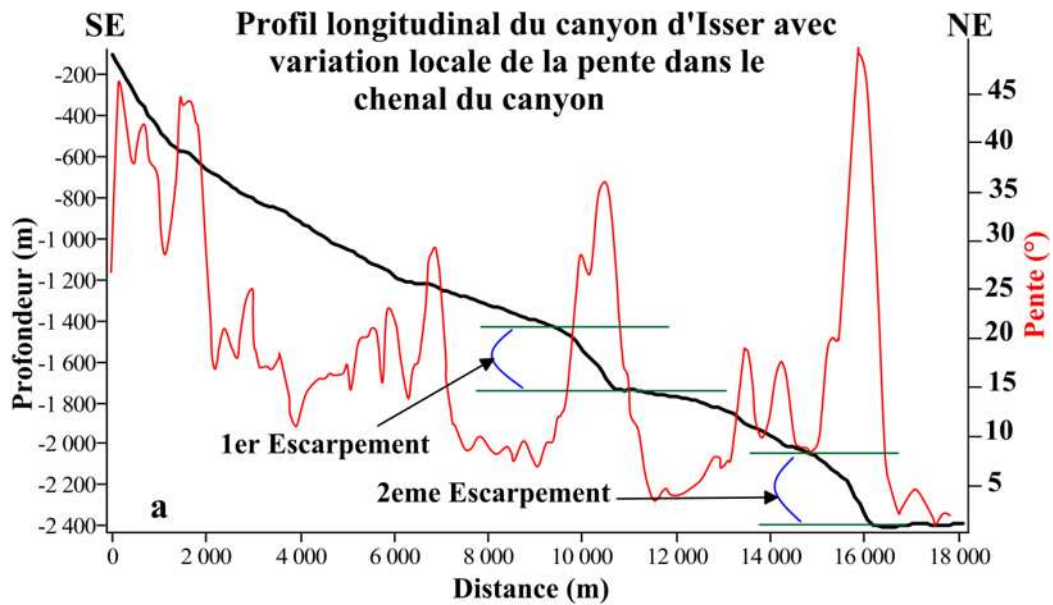


**Figure III.16** : Caractéristiques morphologiques et physiographique du canyon d’Isser, (a) : Carte bathymétrique, (b) : Carte physiographique

La pente du chenal principale se subdivise en trois tronçons. La première partie la plus amont correspond à la tête du canyon avec une pente de l’ordre de  $45^\circ$ . De la profondeur de  $-400$  m à  $-2100$  m la pente diminue progressivement pour avoir une valeur moyenne de  $15^\circ$ .

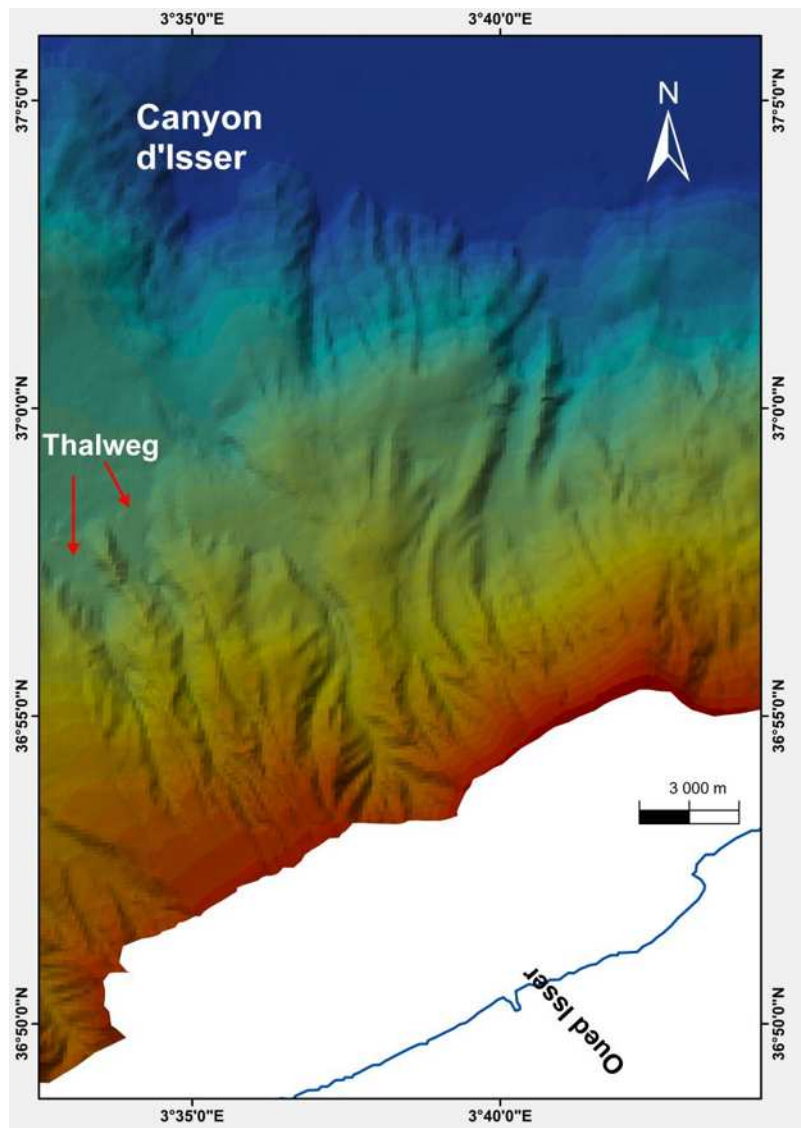
Cependant, sur ce tronçon de pente, il apparaît un premier escarpement ayant un dénivelé de 300 m avec une pente de  $36^\circ$ . Le second escarpement se localise dans la partie la plus aval au débouché du bassin profond. Cette rupture de pente est d’une dénivelée de 350 m et une pente de  $45^\circ$  (**Figure III.17.a**).

Transversalement la vallée du canyon d’Isser présente la même configuration que les autres canyons de la région, avec une asymétrie, ou les flancs Est sont plus abruptes que les flancs Ouest (**Figure III.17.b** et **Figure III.17.c**).



**Figure III.17** : Profils bathymétriques du canyon d'Isser, (a) : Profil longitudinal, (b) Profil transversal amont (le trajet du profil est marqué en A sur la figure III.16.a) et (c) Profil transversal de la vallée principale (le trajet du profil est marqué en B sur la figure III.16.a)

**Figure III.18 :** Modèle numérique de terrain montrant le canyon d'Isser



➤ **Analyse récapitulative de la morphologie des canyons**

Fait marquant à retenir :

Plus les canyons sont pentus, plus ils sont proches les uns des autres, donc il existe une corrélation entre la pente des canyons et leurs espacement (Harris et Witheway, 2011).

Les canyons de Zemmouri et Cap Blanc incisent très haut le plateau continental et ne sont pas connectés à aucun système fluvial.

Les canyons de Dellys et du Sébaou n'incisent pas le plateau continental, mais la pente continentale, et sont connectés à un système fluvial (Oued Sébaou).

La tectonique semble jouer un rôle dans la formation du complexe de Zemmouri.

La longueur moyenne des canyons de la région est de 18 km.

Les flancs des canyons de la région sont asymétriques, avec des flancs Est plus abruptes que les flancs Ouest, notre hypothèse est que cette asymétrie est due à la force de Coriolis, qui dévie les forces d'écoulement (courant de turbidité) vers l'Est dans l'hémisphère Nord et à l'Ouest dans l'hémisphère Sud. Ainsi, les courants de turbidités qui érodent les canyons sont déviés vers l'Est ce qui traduit une érosion plus intense (redressement des flancs).

**Tableau III.1** : caractéristiques morpho-métriques des canyons

Nom	Longueur (km)	Pente moy (°)	Pente max (°)	Distance tête-rivage (km)	Dénivelé max canyon (m)	Profondeur à la tête (m)	Profondeur terminale (m)
Canyon de Dellys	20	9.5	30	5	325	-300	-2600
Canyon de Sébaou	18.5	11.5	40	2	400	-120	-2300
Canyon d'Isser	17	15	45	6	150	-100	-2400
Canyon de Zemmouri	09	12	28.5	4	300	-60	-1200
Canyon de Cap Blanc	14	10.5	27.5	3,5	330	-80	-1200

D'après le tableau, on constate que plus la pente moyenne du canyon est importante sa longueur diminue (variation inversement proportionnelle).

### 2.1.2 Les ravines et vallées

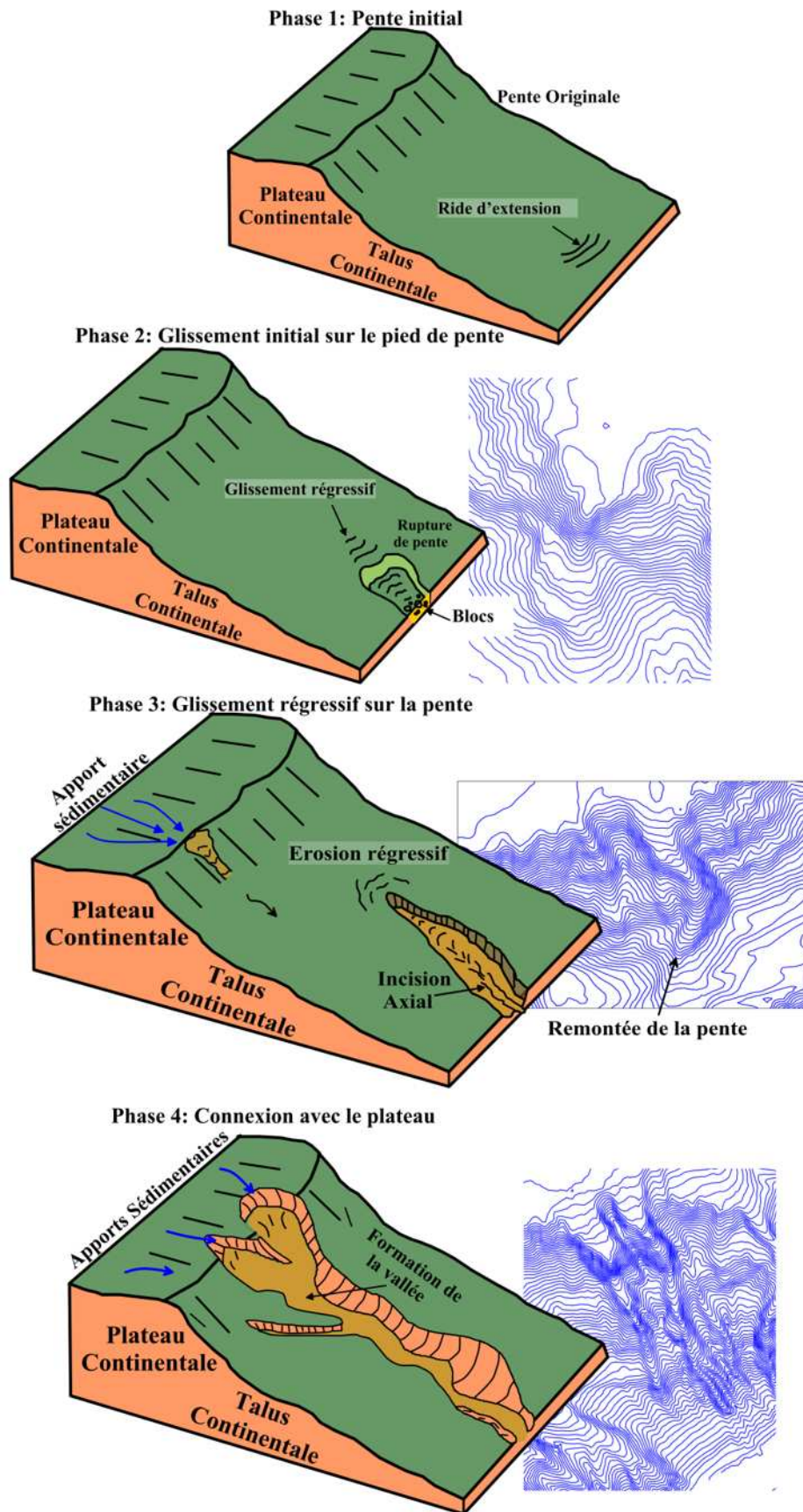
En plus des grands canyons qui creusent profondément la pente continentale, des ravines de morphologies extrêmement différentes, se localisant à différents niveaux du talus continental.

#### ➤ Les ravines

Ce sont des vallées sous-marines relativement rectilignes, caractérisées par de faibles largeurs et profondeurs (Piper et al., 1988 ; Field et al., 1999). Ces vallées, localisées essentiellement sur le rebord du plateau ou sur la pente, sont caractérisées par des pentes abruptes et sont le siège de processus d'érosion.

Une ravine est souvent associée à d'autres, formant ainsi un groupe de ravines (Field et al, 1999). Sur une même marge, leur localisation est souvent variable au cours du temps, et leur origine souvent associée à des déstabilisations du rebord du plateau sous forme de glissements régressifs (Piper et al, 1988).

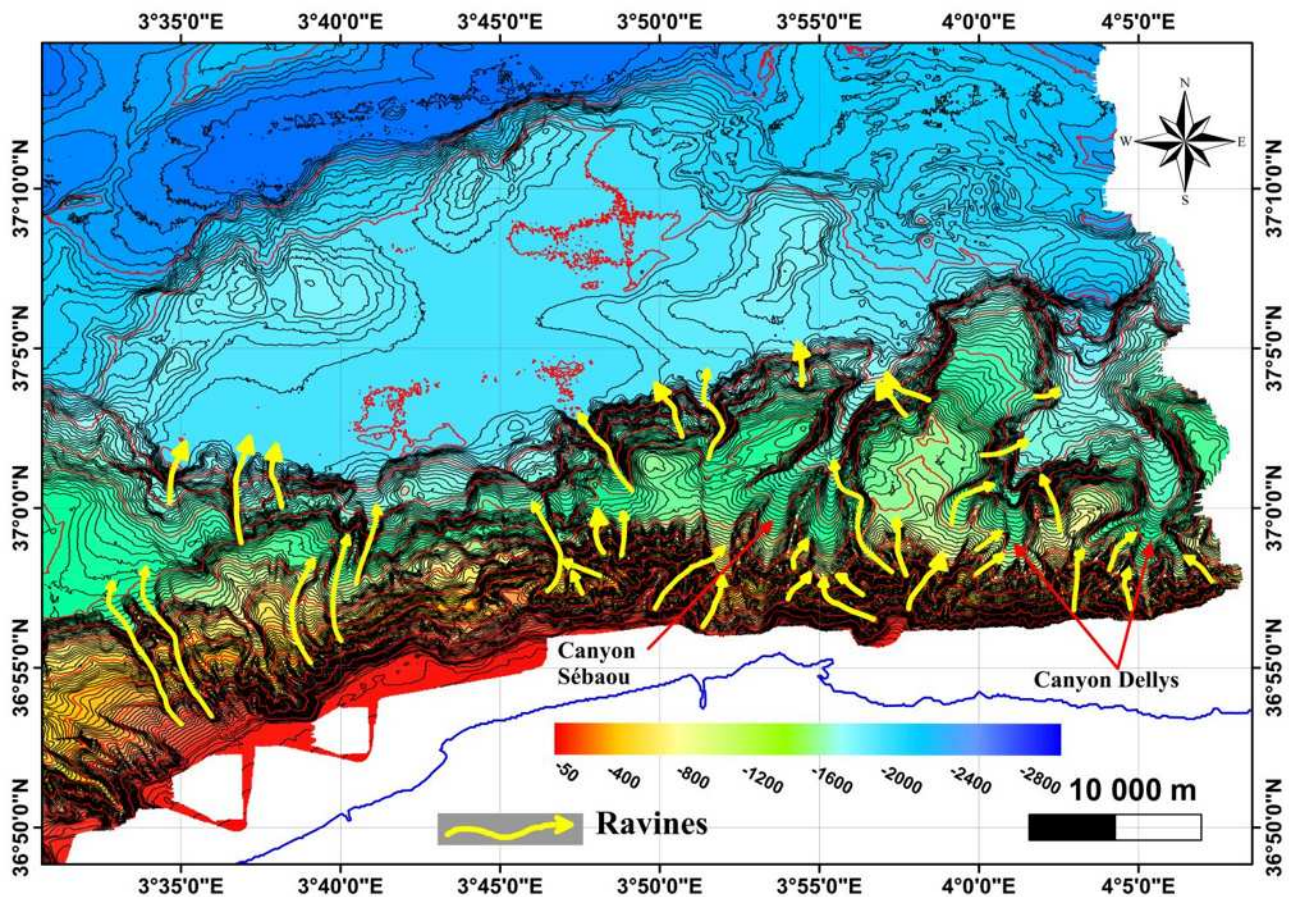
Mc Grégor et al., (1982), Twichell et al (1982), Farre et al., (1983), expliquent la formation des vallées sous-marines et des ravines. Ainsi ils proposent que la formation des vallées gravitaires se fasse à partir de ravines créées sur la pente par des déstabilisations. Celles-ci fragilisent le matériel sus-jacent qui à terme, est lui aussi déstabilisé. Les ravines remontent la pente par érosion régressive dont certaines peuvent atteindre le plateau continental (**Figure III.19**).



**Figure III.19** : Schéma illustrant le modèle de formation et d'évolution des ravines en vallées sous-marines sous l'effet de la gravité (Mc Grégor, 1982)

Ce modèle explique le passage du stade de ravine (morphologie simple) au stade de vallée sous-marine (morphologie complexe) par érosion régressive. L'érosion agit de façon linéaire (verticale) et la forme du creusement est en fonction de la nature de la roche et de la vitesse d'érosion.

Dans la grande baie de Zemmouri, les ravines sont surtout localisées sur les têtes des canyons (**Figure III.20**), il est bien clair que l'érosion est provoquée par les apports continentale (vu l'exiguïté du plateau, les sédiments n'ont pas d'espace pour s'accumulé), toutefois elles peuvent complètement être déconnectées des systèmes des canyons et affectent dans ce cas la pente continentale sans atteindre le plateau continental, ces ravines jouent un rôle majeur dans l'incision des canyons dans cette région. Dans la baie d'Alger ces processus de ravinements présentent des morphologies très proches de celles des canyons.

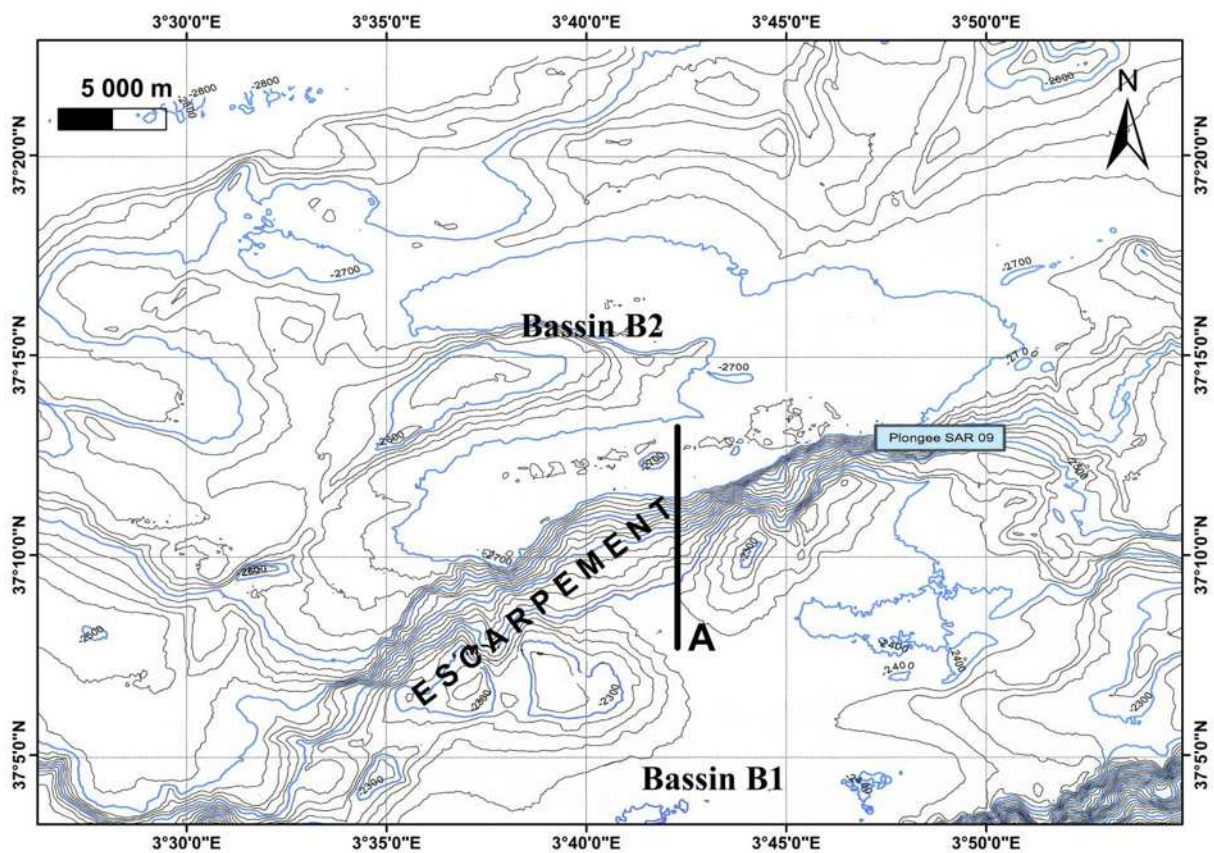


**Figure III.20** : Carte bathymétrique montrant les ravines localisées dans la baie de Zemmouri

### 2.1.3 Les Escarpements

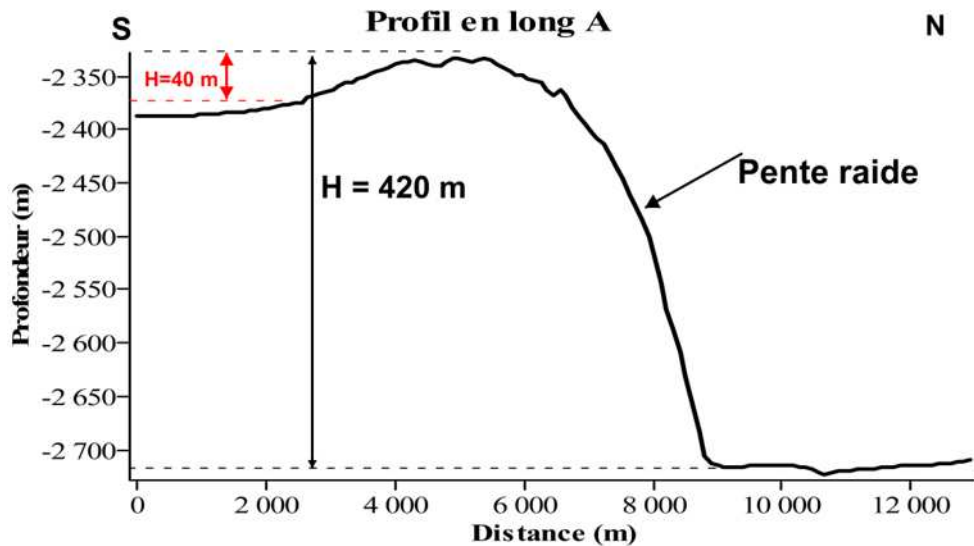
Plusieurs escarpements ont été mis en évidence, mais le plus important est celui qui se localise au large de la baie de Zemmouri qui délimite deux bassins B1 et B2. Il se localise à une distance de 35 Km de la côte, et à une profondeur de -2300 m, son orientation est NE – SW (**Figure III.21**). Cet escarpement surplombe le bassin B2 (**Figure III.21**) sur une hauteur de 350-450 m, avec des valeurs de pente moyenne comprises entre 7 et 16 degrés, il est marqué par de nombreuses traces de glissements. La partie sommitale de l'escarpement est plus ou moins plate, avec des valeurs de pente entre 0 à 2°, il est aussi intéressant de noter que le passage pente-bassin se fait abruptement (**Figure III.22**).

D'après Domzig et al, 2006, cet escarpement à allure courbée, correspondrait à l'expression de l'activité tectonique au cours du plio-quaternaires.



**Figure III.21** : Carte bathymétrique montrant l'escarpement

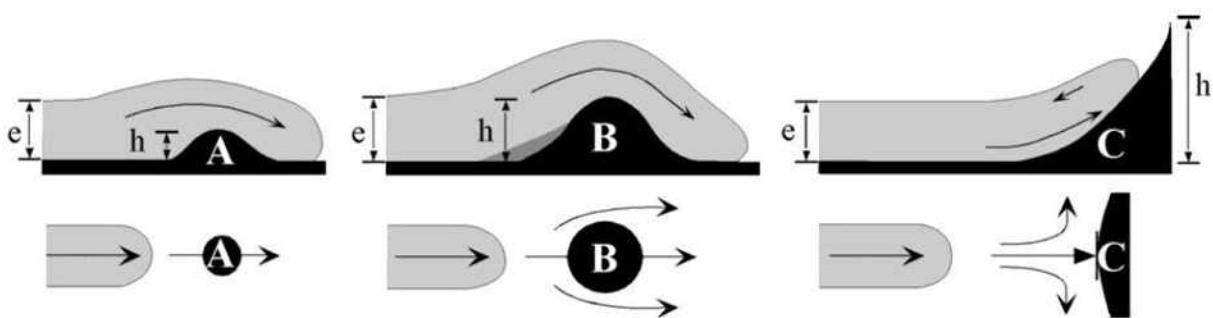
Au pied de cet escarpement, des blocs détachés s'étalent sur une surface importante (**Figure III.24**), les blocs ont des dimensions variables, qui semblent diminuer en s'éloignant de la pente.



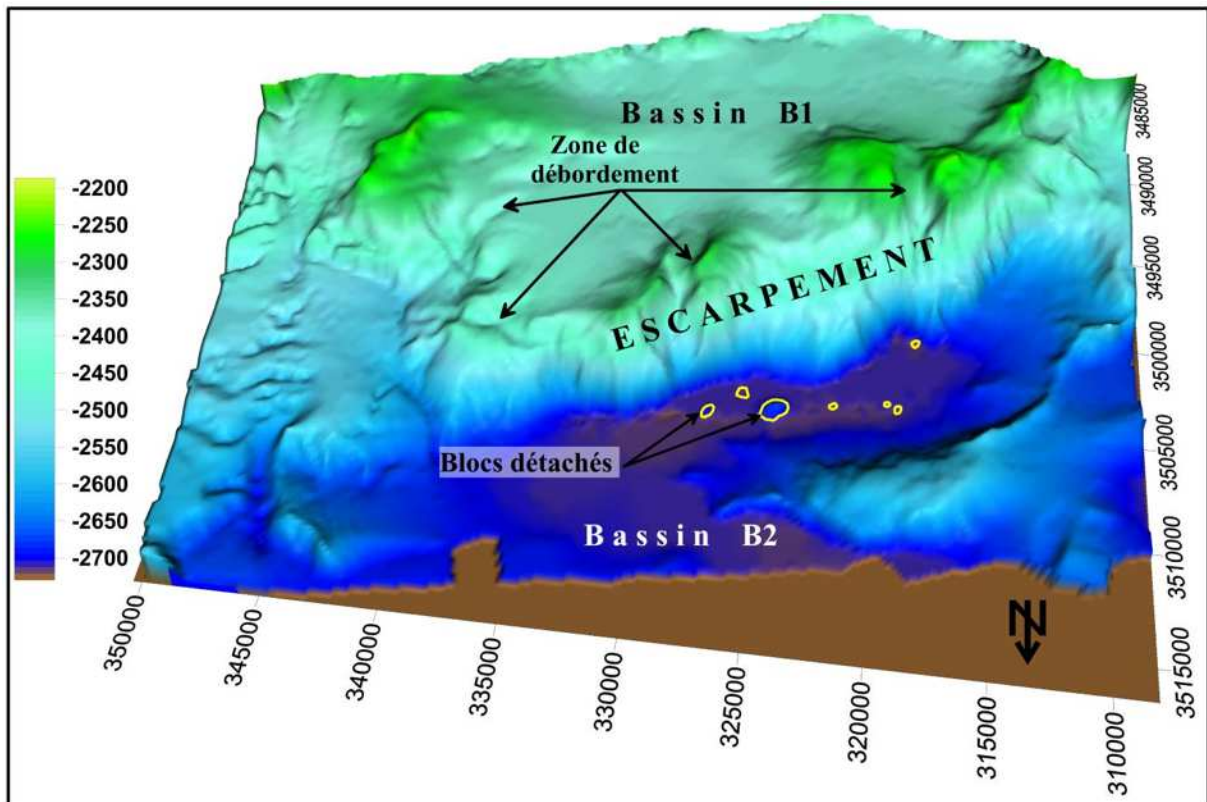
**Figure III.22** : Profil longitudinal de l'escarpement, montrant sa position particulière entre la partie amont et sa partie aval (trajet du profil : voir la figure III.21)

Le profil longitudinal A, montre que la partie sommitale de l'escarpement dépasse le bassin B1 d'une hauteur de 40 m (**Figure III.22**), cette contrainte topographique pourrait ainsi jouer le rôle d'obstacle vis-à-vis des épanchements turbiditiques qui descendent la pente. A cet effet, 03 cas de figure peuvent se présenter :

Si l'épaisseur ( $e$ ) de la *masse des sédiments transportés* (MDTs) est importante et quelle dépasse la hauteur ( $h$ ) de l'escarpement alors la MDTs surpasse l'obstacle sans être fortement affectées (**Figure III.23.A**), si la MDTs est de taille moyenne, alors elle passe par-dessus tout en perdant une grande quantité d'énergie (**Figure III.23.B**), mais si la MDTs est moins volumineuses alors l'obstacle s'oppose à la puissance du courant avec mouvement arrière ou déviation vers l'amont et l'aval (**Figure III.23.C**).



**Figure III.23** : typologie des obstacles s'opposant au mouvement des courants de turbidités (POLLET, 2004)



*Figure III.24* : Image 3D montrant l’EscarpeMENT et les deux Bassins

## 1.2.La baie d’Alger

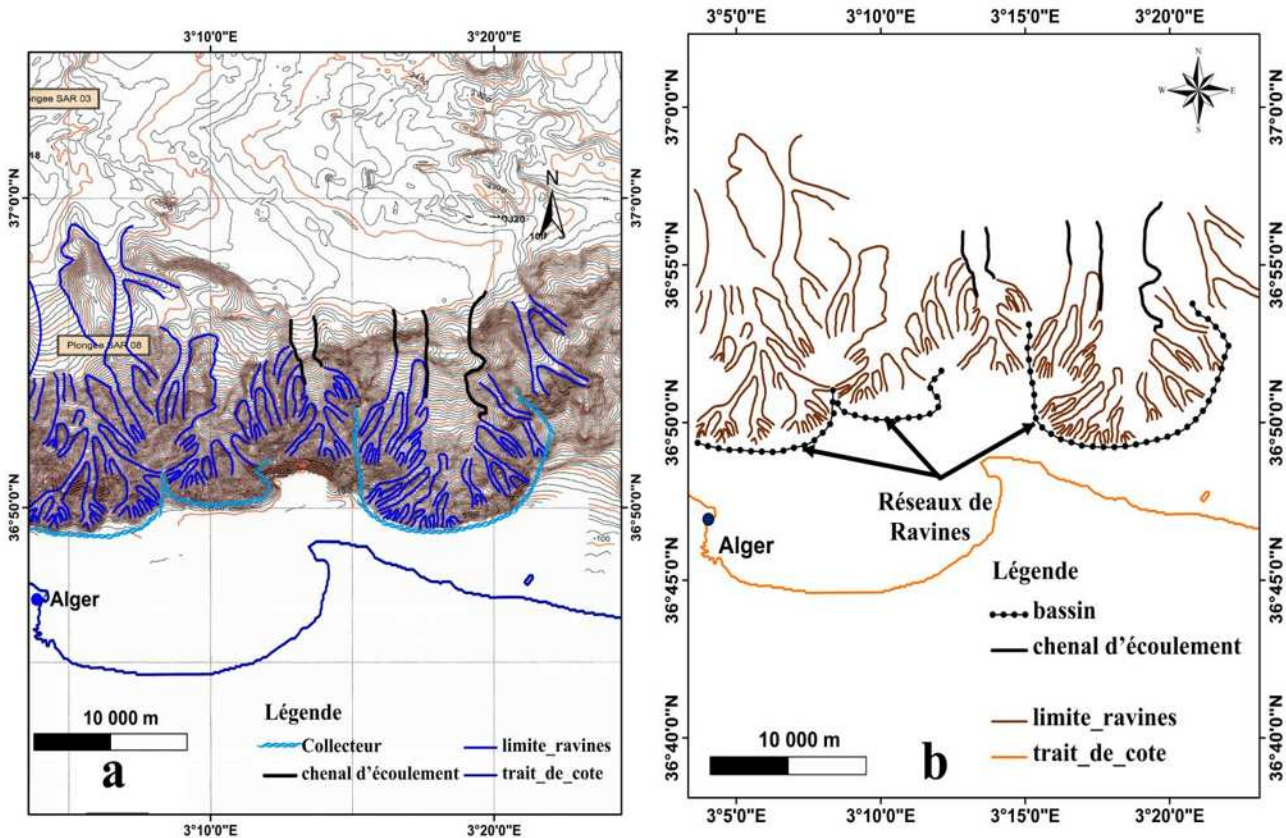
Il est à noter que la pente continentale de cette zone est très abrupte, avec une valeur moyenne de  $20^\circ$  (**Figure IV.2** : Carte de pentes) par rapport à la zone de Zemmouri. Les grandes structures morphologiques que l’on retrouve sont les ravines et les diapirs.

### 2.2.1 Les ravines

Des ravines de morphologies et de tailles extrêmement différentes, se localisant à différents niveaux du talus continental de la baie d’Alger.

Sur la **Figure III.25**, on remarque que la pente continentale de la zone occidentale est nettement plus affectée par les processus de ravinement. La morphologie de ces ravines est relativement complexe, elle se rapproche de celles des canyons. Elles se positionnent à différents niveaux du talus et certaines atteignent le plateau continental. En outre aucun réseau fluvial actuel et conséquent ne débouche en baie d’Alger. Ainsi, se sont ces caractères qui nous ont poussé à leurs attribuer cette appellation.

Leurs formations, peut s’expliquer par le modèle de Mc Grégor et al. (1982), le passage du stade de ravine (morphologie simple) au stade de vallée sous-marine (morphologie complexe) par érosion régressive (**Figure III.19**).



**Figure III.25** : Caractéristiques morphologiques et physiographique des ravines localisées en baie d'Algier, (a) : Carte bathymétrique, (b) : Carte physiographique

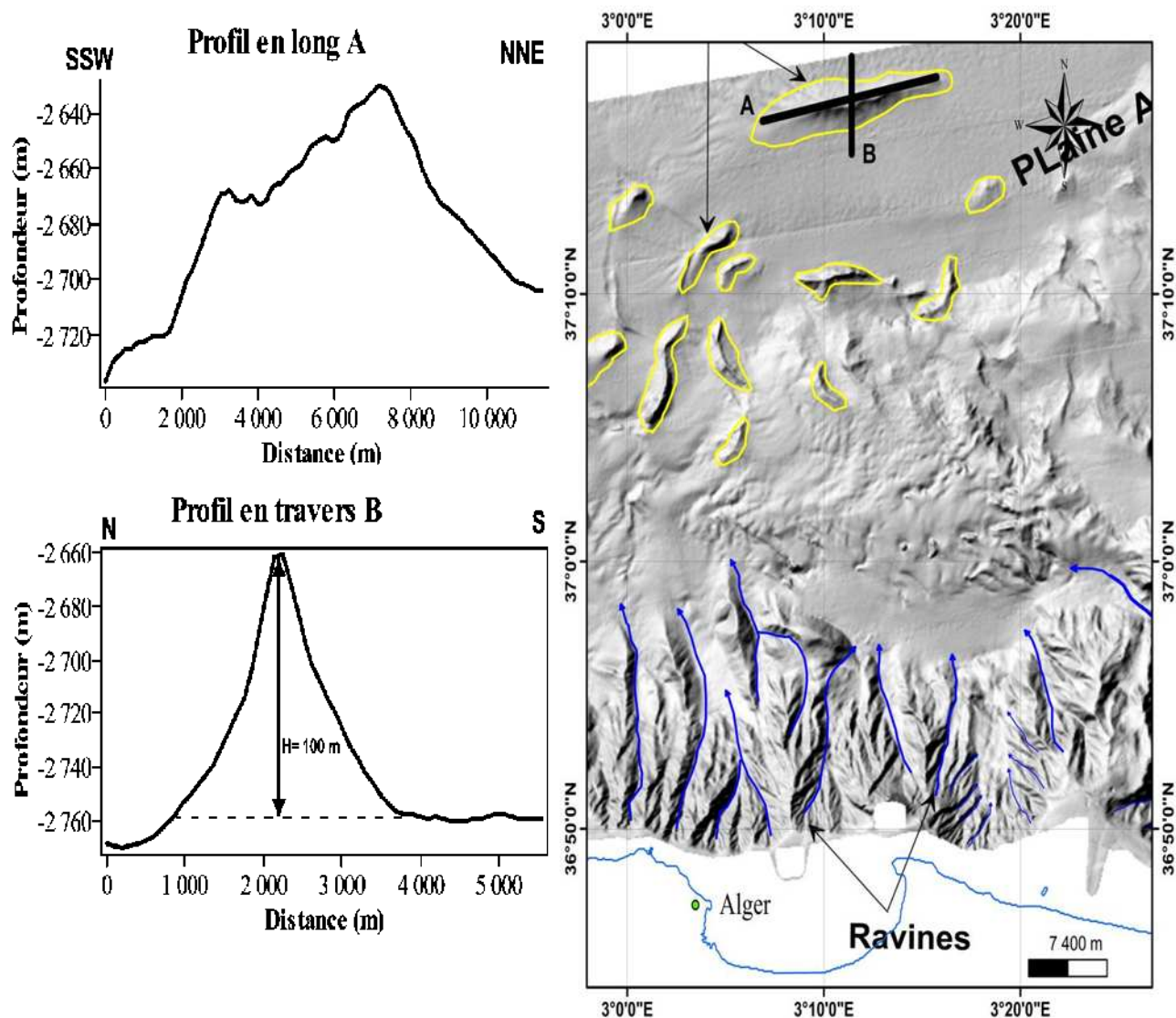
### 2.2.2 Les diapirs

Dans le bassin profond de la marge algérienne apparaît de nombreux ressaut morphologique. Ces derniers sont des remontées de sel, qui forment des diapirs, qui résultent des dépôts messénien de la fin Miocène.

La formation des diapirs sous-marins est liée au comportement des évaporites et plus particulièrement le sel. Ce dernier qui est un matériau ductile et déformable, va avoir tendance à s'étaler sous son poids et fluer sur sa base qui constitue une surface de décollement. Sous l'effet, de la tectonique compressive (phase plio-quadernaire), et la charges de couches sus-jacentes, les dépôts messénien vont subir des contraintes qui vont les faire remonter vers la surface.

De nombreux diapirs sont visibles dans le bassin profond de la marge algéroise. Ils sont caractérisés par des formes différentes : allongés ou circulaires et sont plus ou moins alignés sur une direction NE-SW. La longueur des diapirs de sel s'étend entre 1 à 10 kilomètres, avec une altitude maximum de 60-100 m au-dessus du fond sous-marin.

Les profils A et B localisés sur la Figure III.26, nous renseigne sur l'importance de longueur et la hauteur de ces diapirs.

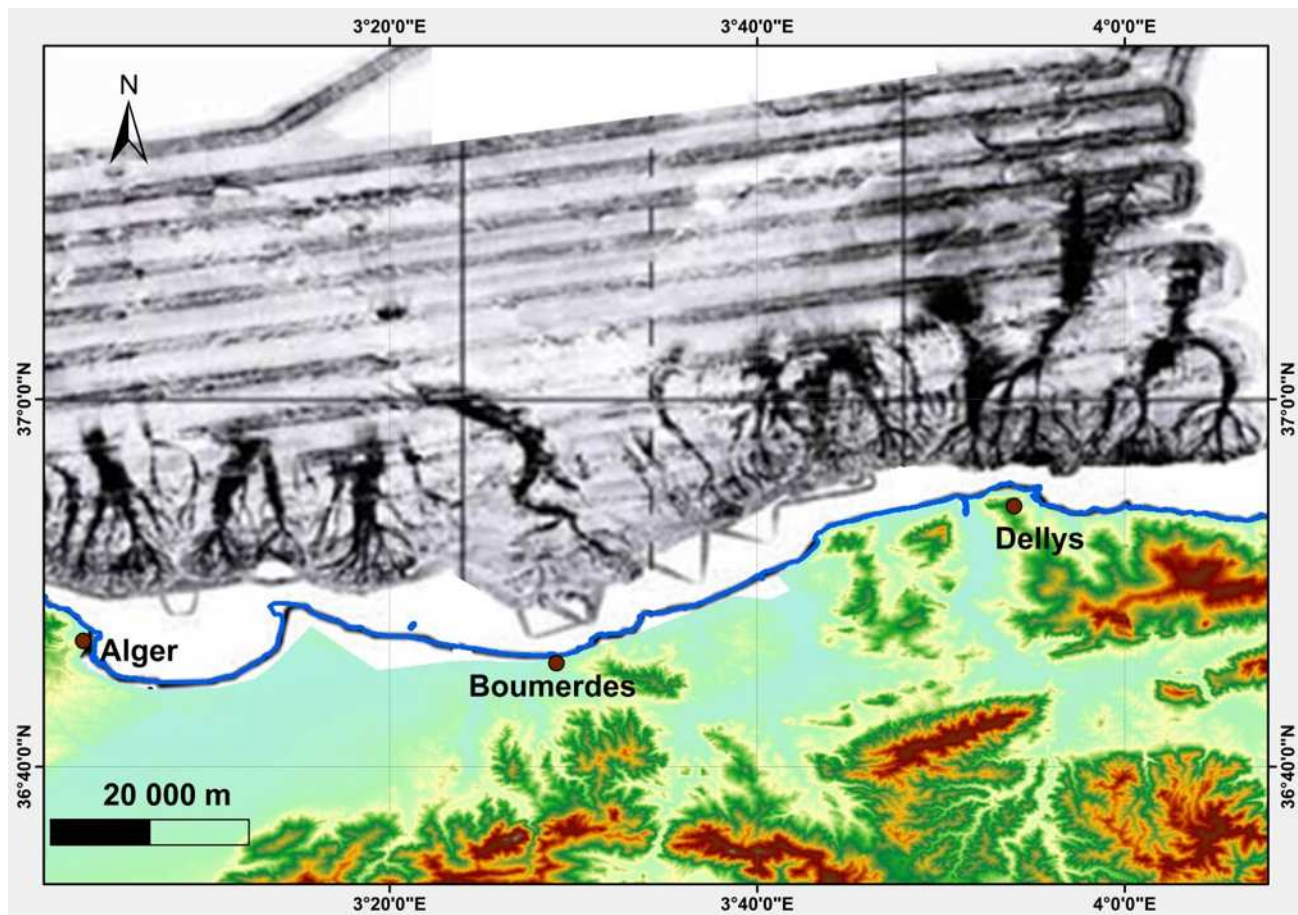


**Figure III.26** : Carte bathymétrique ombrée montrant la localisation des diapirs, en bleu : ravines, en jaune : les diapirs et les profils bathymétriques (longitudinal et transversal)

## 2. Activité des canyons et des ravines

Un canyon est considéré comme actif ou inactif selon qu'il y transite régulièrement ou non des courants gravitaires (courant de turbidité) chargés en sédiments. Cette activité dépend ; de la localisation de la tête du canyon qui se trouve plus ou moins proche d'une source sédimentaire, et des variations des apports sédimentaires au cours du temps ( régime hydrologique).

La carte des réflectivités (**Figure III.27**), nous indique l'activité des canyons et des grandes ravines, par les teintes de niveau de gris. Ainsi, plus le niveau de gris est élevé (gris foncé) plus l'activité est importante et inversement lorsque les teintes tendent vers le blanc, ceci indique une activité faible voire nulle.



**Figure III.27** : Carte des réflectivités montrant l'activité des canyons

La carte des réflectivités montre que la marge Est algéroise est le siège d'une activité importante. L'oued Sébaou se jette en mer au niveau de la ville de Dellys, et il semble avoir connecté directement au canyon du Sébaou. D'après l'analyse de la carte des réflectivités (**Figure III.27**), on remarque que les canyons du Sébaou et de Dellys ont des teintes de niveau de gris élevées. Contrairement à leurs homologues occidentaux (complexe de Zemmouri et Isser) qui sont caractérisés par des niveaux de gris moins marqués.

D'après l'analyse, nous pouvons estimer que le Canyon de Sébaou est le plus actif, car il est caractérisé par des tons plus sombres en terme d'imagerie ; ce qui indique la présence d'un faciès grossier (galets, graviers) sur le fond du canyon, et cela peut être expliqué par les causes suivantes :

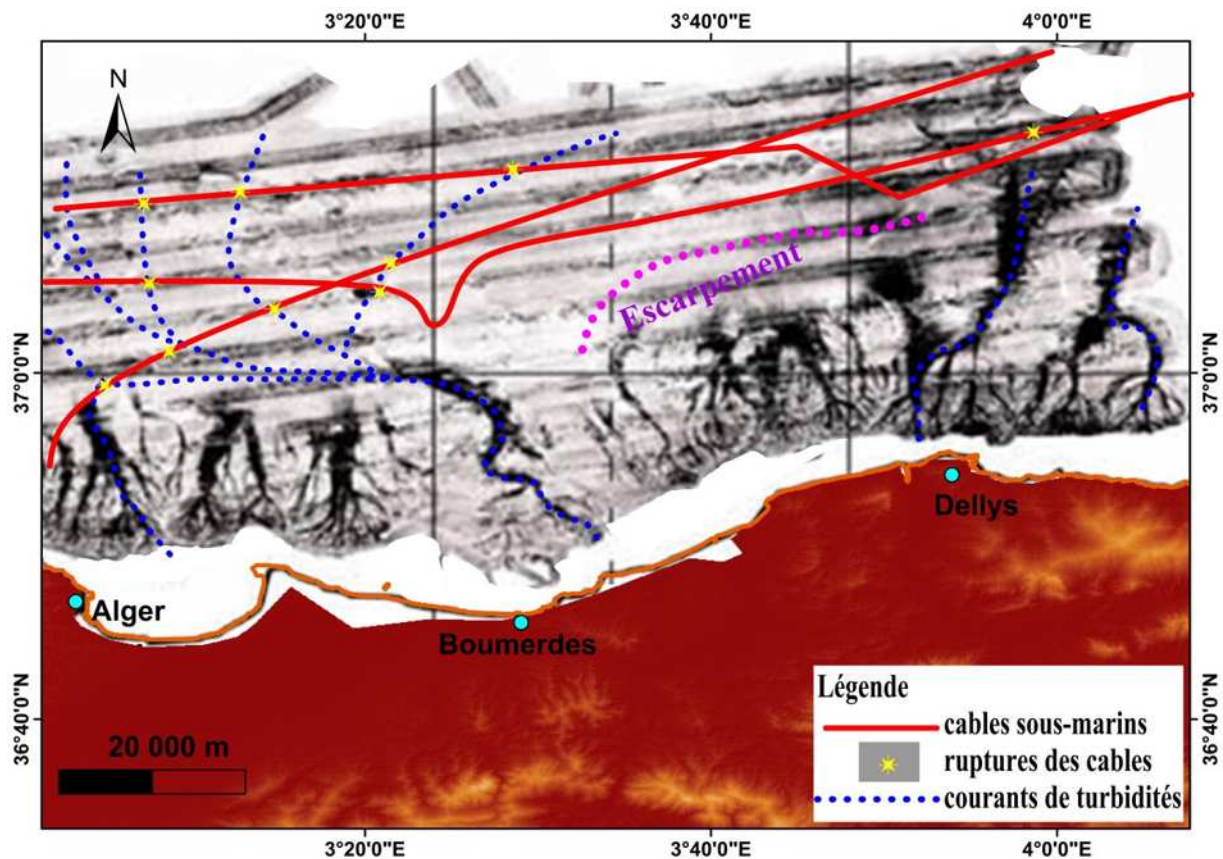
- ❖ Les Canyons sont alimentés directement en sédiment par l'oued Sébaou, qui est l'oued le plus important dans la zone.
- ❖ La déstabilisation des flancs des canyons.

Cependant, même si l'oued Isser ne débouche pas en face du complexe de Zemmouri, nous avons des raisons de penser que le canyon de Zemmouri est toujours actif. Sur la carte des réflectivités, on remarque que le canyon de Zemmouri est marqué par des tons relativement foncés ; indiquant une certaine activité. Cependant, les carottes prélevées dans la zone (Dan et al 2009), montrent que l'activité de ce canyon est essentiellement due à des courants de turbidité (absence de galets et graviers dans les carottes), par contre le Canyon du cap Blanc montre une activité nettement moindre voire nulle.

Il est à noter, que dans le complexe de Zemmouri, l'activité des canyons se localise essentiellement dans les parties avales et plus particulièrement à partir de la zone où prend naissance la vallée principale.

La carte des réflexivités montre aussi que la marge Ouest algéroise présente des niveaux de gris élevés, ceci indique une activité des grandes ravines, en conclusion, l'érosion régressive (ravinement) est toujours active et continuera jusqu'à ce que la pente va atteindre son équilibre et peut être elle donnera naissance à un canyon.

Cette activité des canyons et des grandes ravines se traduit par la présence de nombreux courants de turbidité. La présence de ces courants de turbidités est confirmée par la rupture de nombreux câbles téléphoniques, lors des séismes qui ont affectés la marge algérienne et plus particulièrement le séisme de Boumerdès (2003). Cattaneo et al. 2012, ont cartographié les zones de ruptures des câbles téléphoniques sous-marins (**Figure III.28**), il montre également les directions des épanchements turbiditiques.



**Figure III.28** : Carte montrant les différentes ruptures des câbles sous-marins et les directions des épanchements turbiditiques, suite au tremblement de terre de Boumerdès 2003 (Cattaneo et al 2012)

A l'exception des canyons du Sébaou et de l'Isser, tous les autres canyons de la marge algéroise ne sont pas directement reliés au réseau hydrographique continental. Cette situation en rapport avec leurs activités, démontre que les canyons sont le siège de nombreux mouvements gravitaires et plus particulièrement par des courants de turbidités.

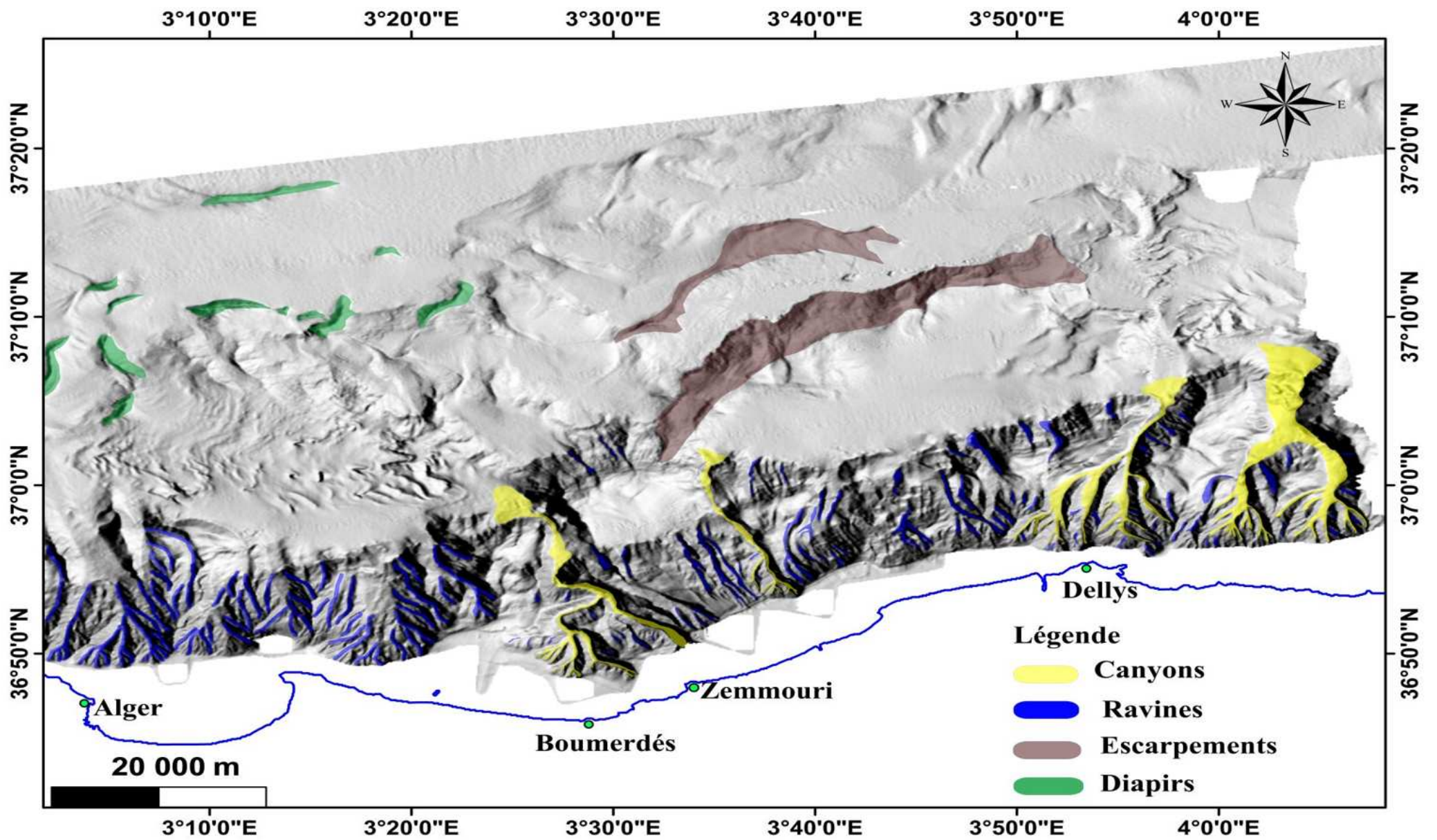


Figure III.29 : Carte récapitulative des grandes formes morphologiques

**Chapitre IV**  
**Processus Gravitaires**  
**et Evaluation des**  
**instabilités de pente**  
**sous-marine**

## Introduction

Après la présentation géomorphologique générale de la zone d'étude, nous allons maintenant exposer les résultats de la cartographie des glissements sous-marins.

En général, les glissements sous-marins représentent :

- a)** un des processus majeurs de transfert de sédiment entre le plateau continental, ou plutôt la pente continentale, et la plaine abyssale. L'évaluation de la quantité, de la récurrence et de la distribution de glissements permettent de mieux comprendre l'évolution morphologique de la marge.
- b)** une des expressions en surface de phénomènes géodynamiques d'origine plus profonde, comme les déformations crustales, les failles actives, les séismes, etc.
- c)** une des expressions de l'aléa gravitaire avec d'importantes conséquences du point de vue de l'exploitation des domaines sous-marins pour les activités humaines (pose de câbles sous-marins et des pipe-lines).
- d)** une source potentielle de tsunamis, Le mouvement de l'eau entraîné par un glissement sous-marin peut en effet déclencher un tsunami, en fonction du caractère de la masse glissée (volume, densité, cohésion), de la forme et de la distribution de cette masse, de sa position et de sa façon de bouger. Normalement, les tsunamis de ce type sont engendrés près de la côte, car c'est là que les accumulations de sédiment potentiellement instables se trouvent et que la déformation de la surface de l'eau serait d'autant plus grande que la profondeur d'eau sera modérée.

Les glissements sous-marins sont habituellement mis en évidence grâce à l'observation d'un ou plus des faits suivants :

- Endommagement d'infrastructures posées sur le fond marin (câbles de télécommunications ou pipe-line).
- changements de la morphologie/bathymétrie d'une zone donnée dans un intervalle de temps court.
- Détection des morphologies caractéristiques sur le fond marin ou dans les couches sédimentaires superficielles.

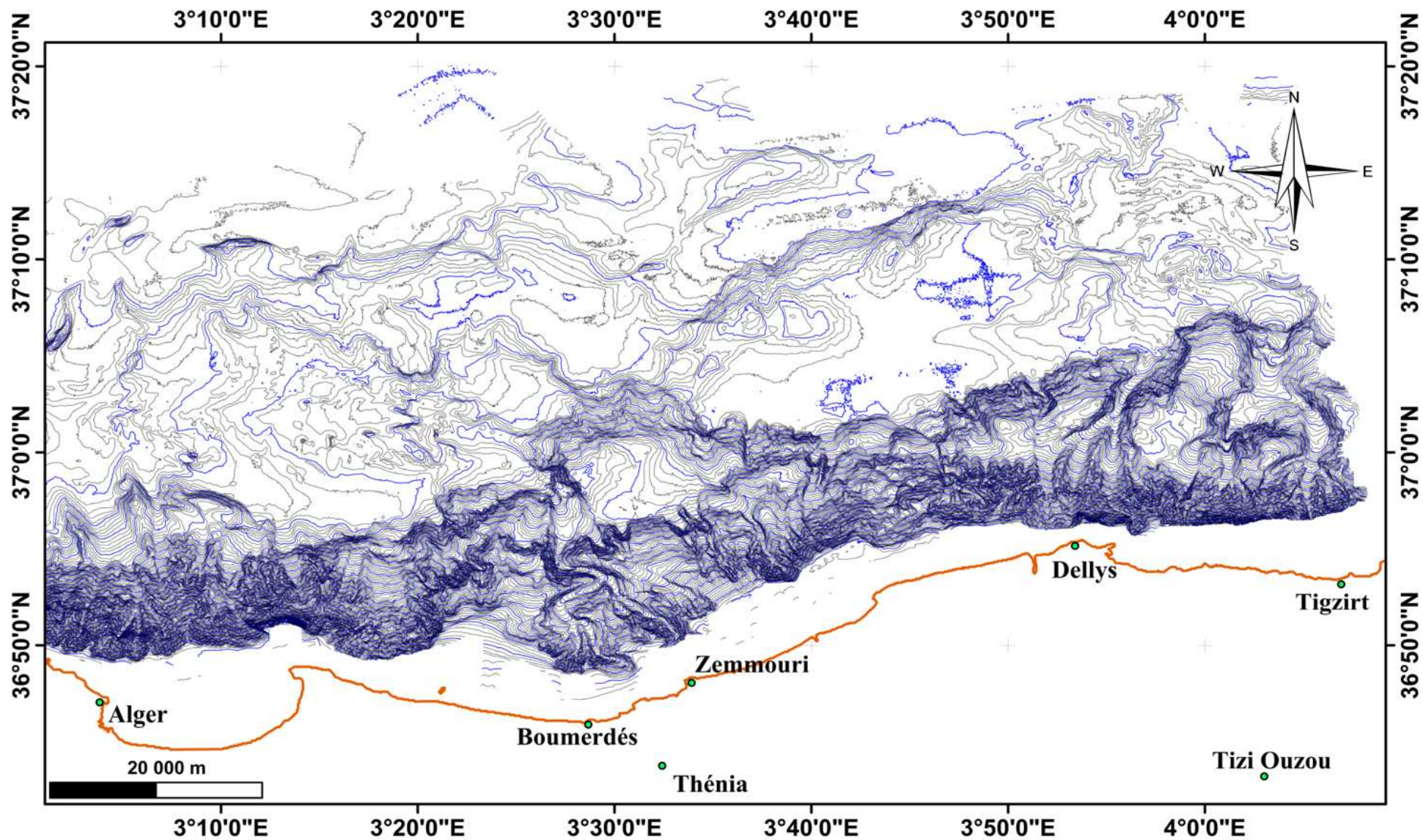
Dans le cadre de notre travail, nous utiliserons essentiellement le deuxième point, qui consiste à utiliser la morphologie comme outil de détection des mouvements gravitaires. En effet, le but consiste à localiser précisément les zones des glissements sédimentaires, et d'en quantifier le volume des masses glissées.

Cette partie de travail a été réalisée sur la base de cartes, bathymétrique (**Figure IV.1**), la carte bathymétrique ombrée (**Figure III.29**), la carte des pentes (**Figure IV.2**), ainsi que les profils longitudinaux et transversaux, réalisées avec le logiciel Arc-Gis à partir des modèles numériques du terrain (MNT) synthétisés, et sur les images des profils SAR.

Il s'agissait de proposer :

- 1) Une reconnaissance des différents types d'instabilités présentes sur la pente continentale ;
- 2) Une cartographie de leur répartition ;
- 3) Une classification en fonction de la taille ;
- 4) Et, enfin l'orientation des glissements par rapport au nord (Azimut).

Ces données ne fournissent que l'état de stabilité ou d'instabilité de la pente continentale à un instant donné sans pouvoir prédire comment évoluera cet état dans un avenir plus ou moins proche.



*Figure IV.1* : Carte bathymétrique (Sea\_beam) de la zone d'étude

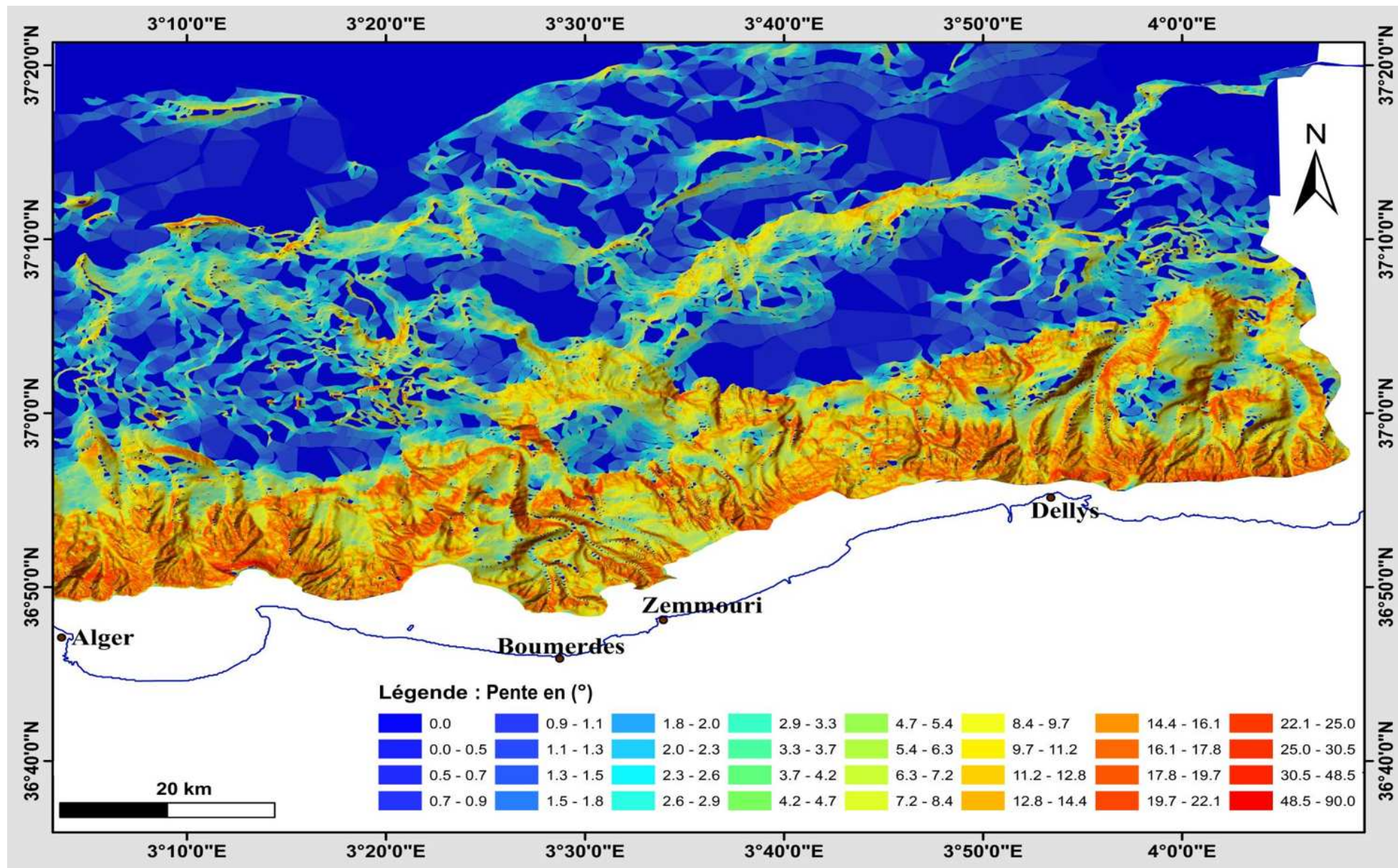


Figure IV.2 : Carte des pentes de la zone d'étude

## **IV.1 Reconnaissance et cartographie des zones d'instabilité**

L'évaluation de la présence des instabilités gravitaires (glissements), est principalement basée sur l'analyse de la carte bathymétrique réalisée à l'aide du sondeur multifaisceaux EM 300 dont la résolution spatiale est de quelque décimètres. Les cicatrices d'arrachements ont une signature distincte, les contours sont reconnaissables sur la carte bathymétrique par des ressauts morphologiques curvilignes, d'autre part, les profils longitudinaux et transversaux permettent d'extraire les paramètres géométriques des glissements. L'imagerie acoustique (SAR), nous a permis une visualisation des glissements et des dépôts associés.

Du point de vue de la rigueur dans l'identification des glissements, il faut rappeler le fait, que différents types de processus gravitaire peuvent coexister, et que plusieurs événements successifs peuvent se superposer sans qu'il soit possible de les distinguer. Il n'est donc pas impossible que certaines valeurs de glissements considérés comme événements singuliers aient été surestimés, car le volume glissé peut inclure soit des volumes de sédiment qui ont été érodés par des courants, soit une somme de plusieurs événements mineurs non simultanés.

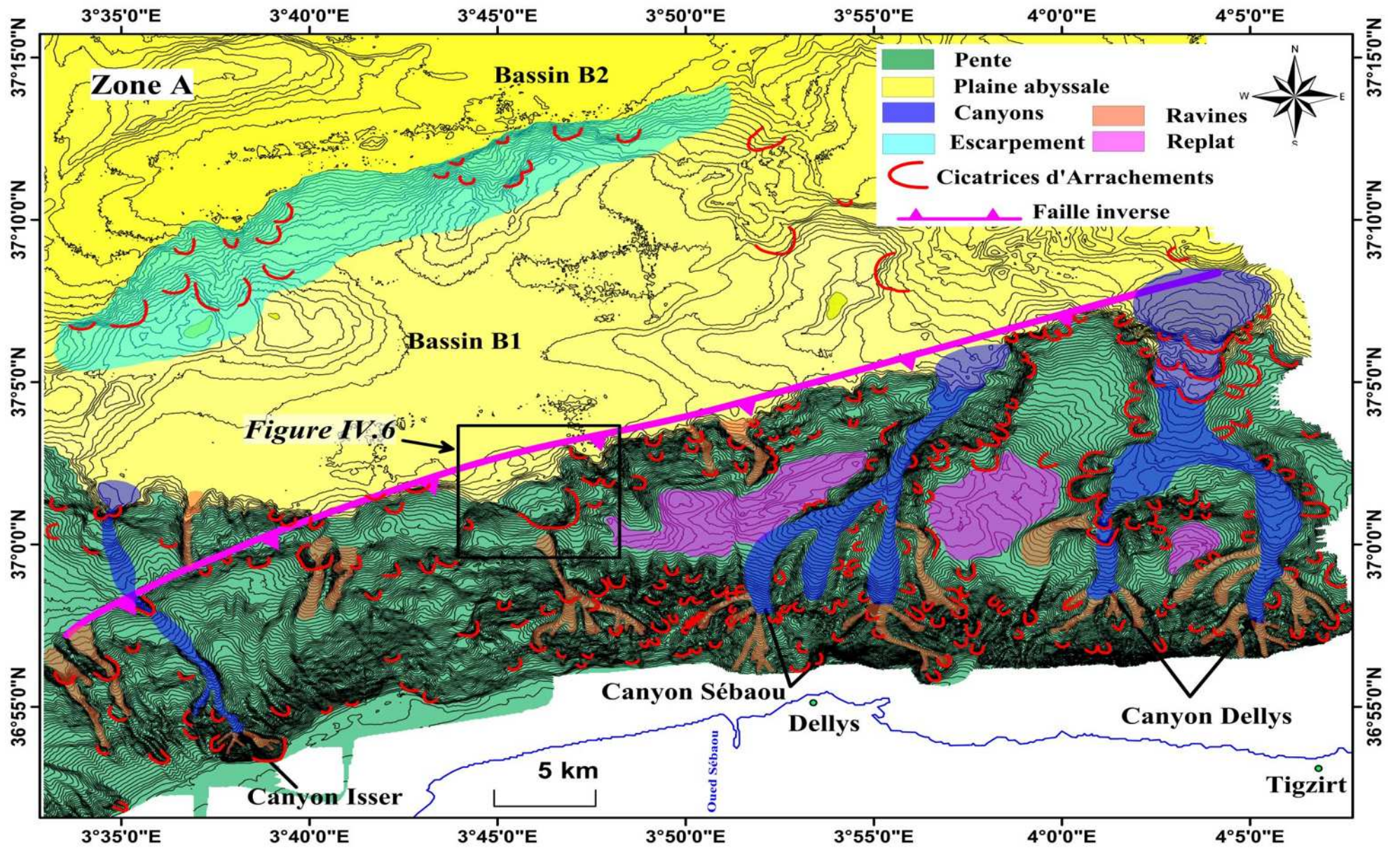
Pour des raisons de commodité (vu l'ampleur de la zone analysée), et pour mieux présenter les glissements (cicatrices d'arrachements) sur la carte bathymétrique, on a décidé de travailler zone par zone d'Est en Ouest.

### **1.1. La zone Est (zone A)**

Cette zone se localise dans la marge Est (**Figures IV.3**), elle comprend les trois canyons : Dellys, Sébaou et Isser ainsi que l'escarpement S, elle est caractérisées par un plateau continental réduit, avec une pente modérée et des apports sédimentaires importants.

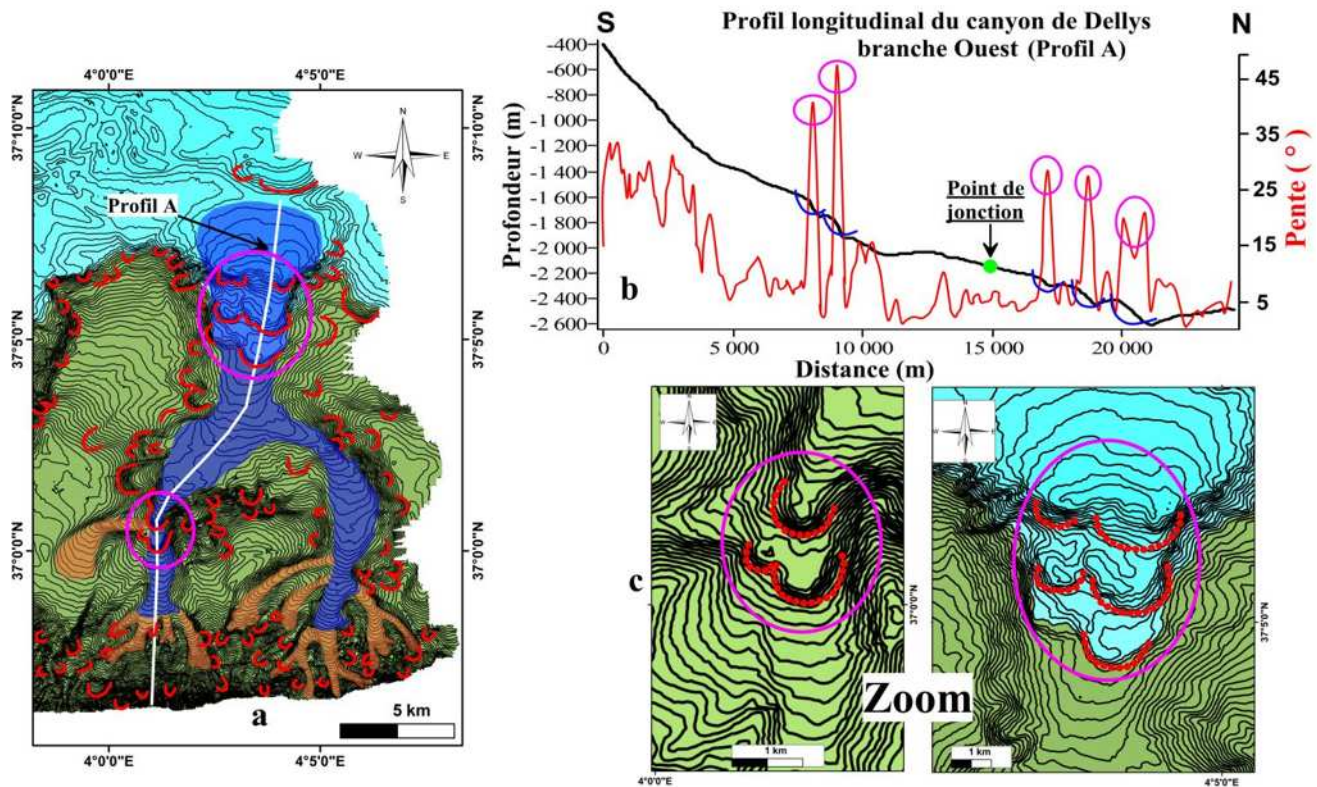
Lors de l'analyse morphologique, plusieurs glissements à proximité des canyons avaient été observés (**Figures IV.3**). Ces glissements se produisent en général sur la pente continentale, particulièrement aux têtes et aux flancs des canyons, et au niveau des interfluves, et en particulier sur la partie la plus avale de la pente, associés au segment de faille inverse mis en évidence par J. Déverchère et al., 2005.

D'autre part, il apparaît des cicatrices d'arrachement dans l'axe des canyons et plus particulièrement dans les vallées principales des canyons de Dellys et canyon d'Isser.



Figures IV.3 : Cartographie des cicatrices d'arrachement au large de la Zone A (Marge Est)

Classiquement, la variation de la pente dans l'axe des canyons suit un cheminement plus ou moins linéaire (profil d'équilibre). La vallée principale de la branche Ouest du canyon de Dellys est marquée par de nombreuses variations de pente qui sont remarquables sur le profil longitudinal (**Figures IV.4.b**), ces variations ne peuvent donc être assimilées qu'à des zones de glissement. La morphologie de ces glissements se caractérise par des ressauts curvilignes emboîtés (**Figures IV.4.c**).

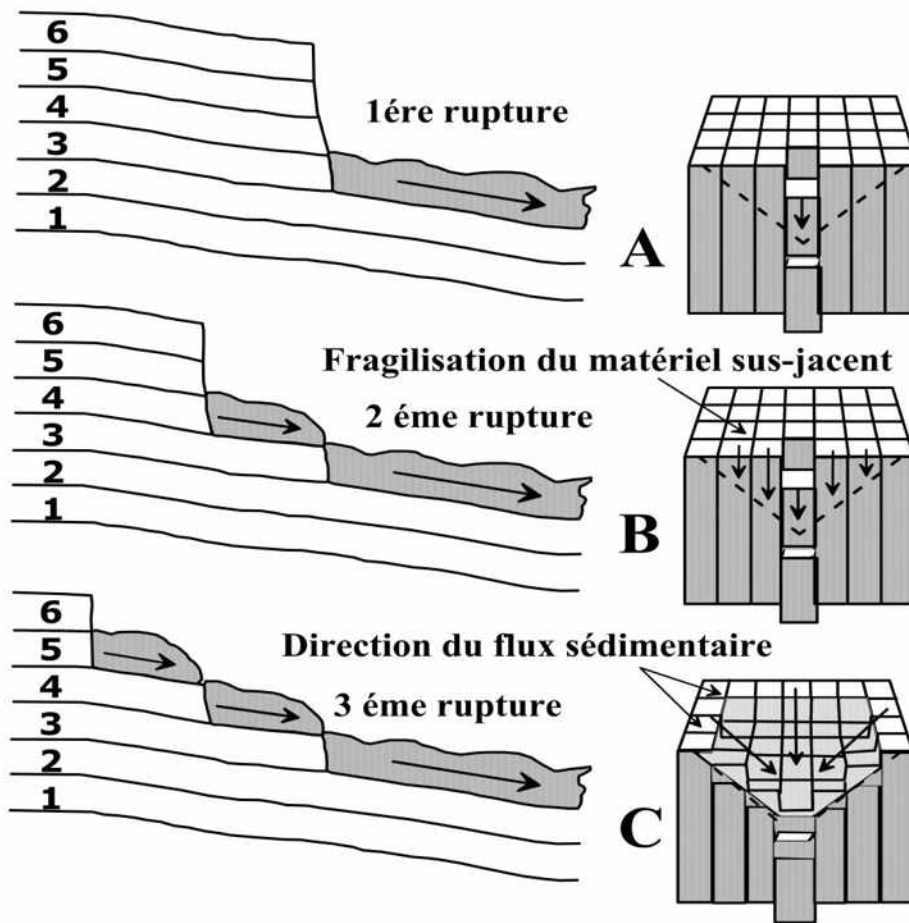


**Figures IV.4** : carte bathymétrique montrant l'endroit des glissements et le profil longitudinal dans l'axe du canyon (branche Ouest)

Ces glissements sont de taille relativement réduite à cet effet, la mesure ou le calcul de paramètres quantitatifs des glissements identifiés tels que le volume mobilisée par les glissements, par l'approche de McAdoo et al. 2000, est très délicats surtout dans la mesure de calcul du paramètre épaisseur ( $h$ ).

Globalement, la direction azimutale, de ces glissements localisés dans l'axe des canyons, est pour la pluparts N – S, ce qui nous renseigne sur l'importance des épanchements gravitaires dans l'axe du thalweg.

Selon Praston et Coakley 1996, ces glissements sont à l'origine d'une érosion régressive associée aux écoulements gravitaires.



**Figures IV.5** : Principe de l'érosion régressive (Praston and Coakley, 1996)

- A) Une première rupture se produit et provoque la fragilisation du matériel sus-jacent.
- B) Ceci entraîne une déstabilisation en chaîne en amont, dont les produits transitent via l'espace créé en aval,
- C) Le processus s'arrête lorsque l'érosion n'est plus assez importante pour déstabiliser le matériel en amont.

En outre, des cicatrices d'arrachements sont localisées sur le flanc Nord de l'escarpement, mais de petite taille. L'origine de ces glissements est probablement liée à l'activité tectonique de la région. En effet, cet escarpement correspondrait à l'expression de l'activité tectonique au cours du Plio-Quaternaire. (Domzig et al, 2006).

D'après Cattaneo et al., 2010, ce type de glissements superficiels et profond ne peuvent être classifiées que comme glissements désintégratifs qui participent dans l'évolution morphologique de la marge.

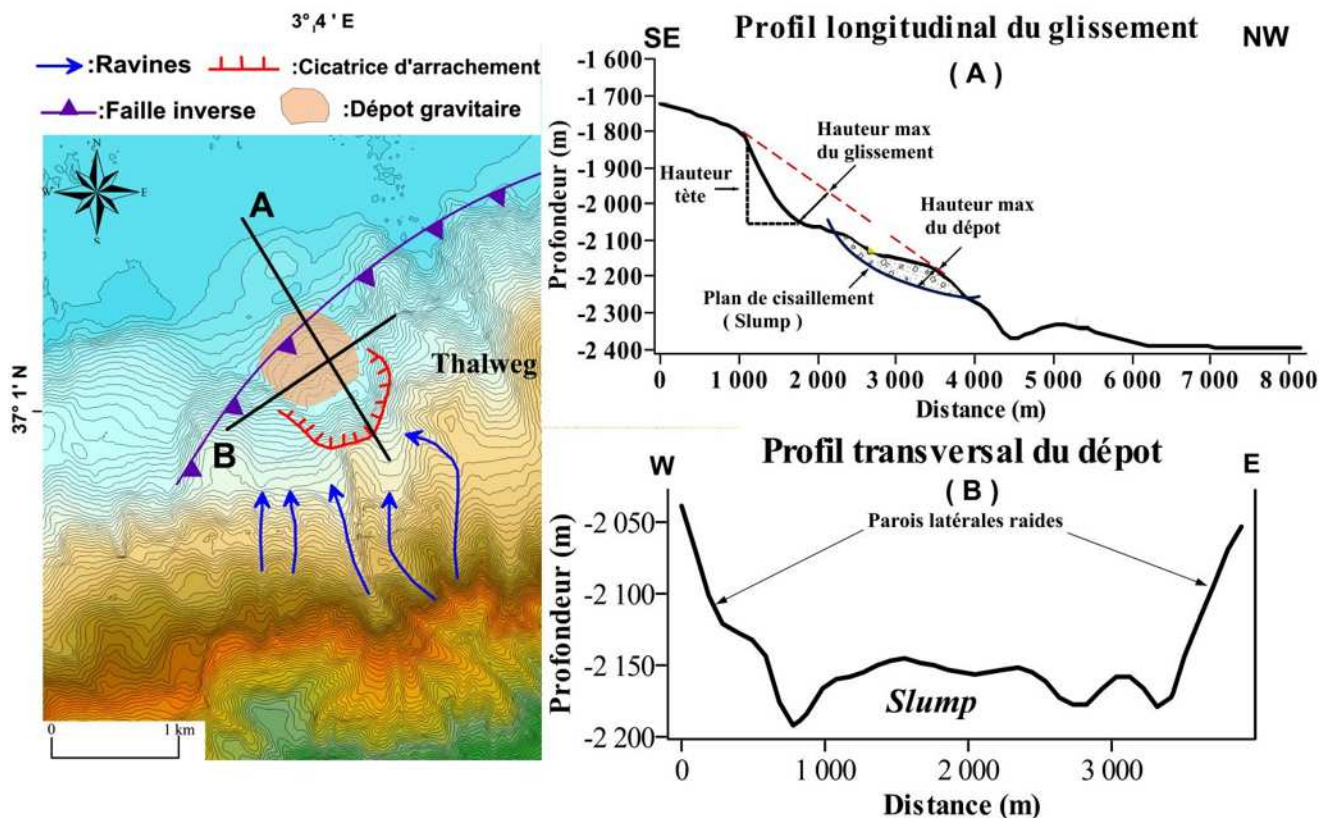
Cependant le fait remarquable de la zone A, est la présence d'un glissement au pied de pente, dont la taille est nettement plus importante. Il se localise entre les deux canyons de Sébaou et le canyon d'Isser, approximativement, à une profondeur de -1750 m (**Figures IV.6**), ce glissement a fait l'objet d'une étude détaillée.

- **Morphologie et imagerie du glissement du cap Djinet**

Le glissement s'initie en milieu de pente vers -1750 m de profondeur (**Figures IV.6**), la particularité de ce glissement est qu'une partie du sédiment mobilisé est restée sur la pente juste en aval de la loupe d'arrachement. Vu les caractéristiques morphologiques de ce glissement (Cohésif) et de la classification des glissements établi par Dott, (1976), on considère que ce glissement est un glissement en masse de type (*Slide* ou *Slump*).

Les paramètres géométriques de ce glissement sont :

- ❖ La hauteur de la tête de glissement est de 200 m ;
- ❖ Le dépôt couvre une superficie significative de 4.93 km<sup>2</sup> ;
- ❖ La pente à la tête de glissement est de 16° ;
- ❖ Le volume du dépôt est de 0.486 km<sup>3</sup> (Le volume du glissement est calculé selon les indications de McAdoo (2000)) ;
- ❖ Direction du glissement et du dépôt NNW-SSE ;
- ❖ Azimut : N 326°.



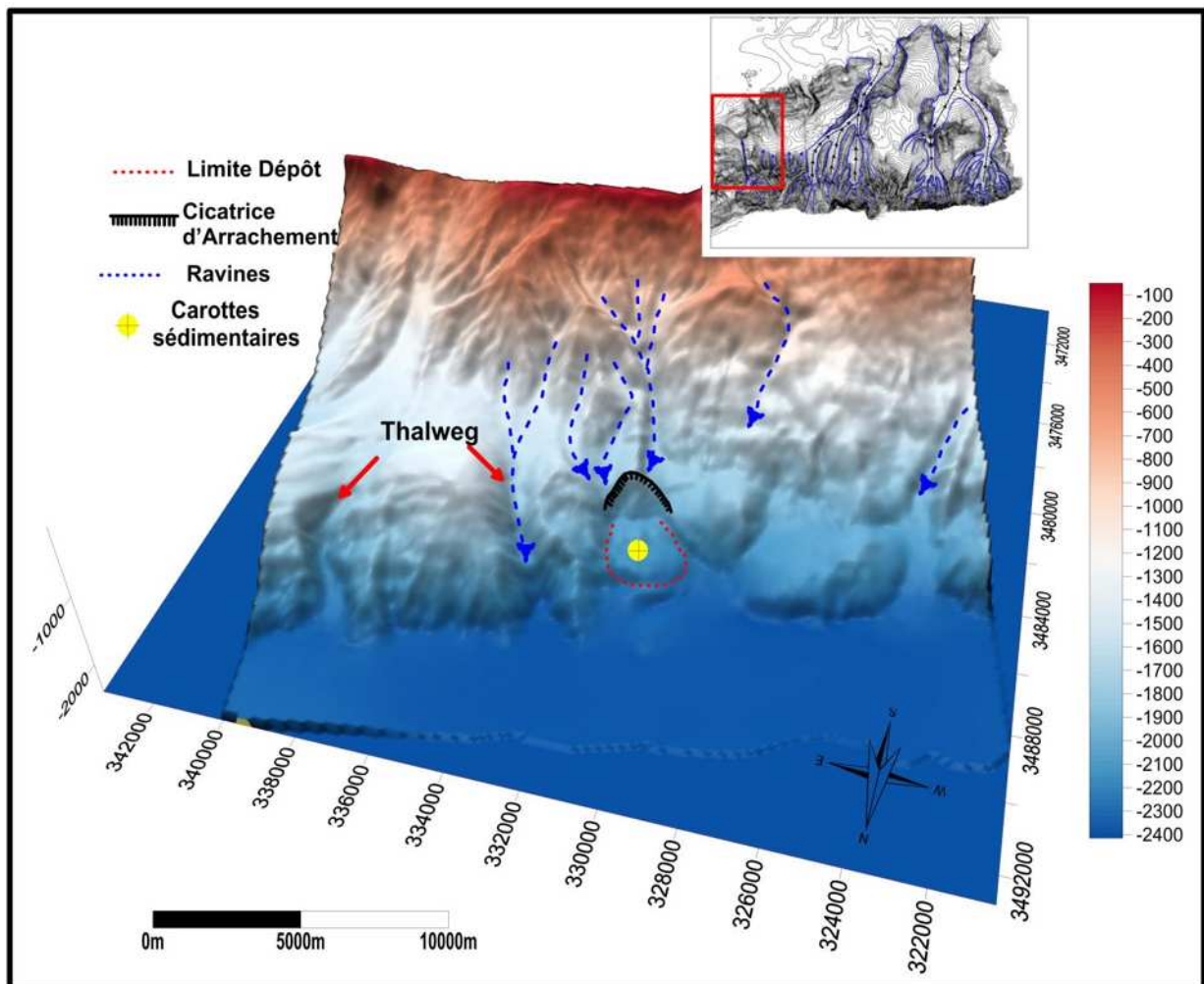
**Figures IV.6** : Carte et profils bathymétrique à travers le glissement, synthétisant les différents paramètres du glissement

Il paraît évident qu'une partie importante du sédiment mobilisé a été évacué de la zone de glissement par les courants de turbidités.

Vu l'emplacement du glissement en amont de la faille supposée responsable du séisme de Boumerdès d'après Déverchère et al 2005 (Zemmouri 2003), il est évident de se poser la question :

- **Ce glissement est-il lié au séisme de Boumerdès du 21 mai 2003 ?**

Lors de la campagne MARADJA 2 (2005), une carotte sédimentaire a été récupérée dans la zone du dépôt gravitaire, afin de caractériser les sédiments du point de vue géotechnique et de contraindre l'âge du glissement. En ce qui concerne l'âge du glissement, selon DAN et al., 2009, le seul indice qui permet de confirmer que le glissement est récent, est l'absence de dépôt turbiditiques au-dessus du *Slump*. Cependant, il est difficile d'affirmer qu'il est incontestablement lié au séisme de Boumerdès.



**Figure IV.7 :** Synthèse de résultats montrant le dépôt gravitaire sur le pied de pente et la localisation de la carotte sédimentaire

## 1.2. La zone Ouest (B)

Cette zone s'étend d'oued Isser jusqu'à l'extrémité ouest de la baie d'Alger, elle comprend le complexe de Zemmouri, les ravines, les diapirs et un escarpement de faible dénivelée (200 m) localisé sur la plaine abyssale. Cette partie Ouest de la marge est caractérisée par un plateau continental plus large, une pente continentale à forte déclivité (de 8° à 40°), et par des apports sédimentaires moins importants (Oued El Harrach et Oued El Hamiz) comparativement à la zone Est. Le point particulier de cette zone est que le passage, pente - bassin profond, se fait progressivement (**Figure IV.8**).

De nombreuses traces de glissements ont été cartographiées sur la pente continentale, leurs distributions, se fait selon des zones préférentielles, plus particulièrement, associées aux réseaux de ravines et aux têtes et flancs des canyons de Zemmouri et Cap blanc.

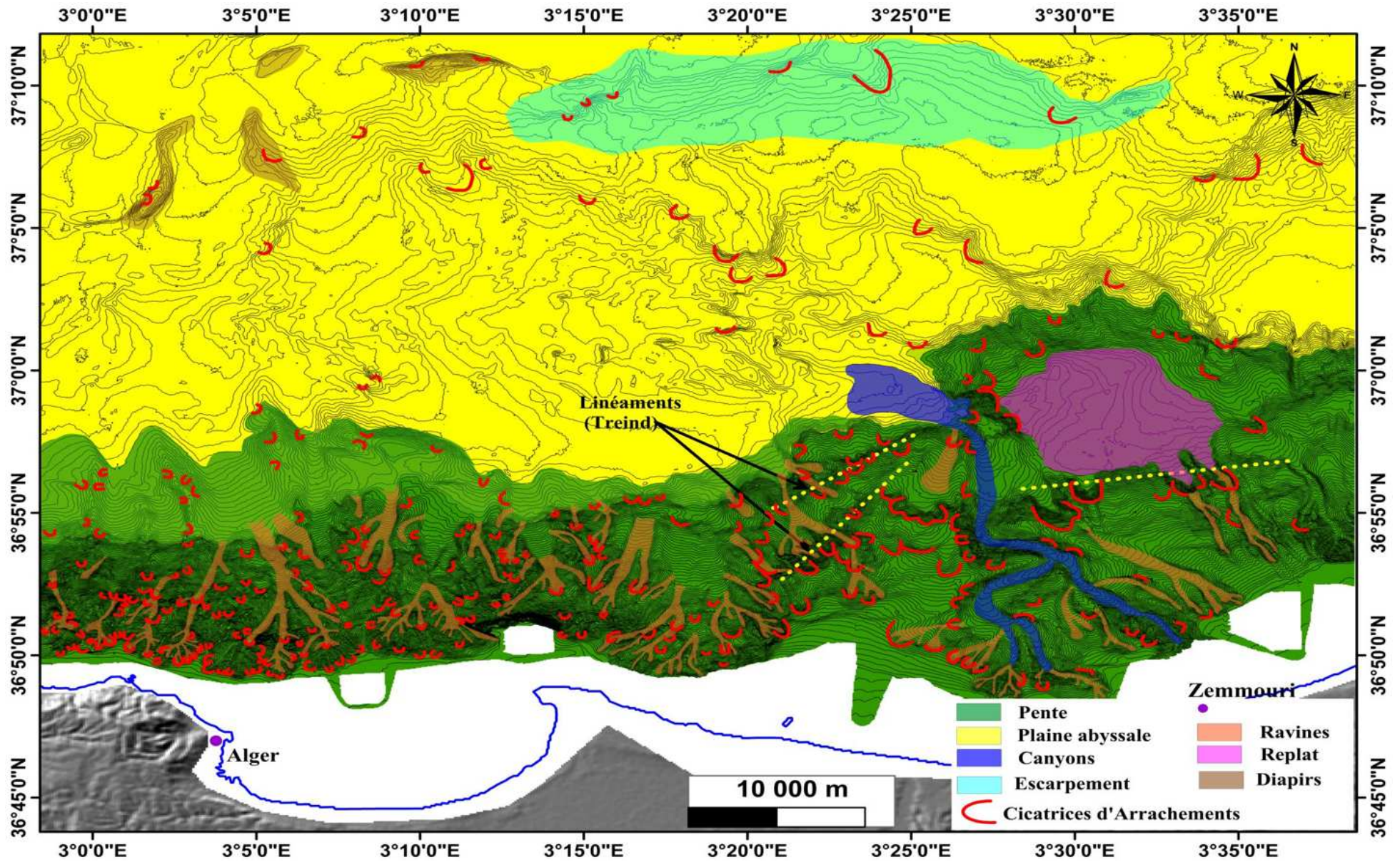
La pente continentale de la baie d'Alger présente de très petits glissements qui ne suivent aucune zonation particulière (distribution aléatoire) (**Figure IV.8**). En allant de Cap Matifou vers l'Est de la zone, les glissements tendent à avoir une taille nettement plus importante et le nombre de glissement diminue, les signatures des glissements semblent suivre un alignement NE-SW, qui pourrait correspondre à la présence d'accident tectonique profond, ces accidents tectoniques pourraient correspondre sur la carte bathymétrique aux deux ruptures de pente (marqué en pointillée jaune sur la Figure IV.8), puis les cicatrices tendent à se redresser pour avoir une direction N-S.

En outre, des cicatrices d'arrachements sont aussi cartographiées sur les diapirs et sur le flanc de l'escarpement, mais de petites tailles et superficielles.

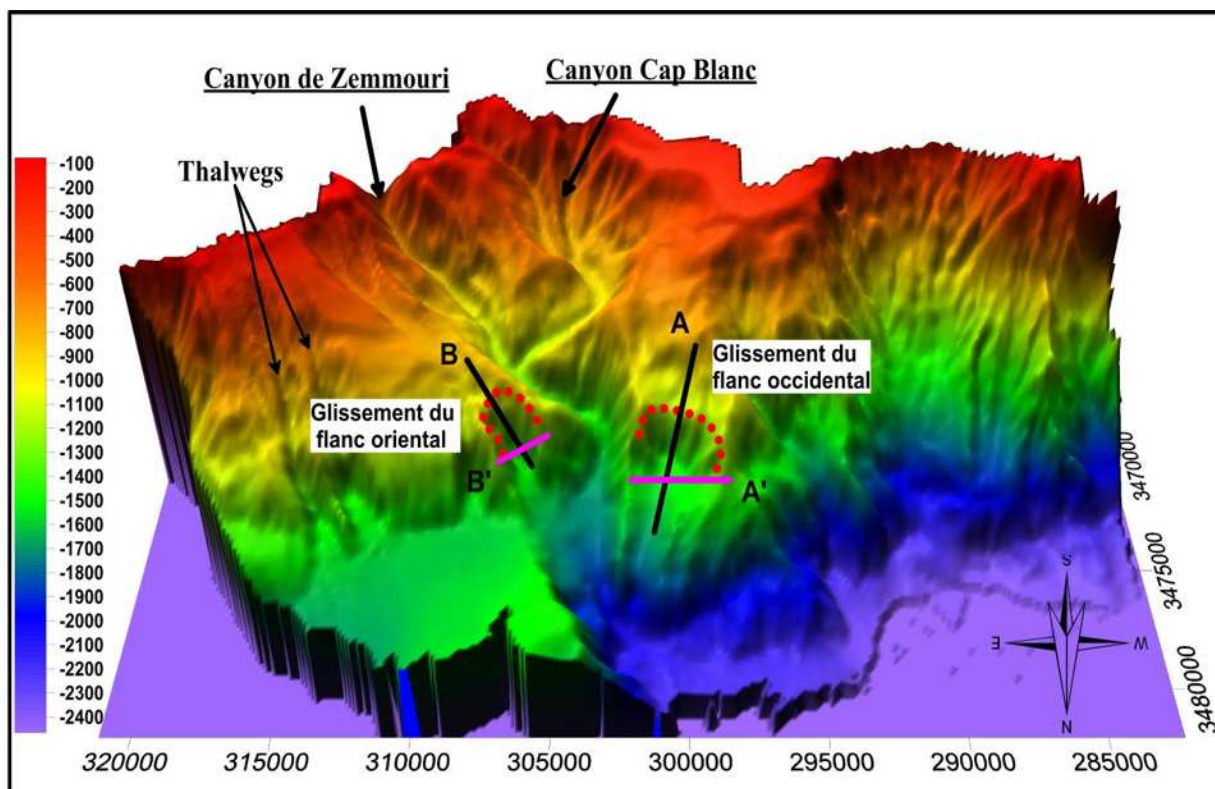
Au final, les glissements se produisent à diverses profondeurs d'eau : sur la pente supérieure à 500 m, sur la pente moyenne entre 1000 et 1200 m, et sur la pente inférieure entre 1600 et 1700 m, la plupart sont relativement de petite taille et superficiels, preuve irréfutable de l'érosion significative.

La particularité de cette zone, est qu'aucun dépôt associé n'a été identifié au pied des glissements, dans ce cas le volume du glissement calculé correspond au volume estimé de la loupe (cicatrice) d'arrachement.

Cependant, deux (02) glissements de taille assez importante sont identifiés sur le flanc oriental et occidental du complexe de Zemmouri (**Figure IV.9**), sur presque la même profondeur d'eau (environ à -1200 m) avec des directions opposées. Toutefois, le glissement flanc occidental présente des petites cicatrices jointives, néanmoins dans notre cas on le considère comme un seul glissement (on suppose que les événements de rupture soient produits en une seule fois, donc le glissement présente une seule cicatrice d'arrachement), afin de pouvoir caractériser les paramètres géométriques du glissement.



Figures IV.8 : Cartographie des cicatrices d'arrachement au large de la Zone B (Marge Ouest)



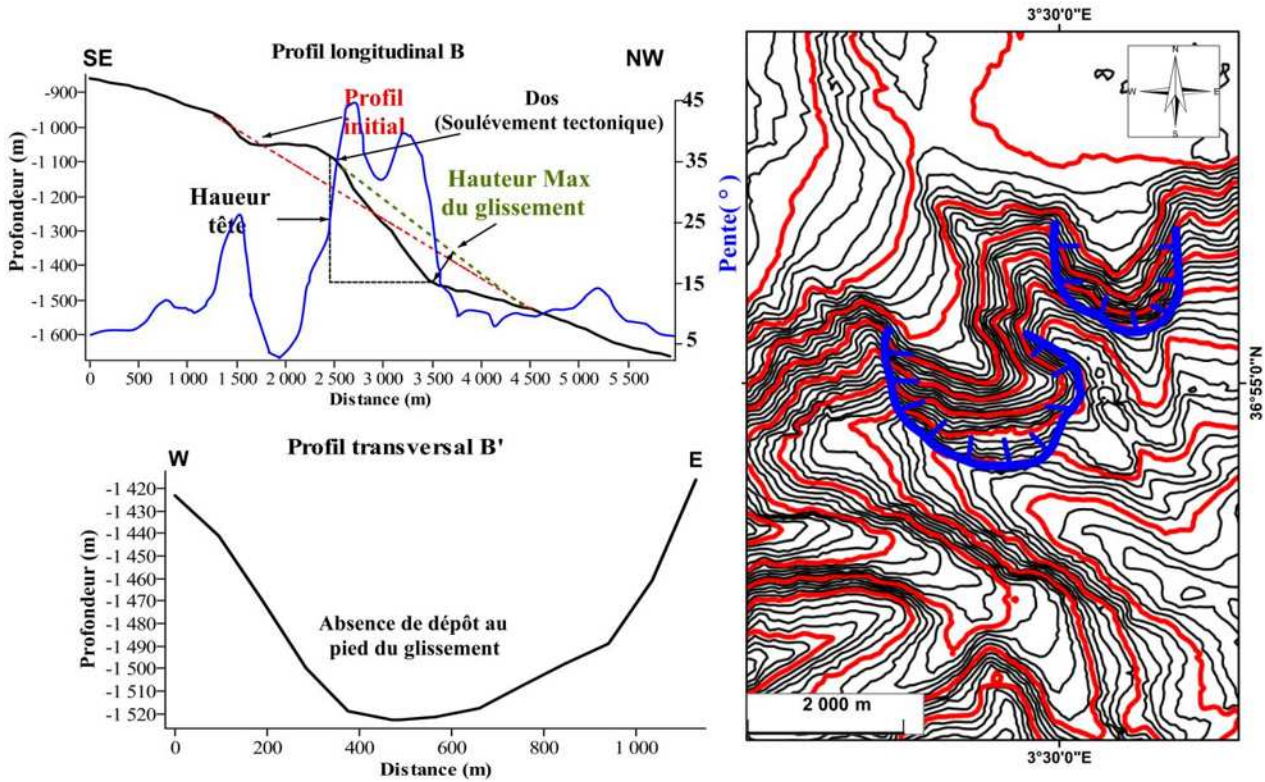
**Figures IV.9** : Carte bathymétrique 3D localisant les deux glissements

Ces deux glissements ont fait l'objet d'une étude morpho-métrique détaillée, des profils bathymétriques (longitudinal et transversal) ont été réalisées pour extraire les paramètres géométriques, les glissements auront les caractéristiques suivantes :

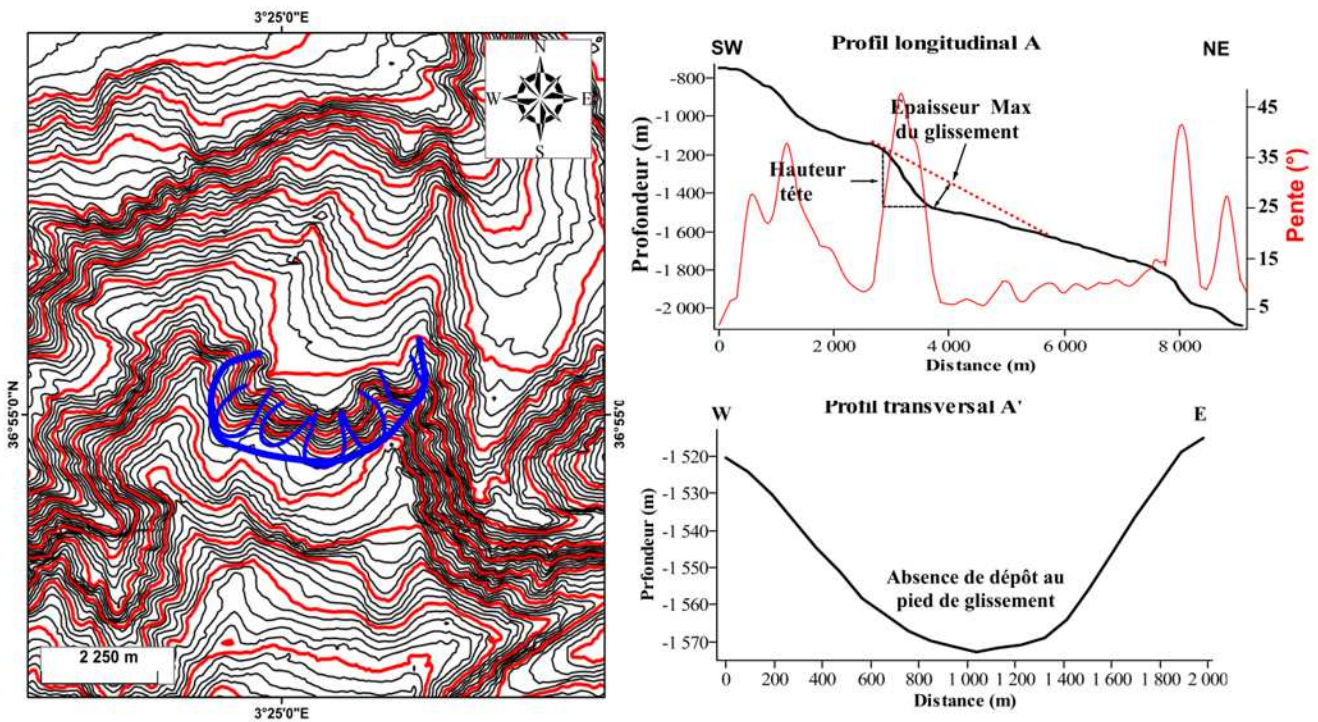
**Tableau IV.1** : caractéristiques géométriques des deux glissements

Glissements	Profondeur (m)	Surface (km <sup>2</sup> )	Hauteur (m)	Pente de cicatrice (°)	Pente adjacente (°)	Volume (km <sup>3</sup> )	Azimut
Glissement flanc occidental	-1180	3.89	~ 300	24	5	0.56	N 35°
Glissement flanc oriental	-1115	2.38	~ 400	28	8	0.45	N 315°

Si on compare entre les deux glissements, on constate que le glissement du flanc occidental couvre une superficie plus grande mais sur une épaisseur moins élevée, alors que le glissement flanc oriental c'est le contraire.



**Figure IV.10** : Carte bathymétrique montrant la cicatrice d'arrachement du glissement flanc oriental et les profils bathymétrique à travers le glissement (le trajet est localisé sur la Figure IV.10)

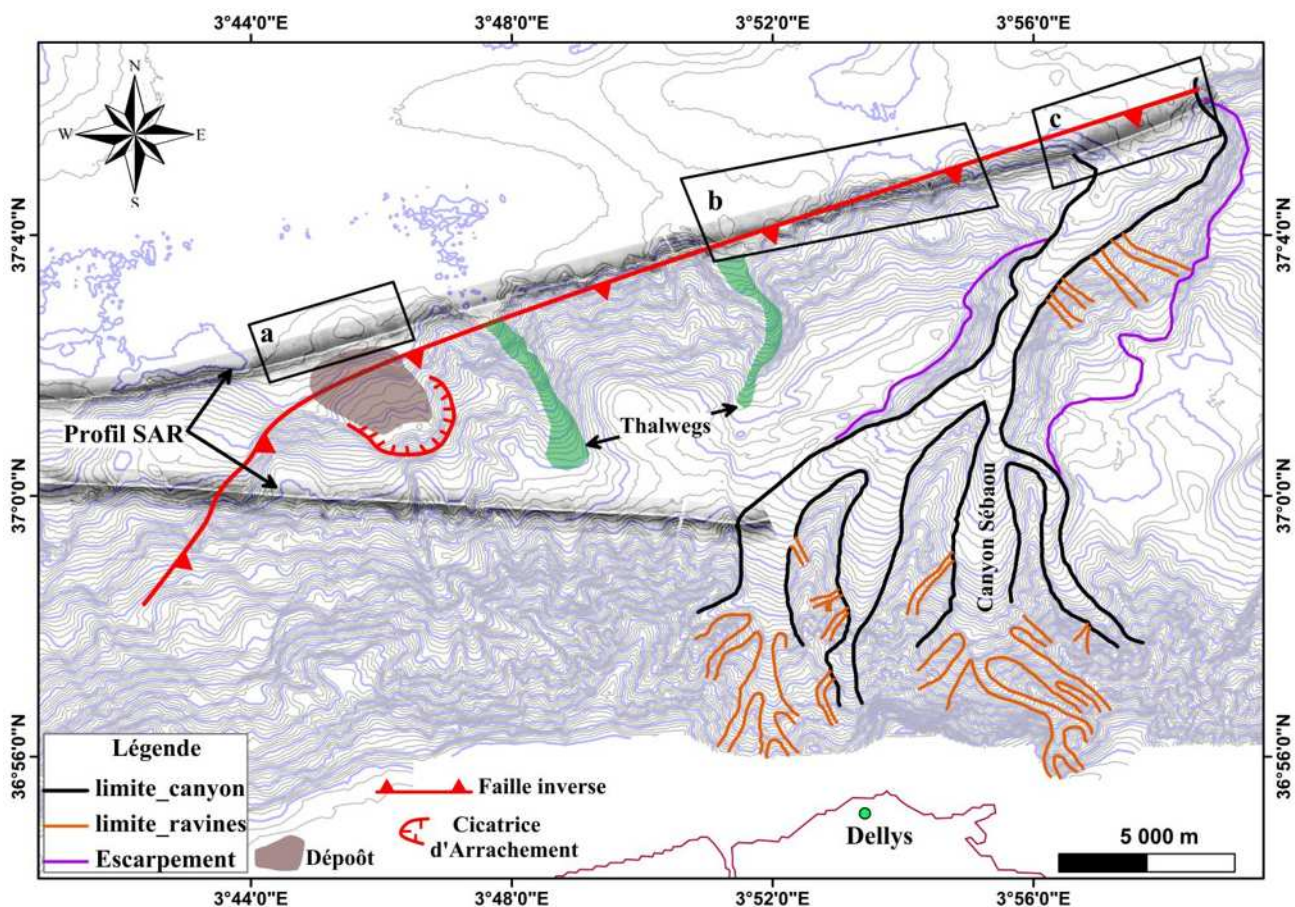


**Figure IV.11** : Carte bathymétrique montrant la cicatrice d'arrachement du glissement flanc occidental et les profils bathymétrique à travers le glissement (le trajet est localisé sur la Figure IV.10)

La présence des deux glissements sur la mi- pente continentale est assez inhabituelle, les glissements se déclenchent normalement dans les zones où les gradients de pente sont les plus forts, c'est-à-dire sur le haut de pente continentale. Cette configuration particulière nous laisse supposer la présence de grandes fractures qui affectent et découpent la mi- pente continentale, entre 1000 et 1200 m de profondeur d'eau, sur la coupe longitudinale B du glissement flanc oriental (**Figure IV.10**, Profil B), on constate un soulèvement (Dos) en amont de la loupe d'arrachement, lorsque la pente arrive à un seuil critique il en résulte une rupture, probablement il existe un lien entre l'activité tectonique et le glissements produit, reste à confirmer cette hypothèse, par la réalisation des profils sismiques haut résolution dans la zone, et voir s'il y'a déformation des couches lithologiques en dessous.

## IV.2 Identification des cicatrices d'arrachements et des dépôts grâce aux images SAR

Lors de la campagne MARADJA 2 (2005), de nombreux profils SAR ont été réalisés le long de la marge algérienne. Deux profils SAR ont été réalisés en haut et pied de pente, sur le segment de faille supposée comme responsable du séisme de Boumerdès 2003 (**Figures IV.12**). Avant de commencer l'interprétation des images SAR, rappelons que dans le chapitre II, on a dit que les surfaces réfléchives (pente, surface rugueuse) présentent des niveaux de gris sombre, alors que les surfaces lisses (planes) ou isolées (ombre d'un relief) apparaissent en plus clair ou blanc.

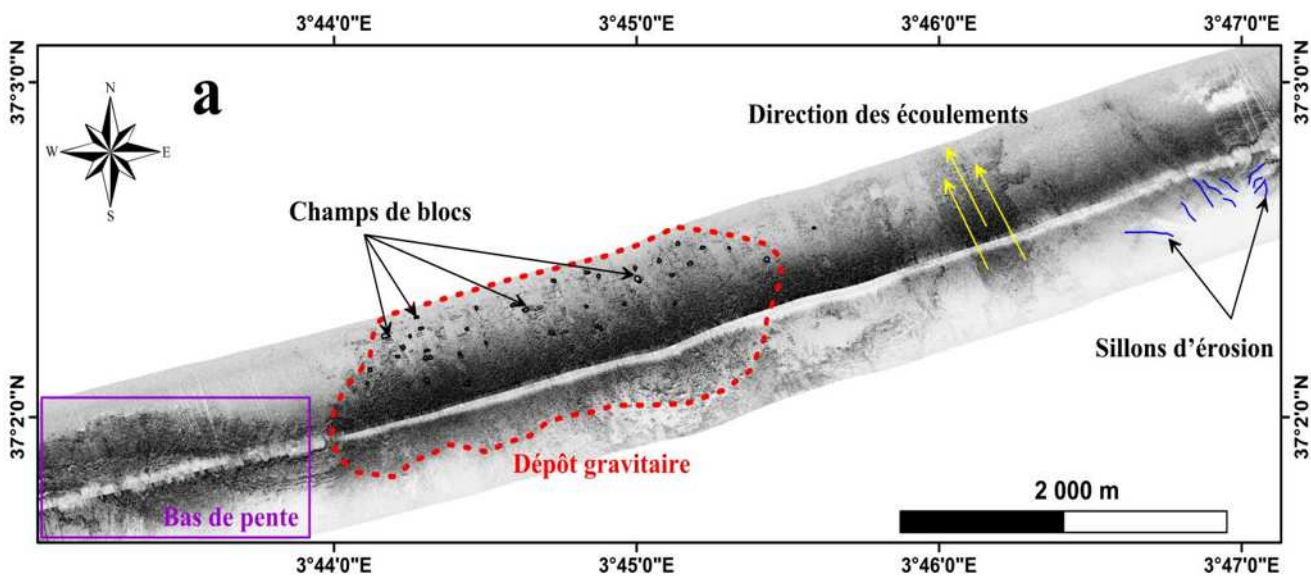


**Figures IV.12** : Carte bathymétrique montrant la localisation des profils SAR

La Figure IV.13 présente l'interprétation du profil SAR, réalisés en pied de pente à l'aval de la zone de dépôt du glissement de Cap Djinet (la localisation du profil SAR est marqué en lettre **a** dans la figure IV.12).

On remarque l'extension d'un de champ de blocs à proximité de la zone de dépôt. Les blocs ont des dimensions variables, et qui semblent diminuer en s'éloignant de la pente, la direction de propagation de ces champs de blocs est NNW-SSE, elle semble avoir suit la même direction que celle de glissement preuve irréfutable que ce champs de blocs vient de glissement, on a aussi discerné la zones de transit empruntée par les courants turbiditiques qui descend le thalweg situé à l'Est du glissement, qui est matérialisée par des traînées plus sombres (marquée en jaune sur la figure IV.13). On autre, des sillons d'érosion affectant le bas de pente sont aussi identifiés (marquée en bleu sur la figure IV.13).

On remarque aussi une zone qui est matérialisée par des tons plus sombres à l'Ouest du glissement, en effet cette zone correspond au bas de pente.

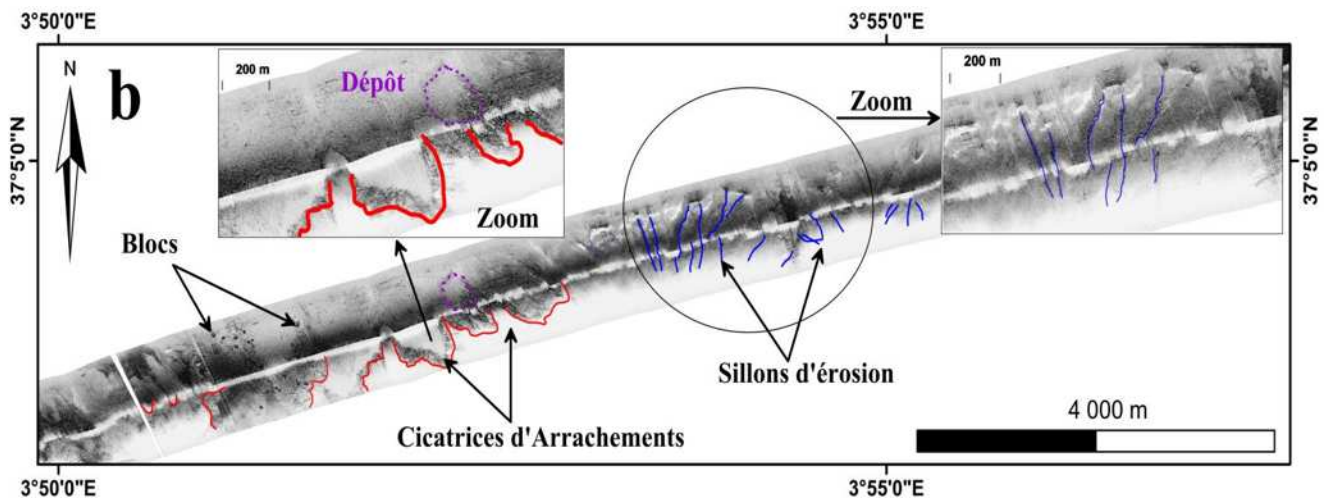


**Figure IV.13** : Images SAR interprétées montrant des blocs détachés et éparpillés en pied de pente

Sur la Figure IV.14, l'image SAR (localisée par la lettre **b** sur la figures IV.12), présente de nombreuses cicatrices d'arrachement étonnamment bien alignées le long de la faille supposé, ayant joué pendant le séisme de Boumerdès 2003. Les loupes d'arrachement montrent des formes assez anguleuses, donc suggérant le caractère récent de ces évènements. Un dépôt type *slide* ou *slump* a été identifié sur l'image SAR, ça périphérie est marquée en tons foncé et le centre présente un niveau de gris clair.

Cependant des blocs de taille assez importante sont aussi distingués sur l'image SAR, surement ont été transportés par les courants de turbidités (coulées de débris), car ces blocs sont identifiés juste à l'aval du thalweg qui descend de la pente (**Figures IV.12**).

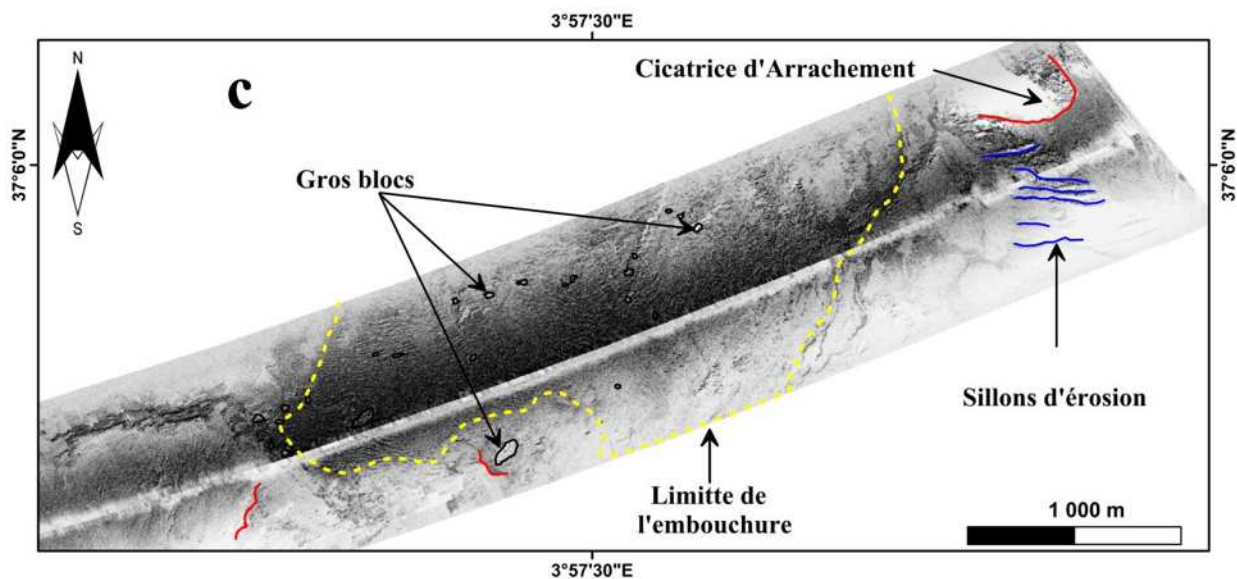
Egalement, un réseau de sillons d'érosion est aussi localisé sur le bas de pente couvrant une distance assez importante, ce qui fragilise la buté de la pente donc des futurs glissements vont se produire.



**Figure IV.14** : Images SAR interprétées illustrant la succession de petites loupes d'arrachements

Ainsi il n'est pas exclu de conclure, que toutes ces instabilités sédimentaires, bien alignées et omniprésentes le long de la faille, se soient déclenchées simultanément dans le temps, et qu'elles soient éventuellement liées au séisme de Boumerdès 2003.

La Figure IV.15, montre l'image SAR (localisée par la lettre **c** sur la figures IV.12), à l'embouchure de la zone de transit du canyon de Sébaou, on voit des niveaux de gris sombre (aspect très rugueux), ce qui indiqueraient la présence de grandes coulées de débris, ces coulées ont transporté de gros blocs identifiable sur l'image SAR.



**Figure IV.15** : Images SAR interprétées montrant les coulées de débris à proximité de l'embouchure du canyon de Sébaou, On distingue aussi les blocs glissés

### IV.3 Classification des glissements en fonction de la taille

Au-delà de l'observation et de la cartographie des instabilités gravitaires a parti de la carte bathymétrique, une classification des glissements en fonction de la taille a été définie. Ainsi, trois classes de glissements ont été définies en fonction de la surface de la masse glissée, qui est dans la plupart des cas, correspond à la surface estimée de la loupe d'arrachement, vu que la plupart des glissements sont dispersifs, donc aucun dépôt associé :

- Classe 1 : glissements de petite taille, surface comprise entre 0.1 et 1 km<sup>2</sup> ;
- Classe 2 : glissements de taille moyenne, surface comprise entre 1 et 3 km<sup>2</sup> ;
- Classe 3 : glissements de grande taille, surface supérieur à 3 km<sup>2</sup>.

Lors de l'analyse cartographique on a dénombré plus de 400 cicatrices d'arrachement, la grande majorité des cicatrices d'arrachement correspondant à des glissements de classe 1 (**Figure IV.18**).

Sur la Figure IV.18, on aperçoit que la classe 1 est présente sur toute la marge (talus et bassin profond). Ainsi les zones situées à proximité des embouchures, 100 % des masses glissées font partie de la classe 1. Aucun glissement des classes 2 et 3 n'est présent. Les surfaces des glissements sont en moyenne inférieures à 0,75 km<sup>2</sup>. Cela indique que les événements de rupture y sont toujours très fréquents, empêchant la mise en place d'importants dépôts de sédiments sous-consolidés qui pourraient générer des glissements plus volumineux. Cependant, dans ces zones où la pente et les apports sédimentaires sont élevés, les plans de rupture sont relativement peu profonds (glissements superficiels), ces glissements participent à l'érosion progressive de la bordure du plateau, qui pourraient avoir une influence sur l'érosion même de la zone côtière (le plateau étant très étroit), également cette classe est localisée plus bas sur la pente, mais leurs nombre diminue en allant vers l'escarpement.

Dans les zones situées loin des apports directs, les glissements des classes 2 et 3 représentent un certain pourcentage (10 %) des instabilités observées, les plans de rupture sont plus profonds, alors que les apports sédimentaires sont moins conséquent, les surfaces des glissements sont en moyenne inférieurs à 3 km<sup>2</sup>. Les glissements sont moins nombreux mais ils affectent à chaque rupture des épaisseurs plus grandes de sédiment.

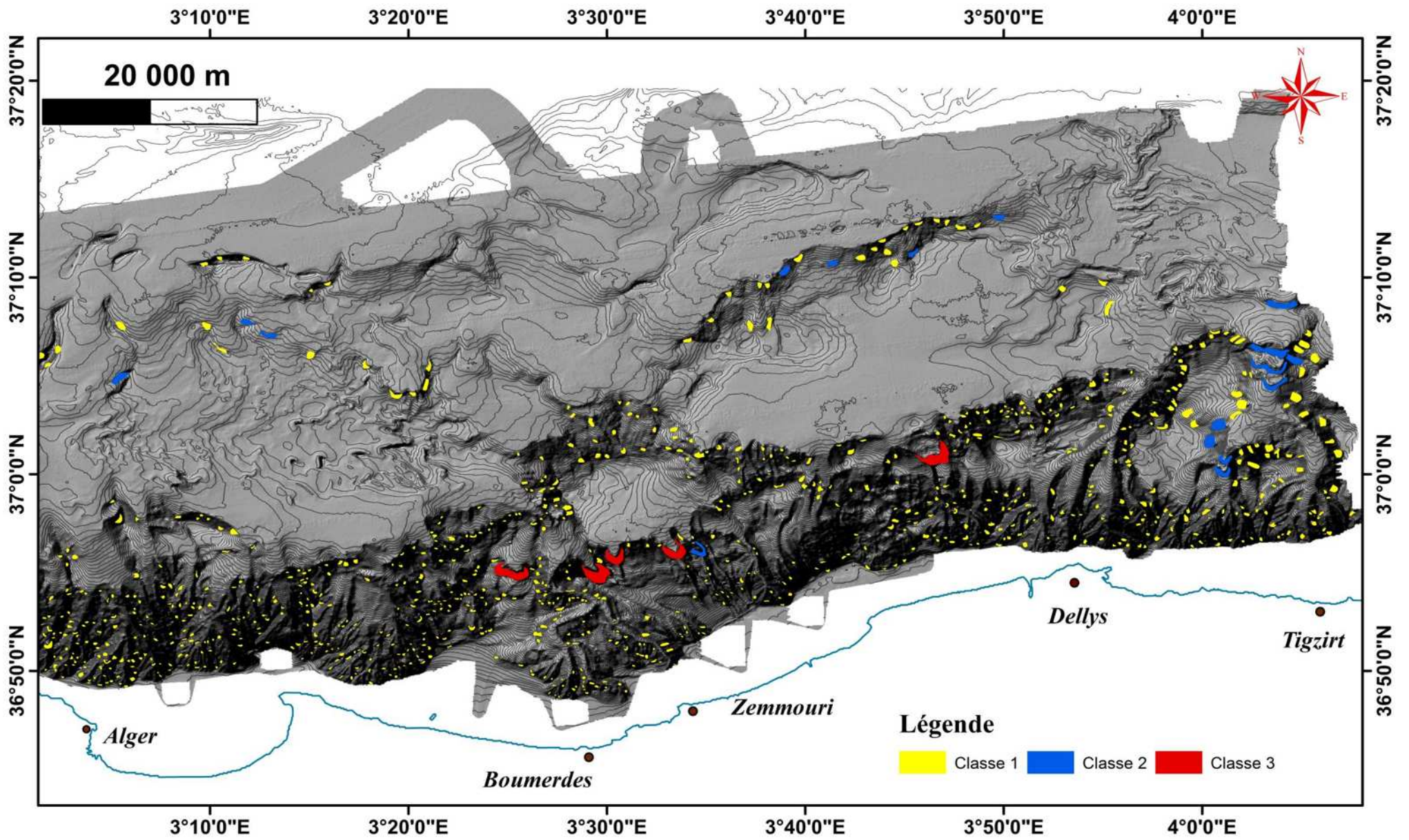


Figure IV.16 : Carte de répartition des classes de glissements dans la marge Algéroise

#### IV.4 Discussions et conclusions

La cartographie des mouvements gravitaires, nous a permis d'extraire quelques conclusions préliminaires au sujet de la présence et de la distribution des glissements sous-marins le long de la marge continentale de notre zone d'étude :

Plusieurs glissements prennent naissance au niveau de la rupture de pente avec le plateau continental, ces glissements participent à l'érosion progressive de la bordure du plateau ;

Dans les zones situées à proximité des embouchures, les volumes des glissements sont de petits tailles ;

Les systèmes de canyons sont très affectés par les phénomènes de déstabilisation des flancs ;

Les courants de turbidités semblent avoir joué un rôle important dans l'érosion des vallées des canyons (canyon de Dellys particulièrement la branche Ouest, et le canyon d'Isser) ;

Dans la baie d'Alger, l'érosion régressive est le moteur principal de l'initiation des glissements, qui est-elle même contrôlée par le facteur pente (dans cette zone la valeur de la pente peut atteindre les  $60^\circ$ ) ;

La tectonique active à également des effets sur la répartition et la quantité d'instabilités gravitaires ;

Les plus grands glissements sont localisés sur la mi-pente (entre 1200 à 1600 m) et au bas de pente ;

La plupart des glissements identifiés ont tendance à augmenter la pente locale (l'angle de pente de cicatrice est plus raide que la pente originale), donc d'autres glissements vont se produire jusqu'à atteindre la pente d'équilibre.

Les instabilités gravitaires sont donc plus facilement déclenchées à proximité des embouchures des oueds où de forts apports sédimentaires au cours du temps permettent la mise en place de grands volumes de sédiments sous-consolidés qui pourront ultérieurement glisser sous le seul effet de la gravité.

L'instabilité des flancs des canyons est un des facteurs qui contrôle la morphologie des canyons en faisant varier localement leur largeur et il n'est pas rare d'observer des loupes d'arrachement sur les flancs des canyons.

Dans la zone basale de la pente, une sollicitation externe, telle qu'un séisme, semble être nécessaire pour déclencher les glissements. Dans ce cas, de plus grands volumes de sédiments sont susceptibles d'être remobilisés en une seule fois, mais leur fréquence est moins élevée (leur fréquence est liée à celle des séismes).

La détermination du type de glissement à partir de l'analyse morphologique n'a pas été facile. Cependant deux types de glissements peuvent être considérés, des glissements avec dépôt associé et des glissements sans dépôt, d'ailleurs la plupart des glissements sont considérées comme des glissements de haut-mobilité (glissements dispersifs), puisque les dépôts associés ont été rarement identifiés près de la cicatrice d'arrachement.

# **Conclusion Générale**

## Conclusion Générale

L'analyse morphologique, nous a permis d'établir une cartographie de la distribution des mouvements gravitaires sur la marge algéroise :

Les processus gravitaires semblent être influencés par trois facteurs essentiels : la morphologie, et particulièrement par le facteur pente. En effet les pentes peuvent atteindre des fortes valeurs (30 à 60°). Ces dernières sont localisées au niveau des flancs des canyons où les valeurs sont extrêmes (60 à 80°) et au niveau des escarpements mis en évidence sur le talus et dans le bassin profond.

Le second facteur favorisant les glissements gravitaires est lié à la sédimentation. La marge algéroise est caractérisée par des dépôts fins importants provenant des apports des oueds (Oued Isser et Oued Sebaou). En raison de la faible extension du plateau continental les apports sont directement transférés vers la partie externe du plateau, formant ainsi des zones hyper sédimentation et au niveau du talus sous forme de dépôts hémipélagique. D'autre part, selon une étude géotechnique des dépôts superficiels (Dan, 2009), les sédiments de la marge algéroise sont essentiellement des matériaux normalement consolidé à sous consolidé. Cet état de consistance, ne peut représenter qu'un élément favorable à la naissance de mouvement gravitaires.

Le troisième facteur qui est un facteur externe et déclenchant, réside dans la sismicité de la région donc par l'activité tectonique. En effet, l'activité sismique tant à engendrer des phénomènes de liquéfaction des sédiments sableux, correspondant au passage d'un état des sédiments consolidés à un état liquide. La présence des grands arrachements sur la partie basse de la pente continentale est assez inhabituelle, les glissements se déclenchant normalement dans les zones où les valeurs de pente sont les plus forts, c'est-à-dire sur le haut des pentes continentales. Cette configuration particulière est liée à la présence de grandes fractures qui affectent et découpent la base de la pente continentale, entre 2000 et 2200 m de profondeur d'eau.

La cartographie et la distribution des mouvements gravitaires montre deux entités :

Une première zone qui correspond à la marge de la baie d'Alger, où il apparait des glissements de petites tailles et en nombre limité (.10%) par rapport à la région de la baie de Zemmouri. Ce nombre restreint de glissement est en rapport avec les apports sédimentaire. En effet, la baie d'Alger ne possède que l'oued El Harrach comme vecteur hydrologique, dont les apports vers la mer sont relativement insignifiants.

Par contre la Zone Est d'Alger (grande baie de Zemmouri), La cartographie des glissements gravitaire, montre une présence plus importante. Leur nombre important est liée par le fait que cette zone est alimentée en apports sédimentaire conséquent par deux grands oueds. Dans cette zone, les mouvements gravitaires sont présents à tous les niveaux. Toutefois, Ils se concentrent essentiellement au niveau des flancs de canyons, sur la rupture de pente plateau/

talus et au niveau des escarpements. Cette localisation semble répondre à deux critères majeurs :

- Les glissements de haut de talus semble être dû au déséquilibre des dépôts des sédiments du plateau continental externe (rupture de pente plateau/ talus)
- Les glissements qui se localisent au niveau du bas de pente et des escarpements, semblent suivre une logique liée à la tectonique. (failles actives engendrant une activité sismique).

Globalement les tailles des glissements affectant notre zone d'étude, sont relativement restreintes (1 km<sup>2</sup>). Leurs classifications fait ressortir trois catégories dimensionnelles de glissement :

- la classe 1 représente la majorité des glissements observés (80%), les surfaces glissées sont de l'ordre de 0.75 km<sup>2</sup>.
- la classe 2 correspond aux glissements dont la taille variée de 1 à 3 km<sup>2</sup>, avec de faibles épaisseurs (< à 50 m). Ils représentent 15 % de tous les glissements. Ils sont essentiellement localisés dans la zone orientale et plus particulièrement au niveau des parties avales du canyon de Dellys.
- La classe 3, sont représentées par 5 glissements. Ils sont identiques en taille au glissement de la catégorie 2, ce qui les diffère réside dans leurs épaisseurs (> 200 m). Ces glissements sont de type rotationnel et se localisent à mi pente dans la zone du complexe de Zemmouri et en bas de pente dans la zone se situant entre les canyons de Sébaou et Isser.

Ainsi, en conclusion en rapport à l'aléa gravitaire qui pourrait être la genèse du tsunami est très faible. En effet, selon McAdoo (2000), la genèse d'un tsunami nécessite pour les glissements de masses, localisés en bas de pente, soit d'un volume supérieur à 5 km<sup>3</sup>. En raison des tailles et volumes des glissements localisés en bas de pente de notre zone d'étude, la genèse du tsunami semble être improbable.

Le second aléa gravitaires qui est lié à la destruction et à la rupture des câbles sous-marins (télé communication), nécessite la présence des courants de turbidités. Ces derniers correspondent à la transformation d'un mouvement gravitaire en un écoulement turbide sous l'effet de la sismicité, de la forte pente et de leurs localisations dans les zones chenalisées (les canyons).

Dans le cas de notre zone d'étude la création des courants de turbidités ne peut être engendrée que par les glissements se localisant dans les vallées et flancs des canyons. Ceci et d'autant plus démontré par l'historique (séisme de Boumerdès de 2003) des ruptures des câbles sous-marins de cette région.

Toutefois, L'aléa gravitaires lié à la genèse de tsunami n'est pas totalement négligé, surtout dans le cas de la conjugaison de plusieurs glissements localisés sur la pente. Le second cas qui pourrait éventuellement être concernée, serait la zone correspondante au plateau continental externe. Ces derniers sont des zones à forte accumulation sédimentaires, qui associées à la

forte pente favorisant un déséquilibre de la masse. Les tsunamis d'origine gravitaire se produisent en général tout près de la côte, et ne laisse que des délais de préavis très courts pour alerter la population côtière après la formation de la vague initiale.

Les résultats obtenus dans ce travail, correspondent à une base de départ pour des études plus ciblées probablement nécessaires en futur, qu'à une analyse définitive et parfaitement argumentée du problème posé.

## Références bibliographiques

- Ambraseys, N., Vogt, J. (1988). "Material for the investigation of the seismicity of the region of Algiers." *European Earthquake Engineering* 3, p.16-29.
- Ayadi, A. et al., (2003). "Strong Algerian earthquake strikes near capital city." *Eos Trans. AGU*, 84(50), p.561-568.
- Allen. J.R.L., (1973). "Phase differences between bed configuration and flow in natural environments, and their geological relevance." *Sedimentology*, v.20, p.323-329.
- Boudiaf, A. (1996). "Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie)". Thèse d'Etat, *Univ. Montpellier II*: 225 p.
- Champetier de Ribes, (1987). "La cartographie des mouvements de terrain." *Bulletin de liaison des laboratoires des ponts et chaussées* 150-151, p.9-19.
- Cattaneo, A. et al., (2010). "Submarine Landslides Along the Algerian Margin: A Review of Their Occurrence and Potential Link with Tectonic Structures." *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, Vol 28, p.515-526.
- Cattaneo, A., Babonneau, N., Ratzov, G., Dan-Unterseh, G., Yelles, K., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Boudiaf, A., and Déverchère, J. (2012). "Searching for the seafloor signature of the 21 May 2003 Boumerdès earthquake offshore central Algeria." *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, p. 2159–2172.
- Chemlal, N. (1983). "Etude paléomorphologique et hydrogéologique de la vallée du Bas Isser (Algérie)." Thèse, *Univ. de Grenoble* : 229 p.
- Dan, G. (2007). "Processus gravitaires et évaluation de la stabilité des pentes : approches géologique et géotechnique. Application à la marge algérienne et à l'effondrement de l'aéroport de Nice en 1979." Thèse de doctorat, *Université de Bretagne Occidentale*. XVII : 364 p.
- Dan, G., Sultan, N., Savoye, B., Déverchère, J., Yelles, K. (2009). "Quantifying the role of sandy-silty sediments in generating slope failures during earthquakes: example from the Algerian margin." *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 98, p. 769–789.
- Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lépinay, B., Bouillin, J.P., Gaullier, V., Bracène, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., Le Roy, P., Pauc, H. and Dan, G. (2005). "Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake." *Geophysical Research Letters* VOL. 32, L04311, doi:10.1029/2004GL021646.
- Domzig, A. (2006). "Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne." Thèse de doctorat, *Univ. de Bretagne Occidentale* : 345 p.
- Domzig, A., Le Roy, C., Yelles, K., Déverchère, J., Bouillin, J.P., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Le Roy, P., Calais, E., Kherroubi, A., Gaullier, V., Savoye, B. and Pauc, H.

(2006). "Searching for the Africa - Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise)." *C.R. Geosciences* 338, p. 81-90.

Dott, H.R., (1963). "Dynamics of subaqueous gravity depositional processes." *A.A.P.G. Bull.*, 47, p. 104-128.

El Robrini, M., Gennesseaux, M., and Mauffret, A. (1985). "Consequences of the El Asnam earthquakes: turbidity currents and slumps on the Algerian margin (Western Mediterranean)." *Geo Mar. Lett.*, 5, p. 171-176.

France Telecom (2003). "The greatest submarine cable disaster never observed. The story of the huge repairs process of Algeria." *Rapport Interne France Telecom*.

Palaez, J. A., Hamdache, M., Lopez Casado, C. (2003). "Seismic hazard in Northern Algeria using spatially-smoothed seismicity. Results for peak ground acceleration." *Tectonophysics* 372, p. 105- 119.

Hamdache, M., Palaez, J.A, Lopez Casado, C. (2002). "Probabilistic seismic hazard assessment in Northern Algeria using spatially-smoothed seismicity." *International Workshop on Seismic Analysis and Hazard Assessment in Mediterranean Region. Antakya, Turkey*.

Hampton, M. A., Lee, H.J., Locat, J. (1996). "Submarine landslides." *Rev. Geophys.* 34, p. 33-59.

Harris, P., Witheway, T. (2011). "Global Distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins." *Marine Geology* 285, p. 69-86.

Leclaire, L. (1970). "Plateau continental nord-africain ; nature de la couverture sédimentaire actuelle et récente." Thèse d'état, *Fac des Sc. Paris* : 391p.

Leroueil S., L. J., Levesque C., Lee H.J. (2004). "Towards an approach for the assessment of risk associated with submarine mass movements." In: Locat J. and Mienert J. (Eds), *Submarine mass movements and their consequences*, Dordrecht, The Netherlands, p. 59-67.

Locat, J., Lee, H.J. (2002). "Submarine landslides: advances and challenges." *Can. Geotech. Journ.* 39, p. 193-212.

Matougui, R., (2001). "Stabilité des pentes sous-marines dans le canyon de Zemmouri." *Rapport du 36 Congrès, CIESM, vol. 36, Monaco*.

McAdoo, B. G., Pratson, L.F., Orange, D.L. (2000). "Submarine landslide geomorphology, US continental slope." *Marine Geology* 169, p. 103-136.

McGregor, B., Stubblefield, W.L., Ryan, W.B.F., Twichell, D.C.(1982). "Wilmington Submarine Canyon a marine fluvial like system." *Geology*, p. 10- 27.

Middleton, H.V., Hampton, M.A. (1973). "Sediment gravity flows: mechanics flow and deposition. In Turbidites and deep water sedimentation." *Pacific Section, short course, part I*, p. 1-38.

- Meghraoui, M. (1988). "Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie." Thèse Doc, *Univ Paris Sud* : 356 p.
- Mulder, T. (1992). "Aspects géotechniques de la stabilité des marges continentales. Application à la Baie des Anges, Nice, France." Thèse doctorat, *Inst. Nat. Polytechnique de Lorraine* : 398 p.
- Mulder, T., Cochonnat, P., (1996). "Classification of offshore mass movement." *Journal of sedimentary research*, v 66, p. 43-57.
- Nardin, T.R., Hein, F.J., Gorsline, D.S., Edwards, B.D. (1979). "A Review of mass movements processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base of slope systems versus canyon-fan-basin floor systems." *SEPM Special Publication 27*, p. 61-73.
- Locat, P.J., Leroueil, S., Urgeles, R., Hart, B., Bernard, L. (2001). "Caractérisation préliminaire du glissement sous-marin de la Pointe-du-Fort, Fjord du Saguenay, Québec, Canada." *An Earth Odyssey*, p. 752- 759.
- Piper, D. J. W., Shor, A.N., Hughes Clarke, J.E. (1988). "The 1929 Grand Banks earthquake, slump and turbidity current." *Geological Society of America, Special Paper 229*, p. 77- 92.
- Pollet, N. (2004). "Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses : Apports des observations de terrains à la compréhension des processus de propagation et dépôts. Application aux cas de la Madeleine (Savoie, France), Flims (Grisons, Suisse) et kôfels (Tyrol, Autriche)." Thèse doctorat, *Ecole National des Ponts et Chaussées*: 331 p.
- Pratson, L.F., and Coakley, B.J. (1996). "A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows." *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, p. 225-234.
- Prior, D.B., Coleman, J.M., Bornhold, B.D. (1982). "Results of a known seafloor instability event." *Geo-Marine Letters 2*, p. 117-122.
- Raymond, D. (1976). "Evolution sédimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin." Thèse d'Etat, *Paris*: 152 p.
- Saadallah, A. (1981). "Le massif cristallophyllien d'El Djazaïr (Algérie) : évolution d'un charriage à vergence nord dans les Internides des Maghrébides." Thèse 3ème cycle, *Uni.Alger*: 160 p.
- Shamnugan, G., Lehtonen, T., Straume, T., Syverstein, S.E., Yverstein, R. J., Hodgkinson, J., Skibel, M. (1994). "Slump and debris flow dominated upper slope facies in Cretaceous of Norwegian and northern seas : implication for sand distribution." *AAPG Bulletin* v 78, p. 910-937.
- Shanmugam, G. (2000). "50 years of turbidites of the turbidite paradigm (1950-1990); deepwater processes and facies models-a critical perspective." *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 477-512.

Shepard, F.P. (1981). "Submarine canyons; multiple causes and long-time persistence." *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 65, p. 1062–1077.

Stow, D. A.V. (1986). "Deep clastic seas. In: Sedimentary Environments and Facies." *Blackwell Scientific Publications, Oxford*, p. 125-135.

Yelles, K., Lammali, K., Mahsas, A., Calais, E., Briole, P. "(2004).Coseismic deformation of the May 21st, 2003, Mw=6.8 Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements." *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13610, doi:10.1029/2004GL019884.

## **Résumé :**

Les processus gravitaires sont les processus majeurs d'érosion et de sédimentation sous-marine sur la pente continentale et dans le bassin profond. De nombreuses études ont montré que ces instabilités, instantanées pour la plupart, impliquent des volumes variés, de quelques mètres cubes, à plus de  $10^3 \text{ km}^3$  dans le cas extrêmes. Ces glissements peuvent se propager librement sur la pente, ou bien être canalisés le long de canyons sous-marins entaillant la pente continentale.

Les mouvements ou écoulements gravitaires correspondent à l'ensemble des processus capable de transporter des sédiments sous l'action principale de la gravité, depuis les plateaux continentaux jusqu'aux plaines abyssales, indépendamment du mouvement fluide (Middleton et Hampton, 1973), qui mobilisent un volume pouvant être considérable, avec une vitesse extrêmement rapide.

Le travail présenté dans le cadre de ce mémoire concerne l'évaluation de la présence de glissements dans la marge continentale (pente continental) de la région qui englobe la Baie d' Alger et la baie de Zemmouri.

Les résultats obtenus, nous ont permis d'extraire quelques conclusions préliminaires au sujet de la présence et de la distribution des glissements sous-marins le long de la marge continentale de notre zone d'étude :

- Plusieurs glissements prennent naissance au niveau de la rupture de pente avec le plateau continental ;
- Dans les zones situées à proximité des embouchures, les volumes des glissements sont de petites tailles;
- Les systèmes de canyons sont très affectés par les phénomènes de déstabilisation des flancs ;
- Les plus grands glissements sont localisés plus bas sur la pente ou à la mi- pente ;
- La plupart des glissements identifiés ont tendance à augmenter la pente locale (gradient de pente de cicatrice est plus grand que l'original).

**Mots clés :** Processus gravitaires, Cicatrice d'Arrachement, Pente continentale, Canyons, Ravines.