



HAL
open science

ÉTUDE DES RISQUES DE MOUVEMENTS DE TERRAIN DANS LA RÉGION DE SAFI (MAROC) : APPROCHE GÉOMATIQUE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOSTATISTIQUE

Othmane Boualla

► **To cite this version:**

Othmane Boualla. ÉTUDE DES RISQUES DE MOUVEMENTS DE TERRAIN DANS LA RÉGION DE SAFI (MAROC) : APPROCHE GÉOMATIQUE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOSTATISTIQUE. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Chouaïb Doukkali El Jadida (Maroc), 2016. Français. NNT: . tel-03226861

HAL Id: tel-03226861

<https://theses.hal.science/tel-03226861>

Submitted on 15 May 2021

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

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



N° d'ordre 246

Université Chouaïb Doukkali Faculté
des Sciences
El Jadida

Année : 2016

Thèse

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

CED : Sciences Et Technologies

Formation Doctorale : Géosciences et Applications

ETUDE DES RISQUES DE MOUVEMENTS DE TERRAIN DANS LA
REGION DE SAFI (MAROC) : APPROCHE GEOMATIQUE,
GEOPHYSIQUE ET GEOSTATISTIQUE

Par

Mr. BOUALLA Othmane

SPECIALITE : Géologie de Surface et de Subsurface

Soutenue le : 23/12/2016 devant la commission d'examen formée de :

Mr.	ZOURARAH Bendahhou	PES	Université Chouaïb Doukkali - FS El Jadida	Président
Mr.	CHAKIRI Said	PES	Université Ibn Tofaïl – FS Kenitra	Rapporteur
Mr.	CHAIBI Mohamed	PES	Université Cadi Ayyad – FP SAFI	Rapporteur
Mr.	SAHABI Mohamed	PES	Université Chouaïb Doukkali – FS El Jadida	Rapporteur
Mr.	MAANAN Mohamed	MC	Université de Nantes	Examineur
Mr.	SALHI Fouad	PH	Université Chouaïb Doukkali - FS El Jadida	Examineur
Mr.	MEHDI Khalid	PES	Université Chouaïb Doukkali – FS El Jadida	Directeur de thèse

Dédicace

À l'âme de mon Père,

À ma très chère mère,

*À ma femme Fatima-Ezzahra source de mon énergie et à nos
enfants Lina et Abdellah,*

À ma grande famille,

À mes professeurs et à mes amis,

Et à mes chers lecteurs...

Remerciement

Il existe des Hommes qui vous ouvrent les voies de la connaissance,

Sur lesquels on peut compter même aux moments de la désespérance,

Des Hommes qui illuminent votre traversée en quête de la convenance,

Nuls remerciements ne peuvent les assoir pour leurs compétences,

Transmises de nos aïeux à nos descendances,

Pour que la Science entre dans nos âmes comme en transe,

Vous seraient toujours dans mon cœur tant qu'il bat en permanence.

C'est avec ces mots que j'entame mes sincères remerciements à tous ceux qui m'ont aidé durant ces années de recherches en Doctorat.

Tout d'abord, je voudrais remercier mon Directeur de Thèse et Directeur du Laboratoire des Géosciences Marines et Sciences des Sols Monsieur MEHDI Khalid de m'avoir fait confiance en m'ouvrant cette opportunité afin de poursuivre mes études universitaires, j'en serai reconnaissant durant toute ma vie. Vos encouragements, votre disponibilité et vos points de réflexion envers les problèmes scientifiques que nous avons rencontré dans notre zone d'étude, m'ont permis d'approfondir mes connaissances et d'améliorer mon sens d'interprétation. En outre, vos qualités relationnelles fraternelles et humaines m'ont soutenue durant toutes ces années de recherches. Je vous remercie infiniment pour votre soutien et pour tout ce que vous m'avez appris.

Ensuite, je tiens à remercier tous les membres du Jury d'avoir bien voulu juger ce travail de Thèse et pour leurs remarques très fructueuses et leurs recommandations très constructives. J'ai essayé d'en profiter au maximum pour apporter les dernières corrections et améliorations nécessaires.

Je voudrais remercier mon frère et ami le Docteur FADILI Ahmed pour son dévouement et sa pleine disponibilité durant ces six années de recherche doctorale. J'en serai très reconnaissant durant toute ma vie.

Je remercie également Mlle Docteur NAJIB Saliha pour son aide précieux et ses suggestions. Votre soutien m'a beaucoup aidé, merci infiniment.

Je remercie vivement le Professeur Monsieur AMRANI MARRAKCHI Mamoune Président fondateur de l'association Marocaine de Spéléologie (AMS) et Mlle. AMINE Imane Cadre formatrice en spéléologie qui nous a permis de compléter nos données sur les phénomènes d'effondrement en milieu karstique. Je tiens à remercier Monsieur MECHTI Abdelhay Vice-président de l'Association Océan de spéléologie à Safi (AOS) pour ses encouragements et Monsieur ACHNOUNI Marouane Secrétaire Général de l'AOS de son aide et pour sa mise en disposition d'une très large bibliographie régionale.

Je voudrais remercier tous mes professeurs de la Faculté des Sciences d'El Jadida pour leur encouragement, leur générosité et leur disponibilité. Particulièrement, les Professeurs Messieurs OUADIA Mohamed, IBNO NAMR Khalid, ENNIH Nasser, OUAJHAIN Brahim, LABBASSI Kamal, AAJJANE Ahmed, RHOJJATI Ali, Madame Ezzoura ERRAMI et Madame BOUTAYEB Khadija.

Je remercie le Professeur Monsieur LEONE Frédéric de l'Université Montpellier 3 & IRD, pour ses conseils et son coup de main concernant la bibliographie sur le risque et les aléas naturels.

Je remercie également le Professeur Monsieur MIFDAL Mohamed de la Faculté des Sciences El Jadida, le Docteur Monsieur MAKAN Abdelhadi et les professeurs d'anglais du lycée El Hidayia Islamia pour leurs contributions dans la traduction des articles en anglais.

Je tiens à remercier vivement le chauffeur de la faculté des sciences Monsieur MANSORI El Hocine pour son amabilité et son aide pendant les missions de terrain.

Je n'oublie pas de présenter ma profonde gratitude à mon Professeur Monsieur EL KANOURI Abdeljalil de m'avoir initié en géologie lorsque j'étais son élève au lycée et pour son soutien.

Je remercie vivement Monsieur ELMDARI Kamal Chef du Service Provincial de l'Environnement de Safi pour sa gentillesse, sa disponibilité, son écoute et notamment le partage de l'information. Je remercie également Monsieur AOURCHANE Aziz Chef du Service Provincial de l'Eau de Safi pour son aide concernant les données hydrogéologiques de ma zone d'étude.

Un grand merci à Madame LAMSALAK Khaddouj et Madame RADAD Mina du Service Statistique et Appuis de la Direction Provinciale d'Agriculture de Safi (DPAS) pour leurs aides précieux concernant les données agricoles et climatiques sur la zone d'étude.

Je souhaite aussi remercier tous mes amis et mes collègues à la Faculté des Sciences d'El Jadida et particulièrement au département de géologie Monsieur CHOUKRI Abdelouahab pour sa mise en disposition d'une bibliographie karstique régionale et des cartes couvrant ma zone d'étude. Messieurs MINOUBI Abdelmounim et EL KHALIDI Khalid pour leur mise en disposition d'une série de photos aériennes couvrant une partie de ma zone d'étude. Messieurs HABIB Adnane pour ses coups de main concernant les SIG, son apport bibliographique et LAGNAOUI Abdelouahed pour son aide et ses suggestions. Les docteurs : MAANAN Mehdi, MELLAS Samira, NOURELBAIT Majda, AKDIM Nadia et tous mes autres collègues : BELAHMIRA Chouaïb, BOUZERDA Mohammed, TNOUMI Ali, LAGHZALI Abdelmadjid, EL ADNANI Ayoub, EL GHANDOUR Fatima-Ezzahra, EL BARJY Meryem, ...

Je remercie également les habitants des douars qui nous ont accueillis avec générosité pendant les missions de terrain, particulièrement au douar Sidi Mhamed Brahim (Caïdat Ghnadra), douar Oulad ali (Commune Oulad Salman), douar Oulad ben Alioua (El Hasba ; Caïdat Moul El Bergui), douar Al Goraan (Cap El Beddouzza, Caïdat Ayir), douar Rammala (commune Barrakat Lamine), douar Aït Baamrane (Al Hawia) près de Khatazakane, ...

Je remercie vivement Monsieur BELKAID Mohamed pour son soutien aussi bien moral que matériel. Je remercie aussi mon frère BELKAID Boubker pour son aide durant les premières missions de terrain et son accompagnement pendant les prises de relevés topographiques.

Enfin, je remercie du fond du cœur ma femme BELKAID Fatima-Ezzahra de m'avoir incité à poursuivre mes études universitaires. Je la remercie pour ses sacrifices et ses encouragements durant ces 14 ans. J'en serais reconnaissant durant toute ma vie.

Résumé :

La région de Safi fait partie de la meseta côtière. Cette région est caractérisée par une couverture sédimentaire Méso-cénozoïque déposée sur un substratum primaire. Ces formations de nature principalement carbonatée et gypsifère sont susceptibles au phénomène de la karstification. Cette dernière représente un risque géologique majeur dans la région de Safi vis-à-vis les infrastructures, la population et les terrains agricoles. Cette problématique a attiré l'attention des décideurs de la région pour trouver les meilleures méthodologies et solutions en vue de tracer un plan de prévention sous forme de cartes de susceptibilité aux mouvements de terrains, qui peuvent être prises en considération dans les futurs plans d'aménagement.

Au vue de cette problématique, l'objectif de ce travail de thèse s'est focalisé sur l'étude et la cartographie des effondrements et des glissements de terrain, en relation avec la karstification, dans la région de Safi (les Abda). Pour répondre à cet objectif, ce travail a été basé sur deux principales approches ; la cartographie et la prospection géophysique.

L'approche cartographique s'est appuyée premièrement sur la cartographie de l'inventaire des glissements de terrain et des dolines d'effondrement. Pour ce faire, des missions de terrain ont été réalisées pour repérer les différents types de mouvements de terrain. Les mouvements ainsi repérés ont été classés selon une classification adoptée à l'échelle internationale. Ensuite, une base de données regroupant les différents types de mouvements a été créée dans un Système d'Information Géographique (SIG), l'objectif est de déterminer la répartition spatiale des terrains instables susceptibles aux mouvements. Outre les missions de terrain, l'établissement des cartes d'inventaire s'est basé sur l'interprétation visuelle et stéréoscopique des photographies aériennes ainsi que sur l'analyse des images satellites. Cinq types de cartes d'inventaires ont été générées : carte des glissements rocheux, carte des éboulements rocheux, carte des basculements rocheux, carte des écoulements de débris et enfin carte des dolines d'effondrement.

Les cartes d'inventaire obtenues ont été, ensuite, croisées avec les facteurs de prédisposition pour chaque type de mouvements de terrain repéré. Cette opération a été conduite à l'aide d'une approche statistique bivariée appelée la Méthode de la Matrice par SIG (GMM). Cette méthode, largement utilisée à l'échelle internationale, a permis d'établir différentes cartes de susceptibilité aux différents types de mouvements de terrain. L'une des originalités de ce

travail, est l'application de cette approche pour la construction de la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement.

L'approche géophysique s'est basée sur l'exécution de plusieurs profils de Tomographie de Résistivités Electriques dans deux secteurs de la région d'étude, affectée par les effondrements. L'objectif est la cartographie de l'extension spatiale et en profondeur des cavités souterraines susceptibles de s'effondrer. Les résultats obtenus ont montré que le désordre observé en surface est dû principalement à la présence des cavités souterraines liées au karst gypsifère profond et au karst carbonaté superficiel respectivement au sud et au nord de la zone d'étude.

A la lumière des résultats obtenus dans ce travail de thèse, les mouvements observés dans la région d'étude sont dû principalement à la présence de formations karstiques carbonatées et gypsifères. La morphologie du terrain accompagnée par l'effet de la néotectonique joue, également, un rôle déterminant dans la répartition des glissements de terrain et des dolines d'effondrement. En effet, les falaises côtières sont les zones les plus susceptibles aux différents types de glissements de terrain. En addition, la limite entre le Sahel et la plaine des Doukkala-Abda, dans le nord de la région d'étude, est la plus susceptible aux dolines d'effondrement. Tandis que vers le sud, les résultats obtenus ont montré que les dépressions karstiques, comme les poljés, sont les plus susceptibles aux dolines d'effondrement. Ces dernières, sont alignées selon des directions préférentielles qui coïncident généralement avec les directions des accidents tectoniques majeurs dans la région ; alpines vers le sud et hercyniennes vers le nord.

Mots clés : Région de Safi, Karstification, Mouvements de terrain, Cartographie, Géophysique.

Abstract

Safi region is part of the coastal Mesta. A Meso-Cenozoic sedimentary cover laying on a primary bedrock characterizes this region. These kinds of mainly carbonated and gypsiferous formations are susceptible to the karstification phenomenon. The latter represents a major geological risk in Safi region with respect to infrastructure, population and agricultural land. This issue has attracted the attention of policymakers to find the best methodologies and solutions to draw such prevention plans as susceptibility maps to ground movements, which can be taken into account in the future development plans.

With regard to this problematic, the present thesis research aims at studying and mapping of collapses and landslides in relation to karst in Safi region. In order to achieve this objective, this work was based on two main approaches; mapping and geophysical prospection.

The mapping approach was based firstly on mapping the inventory of landslides and collapse sinkholes. To do this, field missions were undertaken to identify different types of landslides. The movements thus identified were classified according to an internationally adopted classification. Next, a database of the different types of movements was created in a geographic information system (GIS) with the objective to determine the spatial distribution of non-flat surfaces susceptible to movements. In addition to the field missions, an establishment of inventory maps was based on visual and stereoscopic interpretation of aerial photographs as well as on the analysis of satellite images. Five types of inventory maps were generated: rockslides, rock falls, debris flow, topple maps and collapse sinkhole maps.

The resulting inventory maps were then crossed with the predisposing factors for each of the spotted landslides. This operation was conducted using a bivariate statistical approach: the Matrix Method GIS (GMM). This method, being widely and internationally used, has established several susceptibility maps for different types of ground movements. One of the originalities of the present work is the application of this approach to the construction of the collapse sinkhole susceptibility map.

The geophysical approach is based on performing multiple profiles of electric resistivity tomography in two sectors of the study area affected by collapse. The objective is to map the spatial extent and depth of underground cavities that could collapse. The results obtained show

that the disorder observed in the surface is mainly due to the presence of underground cavities related to gypsiferous deep karst and carbonated surface karst in the south and north of the study area, respectively.

On the basis of the obtained results in this thesis, the movements observed in the study area are mainly due to the presence of carbonated and gypsiferous karst formations. The morphology of the land accompanied by the neotectonic effect also plays a decisive role in the distribution of landslides and collapse sinkholes. Indeed, the coastal cliffs are the most likely areas to undergo different types of landslides. In addition, the boundary between the Sahel and the plains of Doukkala- Abda, in the north of the study area, is most likely to know collapse sinkholes.

As for the south, the results show that the karst depressions, like poljes, are most likely to have collapse sinkholes. These collapses are aligned with preferred directions which usually coincide with the directions of the major tectonic accidents in the region; Alpine, to the south, and Hercynian, to the north.

Keywords: Safi region, karst, landslides, mapping, geophysics.

Table des matières

Introduction générale.....	1
Chapitre 1 : Les mouvements de terrain en milieux karstiques.....	7
1.1 La karstification.....	8
1.1.1 Définitions.....	8
1.1.2 Les formes karstiques et leurs développements.....	10
1.2 Les processus de la karstification.....	14
1.2.1 La lithologie.....	15
1.2.2 Le climat.....	15
1.2.3 La tectonique.....	15
1.2.4 La topographie.....	16
1.2.5 Le couvert pédologique et végétal.....	16
1.3 Les mouvements de terrain en milieu karstique.....	17
1.3.1 Types de mouvements de terrain rencontrés dans un karst.....	17
1.3.2 Les mouvements lents et continus.....	23
1.3.3 Les mouvements rapides et discontinus.....	28
1.4 Conclusion.....	31
Chapitre 2 : Caractérisation de la zone d'étude.....	33
2.1 Cadre géographique.....	34
2.2 Cadre géomorphologique.....	34
2.2.1 L'arrière-pays.....	35
2.2.2 La zone littorale.....	36
2.2.3 Le karst.....	37
2.2.4 Les paramètres favorisant la karstification.....	38
2.2.5 Les risques liés à la karstification.....	39
2.3 Cadre géologique.....	40
2.3.1 Le Jurassique supérieur.....	40
2.3.2 Le Crétacé inférieur.....	42
2.3.3 Le Pliocène.....	44
2.3.4 Le Quaternaire.....	45
2.3.5 Les terrains géologiques susceptibles à la karstification.....	45
2.4 Cadre structural.....	46
2.5 Cadre hydrogéologique.....	47

2.5.1	L'hydrologie de surface	47
2.5.2	L'hydrologie souterraine	48
2.6	Le cadre climatique	49
2.6.1	La pluviométrie	50
2.6.2	Les températures	50
2.7	Conclusion	53
Chapitre 3 : Matériels et méthodes.....		55
3.1	Cartographie de l'inventaire des mouvements de terrain	56
3.2	Cartographie de la susceptibilité aux mouvements de terrain	57
3.2.1	Les méthodes qualitatives	58
3.2.2	Les méthodes quantitatives	59
3.2.3	La validation des cartes de susceptibilité aux mouvements de terrain.....	61
3.2.4	La cartographie adoptée dans la zone d'étude.....	62
3.3	Explorations spéléologiques	68
3.4	Méthodes géophysiques de détection des cavités souterraines	68
3.4.1	Prospection électrique appliquée en domaine karstique	69
3.4.2	Principe de la prospection géoélectrique.....	69
3.4.3	Dispositifs de mesure	71
3.4.4	Principe de la tomographie de résistivités électriques.....	73
Chapitre 4 : Inventaire des mouvements de terrain		77
4.1	Introduction	78
4.2	4.2 Les dolines d'effondrement	80
4.2.1	Les dolines d'effondrement au sud de la ville de Safi	80
4.2.2	Les dolines d'effondrement au nord de la ville de Safi.....	97
4.3	Les glissements de terrain.....	122
4.3.1	Les glissements de terrain entre Swiria Laqdim et Djorf Ghoraba	122
4.3.2	Les glissements de terrain entre Djorf Ghoraba et El Maleh	123
4.3.3	Les glissements de terrain entre l'Oulja d'El Maleh et Djorf Lihoudi.....	126
4.3.4	Les glissements de terrain entre Djorf Lihoudi et Safi.....	129
4.3.5	Les glissements de terrain entre le port de Safi et la pointe de Bordj Nador ...	133
4.3.6	Les glissements de terrain entre la pointe de Bordj Nador et douar Labdahja.	136
4.3.7	Les glissements de terrain entre douar Labdahja et Cap El Beddouza	138
4.3.8	Les glissements de terrain entre Cap El Beddouza et l'Oualidia	141
4.4	Conclusion	142

Chapitre 5 : Cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain dans la région de Safi 143

5.1	Introduction	144
5.2	Aperçu sur le secteur de l'étude	146
5.3	Matériels et méthodes	151
5.3.1	Données d'inventaire des glissements de terrain	151
5.3.2	Facteurs de prédisposition pour le secteur étudiée	152
5.3.3	Évaluation et cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain	152
5.4	Résultats.....	156
5.4.1	Les cartes de susceptibilité aux glissements de terrain	162
5.4.2	Validations de la susceptibilité aux glissements de terrain	168
5.5	Discussion.....	170
5.5.1	La carte d'inventaire des glissements de terrain	170
5.5.2	Les cartes de la susceptibilité aux glissements de terrain	171
5.5.3	Validation des cartes de la susceptibilité aux glissements de terrain	173
5.6	Conclusions	173

Chapitre 6 : Cartographie de la susceptibilité aux dolines d'effondrement dans la région de Safi 175

6.1	Introduction	176
6.2	Les facteurs de prédisposition, de déclenchement et d'aggravation pour les dolines d'effondrement dans la région de Safi	179
6.3	Résultats.....	184
6.3.1	La carte d'inventaire des dolines d'effondrement.....	184
6.3.2	La carte de la susceptibilité aux dolines d'effondrement.....	186
6.3.3	Validation de la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement.....	187
6.4	Discussion.....	189
6.4.1	La carte d'inventaire des dolines d'effondrement.....	189
6.4.2	Les cartes de la susceptibilité aux dolines d'effondrement et leurs validations	190
6.5	Conclusions	193

Chapitre 7 : Cartographie géomorphologique et géophysique des dolines d'effondrement dans la région de Moul El Bergui..... 195

7.1	Introduction	196
7.2	Présentation du secteur étudié	199

7.2.1	Cadre géographique.....	199
7.2.2	Cadre géologique et structural.....	199
7.2.3	Cadre hydrographique et hydrogéologique	201
7.2.4	Cadre géomorphologique	203
7.2.5	Cadre climatique	204
7.2.6	Système d'irrigation dans le secteur d'étude.....	204
7.3	Matériels et méthodes	205
7.3.1	Inventaire des dolines d'effondrement.....	205
7.3.2	Prospection géophysique par tomographie des résistivités électriques.....	206
7.3.3	Mesures physico-chimiques de l'eau du canal d'irrigation et des eaux souterraines	207
7.4	Résultats et discussions	208
7.4.1	Inventaire des dolines d'effondrement.....	208
7.4.2	Facteurs de prédisposition, de déclenchement et d'aggravation liés aux dolines d'effondrement	213
7.4.3	Analyse et interprétation des profils de tomographie des résistivités électriques	218
7.5	Conclusions	240
Chapitre 8 : Evaluation de la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement par la TRE dans la région de Safi.....		243
8.1	Introduction	244
8.2	Cadre géologique et géomorphologique du secteur étudié.....	245
8.3	Matériels et méthodes	249
8.4	Résultats et discussions	250
8.4.1	L'exploration spéléologique des dolines d'effondrement.....	250
8.4.2	L'observation des falaises vives du littoral	251
8.4.3	Analyse et interprétation des profils de tomographie de résistivité électrique.	251
8.4.4	Comparaison entre les résultats de la TRE et de la cartographie de la susceptibilité aux dolines d'effondrement.....	266
8.5	Conclusion	267
Conclusion générale.....		269
Liste bibliographique		275
Annexes.....		295

Liste des Figures

Figure 1.1 - Paysage karstique, Agence de l'Eau Rhône Méditerranée Corse, 1999.....	9
Figure 1.2 - Quelques formes courantes de lapiés (d'après Collignon, 1988 et Nicod, 1970 in Gilli, 2011)	11
Figure 1.3 - Les trois principaux types de poljés (Ford et Williams, 1989).....	13
Figure 1.4 - Six principaux types de dolines en milieu karstique carbonaté (Waltham et Fookes, 2003).....	19
Figure 1.5 - Classification génétique des dolines en milieu karstique évaporitique (Gutiérrez et al., 2008).....	20
Figure 1.6 - Quelques types de mouvements de terrain (Maquaire, 2002)	24
Figure 1.7 - Types de glissements-avalanches rocheux dans des roches carbonatées. \varnothing est l'angle de frottement interne de la roche. Les ruptures sur les versants à pente moyenne et forte sont appelées «glissements de dalles».....	27
Figure 2.1- Localisation de la zone d'étude encadrée en rouge, 1 : le secteur où la cartographie de la susceptibilité et la tomographie des résistivités électriques ont été appliquées et 2 : le secteur où la tomographie des résistivités électriques a été appliquée.....	34
Figure 2.2 - Localisation de la zone d'étude sur la carte géomorphologique modifiée (Ferré et Ruhard, 1975).....	36
Figure 2.3 - Carte géologique simplifiée de la zone d'étude 1/200000 (Gigout, 1951 et Choubert, 1978).....	40
Figure 2.4 - Esquisse structurale de la zone d'étude d'après géophysique et forages. (Ferré et Ruhard, 1975).....	46
Figure 2.5 - L'hydrologie de surface de la zone d'étude.....	48
Figure 2.6 - Diagrammes pluviaux-thermiques des cinq stations d'étude (www.climate-data.org).....	51
Figure 2.7 - Pluies mensuelles moyennes pour la période de 1990 à 2014 (DPA de Safi).....	52

Figure 2.8 - Pluies interannuelles des cinq stations d'étude pour la période de 1990 à 2014, (DPA de Safi)	52
Figure 3.1 - Organigramme résumant les principales étapes de la démarche analytique et exploratrice adoptées dans cette étude	64
Figure 3.2 - Détermination de la susceptibilité aux mouvements de terrain par la méthode de la matrice (Irigaray et al., 1999).....	67
Figure 3.3 - Distribution du courant créé par deux électrodes dans un sol homogène et isotrope (Van Nostrand et Cook, 1966)	70
Figure 3.4 - Valeurs moyennes des résistivités de milieux communs (Gilli, 2011).....	71
Figure 3.5 - Dispositifs de mesure les plus courants. K = facteur géométrique, a = distance MN.	71
Figure 3.6 - Schéma de principe d'acquisition des mesures de résistivité électrique en tomographie (http://www.geophy.fr/resistivite.htm).....	74
Figure 3.7 - Arrangement des électrodes pour une acquisition 2D et séquence de mesure (Marescot, 2008)	75
Figure 4.1 – Exemples de cartes utilisées pour l'extraction des dolines d'effondrement	79
Figure 4.2 – Exemple de dolines d'effondrement à Djorf Lihoudi	80
Figure 4.3 – Les dolines d'effondrement vérifiées sur le terrain entre Djorf Lihoudi et Khatazakane	81
Figure 4.4 – Première doline d'effondrement localisé à Djorf Lihoudi	82
Figure 4.5 – Quelques exemples de dolines d'effondrement entre Djorf Lihoudi et douar Litaïma, le trait blanc en tirets montre leurs bordures.....	83
Figure 4.6 – Deux exemples de dolines d'effondrement au douar Al Hamenneda.....	85
Figure 4.7 – Trois exemples de dolines d'effondrement au douar Sahbe-Al Mharir et Lakouanine	86
Figure 4.8 – Deux exemples de dolines d'effondrement au douar La'abadat et au douar Oulad Ali.....	88
Figure 4.9 – Doline d'effondrement au douar Oulad Ali « Oudigh »	89
Figure 4.10 – Coupe de la doline d'effondrement au douar Oulad Ali « Oudigh ».....	89

Figure 4.11 – Doline d’effondrement au sud du quartier Djerifat à Safi (X=32°17’02 N, Y=9°13’20 O et Z=68 m).....	91
Figure 4.12 – Localisation des dolines d’effondrement entre El Maleh et Swiria Laqdima....	92
Figure 4.13 – Exemples de dolines d’effondrement au niveau de la falaise de Djorf Ghoraba	93
Figure 4.14 – Exemples de dolines d’effondrement enfouies au niveau de la falaise de Djorf Ghoraba	94
Figure 4.15– Localisation des deux dolines d’effondrement	95
Figure 4.16 – Deux dolines d’effondrement au sud de Tnine El Ghiate.....	96
Figure 4.17 – Dolines d’effondrement vérifiées à 7 km au nord et à l’est de Safi.....	98
Figure 4.18 – Localisation de deux dolines d’effondrement sur une photo aérienne au 20000 ^{èm} <i>A : Agrandissement de la zone où se trouvent les deux dolines</i>	99
Figure 4.19 – Localisation de deux dolines d’effondrement à 7 km au nord de Safi.....	100
Figure 4.20 – Localisation de trois dolines d’effondrement à 7 km à l’est de Safi.....	102
Figure 4.21– Localisation de neuf dolines d’effondrement à 7 km au SE de Moul El Bergui	103
Figure 4.22 – Exemples de dolines d’effondrement vérifiées sur le terrain dans la région de Moul El Bergui.....	104
Figure 4.23– Exemples de fractures et fissures repérées sur le terrain	105
Figure 4.24 – Localisation des dolines d’effondrement à Jemaat Shaim.....	107
Figure 4.25 – Doline d’effondrement à l’est de Jemaat Shaim	108
Figure 4.26 – Doline d’effondrement à l’est de Jemaat Shaim	109
Figure 4.27 – Dolines d’effondrement à l’ouest de Jemaat Shaim	110
Figure 4.28 – Localisation de deux dolines d’effondrement à Khemis Zemamra	112
Figure 4.29 – Dolines d’effondrement au nord-ouest de Khemis Zemamra.....	113
Figure 4.30 – Localisation de cinq dolines d’effondrement à Oualidia dont deux dolines sont alignées N30.....	115

Figure 4.31 – Les dolines au sud-est d’Oualidia	116
Figure 4.32 – Effondrement et grottes de l’Oualidia.....	117
Figure 4.33 – Première grotte d’Oualidia.....	118
Figure 4.34 – Deuxième grotte d’Oualidia.....	119
Figure 4.35 – Troisième grotte d’Oualidia	120
Figure 4.36 - Grotte Goraan au Cap El Beddouza	121
Figure 4.37 – Grotte Goraan au Cap El Beddouza.....	122
Figure 4.38 – Eboulements rocheux près de Swiria Laqdimia.....	123
Figure 4.39 – Chute de pierres, de blocs et éboulements rocheux au niveau de la falaise de Djorf Ghoraba	124
Figure 4.40 – Quelques exemples de cavités marines au pied de la falaise de Djorf Ghoraba	126
Figure 4.41 – Eboulements rocheux entre El Maleh et Djorf Lihoudi.....	127
Figure 4.42 – Exemple d’éboulements rocheux vérifiés sur le terrain entre Djorf Lihoudi et Safi	130
Figure 4.43 – Exemples d’éboulements rocheux entre Djorf Na’Am et Djorf Amouni	131
Figure 4.44 – Extrait de l’inventaire des éboulements rocheux représentés sur la photo aérienne de Safi au 17500 ^{ème} datées de 1983.....	132
Figure 4.45 – Exemples de glissements de terrain entre le port de Safi et la pointe de Bordj Nador.....	133
Figure 4.46 – Source Lalla Mira au niveau du Calcaire de Dridrat à Safi	134
Figure 4.47 – Extrait de l’inventaire des basculements rocheux numérisés à partir de la photo aérienne de Safi au 17500 ^{ème} datées de 1983	134
Figure 4.48 – Extrait de l’inventaire des écoulements de débris numérisés à partir de la photo aérienne de Safi au 17500 ^{ème} datées de 1983	135
Figure 4.49 – Extrait de l’inventaire des glissements rocheux numérisés à partir de la photo aérienne de Safi au 17500 ^{ème} datées de 1983	135

Figure 4.50 – Exemple de glissements et d’éboulements rocheux vérifiés sur le terrain entre Sidi Ben Krara et douar Labdahja	136
Figure 4.51 – Exemples de glissements de terrain entre Bordj Nador et douar Labdahja	137
Figure 4.52 – Exemple de glissements et d’éboulements rocheux vérifiés sur le terrain entre Sidi Bouchta et Cap El Beddouza	139
Figure 4.53 – Exemples de glissements de terrain entre Sidi Bouchta et Cap El Beddouza .	140
Figure 4.54 - Exemple d’éboulements rocheux vérifiés dans la région de Oualida.....	141
Figure 4.55 - Eboulement de la falaise vive près de Sidi Karram Addayf.....	141
Figure 5.1a - Destruction de la tour nord du Château de mer portugais en 2010.....	145
Figure 5.2 - Carte d’inventaire des glissements de terrain au niveau du secteur étudié	147
Figure 5.3 - Carte géologique de la zone étudiée (Mazéas, 1967)	148
Figure 5.4a - Falaise côtière à profil mixte	150
Figure 5.5 - Diagramme montrant la méthodologie adoptée pour la réalisation de la susceptibilité aux glissements rocheux	153
Figure 5.6 - la méthodologie adoptée pour la validation de la carte de susceptibilité aux glissements rocheux	155
Figure 5.7 - Caractéristiques des écoulements de débris et des basculements rocheux au nord de la zone étudiée (croquis de la falaise de Sidi Bouzid modifiée d’après Witam, 1988).....	159
Figure 5.8 - Caractéristiques des glissements rocheux au nord de la zone d’étude (croquis de la falaise de Bordj Nador modifiée d’après Witam, 1988)	160
Figure 5.9 - Caractéristiques des éboulements rocheux au sud du secteur étudié (pointe Ghozia)	162
Figure 5.10 - Carte de susceptibilité aux glissements rocheux avec un élargissement de la partie nord de la zone d’étude	164
Figure 5.11 - Carte de susceptibilité aux écoulements de débris avec un élargissement de la partie nord de la zone d’étude	165
Figure 5.12 - Carte de susceptibilité aux éboulements rocheux avec un élargissement de la partie sud de la zone d’étude	166

Figure 5.13 - Carte de susceptibilité aux basculements rocheux avec un élargissement de la partie nord de la zone d'étude	167
Figure 5.14 - Validation de la carte de susceptibilité aux glissements rocheux.....	168
Figure 5.15- Validation de la carte de susceptibilité aux basculements rocheux.....	169
Figure 5.16 - Validation de la carte de susceptibilité aux éboulements rocheux	169
Figure 5.17 - Validation de la carte de susceptibilité aux écoulements de débris.....	170
Figure 6.1 - Quelques exemples de dolines d'effondrement dans la zone d'étude	177
Figure 6.2 - Diverses formes karstiques	179
Figure 6.3 - La lithologie observée à l'intérieur des dolines d'effondrement.....	180
Figure 6.4 - Estimation du volume des cavités souterraines naturelles observées au sud et au nord de la ville de Safi.....	181
Figure 6.5 - Alignements des dolines d'effondrement, observés sur des photos aériennes ...	182
Figure 6.6 - Les facteurs aggravants observés dans la zone d'étude.....	183
Figure 6.7 - Carte d'inventaire des dolines d'effondrement. A : agrandissement de la partie sud du secteur d'étude.....	185
Figure 6.8 - La carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement avec un agrandissement de la partie sud (A) du secteur d'étude.	187
Figure 6.9a - Validation de la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement (validation vraie).....	188
Figure 6.10 - La carte finale de la susceptibilité aux dolines d'effondrement avec un agrandissement de la partie sud (A) du secteur étudié	192
Figure 6.11a - Validation de la carte finale de la susceptibilité aux dolines d'effondrement (validation vraie)	192
Figure 7.1 - Les dolines d'effondrement inventoriées du nord vers le sud (de D1 à D9).....	197
Figure 7.2 - Localisation du secteur étudié sur la carte géomorphologique (modifiée d'après Ferré et Ruhard, 1975)	200

Figure 7.3 - Esquisse structurale du secteur étudié d'après géophysique et forages (Ferré et Ruhard, 1975). Les flèches A et B indique la position de la coupe géologique AB de la Figure 7.4	201
Figure 7.4 - Coupe géologique synthétique à travers le Sahel et la plaine des Doukkala Abda selon la coupe AB de direction NO-SE (Ferré et Ruhard, 1975).....	201
Figure 7.5 - Carte piézométrique du système Plio-Crétacé (ONEP, 2012).....	202
Figure 7.6 - Localisation des profils de tomographie des résistivités électriques.....	206
Figure 7.7 - La mesure des paramètres chimiques de l'eau souterraine	208
Figure 7.8 - Les neuf dolines d'effondrement représentées sur la photo aérienne de 2010 à l'échelle de 1:20,000	209
Figure 7.9 - Basculements rocheux des parois des dolines et apparition des fractures circulaires à la surface.....	211
Figure 7.10 - Les différentes composantes du front de la dune consolidée et sa relation avec les dolines d'effondrement (de D5 à D9), le canal d'irrigation et la plaine irriguée.....	212
Figure 7.11 - Logs stratigraphiques des différentes dolines d'effondrement.....	214
Figure 7.12- Différents constituants du karst superficiel	214
Figure 7.13 - Fractures ouvertes parallèles aux talus	215
Figure 7.14 - Pluviométrie annuelle à Had Hrara et Jemaa Shaim (source : Direction Provinciale Agricole de Safi) et dates d'occurrence des dolines d'effondrement.....	216
Figure 7.15 - Profil de tomographie de résistivité électrique P1	222
Figure 7.16 - Profil de tomographie de résistivité électrique P2.....	226
Figure 7.17 - Profil de tomographie de résistivité électrique P3.....	229
Figure 7.18 - Profil de tomographie de résistivité électrique P4.....	233
Figure 7.19 - Profil de tomographie de résistivité électrique P5	236
Figure 7.20 - Profil de tomographie de résistivité électrique P6.....	239
Figure 8.1 - Localisation des quatre profils de TRE (P1, P2, P3 et P4).....	244
Figure 8.2 – Coupe schématique du Moghrébien de la région de Safi (Choubert, 1965).....	246

Figure 8.3 – Croquis de la falaise de Djorf Lihoudi (Witam, 1988)	246
Figure 8.4 – Alignement des formes karstiques superficielles (dolines et poljés) dans le secteur étudié (Weisrock et Lunski, 1987)	247
Figure 8.5a – Localisation des sondages et des dolines d’effondrement par rapport à Djorf Lihoudi et le poljé d’Oulad Sidi Allal Ben Jeddi (Weisrock et Lunski, 1987)	248
Figure 8.6 - Position du profil 1 par rapport à la falaise Djorf Lihoudi et à l’alignement des dolines d’effondrement D1 à D7	252
Figure 8.7 - Profil de tomographie de résistivité électrique P1	254
Figure 8.8 - Position du profil 2 par rapport à l’alignement des dolines d’effondrement D16 à D20	255
Figure 8.9 - Profil de tomographie de résistivité électrique P2	257
Figure 8.10 - Position du profil P3 par rapport à l’alignement des dolines d’effondrement D25 à D29	258
Figure 8.11 – Doline d’effondrement D25 « Al Hawïa »	259
Figure 8.12 - Profil de tomographie de résistivité électrique P3	261
Figure 8.13 - Position du profil 4 par rapport à l’alignement des dolines d’effondrement D30-D35	262
Figure 8.14 – Doline d’effondrement D37 « Bir Enhale »	264
Figure 8.15 - Profil de tomographie de résistivité électrique P4	265

Liste des Tableaux

Tableau 1.1 - Classification des mouvements de terrain, (Varnes, 1978).....	18
Tableau 1.2 - La nomenclature anglaise utilisée par divers auteurs pour la désignation des dolines (Waltham et Fookes, 2003 et Gutiérrez et al., 2008).....	22
Tableau 2.1 - Les coordonnées géographiques des cinq stations. (DPA de Safi et www.climate-data.org).....	50
Tableau 3.1 - Groupes de photographies aériennes utilisées pour préparer les cartes d'inventaire des glissements de terrain et des dolines d'effondrement dans les secteurs étudiés.	63
Tableau 3.2 - Profondeur d'investigation en fonction de L pour certains dispositifs (L est la distance entre les électrodes d'injection du courant AB).....	74
Tableau 4.1 - Les principales méthodes et démarches adoptées dans cette étude.....	78
Tableau 4.2 - Caractéristiques des dolines d'effondrement entre Djorf Lihoudi et douar Litaïma	84
Tableau 4.3 - Caractéristiques des trois dolines d'effondrement entre douar Sahbe et Lakouanine	87
Tableau 4.4 - Caractéristiques des trois dolines d'effondrement entre douar La'abadat et douar Oulad Ali	90
Tableau 4.5 - Coordonnées géographiques des huit dolines d'effondrement	94
Tableau 4.6 - Fiche technique des deux dolines d'effondrement.....	97
Tableau 4.7 - Caractéristiques des deux dolines d'effondrement au douar Zouahar	101
Tableau 4.8 - Fiche technique récapitulative de six dolines d'effondrement repérées au douar Oulad Alioua du NE au SO	106
Tableau 4.9 - Fiche technique de la doline absorbante à Jemaat Shaim	109
Tableau 4.10 - Fiche technique de la doline d'effondrement à Jemaat Shaim.....	111
Tableau 4.11 - Caractéristiques des deux dolines d'effondrement	114

Tableau 4.12 - Caractéristiques des deux dolines d’effondrement à Oualidia.....	117
Tableau 4.13 - Localisation des éboulements au niveau de la falaise de Djorf Ghoraba.....	125
Tableau 4.14 - Localisation des cavités marines au niveau de la falaise de Djorf Ghoraba au sud de Safi.....	125
Tableau 4.15 - Localisation des sources d’eaux saumâtres au niveau de la falaise de Djorf Ghoraba	126
Tableau 4.16 - Localisation des éboulements et des cavités marines entre l’Oulja d’El Maleh et Djorf Lihoudi.....	128
Tableau 4.17 - Localisation d’une source d’eau saumâtre à Djorf Lihoudi	129
Tableau 4.18 - Localisation des glissements de terrain et des sources d’eau entre la falaise de Sidi Bouzid et Labdahja	138
Tableau 4.19 - Localisation des éboulements entre Labdahja et Cap El Beddouza.....	140
Tableau 5.1 - Inventaire des glissements de terrain, typologies et dimensions (Surface de la zone étudiée = 107864303,159 m ²)	156
Tableau 5.2 - Inventaire des glissements de terrain, pourcentages dans chaque lithologie ...	157
Tableau 5.3 - Susceptibilité aux glissements de terrain : les valeurs montrent la superficie de la zone et les pourcentages de chaque niveau de susceptibilité en relation à l’ensemble de la zone d’étude.....	163
Tableau 6.1 - L’inventaire des dolines d’effondrement et leurs dimensions (Superficie totale de la zone d’étude = 107349510m ²)	185
Tableau 6.2 - L’inventaire des dolines d’effondrement et leurs pourcentages dans chaque lithologie.....	186
Tableau 6.3 - La susceptibilité aux dolines d’effondrement (Les valeurs montrent la surface du secteur d’étude et les pourcentages de chaque niveau de susceptibilité par rapport à l’ensemble du secteur étudié).	187
Tableau 7.1 - Echelle des résistivités électriques établie à partir des sondages électriques exécutés dans le Sahel et la plaine des Doukkala Abda entre 1951 et 1966 (Ferré, 1969)....	198
Tableau 7.2 - Quelques caractéristiques des dolines d’effondrement dans le secteur étudié.	210
Tableau 7.3 - Direction des principaux alignements des dolines d’effondrement dans le secteur étudié	212

Tableau 7.4 - Quelques caractéristiques des eaux du canal d'irrigation et des puits proches des dolines d'effondrement dans le secteur étudié 217

Introduction générale

1. Problématique

Les environnements karstiques se caractérisent par des reliefs distinctifs (poljés, ouvalas, dolines, lapiazs, vallées sèches, etc.) liés aux phénomènes de la dissolution des roches. Ces environnements se caractérisent essentiellement par la présence des cavités souterraines qui se développent dans les roches carbonatées et/ou dans les évaporites. Par conséquent, ils peuvent être affectés par de graves problèmes d'instabilité du sol, tels que les glissements de terrain et les effondrements.

A l'échelle mondiale, plusieurs cas de glissements de terrain et d'effondrements en relation avec la karstification sont rapportés dans la littérature scientifique. Les glissements les plus rencontrés en milieux karstiques sont principalement les éboulements et les basculements rocheux (Santo et al., 2007; Krautblatter et al., 2012; Palma et al., 2012). Au sud de l'Italie, un éboulement rocheux s'est produit en 2002 à partir d'une fracture ouverte montrant des signes d'un très long processus de karstification (Santo et al., 2007). En addition, plusieurs auteurs ont discuté l'effet de la dissolution au niveau des fractures, notamment dans les roches évaporitiques, qui peut se ressentir à l'échelle d'une vie humaine (Tsui et Cruden, 1984; Guglielmi et al., 2000; Seijmonsbergen et de Graaff, 2006; Alberto et al., 2008; Jaboyedoff et al., 2011; Gutiérrez et al., 2012a,b; Carbonel et al., 2014; Mège et al., 2013). D'autres cas de glissements de terrain en milieu karstique ont été rapportés par de nombreux auteurs. En Italie, Calcaterra et al., 2003 et Santo et al., 2007 ont discuté, respectivement, les coulées de boues liées à la présence de conduits karstiques dans la région de Campania et un glissement rocheux lié à la présence d'une grande caverne au sud de l'Italie. Des éboulements au niveau des falaises côtières de l'Italie sont dues à la présence des cavités marines et/ou des encoches qui jouent le rôle d'un facteur de prédisposition pour ce type de glissements de terrain (Vallejo, 2012 ; Gutiérrez et al., 2014).

Selon certains auteurs (Ali, 2005 ; Parise, 2008 ; Pánek et al., 2009 ; Gutiérrez et al., 2012), la karstification joue le rôle de facteur de prédisposition pour les glissements de terrain par la formation de cavités et de conduits souterrains de différentes tailles. Généralement, ces conduits sont empruntés en tant que chemins préférentiels aux écoulements souterrains et ils influent donc sur la stabilité générale des terrains (Dunne, 1990). En outre, les dolines d'effondrement constituent un autre type de mouvements de terrain. Le plus souvent, elles sont liées à la présence des cavités souterraines qui peuvent être le résultat final d'un long processus de

karstification. Les dégâts provoqués par les glissements de terrain et les dolines d'effondrement peuvent affecter les différentes infrastructures telles que les routes, les voies ferrées, les lignes de courants électriques, comme elles peuvent engendrer des pertes de vies humaines. Les impacts et les risques associés aux karsts se sont accrus rapidement avec l'accroissement du développement urbain sur ces zones sans aucune planification appropriée qui tient en compte les particularités de ces environnements (Goudie, 2013 ; Gutiérrez et al., 2014).

A l'échelle du Maroc, les principales zones les plus touchées par les phénomènes naturels de glissements de terrains et de karstification sont les régions du Rif et le Moyen Atlas, en conséquence de l'existence d'un relief très contrastés, de terrains géologiques friables (argiles, flysch, marnes) et de conditions climatiques rigoureuses. Si les conditions géologiques et climatiques sont réunies, on peut observer dans certaines régions des glissements sur les pentes, l'effondrement de carrières, de cavités naturelles, mais aussi du sous-sol de certaines villes comme Al Hoceima, Fès, Taounate, Tanger, Tétouan et Zaouit Ech Cheikh (Fares, 1994 ; El Kharim, Y., et al., 2001 ; El Khattabi et Carlier, 2004 ; Rouai, et Jaaidi, 2003 ; El Khammari et al., 2007 ; Tabyaoui, et al., 2015).

La région de Safi (Abda), zone intéressée par ce travail, est connue comme un environnement riche par les formes karstiques, où plusieurs effondrements et glissements ont eu lieu en conséquence de la présence des cavités souterraines (**Chapitre 4**) (Ouadia, 1998 ; Ouadia et al., 2008 ; Theilen-Willige et al., 2014 ; Boualla et al., 2016).

La question donc qui a suscité notre intérêt pour ce travail de thèse, est la prévention des risques de mouvements de terrain liés aux phénomènes de karstification dans la région de Safi.

2. Objectifs de la thèse

Compte tenu de cette problématique susmentionnée, les objectifs de cette thèse sont :

- i.** Identifier les différentes formes karstiques de surface ou souterraines par combinaison de différentes méthodes.
- ii.** Créer une base de données par les outils du système d'information géographique (SIG) concernant les zones susceptibles de subir ces effondrements et par conséquent actualiser les données karstiques au niveau régional.

- iii. Réaliser de nouvelles cartes d'inventaire et de susceptibilité aux mouvements de terrain, mettant en valeur les données actuelles.

3. Méthodologie

Pour aboutir aux objectifs avancés, plusieurs approches et méthodes d'exploration et d'analyse ont été utilisées dans ce travail :

Les **méthodes géomorphologiques** : elles sont basées sur une démarche analytique et une démarche exploratrice. La **démarche analytique** est basée sur l'analyse des cartes topographiques et des photographies aériennes de la région étudiée, pour l'extraction des différentes formes karstiques figurées. La **démarche exploratrice** est basée sur l'exploration directe des formations karstiques de la région sur le terrain. Les différentes formations karstiques ainsi mises en évidence, ont été repérées et intégrées sur les cartes topographiques dans un Système d'Information Géographique.

La **méthode géophysique** dont l'objectif est de cartographier l'extension latéral et en profondeur des cavités souterraines. La méthode choisie est la tomographie de résistivités électriques. C'est une méthode largement utilisée pour l'étude des milieux karstiques, elle permet la détection des cavités souterraines vides ou pleines, et permet également d'identifier les différentes surfaces de discontinuité.

4. Structure de la thèse

Pour répondre aux différents objectifs, ce travail de thèse s'organise en huit chapitres :

Le premier chapitre donne un aperçu général sur la karstification et les mouvements de terrain en milieu karstique. Il s'intéresse également aux méthodes de cartographie de l'inventaire des mouvements de terrain, de cartographie de la susceptibilité aux mouvements de terrain et les méthodes de validation des cartes obtenues.

Le deuxième chapitre présente une vue d'ensemble sur les caractéristiques de la zone d'étude ; la situation géographique, le cadre géomorphologique, géologique et structural, le cadre hydrogéologique et enfin, il se termine par une présentation succincte de son cadre climatique.

Le troisième chapitre montre les divers matériels utilisés et les différentes méthodes adoptées dans cette recherche. Au début, il présente la méthode adoptée pour la cartographie de la susceptibilité aux mouvements de terrain. Ensuite, il explique la méthode utilisée pour la validation des cartes réalisées. Une partie du chapitre a été consacré pour présenter la méthode d'exploration spéléologique pour l'étude et l'observation directe des dolines d'effondrement. Enfin, le chapitre présente les principes théoriques et expérimentaux de la tomographie de résistivités électriques en 2D.

Le quatrième chapitre présente les principaux résultats de l'approche géomorphologique basée sur une démarche analytique et exploratrice de la région de Safi. La construction des inventaires des mouvements de terrain a été faite. En outre, de nombreuses cavités d'origine naturelle ou anthropique ont été étudiées.

Le cinquième chapitre donne les principaux résultats obtenus par la cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain dans la région de Safi en utilisant la méthode de la matrice par SIG. Ce chapitre discute ces résultats vis-à-vis du rôle joué par la karstification.

Le sixième chapitre présente les résultats de la cartographie de la susceptibilité aux dolines d'effondrement dans la région de Safi, en adoptant la même méthode utilisée pour la cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain. Il discute les résultats obtenus et propose des solutions pour que cette méthode de cartographie soit efficace et que la validation du modèle proposé soit acceptable.

Le septième chapitre présente l'apport de la cartographie géomorphologique et de la tomographie des résistivités électriques à l'étude des dolines d'effondrement et des fractures ouvertes dans la région de Moul El Bergui (Limite entre la plaine des Doukkala-Abda et le Sahel). Il met en évidence la structure du karst dans cette région et ses différentes composantes hydrogéologiques.

Le huitième chapitre discute les résultats obtenus par deux méthodes appliquées dans la zone de Djorf Lihoudi : la cartographie de la susceptibilité aux dolines d'effondrement et l'application de la tomographie de résistivités électriques.

Une conclusion générale du travail donnera une synthèse des principaux résultats obtenus et proposera des perspectives.

Chapitre 1

Les mouvements de terrain en milieux karstiques

Sommaire

1.1 La Karstification	8
1.2 Les processus de la karstification	14
1.3 Les mouvements de terrain en milieu karstique.....	17
1.4 Conclusion.....	31

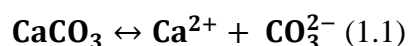
La région de Safi est connue comme un environnement karstique. L'étude des processus ayant conduit aux différentes formes karstiques exige tout d'abord de faire un aperçu sur les différentes notions utilisées en karstologie et particulièrement en spéléologie. Ainsi, des définitions et des notions générales sur la karstification sont présentées dans ce chapitre avec l'énumération des différentes formes constituant l'exokarst et l'endokarst. En addition, la région intéressée par cette étude est connue par la présence de mouvements de terrain directement ou indirectement liés à la karstification. Cependant, les différents types de mouvements de terrain ont été définis, surtout ceux qui affectent le milieu karstique.

Mots clés : Karstification, Exokarst, Endokarst, Mouvements de terrain.

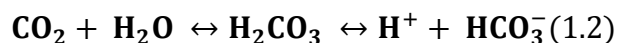
1.1 La karstification

1.1.1 Définitions

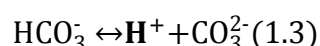
Le mot karst vient du mot slovène « kras » en référence à la région éponyme du Carso ou Kras, haut plateau calcaire situé entre l'Italie, la Slovénie et la Croatie. Ce mot fut germanisé en « karst » lors de l'intégration de la Slovénie à l'Empire Austro-Hongrois (Bignot, 1972 in Peyraube, 2011 ; Williams, 2004a). La terminologie Karst a été introduite en 1893 par le géomorphologiste serbe Jovan Cvijić dans sa publication « Das Karstphänomen ». Le phénomène de la karstification est dû principalement à la dissolution des roches carbonatées par les eaux météoriques chargées en gaz carbonique, donnant lieu à un ensemble de formes très caractéristiques appelé **modelé karstique** ou **karst** (Foucault et Raoult, 1988) (**Figure 1.1**). Le processus de la **dissolution** provoquant le phénomène de la karstification est exprimé par l'équation 1.1 :



Le dioxyde de carbone se dissout dans l'eau en donnant de l'acide carbonique H_2CO_3 qui se dissocie rapidement en ion bicarbonate et en ion hydrogène (équation 1.2).

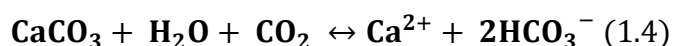


Ensuite, l'ion bicarbonate se dissocie en carbonate et en ion hydrogène (équation 1.3).

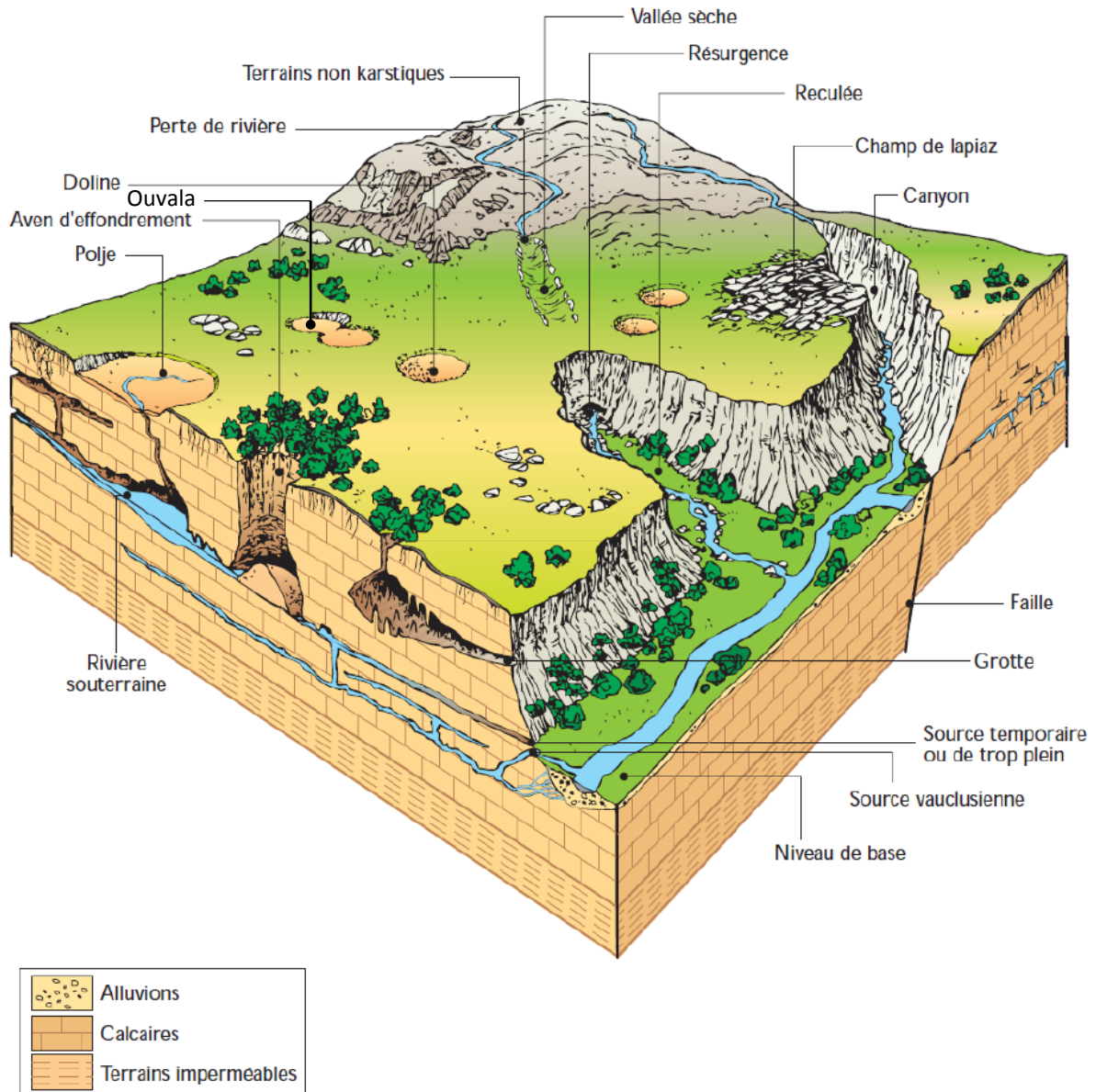


Les ions hydrogènes de (1.2), les carbonates, les bicarbonates et le CO_2 constituent un système dont les équilibres changent en fonction du pH (1.3). Ces équilibres chimiques conditionnent donc les proportions relatives des différents ions du système carbonaté.

Les carbonates de calcium, CaCO_3 , se dissolvent en présence de l'eau et du dioxyde de carbone ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \leftrightarrow \text{H}_2\text{CO}_3$ ou l'acide carbonique) pour donner les bicarbonates de calcium plus solubles, $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, qui sont facilement mobilisables en solution. On peut résumer le processus de dissolution et de formation du bicarbonate de calcium comme suit (équation 1.4) :



Outre la **dissolution**, d'autres mécanismes peuvent engendrer des formes similaires à celles observées dans les zones karstiques (Dolines de suffosion, les thermo karsts, les cavités dans la lave, ...), on utilise dans ce cas le terme de **pseudokarst** (Gilli, 2011).



Agence de l'Eau - 1999

Figure 1.1 - Paysage karstique, Agence de l'Eau Rhône Méditerranée Corse, 1999.

Outre que les roches carbonatées, la karstification affecte également d'autres roches comme les évaporites, les quartzites et les grès siliceux. Dans ce cas, on utilise le terme de **parakarsts** pour les modelés qui s'y développent par dissolution et qui peuvent donner des formes similaires au karst avec lapiés, dolines et grottes (Gilli, 2011). Mais on peut également utiliser le terme de **karst gypsifère** ou **karst salin** (Nicod, 1976)

Dans un karst gypsifère, la mise en solution des évaporites s'effectue directement sans action du dioxyde de carbone. Par conséquent elle est dix fois plus rapide et plus élevée par rapport au karst carbonaté (Gilli, 2011). La dissolution du gypse dépend de la température et du temps de contact avec l'eau. En effet, la mise en solution croît légèrement avec la température, jusqu'à un optimum vers 40°C. Cette mise en solution exige un certain temps de contact. Par contre le contact de l'anhydrite avec l'eau se traduit par l'hydratation de ce sel, donc sa transformation en gypse. L'anhydrite est mise en solution soit directement, soit après sa transformation en gypse (Nicod, 1976).

Néanmoins, il existe des karsts qui se développent sous terre appelé le **crypto karst**. Le crypto Karst regroupe l'ensemble des formes résultantes de la dissolution en profondeur de roches karstifiables, provoquant ainsi le désordre dans la roche de couverture (Choppy, 2008). D'autres s'intercalent avec des couches de nature lithologique différente donnant des **karsts interstratifiés** (Williams, 2004a).

A l'échelle internationale, le karst représente 10% à 15% de la surface des continents (Ford et Williams, 2007 ; Gunn, 2000 ; Peyraube, 2011). Au Maroc, le karst recouvre plus de 100.000 km² (Perritaz, 2004), soit plus de 14% de sa superficie.

1.1.2 Les formes karstiques et leurs développements

Dans un karst, on distingue deux types de formes karstiques : les formes de surface et les formes souterraines (Foucault et Raoult, 1988).

1.1.2.1 Les formes karstiques de surface : l'exokarst

El Gharbaoui (1987), divise les formes karstiques de surface en deux groupes : les formes karstiques mineures et les formes karstiques majeures.

a) Les formes karstiques mineures : lapias et les reliefs ruiniformes (Figure 1.2)

Le lapiaz (ou lapiés, lapiez) est une surface creusée de cannelures ou de rigoles, de 1 cm à 1 m de largeur et de quelques millimètres à plus d'une dizaine de mètres de profondeur, séparés par des lames tranchantes (Foucault et Raoult, 1988). Il existe plusieurs types de lapiés : linéaires, alvéolés, perforés... (Goldie, 2004). Cette diversité de formes de lapiéz est liée aux facteurs qui les ont engendrées comme la pente du terrain calcaire, la lithologie, la nature de la réaction chimique, la quantité et la répartition des précipitations (neige ou pluie), la présence ou non de couverture pédologique et végétale (Karst sous couverture ou karst nu), enfin le temps d'exposition du calcaire aux phénomènes chimiques (le facteur temps) (Salomon, 2000).

Le relief ruiniforme est formé par des blocs sculptés par la dissolution, séparés par des couloirs formant des labyrinthes (Foucault et Raoult, 1988).

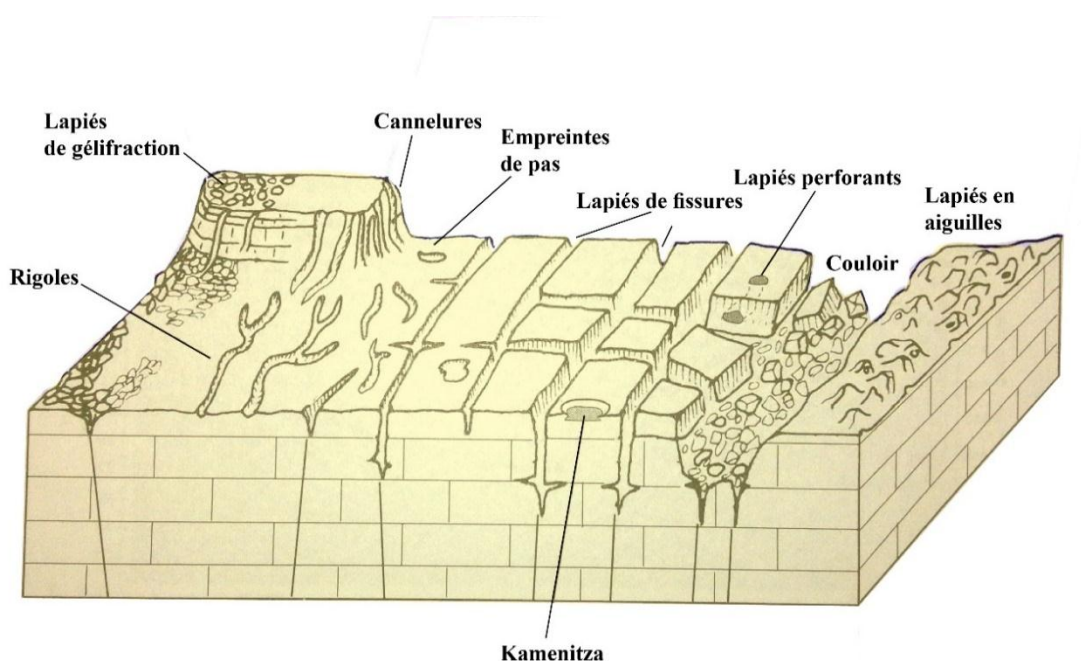


Figure 1.2 - Quelques formes courantes de lapiés (d'après Collignon, 1988 et Nicod, 1970 in Gilli, 2011)

b) Les formes karstiques majeures : les dolines, les ouvalas et les poljés (Figure 1.3)

La **doline** est une dépression fermée circulaire ou elliptique dont le fond peut contenir un **embut** ou un **puits absorbant**, comme il peut être colmaté par la **terra rossa** (résidu argileux de la dissolution des calcaires). Le diamètre de la doline est de quelques mètres à plusieurs décamètres (Renault, 1970), mais selon d'autres auteurs elle peut atteindre presque 1 km.

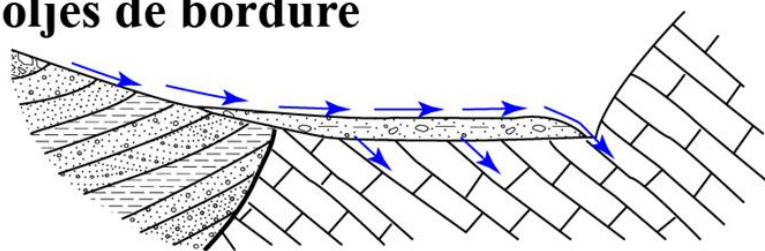
Généralement, la profondeur est moins importante, mais elle peut atteindre parfois plusieurs centaines de mètres (Salomon, 2000). Dans le paysage, les dolines peuvent être isolées ou en groupes, en essaims ou en trains de dolines, très denses qui minent totalement le terrain. L'évolution morphologique d'une doline dépend de quatre facteurs : la dissolution, le comblement, l'évacuation et la désagrégation (Salomon, 2000). En fonction de ces quatre facteurs, plusieurs types de dolines peuvent être distingués : dolines en baquet, en entonnoir, en cuvette, en verre de montre (Gilli, 2011). D'autres classifications des dolines, basées sur le type du mécanisme engendrant leur formation et sur la nature du matériel affecté, vont être discutées dans la **section 1.3**.

L'**ouvala** se forme lorsque plusieurs dolines entrent en coalescence (Foucault et Raoult, 1988). Le **poljé** est une grande dépression karstique à terra rossa qui peut atteindre plusieurs kilomètres de longueur et quelques kilomètres de largeur. Généralement le fond est plat où on peut trouver des reliefs résiduels ou **hums** et un orifice naturel appelé **ponor** qui draine les eaux d'inondation. Il existe plusieurs classifications de poljés selon les critères tectoniques, structuraux, lithologiques ou hydrogéologiques. La classification retenue dans ce travail, et présentées dans cette partie, est celle de Ford et Williams, 1989 (**Figure 1.3**). Cette classification s'appuie sur les influences qui contrôlent l'évolution des poljés. On distingue :

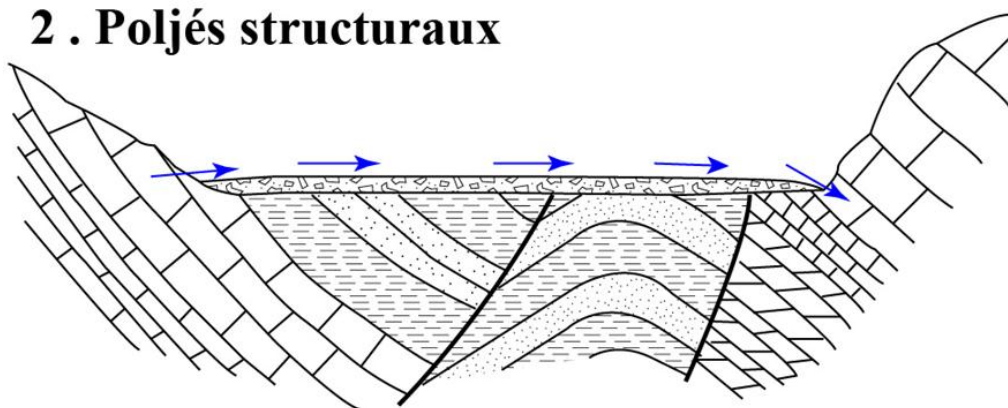
- les **poljés de bordure** : sont de grandes dépressions fermées localisées au bord d'un karst, leur superficie atteint un kilomètre carré ou plus. Ils renferment un grand nombre de vallées aveugles avec un plancher à fond plat sous forme d'une plaine inondable bien développée, qui peut recevoir plusieurs écoulements allogéniques dont les débits sont supérieurs aux volumes d'eau absorbés par les pertes ou par les puits absorbants.
- Les **poljés structuraux** : se trouvent à l'intérieur du karst où les dislocations structurales ont produit des dépressions tectoniques munies d'une couverture relativement imperméable. Dans ce cas, la boutonnière agit comme un barrage sur le mouvement des eaux souterraines, l'obligeant à émerger sous forme de sources sur le côté amont de la barrière, l'eau s'écoule ensuite à travers la boutonnière imperméable et s'enfouie dans des ponors sur le côté aval.
- Les **poljés de niveau de base** : sont de grandes dépressions qui se situent également à l'intérieur du karst, incisées par la dissolution jusqu'au niveau de fluctuation de la nappe phréatique, ils sont dotés de marécages et ils peuvent être considérés comme des fenêtres

sur la nappe phréatique. Par conséquent, en saison de pluies, le niveau piézométrique remonte en surface provoquant l'inondation de ce type de poljé (Salomon, 2000).

1 . Poljés de bordure



2 . Poljés structuraux



3 . Poljés du niveau de base

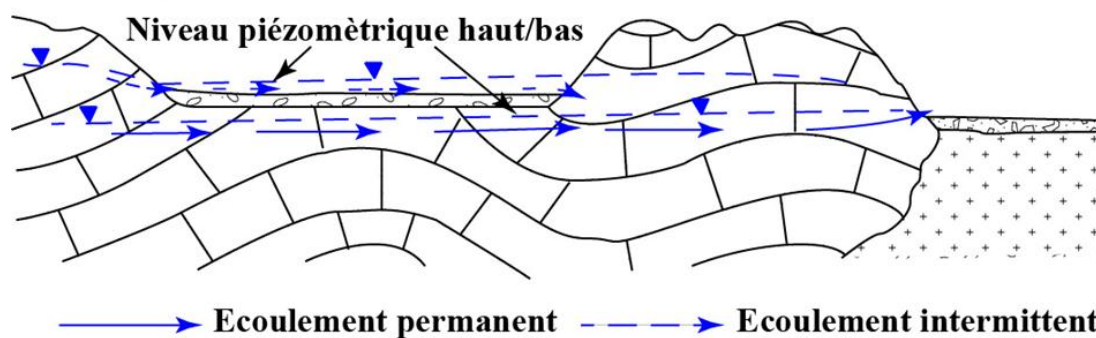


Figure 1.3 - Les trois principaux types de poljés (Ford et Williams, 1989).

On peut signaler d'autres formes de l'exokarst, par exemple les **gouffres** ou les **avens** qui sont des puits naturels dont les parois sont verticales et mènent aux réseaux karstiques souterrains (Foucault, 2007). En addition, des **vallées sèches** se forment par enfoncement du réseau hydrographique dans le karst donnant la naissance à des canyons (Foucault et Raoult, 1988).

1.1.2.2 Les formes karstiques souterraines : l'endokarst

L'endokarst est constitué de différents types de cavités ou grottes souterraines naturelles, muni de galeries, de salles, de spéléothèmes, de rivières souterraines. L'ensemble des cavités forme le réseau karstique (**Annexe G**).

Les **galeries** sont des cavités généralement étroites (plus hautes que larges) formé par l'élargissement des fissures, des diaclases et des failles, sous l'effet corrosif des eaux infiltrées. Elles peuvent être également la conséquence de l'élargissement des joints de stratification qui jouent le rôle de collecteurs connectés, à dominance horizontale, permettant une circulation continue de l'eau. Les dimensions d'une galerie peuvent aller de quelques décimètres de diamètre aux conduits gigantesques de 100 m de large et 50 m de haut (Renault, 1970). Tandis que les **salles** se forment généralement en suivant les joints de stratification, avec une largeur plus importante par rapport à la hauteur. Mais elles peuvent également se former par éboulement souterrain des voûtes ou par croisement de plusieurs galeries (Renault, 1970).

Les **spéléothèmes** sont représentés par les divers types de concrétions calcaires qui se forment sur le plafond, le plancher et les parois des grottes. On peut distinguer : les stalactites, les stalagmites, les piliers, les draperies ou rideaux calcaires, les gours, les dragées calcaires, les fistuleuses, les excentriques (**Annexe G**).

Les **rivières souterraines** se forment suite à l'enfoncement d'une rivière superficielle dans un puits absorbant ou dans un embut ou une perte. Elles participent à l'élargissement et l'approfondissement du réseau karstique. Les rivières souterraines réapparaissent sous forme de sources à fort débit appelées **résurgences** (Foucault et Raoult, 1988).

1.2 Les processus de la karstification

Divers agents favorisent la karstification et agissent généralement d'une façon combinées. Parmi ces agents, on peut citer la lithologie, le climat, la tectonique, la topographie et la couverture pédologique et végétale. Le degré de participation à la karstification diffère d'un agent à l'autre, mais la lithologie et la présence de l'eau, qui est en relation avec le type du climat, restent les plus importants.

1.2.1 La lithologie

L'existence du karst est d'abord liée à l'affleurement des formations rocheuses solubles (carbonates, gypses, certains grès). Mais la présence de roches carbonatées pures, avec une haute solubilité, est insuffisante pour produire un karst. En effet, la **structure**, la **densité** et **l'épaisseur** de la roche sont également des facteurs importants dans la formation des karsts. Les roches carbonatées épaisses, denses, pures (90% de carbonate de calcium), massives à faible **porosité primaire** et une **porosité secondaire** bien développée le long des fissures, des diaclases, des failles et les plans de stratification, permettent un meilleur développement du karst. Certaines roches pures et solubles, telles que le corail et la craie, caractérisées par leur très forte porosité primaire (qui peut atteindre 30% à 50%), qui entraîne la diffusion de l'écoulement des eaux souterraines, ne favorisent pas la formation et le développement de vastes grottes et des dépressions fermées. En conséquence les karsts sont relativement peu développés. La karstification se développe à peine dans les roches carbonatées impures, telles que les calcaires argileux. Ces roches ont tendance à avoir une forte porosité primaire, mais les résidus insolubles obstruent les voies des eaux souterraines et empêchent la croissance de la porosité secondaire (Williams, 2004a).

1.2.2 Le climat

L'évolution karstique dépend également du type de climat : arides, tempérés ou humides (Nicod, 1976). Les zones pluvieuses connaissent une évolution karstique rapide par rapport aux zones arides. En effet, les endroits les plus humides au monde ont le plus fort taux de dissolution du calcaire. Par exemple, l'érosion du calcaire par le processus de dissolution a été estimée à plus de $760 \text{ m}^3/\text{an}/\text{km}^2$ dans les endroits très humides comme la Nouvelle-Guinée, où les précipitations peuvent atteindre 12000 mm/an. Cependant, elle a été estimée à moins de $5 \text{ m}^3/\text{an}/\text{km}^2$ dans certaines zones arides comme en Australie-Méridionale où les précipitations sont inférieures à 350 mm/an (Williams, 2004a).

1.2.3 La tectonique

La tectonique guide et commande l'orientation des formes karstiques (El Gharbaoui, 1987). En effet, la plupart des grandes dépressions fermées ont une origine structurale et s'alignent le long des accidents majeurs (Dresh, 1975). De récentes recherches redonnent la prépondérance aux influences structurales par rapport aux facteurs climatiques (Dresh, 1975). De plus, la

karstification est liée à la fissuration de la roche calcaire, mais les différents types de cassures ne sont pas également favorables au développement des vides. En effet, seules les cassures soumises aux mouvements de distension sont empruntées préférentiellement par les eaux souterraines. Des liens étroits existent donc entre le réseau des failles et des fractures et l'orientation des galeries et des cours d'eaux souterrains (Dresh, 1975).

Les relations des formes karstiques, superficielles et souterraines, avec les accidents tectoniques sont prouvées depuis longtemps, elles peuvent être envisagées d'une manière plus dynamique (Nicod, 1982). En effet, les formes karstiques évoluent sous contrôle des mouvements tectoniques. Par conséquent, la néotectonique et la tectonique active sont responsables de la fermeture de certains poljés et de l'assèchement des réseaux karstiques (Nicod, 1982).

1.2.4 La topographie

Les dépressions topographiques sont des zones favorables à la karstification. Elles accumulent les eaux pluviales qui participent à la dissolution des roches karstifiables. En outre certaines formes karstiques de surface, notamment les lapiés, sont étroitement liées à la pente. L'altitude joue également un rôle important dans le processus de la karstification. En effet, les zones montagneuses sont favorables à la dissolution du CO₂ à cause des basses températures. Le manteau neigeux favorise la durée du contact entre les trois phases de l'eau, abondante lors de la fonte des neiges (Gilli, 2011).

1.2.5 Le couvert pédologique et végétal

Le dioxyde de carbone se trouve librement dans l'atmosphère à des teneurs de l'ordre de 0,03% par volume, mais dans le sol sa concentration est bien supérieure et peut atteindre fréquemment 2% et même des valeurs record de l'ordre de 10% (Ford et Williams, 2007). Ces fortes teneurs en dioxyde de carbone dans le sol sont la conséquence d'un enrichissement lié à la respiration des racines, des micro-organismes du sol, et surtout à la décomposition de la matière organique. Les racines des végétaux produisent également des acides capables d'attaquer les calcaires (acides humiques, fulviques, etc.). L'eau qui percolent à travers le sol, traverse l'atmosphère et s'enrichit en CO₂ dissous. En conséquence, elle devient très acide ou « agressive » vis-à-vis des calcaires. Le karst recouvert par un sol est généralement plus atteint par la dissolution que celui qui est nu (Salomon, 2000).

1.3 Les mouvements de terrain en milieu karstique

Plusieurs définitions des mouvements de terrain ont été proposées. Selon Flageollet (1999), les mouvements de terrain sont les manifestations du déplacement gravitaire de masses de terrain déstabilisées sous l'effet de sollicitations naturelles (fonte des neiges, pluviométrie anormalement forte, séismes) ou anthropiques (terrassment, vibration, déboisement, exploitation de matériaux ou de nappes aquifères). Les sollicitations naturelles ou anthropiques représentent les facteurs déclencheurs des mouvements de terrains.

Les mouvements de terrains recouvrent des formes très diverses qui résultent de la multiplicité des mécanismes initiateurs (érosion, dissolution, déformation et rupture sous charge statique ou dynamique), appelés aussi des facteurs aggravants. Ces facteurs sont liés à la complexité des comportements géotechniques des matériaux sollicités et des conditions de gisement (structure géologique, géométrie des réseaux de fractures, caractéristiques des nappes aquifères) qui forment les facteurs de prédisposition.

Divers types de mouvements de terrain se rencontrent dans un karst. Cette diversité de mouvements est en relation directe aux facteurs de prédisposition, de déclenchement et d'aggravation. Les principaux facteurs participant au déclenchement des mouvements de terrain sont l'eau, qui participe généralement en tant que facteur déclencheur, et la pesanteur, qui les qualifie comme mouvements gravitaires (Gilli et al., 2012).

1.3.1 Types de mouvements de terrain rencontrés dans un karst

Les types de mouvements de terrain rencontrés dans un karst sont généralement les mêmes affectant les versants, les pentes ou les talus (Santo et al., 2007). Les mouvements de terrain ont été classés par des spécialistes (géologues, géomorphologues, géotechniciens et autres) selon plusieurs critères : la vitesse de déplacement, l'origine, la quantité et l'étendue des matériaux déplacés, type de rupture. Par conséquent, il existe plusieurs classifications des mouvements de terrain (Varnes, 1978 ; UNESCO-WP / WLI, 1993 ; Cruden et Varnes, 1996 ; Cruden et Couture, 2011).

L'une des classifications largement utilisée par les scientifiques est celle de Varnes (1978). Cette classification s'intéresse à la nature des matériaux déplacés et aux types de mouvements.

La nature du matériel affecté par le mouvement en masse peut être une roche, un débris ou un sol (Rock, debris, earth).

Un sol contient 80% ou plus de particules inférieures ou égales à la taille des grains de sables (2 mm). Tandis qu'un débris est formé de 20% à 80% de particules qui dépassent la taille des grains de sables (Maquaire, 2002). Le type de mouvement décrit le comportement mécanique interne de la masse déplacée : chute, glissement, fauchage ou basculement, écoulement et étalement. Ainsi, la dénomination du type de mouvement se fait par combinaison des deux termes se référant respectivement au type de mouvements et au type de matériaux, par exemple : chute de blocs, écoulement rocheux, fauchage de terre. Les mouvements de terrain peuvent également être complexes composés de plusieurs type de mouvements, à titre d'exemple : glissement rocheux-écoulement de débris (Tableau 1.1).

Tableau 1.1 - Classification des mouvements de terrain (Varnes, 1978)

Type de mouvements		Type de matériaux		
		Roche	Débris	Sol
Chutes (Falls)		Chute de blocs (rock fall)	Chute de débris (debris fall)	Chute de terre (earth fall)
Glissements (Slides)	Rotationnels	Glissement rocheux (rock slide)	Glissement de débris (debris slide)	Glissement de terre (earth slide)
	Translationnels			
Fauchages (basculements) (Topples)		Fauchage rocheux (rock topple)	Fauchage de débris (debris topple)	Fauchage de terre (earth topple)
Etalements latéraux (Lateral spreads)		Etalement rocheux (rock spread)	Etalement de débris (debris spread)	Etalement de terre (earth spread)
Ecoulements (Flows)		Ecoulement rocheux (rock flow, deep creep)	Lave torrentielle (debris flow, soil creep)	Coulée de boue (earth flow, soil creep)
Complexes		Combinaison d'au moins 2 principaux types de mouvements		

Malheureusement, cette classification n'intéresse que les mouvements de versants, à composante latérale, et néglige les mouvements de terrain rencontrés à la surface du sol notamment en milieu karstique, tels que les affaissements, les effondrements et les suffosions. Ces types de mouvements de terrain, à composante verticale, se manifestent, entre autres, par l'apparition des dolines en surface. Ainsi, plusieurs classifications ont été proposées (Ford et Williams, 1989 ; Waltham et Fookes, 2003 ; Gutiérrez et al., 2008). Les classifications génétiques des dolines se basent sur les mécanismes de leur formation et sur la nature du

matériau affecté par le mouvement vertical. On distingue quatre mécanismes de formation : la dissolution, l'effondrement, la suffosion et l'affaissement. Par contre, le matériel affecté peut être le massif karstique lui-même (calcaire ou gypsifère), ou sa couverture qui peut être une roche consolidée non karstique (basalte, grès, etc.) ou un recouvrement de sédiments meubles (sol, alluvion, moraine, etc.). La nomenclature des dolines se fait donc par croisement du nom du mécanisme participant à l'apparition de la doline et du nom du matériau affecté (**Figures 1.4 et 1.5**).

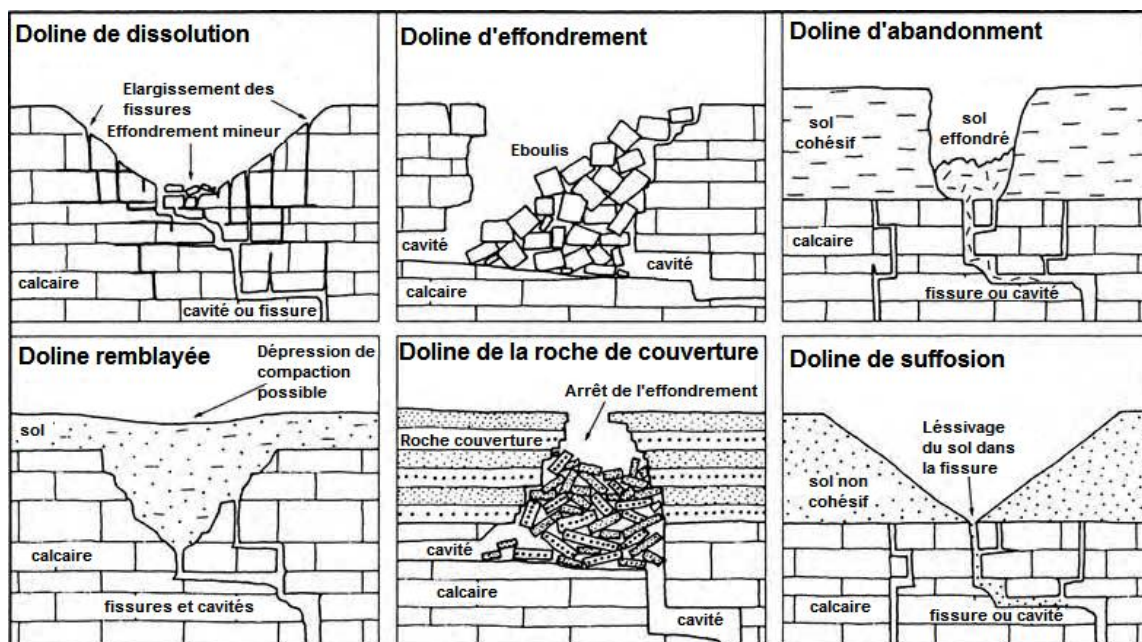


Figure 1.4 - Six principaux types de dolines en milieu karstique carbonaté (Waltham et Fookes, 2003).

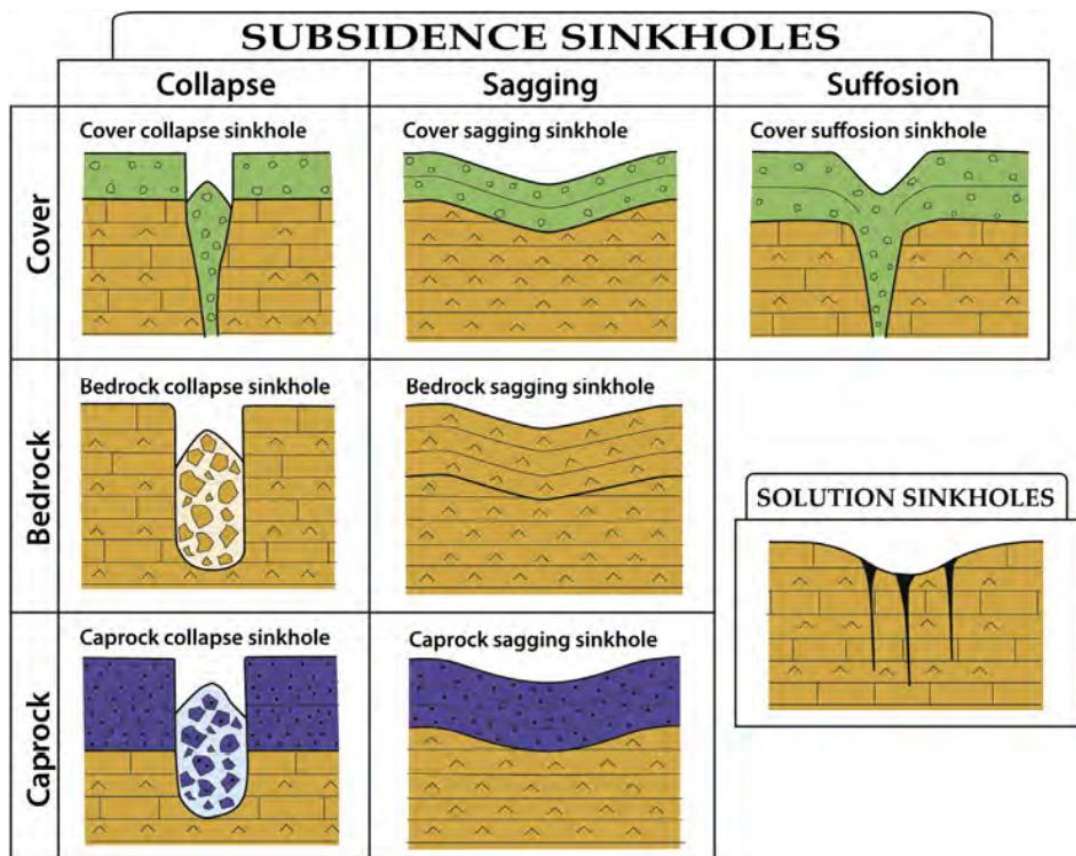


Figure 1.5 - Classification génétique des dolines en milieu karstique évaporitique (Gutiérrez et al., 2008)

La dissolution et l'effondrement sont les processus les plus importants de la formation des dolines, mais la majorité d'entre elles sont formées principalement par la dissolution. Si l'effondrement implique la fracturation et la rupture des roches et du sol, l'affaissement par contre est un processus plus progressif impliquant l'affaissement ou le tassement de la surface sans rupture évidente. La suffosion implique le lessivage d'un sol non cohésif emporté à travers les fissures sous-jacentes (Williams, 2004b). Le **Tableau 1.2** énumère les termes anglais employés par différents auteurs pour la nomenclature des dolines.

Dans ce travail, la classification de Ford et Williams (1989) a été utilisée, elle se base sur trois mécanismes, la dissolution, l'effondrement et la suffosion et ne tient pas compte du recouvrement.

Une autre classification, adoptée par Flageollet (1988), subdivise les mouvements de terrain en deux ensembles en se basant sur le critère de la vitesse de déplacement du matériau : les mouvements lents et les mouvements rapides. Cette classification s'adapte parfaitement à la

cartographie de l'aléa et du risque mouvements de terrain car plus la vitesse du mouvement augmente, plus le nombre de morts et de dégâts augmentent (Maquaire, 2002).

Les mouvements lents sont des déformations progressives et peuvent être accompagnés de rupture, mais en principe d'aucune accélération brutale. Par exemple, les affaissements, les glissements, le retrait-gonflement de certains matériaux argileux.

Les mouvements rapides qui peuvent être scindés en deux groupes, suivant le mode de propagation des matériaux, en masse ou à l'état remanié. Le premier groupe comprend les effondrements, les chutes de pierres ou de blocs, les éboulements ou écroulements, certains glissements rocheux. Tandis que le second groupe rassemble entre autres les laves torrentielles, les coulées boueuses.

Tableau 1.2 - La nomenclature anglaise utilisée par divers auteurs pour la désignation des dolines (Waltham et Fookes, 2003 et Gutiérrez et al., 2008)

Processus formant les dolines		Ford et Williams (1989)	White (1988)	Jennings (1985)	Bögli (1980)	Sweeting (1972)	Culshaw et Waltham (1987)	Beck et Sinclair (1986)	Gutiérrez et al. (2008)
Dissolution		solution	solution	solution	solution	solution	solution	solution	solution
Collapse (effondrement)		Collapse	collapse	collapse	Collapse (fast) or subsidence (slow)	collapse	collapse	collapse	Bedrock collapse
Caprock collapse (effondrement de la roche couverture)			-	Subjacent collapse		Solution subsidence	-		Caprock collapse
Dropout	Subsidence		Cover collapse	Subsidence	Alluvial	Alluvial	Subsidence	Cover collapse	Cover collapse
Suffosion		Suffosion	Cover subsidence					Cover subsidence	Cover/caprock/bedrock sagging or Cover suffosion
Burial		-	-	-	-	-	buried	-	-

1.3.2 Les mouvements lents et continus

1.3.2.1 Les glissements

Les glissements sont des déplacements généralement lents (de quelques millimètres par an à quelques mètres par jour) sur une pente d'une masse de terrain cohérente de volume et d'épaisseur variables le long d'une surface de rupture identifiable appelée surface de cisaillement. Cette surface est généralement courbée (glissement circulaire ou rotationnel), mais elle peut aussi se développer en faveur d'une discontinuité préexistante telle qu'un joint de stratification (glissement plan ou translationnel). Les profondeurs des surfaces de glissement sont très variables : de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres, voire une centaine de mètres pour certains glissements de versant (**Figure 1.6**).

Des indices caractéristiques peuvent être observés dans les glissements de terrain actifs: niche d'arrachement, fissures, bourrelets, arbres basculés, zone de rétention d'eau, etc. (Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, Ministère de l'Équipement, du Logement et des Transports, France, 1999).

Les facteurs de prédisposition aux glissements de terrain sont la géologie et la géomorphologie. La géologie regroupe des caractéristiques mécaniques du matériau, sa perméabilité, son état d'altération, qui sont des paramètres conditionnant la pente limite d'équilibre et l'occurrence du mouvement. La géomorphologie se manifeste par l'importance de la pente de terrain qui permet le développement de certains types de glissements. Une pente faible est suffisante pour le déclenchement des phénomènes de solifluxion ou de fluage.

Les facteurs aggravants des glissements de terrain sont ceux qui évoluent lentement dans le temps. Ces facteurs sont l'affouillement des berges et la couverture végétale. Cette dernière joue également un rôle dans la stabilité, la propagation et le déclenchement des glissements de terrain. Ce rôle peut être bénéfique ou néfaste selon le cas. En effet, les racines des végétaux renforcent la cohésion des sols, mais en cas de vent, l'effet de levier peut déraciner les arbres. Ce qui conduit à l'ouverture des brèches dans le sol favorisant les infiltrations d'eau. Le déboisement favorise aussi les circulations d'eau en surface et contribuent aux instabilités des masses de sol par un phénomène d'entraînement des matériaux.

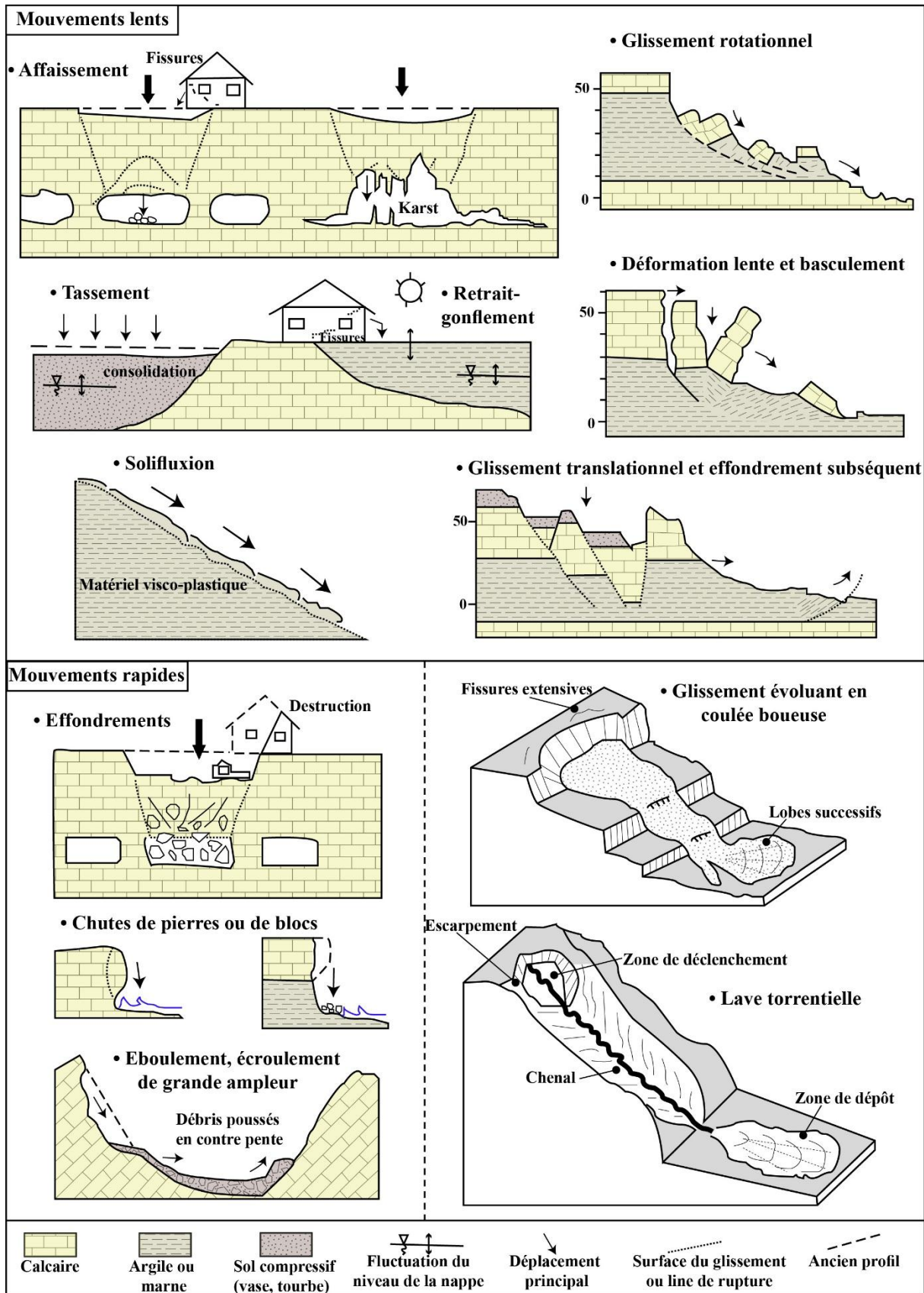


Figure 1.6 - Quelques types de mouvements de terrain (Maquaire, 2002)

Les facteurs déclenchants peuvent être d'origine naturelle ou anthropique. Parmi les facteurs déclencheurs naturels on peut citer les fortes pluies et les fontes de neiges qui provoquent une augmentation des pressions interstitielles, l'effondrement des cavités sous-minant le versant et les séismes qui peuvent être à l'origine de la déstabilisation des masses en place. Les facteurs déclencheurs anthropiques peuvent créer des zones à risques nouvelles. Ces facteurs comprennent les modifications hydrologiques, le rejet d'eau, l'activité agricole, la modification du relief, par des chantiers et des travaux de construction, causant la suppression d'une butée de pied stabilisatrice d'une masse de terrain, ou bien par l'augmentation de la pente d'un versant composé de matériaux qui ne supporte pas la nouvelle topographie. Le remblaiement engendre une surcharge pouvant déclencher ou aggraver un glissement. De même il peut entraîner le tassement du sol et ainsi la diminution de la perméabilité qui peut amplifier l'instabilité du terrain.

Dans un karst, le terme glissement-avalanche rocheux signifie une chute rapide catastrophique ou un glissement de grandes masses de roches fragmentées comme le calcaire (Cruden, 1985). Les glissements rocheux auront lieu au niveau des discontinuités pénétrantes. Discontinuité pénétrante désigne en génie mécanique tout type de surface de rupture dans une masse rocheuse (Van Gassen et Cruden, 1989).

Selon Ford et Williams (2007), les roches carbonatées et gypsifères sont particulièrement les plus susceptibles aux glissements de terrain pour deux raisons :

- la présence des failles, des diaclases et d'importantes discontinuités pénétrantes selon les plans de stratification, caractéristiques des formations karstiques. En effet, ils sont particulièrement favorables à la rupture à cause de leur grande extension.
- de grandes quantités d'eau peuvent transiter rapidement à travers la roche par l'intermédiaire des cavités karstiques. Cette eau saturent et lubrifient les couches interstratifiées ou imperméables telles que les argiles. Cependant, l'eau pénétrante à travers la roche réduit l'angle interne de frottement, ce qui implique la diminution des forces qui résistent à la rupture. Les angles minimaux de frottement pour les carbonates, relativement durs et sans intercalations d'argiles, varient de 14° à 32°.

Les principaux paramètres de glissements de terrain dans les roches karstiques sont présentés dans la **Figure 1.7**. Les glissements de dalles sont particulièrement fréquents et dangereux dans les versants à pente forte. Ils suivent principalement les plans de stratification. Les ruptures

rotationnelles au sein des massifs carbonatés sont relativement rares, mais elles sont très répandues dans les roches dolomitiques.

1.3.2.2 Les basculements

Les basculements des falaises sont courants dans toutes les roches. Ils sont très fréquents le long des fronts d'escarpement où la roche karstique perméable repose sur une base mécaniquement faible et imperméable comme l'argile (**Figure 1.7**). Ali (2005) décrit 12 basculements rocheux affectant le massif karstique calcaire au nord de l'Irak, le long d'une façade de 20 km. Ces basculements rocheux sont déclenchés par des sources d'eau qui sapent les argiles feuilletées sous-jacentes.

1.3.2.3 Le fluage

Le fluage est le détachement en pente descendante des formations karstiques reposant sur des couches glissantes, imperméables telles que les argiles et les marnes (**Figure 1.7**). Le fluage peut procéder lentement au cours de longues périodes, puis s'accélérer brusquement pour se transformer en glissement rocheux. Généralement cette transformation se fait suite à de fortes précipitations, un tremblement de terre, une élévation du niveau de l'eau dans un barrage, contribuant à l'augmentation des pressions interstitielles de l'eau sur le plan de glissement et la suppression du front d'un ancien glissement (Ford et Williams, 2007).

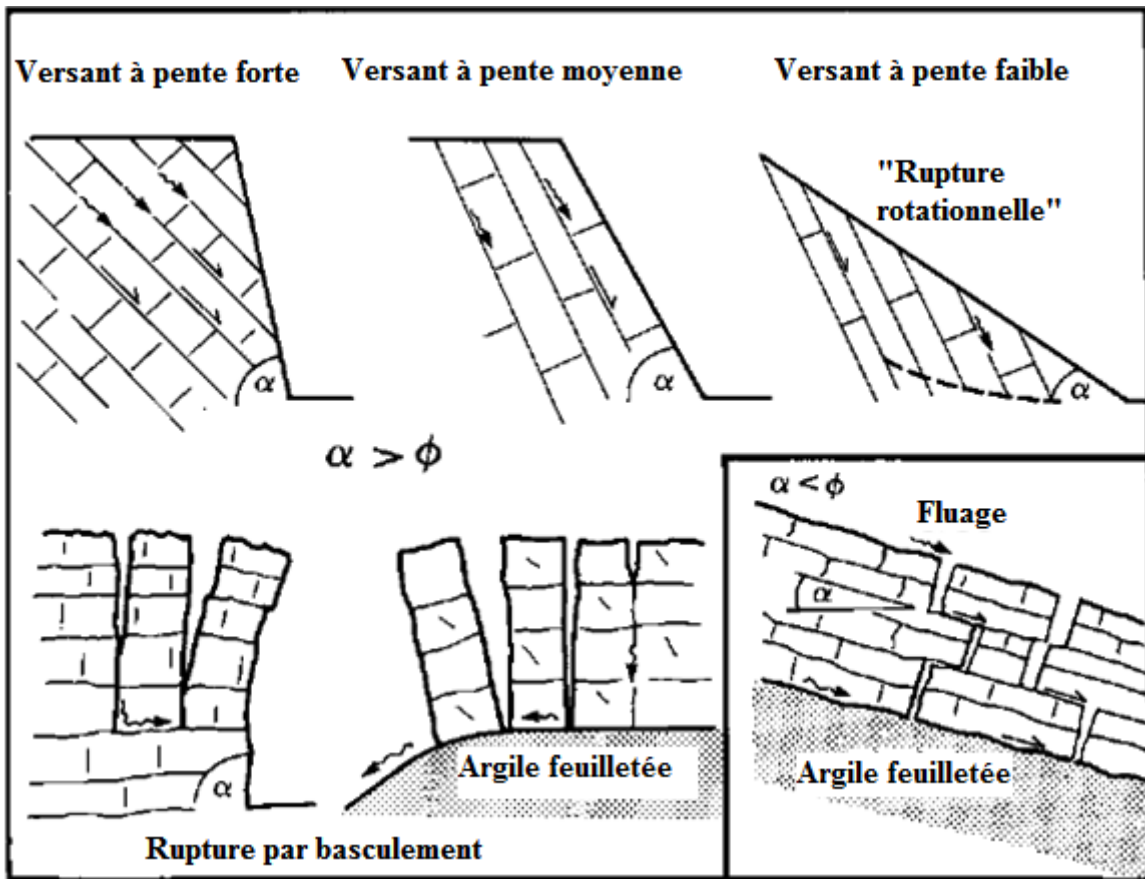


Figure 1.7 - Types de glissements-avalanches rocheux dans des roches carbonatées. ϕ est l'angle de frottement interne de la roche. Les ruptures sur les versants à pente moyenne et forte sont appelées «glissements de dalles».

1.3.2.4 Les affaissements

Les affaissements sont des dépressions topographiques en forme de cuvette à grand rayon de courbure. Ils sont dues à un fléchissement lent et progressif des terrains et de la couverture avec ou sans fractures ouvertes. La composante verticale du mouvement d'affaissement est dominante. Les forces de flexion, de traction, de cisaillement et de tassement différentiel peuvent se manifester dans les bordures de la zone d'affaissement. Dans certains cas, les affaissements peuvent être le signe précurseur d'effondrements.

Selon Ford et Williams (2007), lorsque des dépôts meubles tels que les alluvions, les moraines glaciaires, les lœss ou les sables recouvrent la roche karstifiée, ces sédiments sont parfois transportés vers le bas à travers des conduits, élargis par la dissolution, dans le karst sous-jacent, provoquant un affaissement plus ou moins graduel de la surface du sol. Ce processus est défini par le terme de doline d'affaissement (**Figure 1.4**) utilisé parfois pour désigner toutes

dépressions fermées dans des dépôts non consolidés. Néanmoins ce terme est également utilisé pour désigner les dépressions formées par subsidence régionale à très grande échelle.

Souvent, une combinaison de plusieurs processus est impliquée dans le développement des dolines d'affaissement. En effet, en plus de la dissolution et de l'effondrement des couches sous-jacentes, d'autres processus peuvent être impliqués tels que la suffosion. Ce dernier est le principal processus par lequel les sédiments fins se déplacent graduellement par combinaison avec des processus physiques et chimiques. Les dolines qui en résultent sont appelées dolines de suffosion (**Figures 1.4 et 1.5**).

On conclut que l'affaissement est généralement un mouvement lent qui peut parfois se transformer en mouvement rapide par la participation, individuelle ou combinée, de plusieurs processus.

Le principal facteur de prédisposition est la lithologie. En effet, les matériaux ont une influence déterminante sur le déclenchement et l'évolution de ce phénomène. Ils doivent être favorables à la création et au développement des cavités et des conduits karstiques. La nature des terrains surmontant les cavités conditionne également le développement en surface du mouvement et par conséquent le type des dolines qui en résultent.

En revanche, les facteurs déclenchants peuvent être d'origine naturelle ou anthropique. Les circulations des eaux souterraines participent à la création des cavités naturelles dans le sous-sol par des phénomènes d'érosion et d'altération des formations traversées, telles que le calcaire et le gypse. Les cavités souterraines abandonnées résultant de l'exploitation anthropique des matériaux du sous-sol dans des marnières, des carrières ou des mines, peuvent entraîner des affaissements ou des effondrements. (Ministère de l'Écologie et du Développement durable, France, 2004).

1.3.3 Les mouvements rapides et discontinus

1.3.3.1 Les chutes de pierres et de blocs

C'est un phénomène rapide qui consiste en une chute libre des pierres (volume $<0,1 \text{ m}^3$) ou des blocs ($0,1 \text{ m}^3 < \text{volume} < 10 \text{ m}^3$) démantelés, individuellement ou en groupe, de la paroi d'une falaise. En s'accumulant, ils peuvent former des cônes d'éboulis ou des talus d'éboulis (Saaidi, 1987) (**Figure 1.6**).

Les facteurs de prédisposition sont l'existence des massifs rocheux, des discontinuités stratigraphiques, tectoniques ou des hétérogénéités, ainsi que la géométrie des discontinuités par rapport à la topographie. Tandis que les facteurs déclencheurs de ces mouvements sont l'eau, l'effet anthropique, le gel/dégel, les séismes et l'occupation du sol par la végétation.

1.3.3.2 Les éboulements et les écroulements

Les éboulements sont des phénomènes rapides ou événementiels transportant des éléments rocheux plus ou moins homogènes, avec peu de déformation préalable, à partir d'une pente abrupte jusqu'à une zone de dépôt. Les éboulements concernent une masse rocheuse dont le volume varie de 10 à 10⁴ m³.

Dans les écroulements, le volume de la roche déplacée est de l'ordre de millions de m³ (INERIS, 2004). (**Figure 1.6**)

Les facteurs de prédisposition pour les éboulements et les écroulements sont les mêmes cités pour les chutes des pierres et de blocs (**section 1.3.3.1**). Tandis que les principaux facteurs déclenchants des éboulements et des écroulements sont : la suppression brutale de support artificiel (carrières, mines, ...), la pression d'eau sur les parois des joints et des crevasses, le gel intense et prolongé, et les séismes.

1.3.3.3 Les effondrements de terrains liés à la présence de cavités souterraines

Les effondrements sont des déplacements verticaux instantanés de la surface du sol par rupture brutale et discontinue des cavités préexistantes d'origines naturelle (karst) ou anthropique (mines et carrières souterraines...). Ils prennent plusieurs formes : dolines, fontis, cuvettes d'effondrement. Ces effondrement peuvent être subdivisé en deux types : les effondrements localisés et les effondrements généralisés (INERIS, 2004). Dans le premier cas, il s'agit du phénomène de fontis dont le diamètre est généralement inférieur à 50 m, et qui s'élargit avec le temps par éboulements successifs des parois. Dans le deuxième cas, il s'agit d'effondrements qui concernent des surfaces importantes atteignant plusieurs hectares (Besson, 1996 ; Flageollet, 1998).

En milieu karstique, les dolines d'effondrement sont formées principalement par des processus mécaniques. Généralement, l'effondrement est précédé par la dissolution de la roche karstique pour former des vides dans lesquels le matériau rocheux peut s'effondrer (Williams, 2004b).

Deux principales nomenclatures sont adoptées pour classer les dolines d'effondrement. La première européenne, regroupe tous les types de dolines sous le nom de dolines d'effondrement. La deuxième américaine, subdivisent les dolines d'effondrement en fonction de la nature du matériel déplacé (roche couverture non karstique, consolidée ou meuble) et les processus impliqués (la dissolution, l'effondrement, l'affaissement et la suffosion) (**Figures 1.4 et 1.5**).

Ainsi, on distingue les dolines d'effondrement, proprement dit, qui apparaissent dans les karsts dénudés (sans couverture de sol ou de couches stratigraphiques) où l'effondrement est dû à la rupture brutale ou progressive du plafond de la cavité. En effet, l'effondrement s'effectue en premier temps à l'intérieur du substratum rocheux karstique non couvert, et se propage, en deuxième temps, vers le haut sur des dizaines ou des centaines de mètres (**Figures 1.4 et 1.5**).

Un deuxième type de doline d'effondrement est nommé doline d'effondrement de la roche couverture (Caprock collapse doline). Ce type de doline est le résultat de l'effondrement brutal ou progressif de la roche couverture non karstique, telle que les argiles feuilletées, les grès et les basaltes, à l'intérieur d'une grotte localisée dans le massif karstique. Le sapement du plafond de la grotte, commence du bas vers le haut en traversant la roche couverture consolidée sus-jacente, causant ainsi l'effondrement (**Figures 1.4 et 1.5**).

Le troisième type de dolines d'effondrement est connu sous le nom de doline d'abandon ou doline d'effondrement du recouvrement. Ce type de doline résulte de la rupture soudaine des sédiments meubles, tels que les alluvions, les moraines glaciaires et les sables, recouvrant une roche karstifiée. En effet, ces sédiments de couverture sont évacués vers le bas à travers les conduits de dissolution dans le substratum rocheux karstique. Ce déplacement sédimentaire crée des vides au niveau du contact sédiments-substratum rocheux qui s'élargissent par propagation vers le haut à travers les couches détritiques. En conséquence, le plafond de la cavité s'effondre (**Figures 1.4 et 1.5**).

Les principaux facteurs de prédisposition sont les mêmes que ceux pour les affaissements. En revanche, les facteurs déclenchants sont les séismes, les fortes pluies, certaines infrastructures (ferroviaires, routières). La modification des écoulements d'eau de surface de subsurface par les infrastructures provoque la concentration d'eaux à l'amont des remblais, créant ainsi une réactivation de karsts fossiles avec l'apparition des effondrements localisés, résultant par la vidange de la plaine d'inondation (Roques et Erling, 1983).

Le taux d'occurrence des dolines d'effondrement du recouvrement est souvent amplifié par la formation d'un lac de barrage naturel ou artificiel. Des réservoirs de rétention des eaux pluviales ou des bassins de traitement des eaux usées sont souvent rapidement vidangés dans des dolines formées au fond de ces bassins (Beck, 2005).

1.4 Conclusion

La karstification est un phénomène érosif qui se manifeste par la mise en solution des carbonates après formation de l'acide carbonique, ou la mise en solution directe des évaporites. Elle est donc plus rapide au niveau des karsts gypsifères qu'au niveau des karsts carbonatés. Le résultat de cette karstification est l'apparition des formes karstiques superficielles comme les lapiés, les dolines, les ouvalas et les poljés ou des formes karstiques profondes comme les grottes et les spéléothèmes. En conséquence de la karstification, divers types de mouvements de terrain occurrent en milieu karstique, comme les glissements et les effondrements de terrain notamment les dolines d'effondrement.

Le prochain chapitre donnera un aperçu général sur la zone d'étude : son cadre géographique, géologique, structural, géomorphologique et climatique avec un aperçu sur le risque d'effondrement, en conséquence à la karstification, dans cette vulnérable région.

Chapitre 2

Caractérisation de la zone d'étude

Sommaire

2.1 Le cadre géographique.....	34
2.2 Le cadre géomorphologique	34
2.3 Le cadre géologique.....	40
2.4 Le cadre structural.....	46
2.5 Le cadre hydrogéologique.....	47
2.6 Le cadre climatique.....	49
2.7 Conclusion.....	53

Dans ce deuxième chapitre, une vue d'ensemble sur la région des Abda a été réalisée. Tout d'abord, on définit la situation géographique de la zone d'étude, on décrit son cadre géomorphologique en détaillant les informations sur le karst de la région. Ensuite, le cadre géologique a été déterminé en présentant les différentes formations géologiques et surtout celles susceptibles à la karstification. Dans une autre partie de ce chapitre, le cadre hydrogéologique a été détaillé en définissant les principales nappes d'eau souterraine et les sources karstiques qui se trouvent dans la zone d'étude, sans oublier le réseau hydrographique de surface. Enfin, le cadre climatique de la zone étudiée a été discuté vue le rôle majeur des précipitations dans les processus de karstification.

Mots clés : Géographie, géologie, hydrogéologie, climatologie.

2.1 Cadre géographique

La zone d'étude s'étend entre les latitudes : $32^{\circ} 00' 00''$ et $32^{\circ} 40' 00''$, et les longitudes : $08^{\circ} 40' 00''$ et $09^{\circ} 20' 00''$. Le littoral de la zone s'étale sur une distance de plus de 90 km entre Oualidia au nord et Swiria Laqdimia au sud (l'embouchure de l'oued Tensift). En allant vers l'arrière-pays, la zone d'étude s'étend sur une distance de 40 km, entre la ville de Zemamra au nord jusqu'à la commune rurale de Berakt Lamine au sud (**Figure 2.1**).

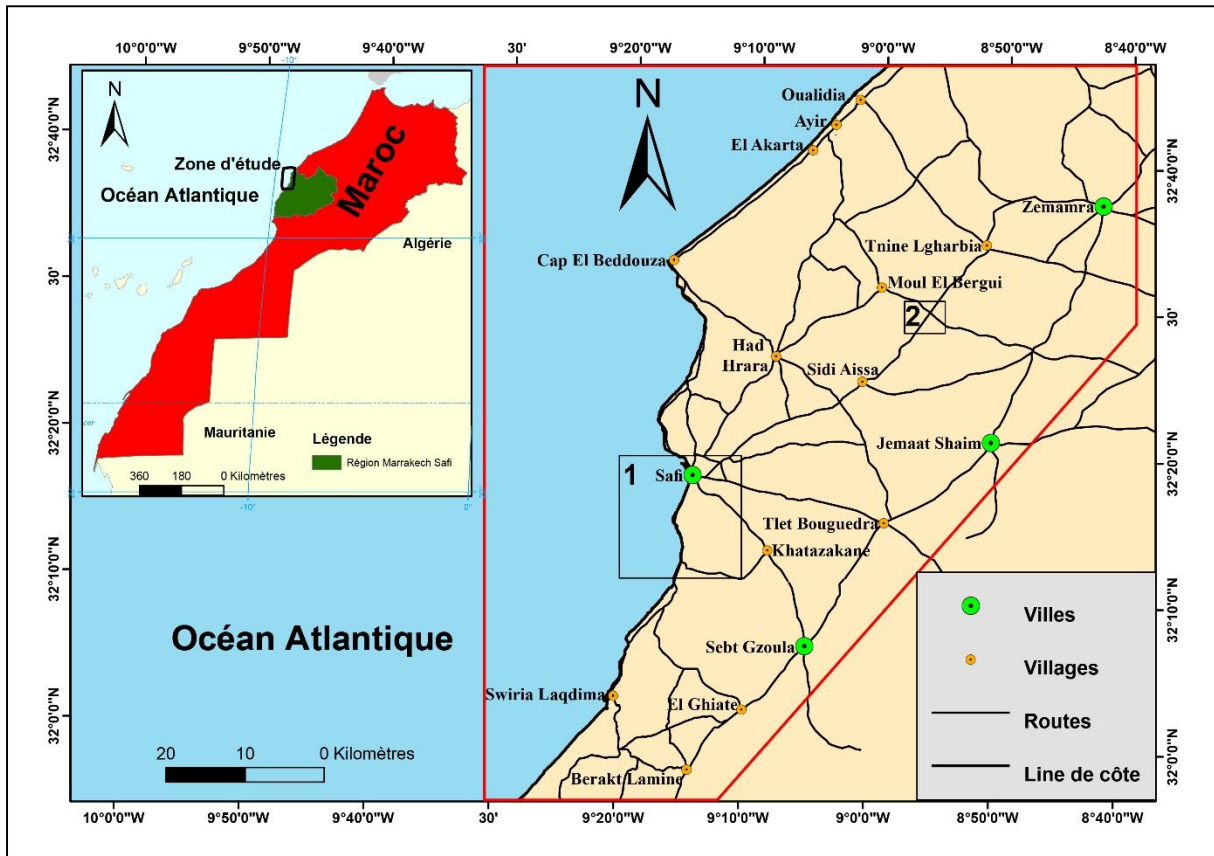


Figure 2.1- Localisation de la zone d'étude encadrée en rouge

1 : le secteur où la cartographie de la susceptibilité et la tomographie des résistivités électriques ont été appliquées et 2 : le secteur où la tomographie des résistivités électriques a été appliquée.

2.2 Cadre géomorphologique

De point de vue géomorphologique, la région étudiée se divise en deux principales zones : l'arrière-pays et la zone littorale.

2.2.1 L'arrière-pays

2.2.1.1 Les plateaux

Ce sont des zones de comblement par des colluvions anciennes et récentes (Ouadia, 1998), la topographie est irrégulière parsemée par des dayas. Ces plateaux sont limités par des escarpements d'origine tectonique ou fluviale (Gigout, 1951). On allant vers l'Ouest, les premières crêtes de dunes consolidées émergent et constituent ainsi un obstacle naturel aux écoulements des cours d'eau.

2.2.1.2 Les vallées anciennes et actuelles

La région des Abda comprend un important oued, le Tensift au sud. D'autres Oueds sont de moindre importance, ils prennent naissance des Mouissat, pour se jeter directement à l'océan Atlantique, pour rejoindre l'oued Tensift, ou se perdre dans la plaine des Doukkala-Abda (**Figure 2.2**).

2.2.1.3 Les reliefs dunaires

Une grande partie du Sahel est caractérisée par un relief de forme ondulatoire due à la présence des dunes consolidées plioquaternaires, allongées selon une direction NNE-SSO (Aboumaria, 1993, Ouadia, 1998). Au milieu des dépressions inter-dunaires s'accumule un sol rouge résultat de la décalcification de ces dunes et où convergent les eaux de pluies (**Figure 2.2**).

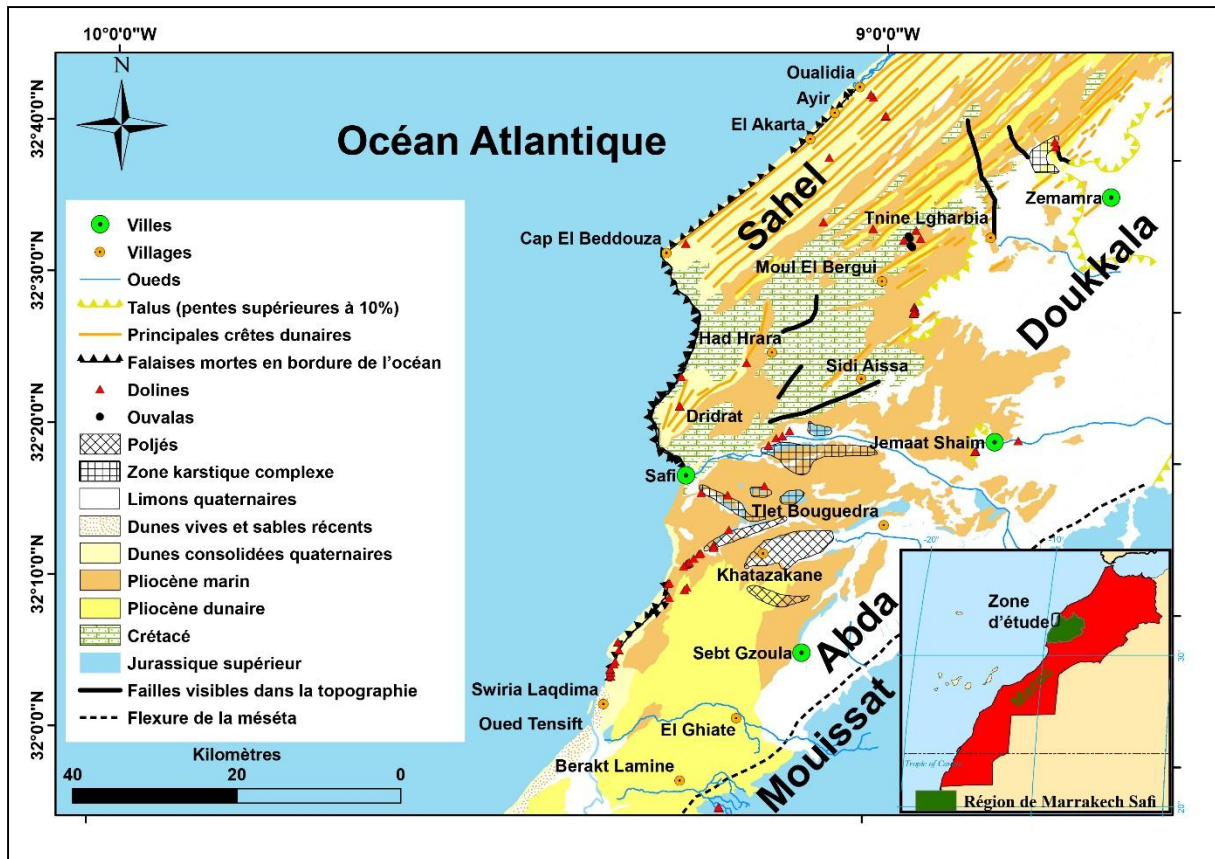


Figure 2.2 - Localisation de la zone d'étude sur la carte géomorphologique modifiée (Ferré et Ruhard, 1975).

2.2.2 La zone littorale

2.2.2.1 La côte

La côte se présente sous forme de nombreuses plages sableuses entre Oualidia et Swiria Laqdima (les plages d'Oualidia, Cap El Beddouza, Safi, Swiria Laqdima...) qui sont interrompues par des côtes rocheuses fréquentes surtout vers le Sud (**Figure 2.2**). Les falaises sont également très nombreuses et sont parmi les plus hautes au Maroc.

2.2.2.2 Le cordon dunaire littoral

Le cordon dunaire littoral montre, au sud de la région d'étude, un développement des dépressions karstiques (microlapiez, lapiez, vasques, dolines, ouvala,...). Les dunes ont une direction N40 à N60.

2.2.2.3 Les falaises mortes

Elles sont très nombreuses surtout vers le sud de la région étudiée. Entre Oualidia et Cap El Beddouza, une dépression sableuse, appelée Oulja, sépare la falaise morte de la mer (Ouadia, 1998).

2.2.3 Le karst

La zone d'étude est très connue par son modelé karstique, surtout dans le Sahel où se développent des formes karstiques caractéristiques de l'exokarst et de l'endokarst.

2.2.3.1 L'exokarst

Parmi les formes karstiques superficielles, on cite :

- **Les lapiez** : ils sont abondants au centre du Sahel, sur les crêtes dunaires dénudées par l'érosion. En outre, ils peuvent être masqués, en partie, par les limons qui s'accumulent au fond de ces dépressions (Ferré et Ruhard, 1975).
- **Les dolines** : elles minent la région des Abda au Sud et à l'est de Safi (Gigout, 1951). Elles se trouvent le plus souvent en groupes, alignés ou en essaims. Selon Ferré et Ruhard (1975), l'alignement des dolines est en relation avec le karst qui redevient actif en conséquence des crues exceptionnelles. Une relation étroite existe entre la tectonique récente, les zones de creusement fluviale au Quaternaire et le développement des karsts ; la tectonique a favorisé la karstification et le drainage souterrain dans la plaine des Abda-Doukkala (Ferré et Ruhard, 1975).
- **Les ouvalas et poljés** : ce sont de vastes dépressions fermées. Au sud-est de Safi ; une ouvala mesure 10 km de longueur et 3 km de largeur qui se raccorde avec la plaine des Doukkala au niveau de Khatazakane (**Figure 2.2**). Elle est creusée dans les calcaires et les gypses jurassiques et dans les grès calcaires pliocènes. Cette ouvala est comblée par des limons transportés de la plaine des Doukkala-Abda (Gigout, 1951).
- **Les avens** : ils existent à 10 km à l'est du Cap El Beddouza et à 10 km au sud-est de Safi. Ils sont fréquemment comblés (Gigout, 1951).

2.2.3.2 L'endokarst

La plupart des études antérieures, faites sur la karstification, s'intéressent plus à l'exokarst qu'aux formes karstiques souterraines constituant l'endokarst. D'après Gigout (1951), un réseau de grottes et de fissures souterraines dans le Sahel est encore inexploré sauf celui du Cap El Beddouza qui a attiré l'attention des spéléologues.

Les investigations spéléologiques directes sur le terrain, montrent que ces formes karstiques sont très diversifiées : gouffres ou puits naturels, galeries, salles (**Annexe G**). Ces formes seront discutées d'une façon détaillée dans le **chapitre 4**. Ainsi, un exemple d'exploration spéléologique faite au niveau de la grotte Goraan au Cap El Beddouza (35 km au nord de la ville de Safi), montre la présence de trois principaux types de cavités (**Annexe G**) :

- **Le gouffre ou puits naturel** : il mène à l'intérieur du réseau karstique. Son diamètre est de 4 m et il rétrécit en bas, après 5 m de descente, pour devenir 1,6 m.
- **Les galeries** : elles suivent généralement le réseau de fissures et de diaclases, elles sont plus étroites et leurs plafonds sont plus hauts (par exemple : dans certains endroits fissurés de la branche nord-ouest le plafond est haut de 5 m).
- **Les salles** : elles suivent généralement les joints de stratification. Par conséquent, elles sont très larges avec des plafonds qui sont plus bas (par exemple : dans certains endroits de la branche nord-ouest le plafond se rapproche à 40 cm du plancher). Le plancher de ces salles peut être immergé donnant des lacs peu profonds (moins d'un mètre de profondeur).

Les concrétions calcaires ou spéléothèmes sont également très nombreuses et très diversifiées, on trouve : les stalactites, les stalagmites, les colonnes ou piliers, les draperies ou rideaux calcaires, etc.

2.2.4 Les paramètres favorisant la karstification

D'après Ouadia (1998), les paramètres favorisant la karstification sont :

- **La nature lithologique des roches** : Caractérisée par l'abondance des carbonates dans les calcarénites quaternaires, les calcaires du créacé et gypsifère du jurassique, les débris de coquilles carbonatées des dunes consolidées dans le Sahel.

- **Le climat** : l'humidité relative, vu la proximité de l'océan, pourrait déclencher la dissolution des roches carbonatées et gypsifères.
- **L'hydrogéologie** : le mauvais drainage des eaux superficielles est la conséquence de la faible pente et de l'aspect endoréique de la plaine des Doukkala-Abda, ainsi que les obstacles formés par les dunes consolidées du Sahel. En absence d'exutoires superficiels, les Doukkala-Abda possèdent un ensemble d'exutoires souterrains qui ont fonctionné pendant les époques pluviales quaternaires et qui parfois fonctionnent encore actuellement.
- **La tectonique** : elle favorise la karstification et le drainage souterrain de la plaine des Doukkala-Abda. Cette dernière est affectée par une subsidence, résultante de la charge par les colluvions ayant comblé la plaine, accentuée d'une part par la présence d'un substratum gypsifère et des calcaires marneux dans la plaine des Doukkala-Abda et d'autres parts par le soulèvement de la partie ouest du Sahel.

2.2.5 Les risques liés à la karstification

Les risques liés à la karstification dans la région des Abda sont multiples (Ouadia, 1998) :

- **Les effondrements de terrain** : ils sont fréquents dans la plaine des Doukkala-Abda.
- **La déstabilisation des falaises** : l'action mécanique de la houle, que subit les falaises vives de la région, accompagnée par l'effet du biseau d'eau douce arrivant jusqu'au niveau de la mer, contribuent à leurs déstabilisations par la dissolution des calcaires très poreuses, et par conséquent la formation des cavités et des grottes.
- **La complication des mouvements de l'eau** : au sud d'Ayir (**Figure 2.2**), la présence des karsts rend les mouvements de l'eau de mer plus compliqués et encore plus agités, par conséquent la région devient dangereuse aussi bien pour les baigneurs que les pêcheurs.
- **La fissuration et la destruction des ouvrages d'art et des bâtiments** : A Safi, la karstification diffuse a posé un problème lors de l'exécution de plusieurs ouvrages d'arts dont il a fallu injecter les fondations.
- **La diminution des surfaces cultivées** : la karstification entraîne la formation des dolines, des ouvalas et des avens et par conséquent, la mise en place des dayas favorisant la stagnation des eaux et diminuant ainsi les surfaces agricoles.

2.3 Cadre géologique

La zone d'étude fait partie du domaine mesetien caractérisé par une couverture alpine tabulaire bien développée posée sur un socle primaire pénéplané (Michard, 1976). Les formations géologiques affleurant dans la zone d'étude s'étendent du Jurassique jusqu'au Quaternaire. Elles sont de nature lithologique très diversifiée (**Figure 2.3**).

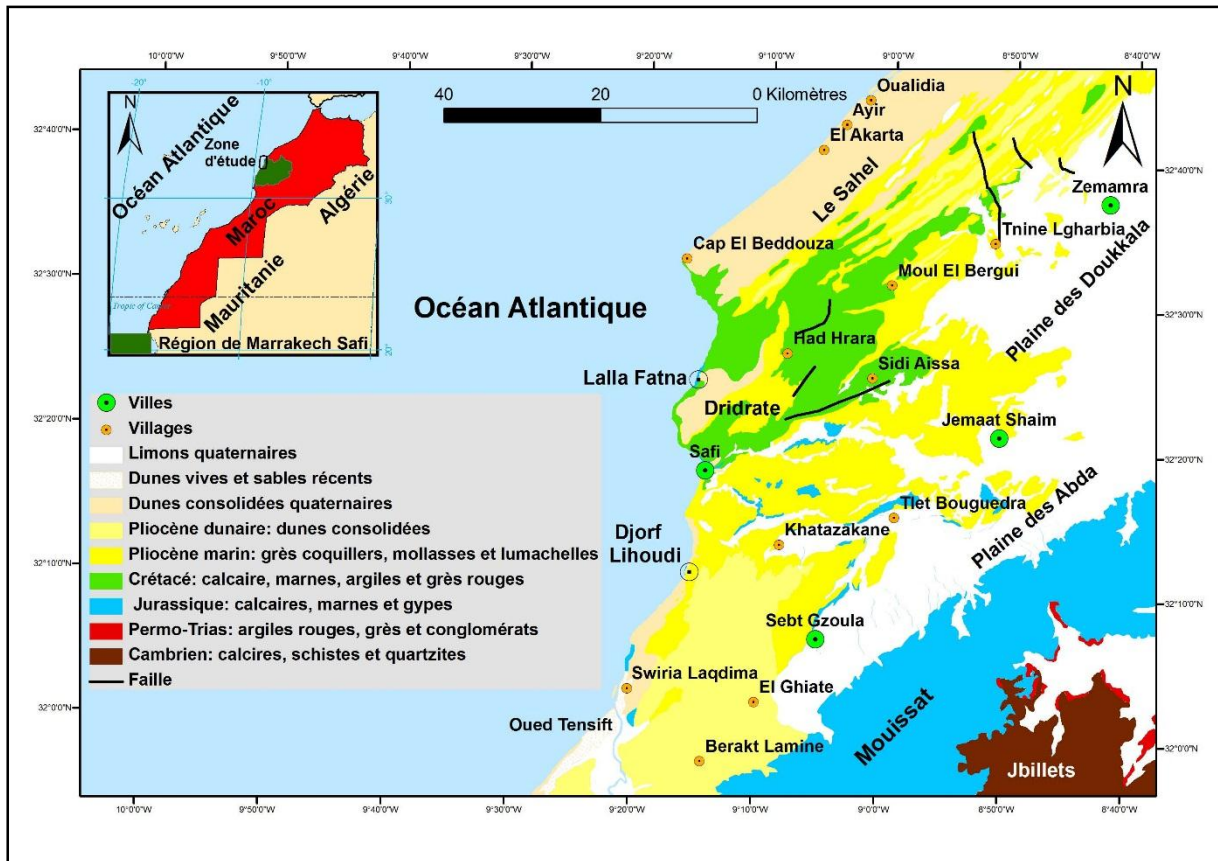


Figure 2.3 - Carte géologique simplifiée de la zone d'étude 1/200000 (Gigout, 1951 et Choubert, 1978).

Les formations géologiques antérieures au Jurassique supérieur n'affleurent pas dans la zone d'étude. Néanmoins, elles affleurent dans les parties limitrophes de la zone d'étude comme dans les Jbillets occidentales (**Figure 2.3**).

2.3.1 Le Jurassique supérieur

Ses affleurements sont connus depuis Cap El Beddouza jusqu'à l'embouchure de l'oued Tensift et à partir des Mouissat jusqu'au littoral (**Figure 2.3**). Ils sont constitués par des dépôts de

marnes et de gypses alternant avec des niveaux dolomitiques jaunes attribués au Malm : Kimméridgien-Portlandien (Choubert et Faure-Muret, 1962 ; Witam, 1988).

2.3.1.1 Le Complexe évaporitique

Le Complexe évaporitique est une formation géologique attribuée au Jurassique terminal (Kimméridgien-Berriasien) (Gigout, 1951). Il affleure au nord de Safi dans la localité de Lalla Fatna, à l'est et au sud-est de Safi dans les collines de Mouissat, à Jemaat Shaim et à Tlet Bouguedra (**Figure 2.3**). Les concentrations les plus importantes du gypse sont rencontrées dans la région de Safi notamment dans les Mouissat (Mdaghri et al, 1992) où il existe plusieurs carrières de gypse. Selon Witam (1988), les divers faciès dolomitiques et gypseux formant le Complexe évaporitique, s'agencent en une séquence élémentaire de type sebkha d'une épaisseur moyenne de 5 m et dans laquelle se succèdent du bas en haut :

- Calcaires dolomitiques, bioclastiques, riches en débris de lamellibranches.
- Calcaire marneux plus ou moins dolomitique très bioturbé.
- Marnes dolomitiques à lamines mécaniques et galets mous.
- Dolomies à structures stromatolithiques.
- Marnes dolomitiques à mud-cracks et structures en tepee.
- Gypse ou brèches de collapse.

Ces différents faciès sont susceptibles à la karstification surtout le faciès gypsifère. Dans la zone d'étude, on distingue différents types de gypses : gypses saccharoïdes ou fibreux, gypses à gros cristaux de sélénite, gypses granuleux.

2.3.1.2 Les Dolomies jaunes

Gigout (1951) a attribué les Dolomies jaunes au Jurassique supérieur et Canérot et al. (1982) l'ont attribué au Kimméridgien-Berriasien. Selon Witam (1988), cette formation atteint son épaisseur maximale de 15 m à Safi, et elle diminue vers Lalla Fatna pour atteindre 5 m. Les Dolomies jaunes disparaissent vers le sud à Djorf Lihoudi 15 km au sud de Safi.

Les Dolomies jaunes sont formées par les faciès suivants (Witam, 1988) :

- Un faciès marneux (0,5 m) constitué par des marnes grises verdâtres formant un interbanc entre le faciès calcaire et le faciès dolomitique.

- Un faciès calcaire (~5 m) formé par un calcaire oolithique, un calcaire lité, un calcaire à structures stromatolithiques et un calcaire dolomitique massif à la base et lité au sommet.
- Un faciès dolomitique (~9 m) formé par une dolomie jaune massive et des marnes dolomitiques jaunes.

Le faciès calcaire et le faciès dolomitique sont susceptibles aux phénomènes de la karstification par rapport au faciès marneux.

2.3.2 Le Crétacé inférieur

Le Crétacé inférieur de Safi est caractérisé par des dépôts essentiellement marins. En effet, au nord de l'oued Tensift, les dépôts sont de type calcaire néritique (Le Calcaire Inférieur) suivi par des marnes grises gypsifères (Les Argiles Brunnes) à Safi, puis par le dépôt des Calcaires de Dridrat (du Néocomien) qui reste limité dans la région de Safi. La sédimentation crétacée à Safi s'est achevée par le dépôt des couches argilo-sableuses rouges de l'Hauterivien supérieur, marquant la régression de la mer (Roch, 1930 ; Gigout, 1951 ; Witam, 1988). Par conséquent, les principales formations géologiques du Crétacé inférieur dans la zone d'étude sont du bas en haut :

- Le Calcaire inférieur (5 à 18 m d'épaisseur).
- Les Argiles Brunnes (45 à 60 m).
- Le Calcaire de Dridrat (10 à 50 m).
- Les Couches Argilo-Sableuses Rouges (40 à 50 m).

2.3.2.1 Le Calcaire Inférieur

Cette formation géologique a été attribuée par Taj-Eddine et al (1985) au Valanginien inférieur-Berriasien supérieur. Elle affleure au niveau de la falaise entre Safi et Lalla Fatna et dans la ville de Safi. Selon Witam (1988), cette formation, qui peut atteindre 5 m à 20 m d'épaisseur, est constituée par deux faciès :

- Le premier faciès est formé par un calcaire bioclastique gréseux plus ou moins marneux dont l'épaisseur varie entre 3 m et 8 m. Ce faciès contient un calcaire gréseux bioclastique à grande stratifications obliques alternant avec des marnes grises de 0,2 m

à 0,3 m d'épaisseur, un calcaire épais de 2 m d'épaisseur noduleux et récifal et un calcaire bioclastique de 0,5 m à 1 m d'épaisseur.

- Le deuxième faciès est formé par un calcaire bioclastique jaune et massif (de 0,5 m à 1 m d'épaisseur) et un calcaire bioclastique jaune ou beige plus ou moins noduleux (5 m d'épaisseur).

Vue la faible épaisseur de cette formation et la présence des joints marneux alternant avec les bancs calcaires, le développement de la karstification reste très limité.

2.3.2.2 Les Argiles Brunnes

Cette formation géologique a été nommée : Argiles Brunnes par Gigout (1951), même si elle est formée à la fois par des marnes et des argiles (Roch, 1930a et 1950). C'est l'une des formations géologiques les plus importantes de point de vue épaisseur (60 m d'épaisseur). Cette formation affleure dans plusieurs localités entre Safi et Cap El Beddouza, à l'est de Safi. Ses argiles sont utilisées dans l'industrie des briques et de la poterie dans la ville de Safi. Les Argiles Brunnes ont été attribuées par Taj-Eddine et al. (1985) au Valanginien supérieur-Hauterivien inférieur. Selon Witam (1988) elle présente trois types de faciès :

- Des marnes grises gypsifères dont l'épaisseur varie de 5 m et 15 m d'épaisseur.
- Un calcaire silteux lumachellique de 0,5 m à 1 m d'épaisseur.
- Un calcaire silteux roux laminé 1 m d'épaisseur au maximum.

La présence des marnes, sur une grande épaisseur, avec des intercalations de bancs calcaires de faible épaisseur, font de cette formation un milieu non favorable pour le développement des phénomènes karstiques. Néanmoins, elle est susceptible à d'autres types de mouvements de terrain tels que les glissements de terrain, surtout lorsqu'elle s'engorge d'eau provenant des précipitations ou des sources karstiques sus-jacentes.

2.3.2.3 Le Calcaire de Dridrat

Cette formation caractérise la région de Safi, son épaisseur varie de 10 à 60 m et elle constitue l'aquifère le plus important de la zone d'étude. Plusieurs auteurs l'ont attribué à l'Hauterivien supérieur (Roch, 1930a ; 1950, Gigout, 1951, Canérot et al., 1982 ; Taj-Eddine et al, 1985 ; Witam, 1988). Cette formation est également exploitée dans l'industrie du ciment et dans

plusieurs carrières d'exploitation des pierres de construction. Selon Witam (1988), le Calcaire de Dridrat est composé de trois types de faciès :

- Une marne ou marno-calcaire de couleur grise ou beige (de 0,5 m d'épaisseur).
- Un calcaire gréseux plus ou moins dolomitique (de 3 à 30 m d'épaisseur).
- Un calcaire gréseux microconglomératique (de 3 à 30 m d'épaisseur).

Cette formation est très susceptible à la karstification, elle renferme une importante nappe karstique qui émerge en plusieurs sources karstiques dans la zone d'étude.

2.3.2.4 Les Couches Argilo-Sableuses Rouges

La formation géologique nommée Couches Argilo-Sableuses Rouges a été attribuée à l'Hauterivien supérieur (Roch, 1930a ; 1950 ; Witam, 1988). Son épaisseur est comprise entre 30 m et 45 m. Selon Witam (1988), elle comporte deux faciès :

- Un faciès gréseux formé par un grès lenticulaire, à stratification entrecroisée montrant à sa base des flûtes-castes (de 1 à 2 m), un grès fin rouge surmonté localement par une couche millimétrique à centimétrique de halite (1,5 m) et un grès fin massif (de 0,2 à 0,5 m).
- Un faciès argileux constitué par des argiles rouges versicolores sans litage, leur épaisseur varie de 3 à 20 m.

Malgré la présence de quelques sources, Cette formation serait non favorable à la karstification, en conséquence de sa lithologie très riche en argiles.

2.3.3 Le Pliocène

Il affleure dans toute la meseta côtière, avec des dépôts coquillers à Safi passant à des lumachelles à matrice micritique rose. Un régime dunaire s'est installé avec le retrait de la mer post-pliocène (Witam, 1988).

Les dépôts pliocènes sont très favorables à la karstification. Plusieurs réseaux karstiques ce sont formés dans la région d'étude. Des formes karstiques superficielles s'y développent également comme les avens et les lapiés.

2.3.4 Le Quaternaire

Il est constitué de trois groupes de formations (SADIN, 2005) :

- Des formations littorales dunaires constituant les grands alignements de crêtes et des sillons parallèles ou subparallèles au rivage actuel.
- Des terrasses fluviales longeant l'oued Tensift.
- Des colluvions de comblement à l'intérieur de la plaine des Doukkala-Abda.

Les formations quaternaires sont très susceptibles à la karstification, généralement elles sont regroupées avec les formations pliocènes sous la dénomination du Plioquaternaire. La grotte Goraan se développe dans les formations marines quaternaires (**Annexe G**).

2.3.5 Les terrains géologiques susceptibles à la karstification

Tous les auteurs, qui ont étudié la région des Abda, ont été d'accord sur les niveaux susceptibles de subir la karstification (Gigout, 1951, Ferré et Ruhard, 1975 et Ouadia, 1998). Ces niveaux sont les suivants :

- le Jurassique supérieur, calcaire et gypseux, très épais, dans les Abda,
- les calcaires des Dridrat de l'hauteriviens, plus ou moins dolomitiques,
- les marnes à gypse du Crétacé inférieur ou moyen,
- les calcaires détritiques plioquaternaires.

Selon les mêmes auteurs, ces niveaux n'ont pas tous la même importance ni la même aptitude vis-à-vis à la karstification ; le plus important est le Jurassique supérieur qui joue un rôle principal dans toute la partie sud-ouest de la région étudiée. Plus au nord, lorsque le Jurassique disparaît, les phénomènes de karstification affectent principalement les marnes à gypse du Crétacé inférieur ou moyen. Quant au Plioquaternaire, sa constitution lithologique limite le développement d'ouvertures de grande taille. En revanche, des observations faites sur le terrain, ont montré que le développement du réseau karstique, au niveau de cette dernière formation géologique, est très étendu et il peut atteindre des dizaines de kilomètres (**Annexe G**).

2.4 Cadre structural

La région des Abda se caractérise par la présence de structures tectoniques (failles, plis et flexures) qui sont attribués soit au paléozoïque, liées à l'orogénèse hercynienne, soit au secondaire ou tertiaire, en relation avec l'orogénèse Alpine (Gigout, 1951). Il s'agit, dans le premier cas, de la faille de Tnine Gharbia. Dans le deuxième cas, il s'agit de la flexure des Mouissat et le synclinal de Safi (Gigout, 1951). D'autres déformations se trouvent hors de la zone d'étude (**Figure 2.4**).

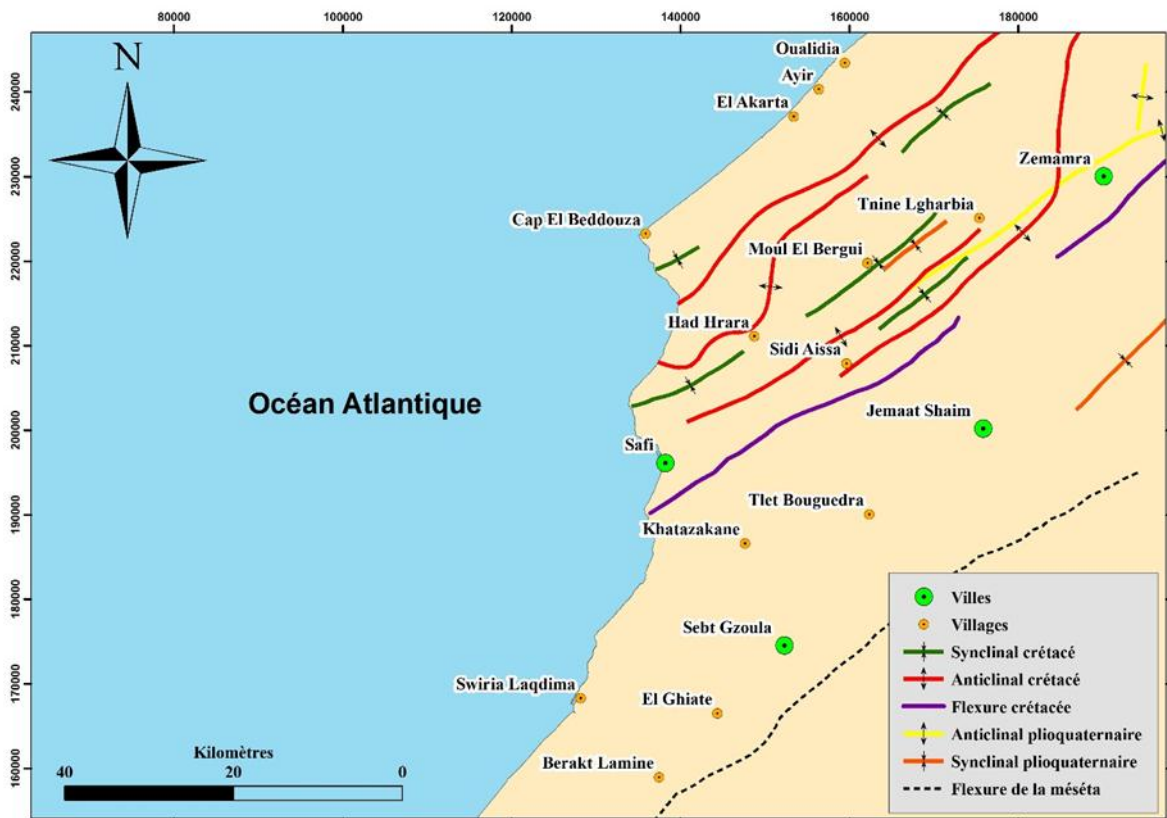


Figure 2.4 - Esquisse structurale de la zone d'étude d'après géophysique et forages. (Ferré et Ruhard, 1975)

Ces déformations sont responsables de la subdivision de cette zone en régions naturelles. En effet, ce sont de grandes flexures et des structures monoclinales qui séparent les blocs soulevés en plateaux ou abaissés pour constituer les plaines (Gigout, 1951). Selon Gigout (1951), il s'agit

d'une tectonique récente qui a activé le rejeu d'accidents plus anciens hercyniens ou secondaires et qui se sont poursuivies jusqu'à la fin du Pliocène.

Le Quaternaire est considéré comme une période stable de point de vue tectonique. Les déformations observées sur sa couverture sont liées à la dissolution de son substratum calcaire ou gypseux et non pas à la tectonique (Gigout, 1951). En effet, la dissolution du gypse va entraîner une ondulation ou dans certains cas des collapsés au niveau de cette couverture. Cependant, quelques failles et flexures tectoniques qui ont pu être localisées résultent d'une tectonique plioquaternaire dans l'ensemble mesétien (Michard, 1976). En revanche, Ouadia (1998) a considéré que les formations quaternaires ont subi l'action d'une activité néotectonique, autrement dit le Quaternaire n'était pas stable.

2.5 Cadre hydrogéologique

2.5.1 L'hydrologie de surface

A l'exception de l'oued Tensift, grand fleuve à cours d'eau permanent, tous les autres cours d'eau sont à écoulement temporaire ou sont à sec. Parmi ces derniers, certains se jettent directement vers l'océan Atlantique (cas de l'oued Safi❶), d'autres se perdent dans la plaine de Doukkala-Abda (oued Bouchane❷) et enfin certains oueds rejoignent le Tensift (l'oued Mouissat❸ et l'oued El Ghareg❹).

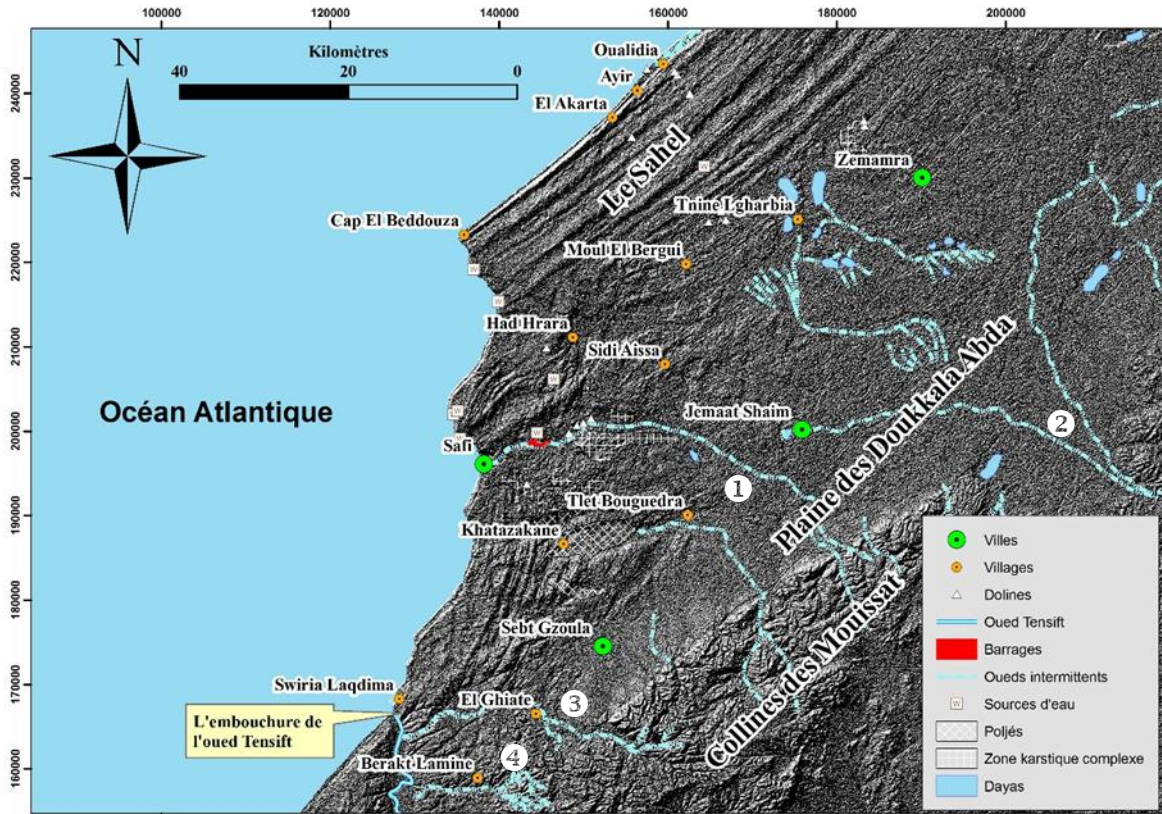


Figure 2.5 - L'hydrologie de surface de la zone d'étude

2.5.2 L'hydrologie souterraine

Les principales nappes souterraines se trouvent dans les formations plioquaternaires au nord et au sud de la zone d'étude, dans les formations crétacées au centre et au nord, et dans les formations jurassiques au sud et au sud-est (Ferré et Ruhard, 1975).

2.5.2.1 Le Jurassique supérieur

Ce niveau est formé par de puissantes assises de calcaires alternant avec des lits marneux et il présente une perméabilité de fissures. Les circulations se font souvent par de véritables galeries qui résultent de la dissolution du calcaire et du gypse. Une nappe existe dans les Abda ; elle est très mal connue, son niveau piézométrique étant très profond.

2.5.2.2 Le Crétacé inférieur

Dans le Sahel, les argiles de Safi (les Argiles Brunes) constituent un mur imperméable des calcaires de Dridrat. Ce dernier lorsqu'il est franchement calcaire, il forme un niveau karstique

à fissuration très importante permettant la circulation de l'eau. On a noté à ce propos une perte totale et constante de circulation dans les forages au toit de ces calcaires, dans lesquels de véritables grottes peuvent se développer.

2.5.2.3 Le Plioquaternaire marin et dunaire

Les faciès marins et dunaires se confondent en un seul ensemble perméable, mais c'est presque toujours le faciès marin sous-jacent, plus cimenté et moins argileux qui contient la nappe.

2.5.2.4 Les Limons quaternaires

Les limons forment la quasi-totalité du recouvrement de la plaine des Doukkala-Abda. Les possibilités d'infiltration sont directement liées à la perméabilité de cette couverture, or cette dernière présente des valeurs qui, selon Ferré et Ruhard (1975), sont très dispersées, ce qui est en contradiction avec la lithologie. En effet, ces valeurs de perméabilité sont comprises :

- entre 1,6 et $4,2 \cdot 10^{-3}$ cm/s pour les limons récents de plateaux, où le caractère argileux est encore plus accentué ;
- entre $5 \cdot 10^{-8}$ et $5 \cdot 10^{-5}$ cm/s pour les limons inférieurs encroûtés, essentiellement argileux ;
- entre 10^{-6} et 10^{-3} cm/s pour les limons supérieurs sablo-argileux.

2.6 Le cadre climatique

La zone étudiée est située entre la latitude $32^{\circ} 00' 00''$ et $32^{\circ} 40' 00''$. Son relief est représenté par les plaines et les plateaux, qui n'influencent guère le climat. La proximité de l'océan Atlantique implique que les températures de la zone d'étude sont modérées sur la côte et sont élevées dans l'arrière-pays (Ouada, 1998). Le climat est selon plusieurs auteurs est de type méditerranéen appartenant à l'étage semi-aride (Ferré et Ruhard, 1975 ; Carruesco, 1989). Dans cette étude, cinq stations météorologiques ont été choisies pour définir les caractéristiques climatiques de la zone d'étude. Il s'agit de la station de Safi, Ayir, Jemaat Shaim, Had Hrara et Sebt Gzoula (**Figure 2.5 et Tableau 2.1**). Les données, de précipitations et de températures pour ces stations, proviennent de la Direction Provinciale Agricole de Safi (DPA) et des modèles d'interpolation climatiques à partir du site internet www.climate-data.org (2015).

Tableau 2.1 - Les coordonnées géographiques des cinq stations. (DPA de Safi et www.climate-data.org)

Stations	Altitude en m	Lat.	Lon.O	Pluie moyenne en mm	Température moyenne en °C
Ayir	58	32°42'15''	9°03'52''	396	18,3
Safi	55	32°16'33''	9°14'17''	320	19
Had Hrara	81	32°26'17''	9°08'10''	357	18,7
Jemâa Shaim	168	32°20'48''	8°50'41''	313	18,8
Sebt Gzoula	197	32°06'38''	9°04'58''	309	18,6

2.6.1 La pluviométrie

La répartition des pluies dépend de la latitude, l'altitude et de la continentalité (Ouadia, 1998). En effet, la pluviométrie décroît du nord vers le sud et de l'ouest vers l'est (**Figure 2.6 et Tableau 2.1**). Pour la période 1990-2014, la moyenne pluviométrique annuelle a été de 396 mm à Ayir, de 357 mm à Had Hrara, de 313 mm à Jemaat Shaim, de 320 mm à Safi et de 309 mm à Sebt Gzoula (**DPA de Safi**).

La saison pluvieuse s'étale du mois d'octobre à avril, avec un maximum de pluie entre novembre et mars. Les mois secs s'étalent de mai à septembre (**Figure 2.6**). La répartition des pluies mensuelles moyennes entre les stations est identique. (**Figure 2.7**).

2.6.2 Les températures

A l'inverse des pluies, les températures moyennes mensuelles augmentent du nord vers le sud, et de l'ouest vers l'est. Par conséquent, les périodes sèches augmentent parallèlement (**Figure 2.6**).

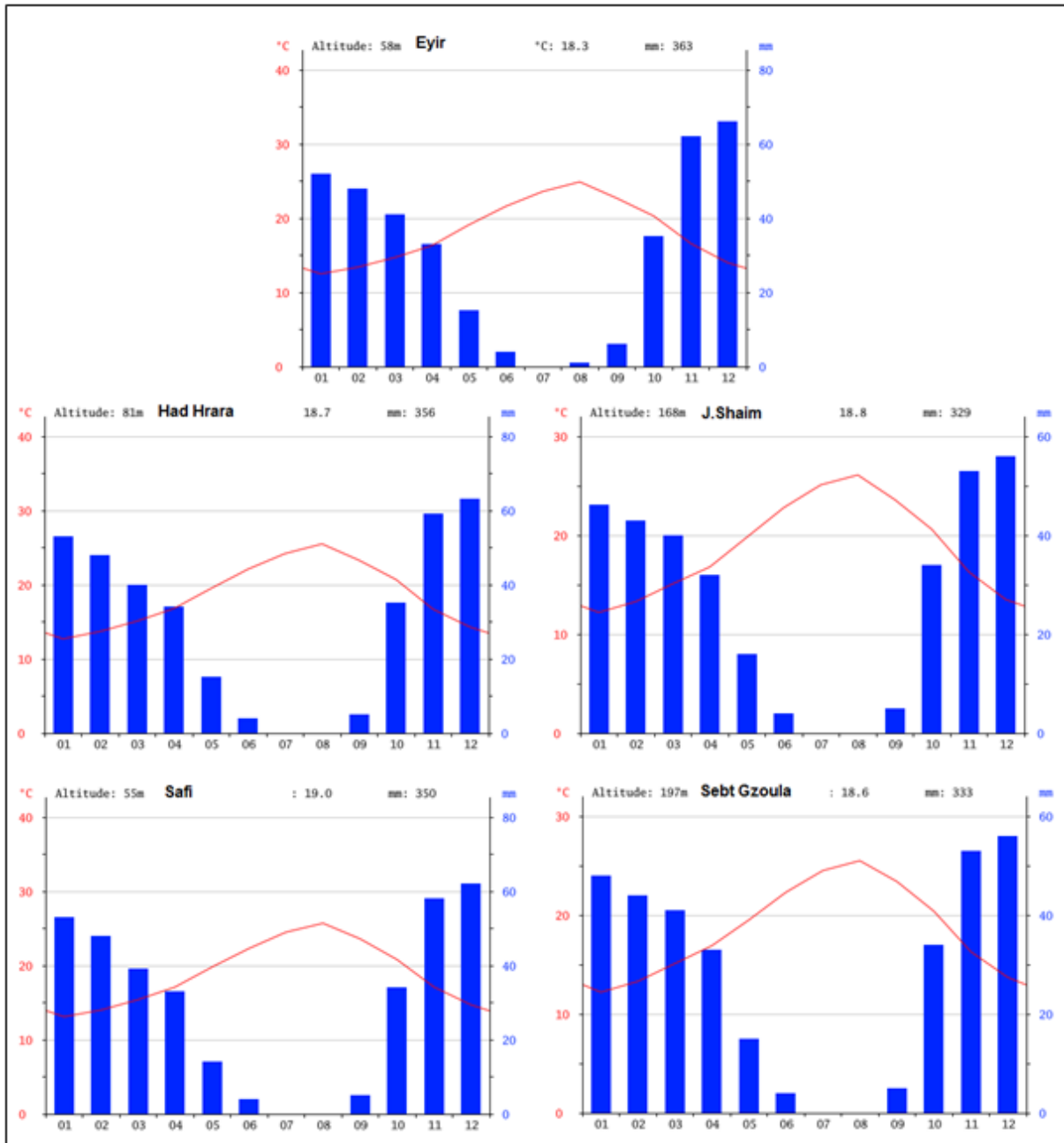


Figure 2.6 - Diagrammes pluviométriques-thermiques des cinq stations d'étude (www.climate-data.org)

Le mois de décembre est en général le plus humide, alors que les mois de juin, juillet et août sont les plus secs. Le mois de février constitue souvent un maximum secondaire.

Les 25 années de suivi de la pluviométrie au niveau des cinq stations montrent que le régime de précipitations annuel est très irrégulier. La **Figure 2.8** montre la bonne corrélation des pluies entre les cinq stations, ainsi que l'extrême variabilité des hauteurs des précipitations d'une année à l'autre.

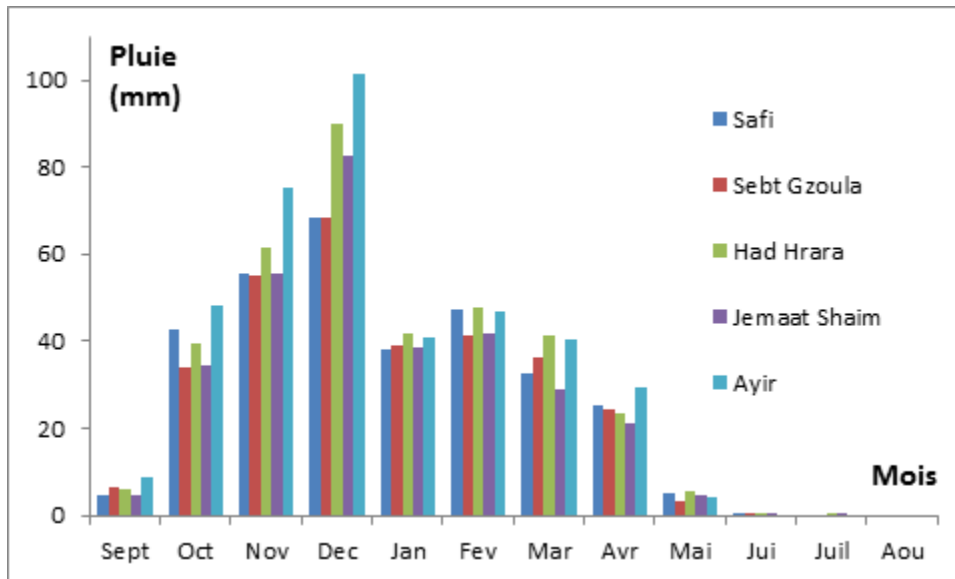


Figure 2.7 - Pluies mensuelles moyennes pour la période de 1990 à 2014 (DPA de Safi)

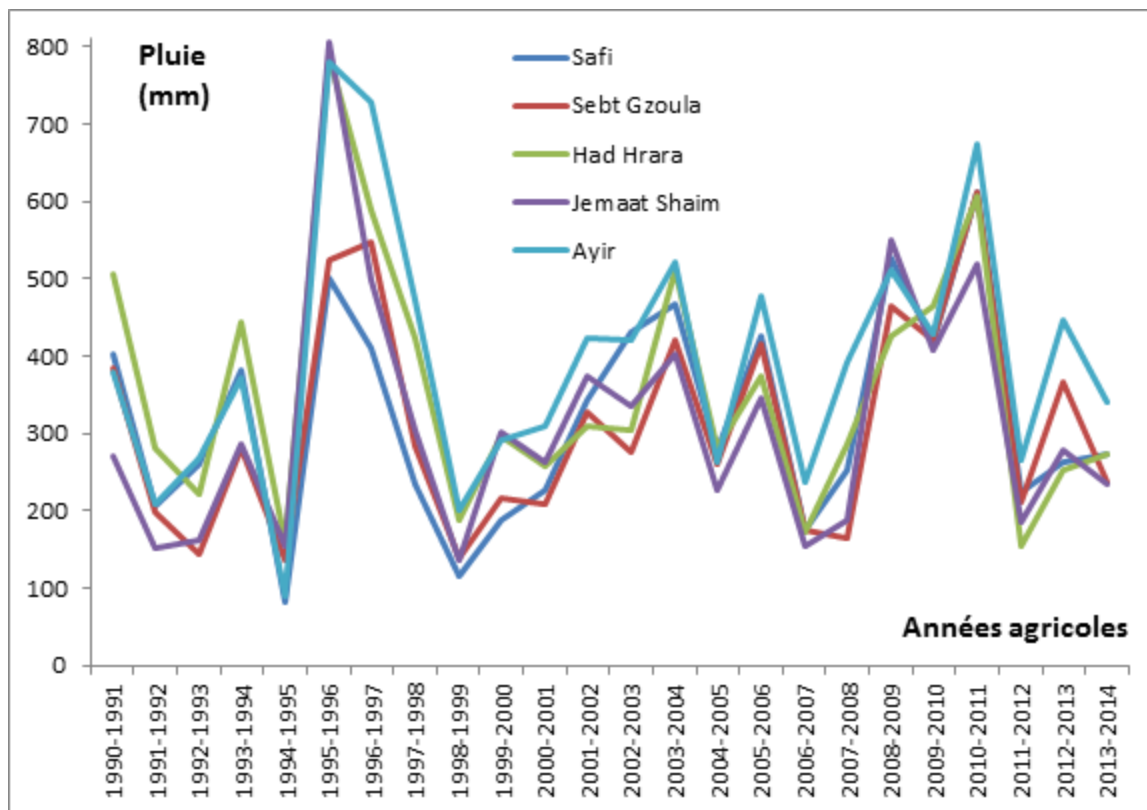


Figure 2.8 - Pluies interannuelles des cinq stations d'étude pour la période de 1990 à 2014, (DPA de Safi)

2.7 Conclusion

De point de vue géomorphologique, la région étudiée se divise en deux zones distinctes : l'arrière-pays, caractérisé par la présence des plateaux, des vallées anciennes et actuelles, et des reliefs dunaires, et la zone littorale constituée par la côte, le cordon dunaire littoral, les falaises mortes, et le karst.

Sur le plan géologique, la zone étudiée se caractérise par des formations de nature lithologique très diversifiée dont les plus susceptibles à la karstification sont : le Jurassique supérieur, calcaire et gypseux, les calcaires hauteriviens de Dridrat et les calcaires détritiques plioquaternaires. Structuralement, la zone d'étude se caractérise par des déformations tectoniques d'âge hercynien et atlasique. En outre, la néotectonique affecte la zone d'étude et les différentes formes karstiques de l'exokarst semblent être guidées par cette tectonique.

Sur le plan hydrogéologique, cette zone montre l'existence de trois principales nappes aquifères de nature karstique : le Jurassique supérieur, très profonde, et le Calcaire de Dridrat, la plus importante nappe aquifère dans cette zone et enfin la nappe du Plioquaternaire. En plus, plusieurs sources d'eau dont la plupart sont d'origine karstique et apparaissent le long des falaises côtières. Plusieurs cours traversent la zone d'étude dont la majorité est à écoulement temporaire ou à sec. Vu la nature endoréique de la plaine des Doukkala-Abda, ces cours d'eau finissent dans des exutoires souterrains.

Enfin, le climat de la zone d'étude est de type méditerranéen appartenant à l'étage semi-aride, avec une pluviométrie annuelle irrégulière et des températures moyennes mensuelles qui augmentent du nord vers le sud, et de l'ouest vers l'est.

La combinaison de ces caractéristiques géomorphologiques, géologiques, structurales, hydrogéologiques et climatiques, rend la zone d'étude prédisposée à la karstification et aux mouvements de terrain. Cependant le prochain chapitre sera consacré pour la présentation des différentes méthodes utilisées pour l'étude de ces phénomènes.

Chapitre 3

Matériels et méthodes

Sommaire

3.1.	Cartographie de l'inventaire des mouvements de terrain.....	56
3.2.	Cartographie de la susceptibilité aux mouvements de terrain.....	57
3.3.	Explorations spéléologiques.....	68
3.4.	Méthodes géophysiques de détection des cavités souterraines.....	68

Dans l'objectif de l'étude de la karstification et le risque d'effondrement associé dans la région de Safi (Abda), multiples approches ont été adoptées. Il s'agit de la cartographie des mouvements de terrain et de la prospection géophysique par la tomographie de résistivité électrique. Ce chapitre donne une présentation générale et les principes théoriques de ces différentes méthodes.

Mots clés : *Cartographie de la susceptibilité, Tomographie de Résistivité Electrique (TRE), Explorations spéléologiques.*

3.1 Cartographie de l'inventaire des mouvements de terrain

Les cartes d'inventaires représentent la cartographie des zones où les mouvements de terrain se sont produits (Highland et Bobrowsky, 2008). Ces cartes d'inventaires des mouvements de terrain peuvent être classées selon leur échelle et le type de la cartographie (Guzzetti et al., 2000 ; Galli et al., 2008 ; Guzzetti et al., 2012). En se basant sur l'échelle de la carte, on distingue des cartes d'inventaire à petite échelle ($<1:200,000$) préparées à partir des données bibliographiques (informations historiques, des journaux, des rapports scientifiques et techniques) ou à partir de l'analyse visuelle d'un grand nombre de photographies aériennes. Les cartes d'inventaire à moyenne échelle (de $1:25,000$ à $1:200,000$) préparées à travers l'interprétation systématique de photographies aériennes dont l'échelle varie entre $1:60,000$ et $1:10,000$. Et les cartes d'inventaire à grande échelle ($>1:25,000$) préparées en utilisant les photographies aériennes à une échelle supérieure à $1:20,000$ comme les images satellites à haute résolution, les modèles numériques du terrain et les investigations étendues sur le terrain.

Selon le type de la cartographie, les cartes d'inventaire des mouvements de terrain sont subdivisés en deux classes ; des inventaires archives et des inventaires géomorphologiques (Guzzetti et al., 2000 ; Malamud et al., 2004). Les inventaires archives donnent des informations, sur les mouvements de terrains, obtenus à partir de la littérature et d'autres sources d'archives. Tandis que les inventaires géomorphologiques peuvent être également classés en inventaires historiques, événementiels, saisonniers ou multitemporels. L'inventaire géomorphologique historique présente des mouvements de terrain qui sont apparus durant une période de dizaines, de centaines ou de milliers d'années (Cardinali et al., 2001 ; Galli et al., 2008 ; Guzzetti et al., 2012). L'inventaire événementiel montre les mouvements de terrain causés par un seul événement déclencheur, par exemple un séisme ou une forte pluviométrie (Dai et al., 2010 ; Tsai et al., 2010 ; Gorum et al., 2011 ; Parker et al., 2011 ; Guzzetti et al., 2012). En exploitant un grand nombre d'images aériennes ou satellites, des inventaires saisonniers ou multitemporels peuvent être réalisés (Guzzetti et al., 2012). L'inventaire saisonnier montre les mouvements de terrain déclenchés par un seul ou plusieurs événements durant une seule ou plusieurs saisons (Fiorucci et al., 2011), alors que les inventaires multitemporels illustrent les mouvements de terrain déclenchés par de multiples événements durant de longues périodes (Galli et al., 2008). La date des mouvements de terrain dans les inventaires saisonniers ou multitemporels est représentée par la date de l'événement déclencheur, de l'imagerie ou de l'enquête sur le terrain (Guzzetti et al., 2012).

La qualité de l'inventaire repose sur la précision de la cartographie de terrain ainsi que sur le type et l'exactitude de l'information géographique et thématique représentée sur la carte (Guzzetti et al., 2012). La taille du plus petit mouvement de terrain reporter sur la carte d'inventaire, permet de juger si l'inventaire est complet ou non. En effet, pour dire qu'un inventaire est statistiquement presque complet, Malamud et al. (2004) exige que la surface des glissements de terrain, représentés sur la carte d'inventaire, soit supérieure à 225 m². En addition, la précision géographique de l'inventaire mesure le degré de conformité entre la cartographie du mouvement de terrain et la position, ainsi que la taille et la forme du même mouvement (Santangelo et al., 2010). De plus, la précision thématique se réfère à l'exactitude de l'information complémentaire associée à chaque mouvement de terrain dans un inventaire, telle que le type du mouvement, l'âge estimé, la profondeur de la rupture et le degré d'activité (Guzzetti et al., 2012). Cependant, la précision d'un inventaire dépend de plusieurs facteurs (Guzzetti et al., 2012) :

- L'échelle, la date et la qualité des photographies aériennes, ou les caractéristiques de l'image satellite (la résolution radiométrique, la date, la présence de nuages),
- Le type, l'échelle et la qualité de la carte de fond utilisée pour représenter les mouvements de terrain,
- Les outils utilisés pour l'interprétation et l'analyse de l'imagerie, incluant les stéréoscopes, les ordinateurs et les logiciels de visualisation 3D,
- Les compétences et l'expérience des interpréteurs.

En résumé, les cartes d'inventaire des mouvements de terrain représentent une étape indispensable pour la réalisation des cartes de susceptibilité aux mouvements de terrain (Soeters et van Westen, 1996 ; Guzzetti et al., 1999 ; Chung et Fabbri, 1999, 2003, 2005). Certains auteurs les considèrent comme étant un genre de carte élémentaire de susceptibilité, parce qu'elles localisent un type particulier de mouvement de terrain (Dewitte, 2006).

3.2 Cartographie de la susceptibilité aux mouvements de terrain

La cartographie de la susceptibilité aux mouvements de terrain ; glissements de terrain et effondrements karstiques, est un important outil pour la gestion et l'atténuation des effets de ces phénomènes (Kaufmann and Quinif, 2002 ; Papadopoulou-Vrynioti, 2013). Les cartes de susceptibilité contiennent d'importantes informations sur la distribution spatiale, sans aucune implication temporelle, des mouvements de terrain. Par conséquent, elles constituent des outils

indispensables pour les planificateurs qui doivent déterminer les localités favorables au développement urbain ou rural (Waltham et al., 2005; Gutiérrez et al., 2008; Nachbaur et Rohmer, 2011 ; Pueyo-Anchuela et al., 2011). La cartographie de la susceptibilité est importante pour les zones où : les enregistrements historiques des événements mouvements de terrain sont manquants, les relevés météorologiques sont discontinus ou rares, la magnitude ou l'intensité des séismes, qui ont déclenché les mouvements de terrain, est inconnue (Chacón et al., 2006).

Plusieurs approches sont utilisées pour la réalisation de cette cartographie. Selon la méthodologie utilisée, elles peuvent être subdivisées en deux principaux groupes : les méthodes qualitatives et les méthodes quantitatives (Dewitte, 2006 ; Nachbaur et Rohmer, 2011 ; Papadopoulou-Vrynioti, 2013 ; Poiraud, 2014).

3.2.1 Les méthodes qualitatives

Les approches heuristiques directes et indirectes font partie des méthodes qualitatives. Elles sont recommandées pour la réalisation des cartes régionales de susceptibilité aux mouvements de terrain à petite échelle (<1:125,000) (Jiménez-Perálvarez et al., 2009 ; Glade et Crozier, 2005 ; Bălteanu et al., 2010).

3.2.1.1 L'approche heuristique directe

L'approche heuristique directe est aussi nommée méthode géomorphologique (Soeters et van Westen, 1996). Elle se base sur la cartographie des mouvements d'une façon directe sur le terrain par des géomorphologues, géologues ou géotechniciens (van Westen et al., 2003 ; Ardaud et al., 2007). La cartographie de la susceptibilité aux mouvements de terrain dépend, donc, de l'opinion de l'expert qui rend cette approche plus subjective.

3.2.1.2 L'approche heuristique indirecte

L'approche heuristique indirecte s'appuie sur la combinaison de cartes indexées. Des poids sont attribués aux différents facteurs de prédisposition pris en compte et éventuellement à chacune des classes de chaque facteur (van Westen, 1996 ; Parise, 2001 ; Dewitte, 2006 ; Guerrero et al., 2008). Les facteurs de prédisposition sont ensuite indexés selon ces poids, conduisant à des valeurs de susceptibilité qui peuvent être groupées en classes de susceptibilité. Cependant la difficulté de cette méthode d'analyse multicritère, très large, réside dans la détermination de la

pondération exacte des différents facteurs de prédisposition, ce qui rend également cette méthode subjective.

Afin de palier à cette part de subjectivité rencontrée dans l'application des approches heuristiques, des méthodes de plus en plus objectives telles que les méthodes statistiques, probabilistes et déterministes sont utilisées.

3.2.2 Les méthodes quantitatives

Les méthodes quantitatives regroupent les approches statistiques, probabilistes et déterministes. Ces méthodes sont des approches de cartographies indirectes.

3.2.2.1 Les approches statistiques

Les approches statistiques sont très recommandées pour les analyses de la susceptibilité à moyenne échelle (1:25,000–1:50,000) (Jiménez-Perálvarez et al., 2009 ; Bălteanu et al., 2010). Elles peuvent être scindées en deux groupes : les méthodes statistiques multivariées et les méthodes statistiques bivariées.

Dans les méthodes statistiques multivariées tous les facteurs de prédisposition sont traités ensembles et leurs interactions aident à résoudre le phénomène statistiquement (Süzen et Doyuran, 2004). Autrement dit, les cartes des facteurs de prédisposition sont croisées avec les cartes de distributions des mouvements de terrain, et une corrélation est établie pour les zones stables et instables en employant des analyses discriminantes telles que les régressions multiples linéaires et logistiques ainsi que les réseaux de neurones (Carrara et al., 1995; Chung et al., 1995; Guzzetti et al., 1999, 2005 ; Ermini, et al., 2005). L'un des premiers travaux d'analyses statistiques multivariées était celui de Carrara et al. (1977). L'analyse statistique permet, alors, de dire quel facteur ou quelle combinaison de facteurs explique le mieux les occurrences de mouvements de terrain. Les régions sans mouvements de terrain qui présentent des scores équivalents à celles associées aux mouvements de terrain sont alors considérées comme sujettes aux futurs mouvements (Dewitte, 2006).

En revanche dans les méthodes statistiques bivariées les facteurs de prédisposition ne sont pas corrélés entre eux (Süzen et Doyuran, 2004). Autrement dit, l'inventaire des mouvements de terrain est comparé séparément avec chaque facteur de prédisposition et l'influence de chaque facteur est déterminée indépendamment des autres facteurs. Ces méthodes sont basées sur le

principe que les facteurs importants conduisant à l'apparition d'un mouvement de terrain sont indépendants (Mebrahatu, 2011). Diverses variétés d'analyses statistiques bivariées sont à distinguer. Parmi lesquelles, on peut citer : la méthode « Weights of evidence » (Bonham-Carter et al., 1988; Agterberg et al., 1989 ; Poli et Sterlacchini, 2007). La méthode d'indexation des mouvements de terrain (Van Westen, 1993 ; Van Westen et al., 1997) et la méthode de la matrice (DeGraff et Romesburg, 1980; Maharaj, 1993; Irigaray, 1995; Cross, 1998; Irigaray et al., 1999 ; Clerici et al., 2002 ; Chacón et al., 2006 ; Irigaray et al., 2007; Jiménez-Perálvarez et al., 2009 ; Costanzo et al., 2012 ; Jiménez-Perálvarez, 2012 ; Boualla et al., 2016). C'est cette dernière méthode qui a été utilisée dans le présent travail, d'une part pour évaluer la susceptibilité aux glissements de terrain (**Chapitre 5**) et d'autre part pour évaluer la susceptibilité aux dolines d'effondrement (**Chapitre 6**). Il s'agit d'une technique d'analyse statistique bivariée suffisamment démontrée et validée (Chacón et al., 2006).

3.2.2.2 Les méthodes probabilistes

Les méthodes probabilistes permettent de réaliser des modèles de susceptibilité en analysant les relations statistiques entre la distribution spatiale des mouvements de terrain connus et celle de l'ensemble des facteurs de prédisposition (Ozdemir, 2009 ; Yilmaz, 2010 ; Oh et Lee, 2010b ; Oh et Lee, 2011 ; Pourghasemi et al., 2013 ; Gutiérrez et al., 2014). Ces méthodes se basent sur les probabilités et sur la logique floue (Zadeh, 1965, 1978), notamment l'approche bayésienne qui s'appuie sur le rapport de vraisemblance et sur la fonction de croyance de Dempster-Shafer (Chung et Fabbri, 1999 ; Clerici et al., 2002 ; Zêzere et al., 2004 ; Pourghasemi et al. 2012a). Les méthodes probabilistes se base aussi sur des fonctions monotones croissantes du rapport de vraisemblance : la fonction «Weights of Evidence» (Mohammady et al., 2012) et la fonction «Certainty Factor» (Pourghasemi et al. 2012b).

3.2.2.3 Les méthodes déterministes

Les méthodes déterministes s'appuient généralement sur la combinaison entre les données topographiques, les conditions hydrologiques (saturation du sol et perméabilité) et les propriétés géotechniques des sols (cohésion et angle de friction), pour la réalisation des analyses de stabilité de pente et la détermination d'un facteur de sécurité « Fs » (Selby, 1993). Ces méthodes permettent de produire des modèles de susceptibilité aux mouvements de terrain qui ressemblent aux modèles réalisés par les méthodes statistiques (Dewitte, 2006), mais elles s'appliquent le plus souvent à grande échelle.

3.2.3 La validation des cartes de susceptibilité aux mouvements de terrain

La validation des cartes ou des modèles de susceptibilité aux mouvements de terrain tente d'évaluer leur qualité, c'est-à-dire leur fiabilité, leur vigueur, leur degré d'adéquation et leur adresse à la prédiction (Guzzetti et al., 2006). Cependant, ces modèles de susceptibilité ne peuvent être évalués que d'une manière relative mais leur valeur prédictive est toujours discutable (Dewitte, 2006). Deux principales méthodes sont utilisées pour le choix des données utilisées lors de la validation. La première méthode consiste à utiliser des données d'occurrence de mouvements de terrain indépendants ; qui n'ont pas été utilisées pour la réalisation du modèle de la susceptibilité. Trois techniques de choix des données sont à distinguer (Guzzetti et al., 2006 ; Fell et al., 2008):

- L'inventaire des mouvements de terrain est divisé aléatoirement en deux groupes : l'un pour l'analyse de la susceptibilité et l'autre pour la validation ;
- L'analyse de la susceptibilité est réalisée dans une partie de la zone d'étude et la validation de la carte de susceptibilité est réalisée dans une autre partie, avec des mouvements de terrain différents ;
- L'analyse de la susceptibilité est réalisée en utilisant des mouvements de terrain qui se sont produits en une certaine période et la validation est réalisée en utilisant des mouvements de terrain qui ont apparus dans une période ultérieure. Cette dernière technique a été utilisée dans cette recherche car elle est considérée comme étant la plus fiable pour tester la validité des modèles (Guzzetti et al., 2006 ; Irigaray et al. 2007).

La deuxième méthode consiste à utiliser les mêmes données mouvements de terrain utilisées pour la réalisation de la carte de susceptibilité. Certains auteurs parlent alors de validation vraie (Jiménez-Perálvarez et al., 2009). Deux principales techniques sont à distinguer (Dewitte, 2006) :

- La première technique nommée la validation croisée consiste à éliminer à tour de rôle chacun des individus constituant l'inventaire initial, en formant de cette manière « **n** » sous-échantillons d'effectif « **n-1** » ou d'effectif « **k** » sous-échantillons de taille égale, et à calculer la valeur du paramètre sur l'individu exclu pour chacun des « **n** » ou « **k** » sous-échantillons et à étudier la distribution des valeurs ainsi obtenues ;

- La deuxième technique dite « bootstrap » étudie la variabilité d'un modèle en procédant à des tirages aléatoires avec remise dans l'ensemble de données. Le nombre d'échantillons dépasse ainsi le nombre d'occurrences car une même occurrence d'un mouvement de terrain peut être utilisée plusieurs fois pour la validation.

3.2.4 La cartographie adoptée dans la zone d'étude

L'objectif principal de la cartographie de la susceptibilité aux mouvements de terrain est la délimitation spatiale des zones éventuellement instables, sans aucune indication sur la probabilité temporelle de leurs survenances. Cette délimitation se fait principalement grâce aux informations tirées des photographies aériennes. En effet, elles permettent d'avoir une vision globale sur les reliefs et de mettre en évidence leurs liens avec les facteurs de prédisposition aux mouvements de terrain étudiés (Pothérat et al., 1999). Outre l'exploitation des photographies aériennes dans la recherche des indices de mouvements de terrain, en utilisant soit des visions simples soit des visions stéréoscopiques, elles ont été aussi exploitées pour la digitalisation de ces mouvements de terrain en utilisant le logiciel ArcGIS 9.3 afin de construire les inventaires des mouvements de terrain. Ces inventaires ont été vérifiés par des reconnaissances sur le terrain. Une fois cette étape terminée, les inventaires des mouvements de terrain ont été croisés avec les facteurs de prédisposition pour l'évaluation de la susceptibilité aux mouvements de terrain.

3.2.4.1 Inventaire des mouvements de terrain

3.2.4.1.1 Démarche analytique

La démarche analytique s'est basée d'une part sur l'analyse des travaux antérieurs menés dans la région d'étude (Roch, 1930 ; Gigout, 1951 ; Ferré, 1969 ; Weisrock & Lunski, 1987 ; Saaidi, 1988 ; Witam, 1988 ; Carruesco, 1989 ; Ouadia, 1998 ; Ouadia et al., 2008 ; Theilen-Willige et al., 2014), l'analyse des cartes topographiques au 25,000^{ème} et 50,000^{ème}, des cartes géologiques au 200,000^{ème} et au 500,000^{ème} (Roch, 1930b ; Gigout, 1954a, 1954b ; Choubert, 1956 et 1957) et la carte géotechnique de Safi au 20,000^{ème} (Mazéas, 1967). Cette démarche s'est basée, également sur l'analyse des photographies aériennes couvrant l'ensemble de la région afin d'extraire les différentes formes karstiques de surface, telles que les dolines et les indices de mouvements de terrain, mais aussi sur une analyse complémentaire des images satellites de Google Earth.

A cause de la grande extension de la zone d'étude (**Chapitre 2**), et de l'existence des falaises côtières abruptes, la méthode de cartographie des glissements sur le terrain devient moins précise par rapport à la cartographie par les photographies aériennes ou les images satellites (Guzzetti et al., 2012). Deux secteurs de la zone d'étude ont été ciblés par la cartographie : le premier secteur est situé entre Bordj Nador et Djorf Lihoudi, et le deuxième est le secteur de Moul El Bergui (**Chapitre 5 et Chapitre 7**). Pour ce faire, un ensemble de 57 photographies aériennes à moyenne échelle, couvrant l'ensemble de ces deux secteurs, ont été utilisées. Ces photographies aériennes ont été prises en 1962, 1983, 2006 et en 2010 au 10,000^{ème}, 17,500^{ème}, 30,000^{ème} et 20,000^{ème} respectivement (**Tableau 3.1**). L'interprétation de ces photos aériennes a été faite par une vision simple ensuite en utilisant une vue stéréoscopique pour définir la forme des mouvements de terrain ainsi que leur extension.

Tableau 3.1 - Groupes de photographies aériennes utilisées pour préparer les cartes d'inventaire des glissements de terrain et des dolines d'effondrement dans les secteurs étudiés.

Année	Période	Type	Échelle nominale	Type d'inventaire élaboré
1962	Inconnue	Panchromatique	1:10,000	Inventaire géomorphologique des glissements de terrain et des dolines d'effondrement
1983	Mai	Panchromatique	1:17,500	
2006	Été	Panchromatique	1:30,000	
2010	Avril	Couleur	1:20,000	

3.2.4.1.2 Démarche exploratrice

L'objectif principal de cette démarche est de vérifier sur le terrain, les mouvements de terrain extraits à partir des cartes et des photographies aériennes. Cette démarche vise aussi à cartographier les différents types de mouvements et les cavités souterraines d'origine naturelle ou anthropique. Elle s'est basée sur l'exploration des formes karstiques de la région par des explorations spéléologiques des gouffres et des grottes rencontrées dans la zone d'étude. L'interview des habitants des douars, sur les dates d'occurrence des mouvements de terrain, les lieux des grottes et des sources d'eau, a fait l'objet d'une partie du travail sur le terrain. Les différentes formes karstiques et mouvements de terrain mis en évidence ont été intégrés dans une base de données SIG (**Annexe A, Annexe B et Annexe C**). La **Figure 3.1** résume les étapes poursuivies dans l'élaboration de l'inventaire des mouvements de terrain :

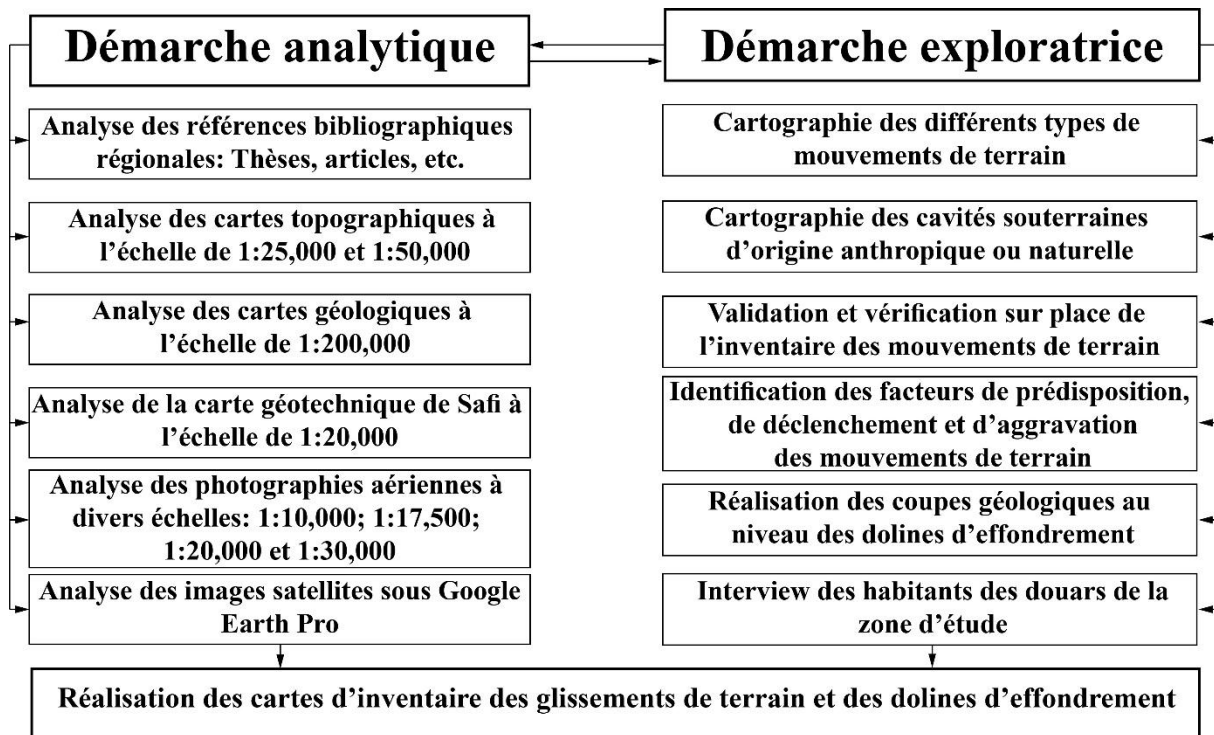


Figure 3.1 - Organigramme résumant les principales étapes de la démarche analytique et exploratrice adoptées dans cette étude

3.2.4.2 Susceptibilité aux mouvements de terrain

L'établissement de la carte de susceptibilité aux mouvements de terrain est faite selon les quatre étapes suivantes : (1) la numérisation de l'inventaire des mouvements de terrain, (2) la détermination des facteurs de prédisposition aux mouvements de terrain, (3) l'analyse de la susceptibilité aux mouvements de terrain et (4) la validation des cartes de susceptibilité obtenues.

3.2.4.2.1 Numérisation de l'inventaire

Après l'élaboration de l'inventaire, les limites des mouvements de terrain inventoriés ont été numérisées dans une base de données SIG en utilisant le logiciel ArcGIS 9.3. La numérisation contient les informations sur le mouvement de terrain, situation géographique, nom de la commune affectée, altitude, dimensions, lithologie, présences des cavités karstiques, présence de formes karstiques de surface, présence de sources karstiques et bien d'autres informations (**Annexe A et Annexe B**).

Ainsi, l'inventaire élaboré compte 263 mouvements de terrain repartis sur 234 glissements de terrain dans le secteur de Safi, entre Djorf Lihoudi et Bordj Nador (**Chapitre 5**), 20 dolines d'effondrement au sud de la ville de Safi, entre Djorf Lihoudi et Khatazakane (**Chapitre 6**), et 9 dolines d'effondrement dans le secteur de Moul El Bergui (**Chapitre 7**) (**Annexe A**).

Les mouvements de terrain repérés ont été groupés selon les classifications internationales soit pour les types de glissements de terrain ou les types de dolines (Varnes, 1978 ; UNESCO-WP /WLI, 1993 ; Cruden et Varnes, 1996 ; Cruden et Couture, 2011 ; Ford et Williams, 1989).

3.2.4.2.2 Facteurs de prédisposition aux mouvements de terrain

La sélection des facteurs de prédisposition, utilisés dans l'élaboration des cartes de la susceptibilité, dépend du type des mouvements de terrain, de la nature du terrain, de la disponibilité des données et des ressources existantes (van Westen et al., 2008). Dans cette recherche, les facteurs de prédisposition choisis sont : les facteurs dérivés à partir du modèle numérique du terrain (MNT) comme l'angle et la direction des pentes, et la lithologie. Ces facteurs déterminants sont les plus utilisés à l'échelle des travaux internationaux qui traitent la susceptibilité aux mouvements de terrain (Guzzetti et al., 2005, 2006, 2012 ; van Westen et al., 2008 ; Jiménez-Perálvarez et al, 2009 ; Jiménez-Perálvarez, 2012).

Le facteur déterminant, le plus utilisé dans les études de cartographie des mouvements de terrain, est le MNT. Dans cette étude, le MNT a été créé à partir de la carte géotechnique de Safi de 1:20,000 avec une équidistance de 5m. La méthode utilisée est TOPOGRID en utilisant le logiciel ArcGIS 9.3. En effet, cette méthode est privilégiée pour créer un MNT par rapport aux autres méthodes d'interpolation (Reuter et Nelson, 2009). Le MNT a permis de générer la carte de l'angle et l'aspect de la pente, la courbure, l'accumulation et le sens des écoulements qui peuvent être utilisés pour l'évaluation et la cartographie de la susceptibilité aux mouvements de terrain (van Westen et al., 2008). Dans cette étude, deux types de facteurs déterminants dérivés ont été utilisés ; l'angle et l'aspect de la pente.

Un autre facteur de prédisposition, utilisé dans cette étude, est la lithologie. Il a été préparé à partir d'un ensemble de cartes géologiques à l'échelle de 1:200,000 (Roch, 1930b ; Gigout, 1954a, 1954b ; Choubert, 1956, 1957) et à partir de la carte géotechnique de Safi à l'échelle de 1:20,000 (Mazéas, 1967) pour les secteurs ciblés dans cette étude.

3.2.4.2.3 Analyse de la susceptibilité aux mouvements de terrain

Une fois élaborés, les inventaires des mouvements de terrain ont été croisés avec les facteurs de prédisposition en utilisant la méthode de la matrice par SIG (**GMM**) sous ArcGIS 9.3 (DeGraff et Romesburg, 1980 ; Maharaj, 1993 ; Cross, 1998 ; Irigaray, 1995 ; Irigaray et al., 1999, 2007 ; Clerici et al., 2002 ; Jiménez-Perálvarez et al., 2009 ; Jiménez-Perálvarez, 2012). Cette méthode a été appliquée avec succès dans différents contextes géologiques de différents pays (El Hamdouni, 2001 ; Fernández, 2003).

La méthode de la matrice est basée sur le calcul de trois matrices : **(1)** la matrice des mouvements de terrain (**LM**), **(2)** la matrice de la surface totale de la zone d'étude (**TSM**), et **(3)** la matrice de la susceptibilité (**SM**). Ce calcul permet d'établir toutes les combinaisons possibles entre les classes des facteurs déterminants sélectionnés (**Figure 3.2**).

La matrice **LM** a été établie en calculant dans l'inventaire les surfaces affectées par les mouvements de terrain pour chaque combinaison de classes de facteurs. La matrice **TSM** représente l'extension totale occupée par chacune des combinaisons de classes de facteurs. Enfin, dans la matrice **SM** chaque cellule exprime le résultat de la division de la valeur **LM** par la valeur **TSM**. Chaque cellule de la matrice **SM** représente le pourcentage des zones de rupture des mouvements de terrain dans chaque combinaison des facteurs déterminants (Jiménez-Perálvarez, 2012).

Les valeurs de susceptibilité obtenues ont été visualisées selon 5 niveaux : très faible, faible, modéré, élevé et très élevé. Ces niveaux ont été calculés dans d'autres travaux en utilisant la méthode des ruptures naturelles (Natural Breaks) (Irigaray, 1995 ; Irigaray et al., 2007 ; El Hamdouni, 2001 ; Fernández et al., 2003, 2008 ; Jiménez-Perálvarez et al., 2009 ; Jiménez-Perálvarez, 2012).

L'analyse de la susceptibilité aux mouvements de terrain a été menée pour chaque type d'inventaire, à savoir les glissements de terrain et les dolines d'effondrement. Les résultats seront discutés dans le **Chapitre 5** et le **Chapitre 6**.

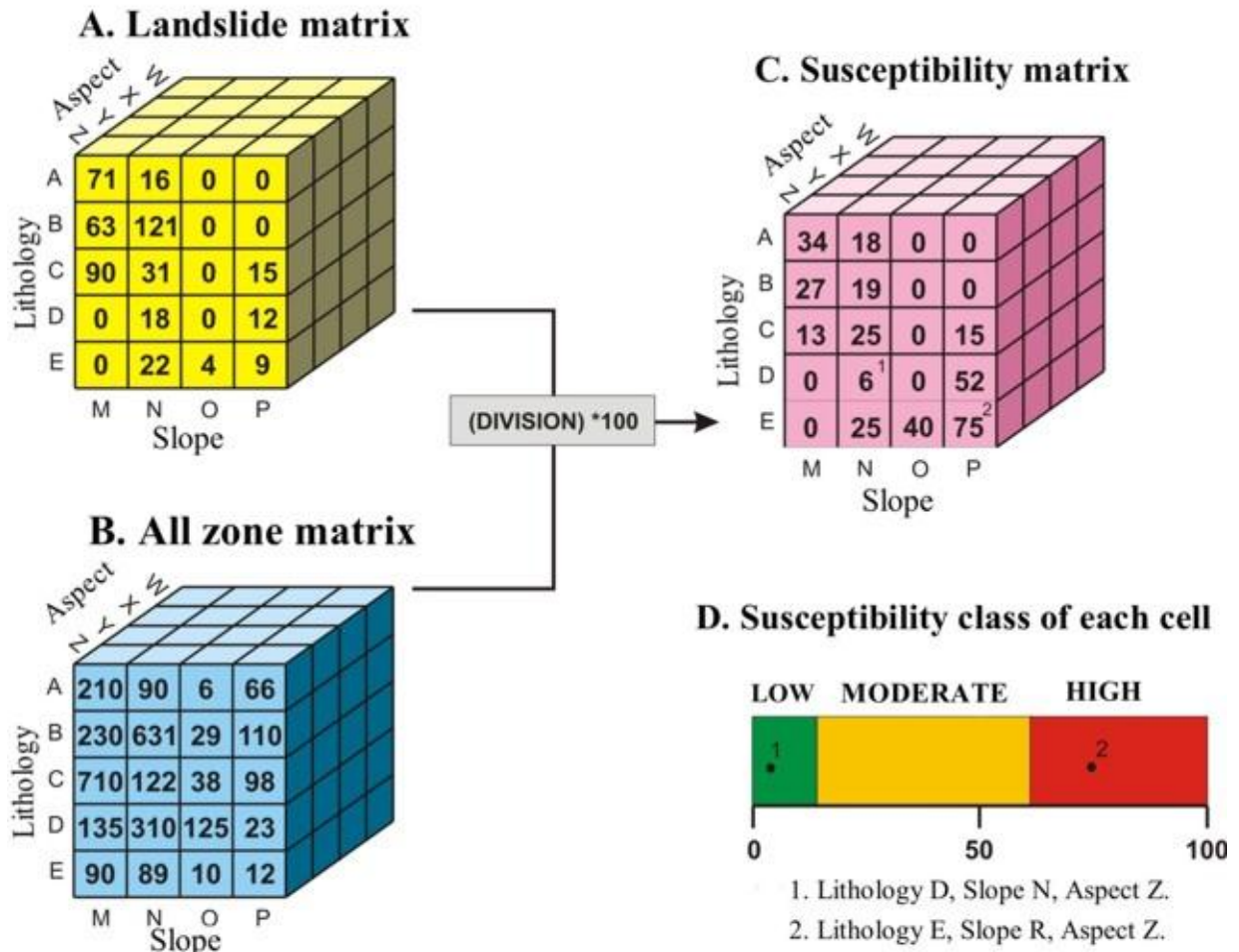


Figure 3.2 - Détermination de la susceptibilité aux mouvements de terrain par la méthode de la matrice (Irigaray et al., 1999)

3.2.4.2.4 Validation des cartes de susceptibilité obtenues

Dans cette recherche, la qualité des cartes a été évaluée et validée par des techniques d'autocorrélation spatiale et de mesure du degré d'ajustement entre un ensemble de données déterminées et les cartes respectives (Goodchild, 1986 ; Jiménez-Perálvarez et al., 2009 ; Jiménez-Perálvarez, 2012). Cette méthode assure l'évaluation de l'association entre les cartes d'inventaire et les cartes de susceptibilité.

Le degré d'ajustement (DF_i), tel qu'il a été appliqué aux cartes de susceptibilité aux mouvements de terrain, est défini comme suit :

$$DF_i = \frac{m_i/t_i}{\sum m_i/t_i}$$

Où m_i est la surface occupée par les zones sources de mouvements de terrain pour chaque niveau de susceptibilité i , et t_i est la superficie totale occupée par ce niveau de susceptibilité.

3.3 Explorations spéléologiques

Les explorations spéléologiques font partie des méthodes d'investigation de subsurface (Jancin et Clark, 1993 ; Klimchouk et Andrejchuk, 2005 ; Lollino et al., 2013 ; Gutiérrez et al., 2014). Elles ont été menées dans la zone d'étude afin de cartographier les cavités souterraines, d'origine naturelle ou anthropique, susceptibles aux risque d'effondrement. L'exploration spéléologique a permis de mesurer les directions des diaclases et des spéléothèmes, à l'intérieure des grottes, pour les comparer aux directions des diaclases et des failles repérés à la surface ou cités dans des travaux antérieurs. L'objectif est de déduire la relation entre la karstification, les phénomènes d'effondrement et le facteur structural, et de réaliser un ensemble de coupes géologiques qui vont servir pour étalonner les profils de tomographie des résistivités électriques (**Chapitre 7 et 8**).

Ainsi, deux principaux types de cavités souterraines ont été cartographiés :

- Les cavités d'origine naturelle : le résultat du phénomène de la karstification qui affecte les roches carbonatées dans le Sahel, ou de l'action marine rencontrée surtout au niveau des falaises vives ouljiennes le long du littoral de la région de Safi
- Les cavités d'origine anthropique : aménagé à des fins spirituelles ou comme habitations.

3.4 Méthodes géophysiques de détection des cavités souterraines

Les méthodes géophysiques, appliquées à l'étude de la karstification, permettent de combler le manque des données sur l'existence des cavités souterraines, notamment celles qui ne présentent aucun indice à la surface. Ces méthodes permettent donc de cartographier les cavités qui peuvent être à l'origine des désordres observés à la surface comme les effondrements.

Les méthodes géophysiques appliquées pour la détection des cavités souterraines sont très diversifiées.

Parmi ces méthodes, la prospection géoélectrique, basée sur les mesures des résistivités apparentes des formations géologiques sur le terrain, a été utilisée dans ce travail.

3.4.1 Prospection électrique appliquée en domaine karstique

La tomographie des résistivités électrique est largement utilisée pour l'étude des milieux karstiques (Fauchard et Pothérat, 2004). Elle peut être utilisée pour la recherche des cavités souterraines vides ou remplies, l'étude des dolines et des glissements de terrain (Zhou et al., 2002 ; Caputo et al., 2003 ; Epting et al., 2009 ; Pánek et al., 2010 ; Gutiérrez et al., 2012 ; Kaufmann et al., 2012; Kumar, 2012 ; Youssef et al., 2012 ; Martínez-López et al., 2013 ; Metwaly et Al Fouzan, 2013 ; Park et al., 2013). Cependant, cette méthode géoélectrique est fréquemment combinée avec d'autres méthodes de reconnaissance géophysique, telles que la microgravimétrie (Martínez-Moreno et al., 2015), le radar géologique GPR (El Khammari et al., 2007; Margiotta et al., 2012 ; Nouioua et al., 2012 ; Carbonel et al., 2013 ; Carbonel et al., 2014 ; Gutiérrez et al., 2014), la sismique réfraction (Valois et al., 2011), et les méthodes électromagnétiques (Ahmed et Carpenter, 2003 ; Frumkin et al., 2011). Lorsqu'on injecte un courant électrique dans le sous-sol, le contraste cavité/roche encaissante doit être suffisamment important pour détecter la cavité, dans le cas contraire il sera difficile de la détecter. Une cavité vide constitue une zone plus résistante par rapport à l'encaissant, par contre une cavité remplie d'eau ou d'argile formera une zone plus conductrice que l'encaissant (Chalikakis et al., 2011 ; Gilli, 2011).

3.4.2 Principe de la prospection géoélectrique

Le principe des méthodes géoélectriques consiste à injecter dans le sous-sol un courant électrique continu à l'aide de deux électrodes implantées en surface (A et B) et à mesurer la différence du potentiel entre deux autres électrodes (M et N) (**Figure 3.3**).

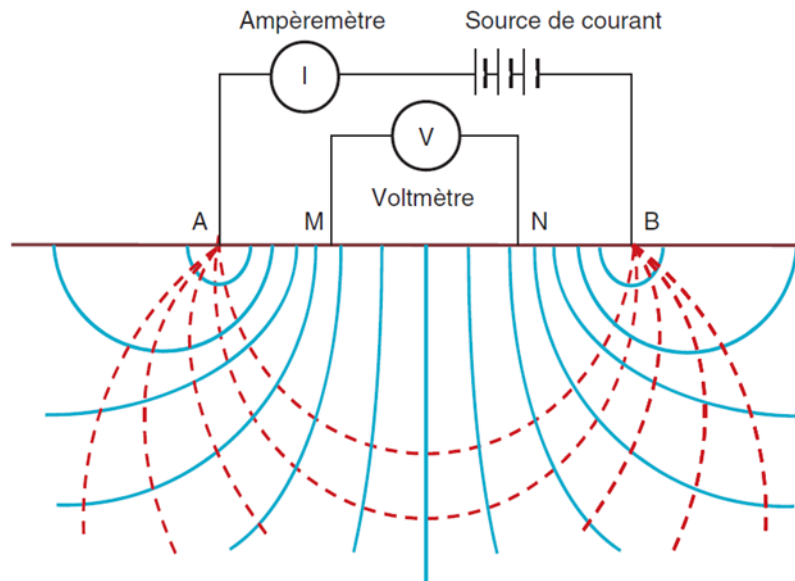


Figure 3.3 - Distribution du courant créé par deux électrodes dans un sol homogène et isotrope (Van Nostrand et Cook, 1966)

La résistivité apparente mesurée sur le terrain représente le rapport entre la différence de potentiel entre les électrodes et le courant injecté sur un terrain homogène en Ohm.m. La résistivité apparente est exprimée par l'équation 1 :

$$\rho_a = k \frac{V_M - V_N}{I} \quad \text{Équation 1}$$

Où k , le facteur géométrique est défini par :

$$K = 2\pi \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB} \right]^{-1}$$

Ces mesures permettent d'estimer la résistivité moyenne du volume du sol traversé par le courant jusqu'à une profondeur donnée selon les dispositifs de mesure choisis.

La **Figure 3.4** montre la résistivité moyenne des milieux communs.

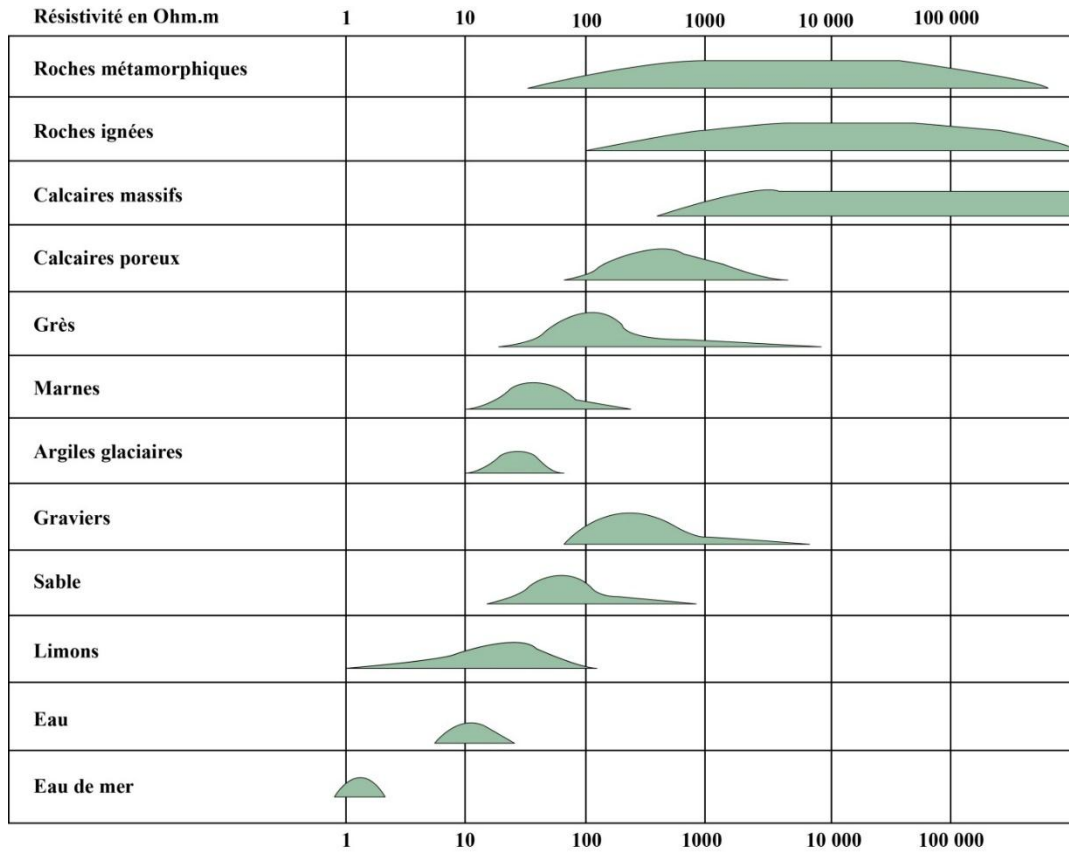


Figure 3.4 - Valeurs moyennes des résistivités de milieux communs (Gilli, 2011).

3.4.3 Dispositifs de mesure

De nombreux dispositifs sont utilisés afin de mesurer la résistivité électrique du sous-sol. Les dispositifs couramment utilisés sont présentés dans la **Figure 3.5**.

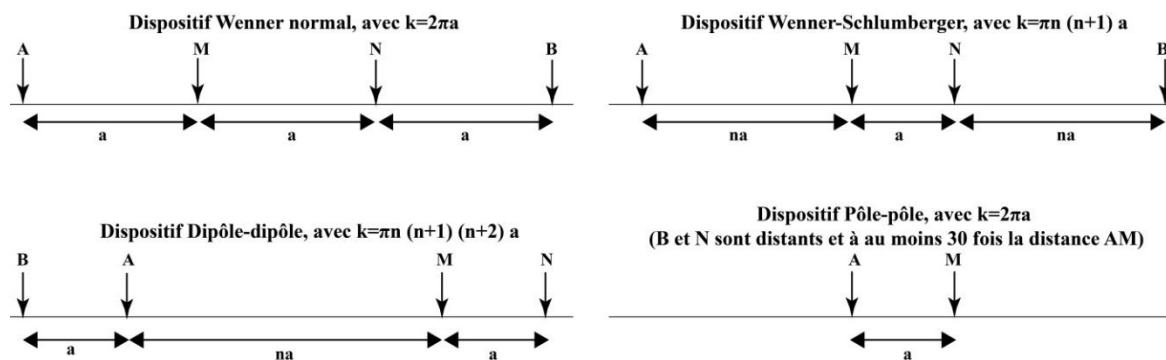


Figure 3.5 - Dispositifs de mesure les plus courants. K = facteur géométrique, a = distance MN.

Le choix du dispositif de mesure dépend de la structure à imager, du bruit de fond et de la sensibilité de l'appareil de mesure. En outre, chaque dispositif a ses avantages et ses inconvénients :

- **Le dispositif Wenner** : les quatre électrodes sont disposées de telle façon que : $AB=3MN$. Ce dispositif fournit une bonne sensibilité aux hétérogénéités verticales de la résistivité et un bon rapport entre le signal et le bruit (Loke, 2011). Il est donc conseillé pour imager les structures géologiques horizontales, en revanche, il est déconseillé pour la mise en évidence des structures verticales. De plus, sa profondeur d'investigation reste la plus faible par rapport aux autres dispositifs de mesure.
- **Le dispositif Dipôle-dipôle** : la profondeur d'investigation augmente avec l'écartement entre les électrodes de courant AB et les électrodes de potentiel MN. Ce dispositif est très performant vis-à-vis la détection des structures géologiques verticales et obliques. Cependant, il ne peut être appliqué que dans les milieux dont le bruit de fond est faible. La profondeur d'investigation dépend fortement des paramètres a et n . Par conséquent, pour des valeurs faibles de n , la profondeur d'investigation est inférieure au dispositif Wenner, alors que pour des grandes valeurs de n , elle devient supérieure.
- **Le dispositif Pôle-pôle** : les électrodes A et M sont utilisées pour l'acquisition des données de résistivité, alors que les électrodes B et N sont à une distance de plus 30 fois AM (Fauchard et Pothérat, 2004). Sa résolution spatiale est assez faible, le rapport entre le signal et le bruit est moyen, ce dispositif se caractérise par une profondeur d'investigation élevée. Il est préconisé pour l'imagerie des structures profondes.
- **Le dispositif Wenner-Schlumberger** : il permet d'éloigner les électrodes de courant (A et B) à grande distance tout en gardant M et N proches du centre du dispositif. Quant au coefficient n , il correspond au rapport entre la distance MN (a) et la distance AM ou NB. Il permet à la fois la détection des structures géologiques horizontales et verticales avec une profondeur d'investigation supérieure au dispositif Wenner et légèrement inférieure au Dipôle-dipôle. Il permet également, avec un nombre d'électrodes équivalent aux autres dispositifs, d'exécuter un grand nombre de mesures et par conséquent d'obtenir un modèle plus précis.

Dans ce travail, le dispositif Wenner-Schlumberger, représentant un compromis entre les deux premiers dispositifs de mesure, a été choisis lors de l'exécution des profils de la tomographie électrique.

3.4.4 Principe de la tomographie de résistivités électriques

La tomographie de résistivités électriques ou le panneau électrique combine entre deux méthodes géoélectriques, le trainé électrique et le sondage électrique.

- **Le trainé électrique** : cette méthode utilise un dispositif de mesure aux dimensions fixes, selon un alignement des électrodes formant le profil. Le résultat attendu est sous forme d'une courbe illustrant les variations latérales de la résistivité apparente du sous-sol en Ohm.m.
- **Le sondage électrique** : c'est une méthode qui utilise un dispositif dont le centre reste fixe tandis que les électrodes sont écartées afin de mesurer la résistivité apparente selon la longueur du dispositif. Le résultat obtenu est également une courbe représentant les variations en profondeur de la résistivité apparente des terrains traversés en Ohm.m.

Si ces deux méthodes représentent les résultats en une seule dimension, par contre, la tomographie de résistivités électriques représente le terrain prospecté, après inversion des résultats bruts, en deux ou trois dimensions.

3.4.4.1 Acquisition des données en tomographie électrique

Dans ce travail, l'acquisition des données en tomographie de résistivités électriques a été menée en utilisant un résistivimètre de type Syscal Junior Swich-72 (Iris Instrument). L'ensemble des données de résistivités mesurées a été ensuite inversé à l'aide du logiciel RES2DINV (Loke, 2007) en utilisant la technique d'optimisation quasi-Newton (Loke et Barker, 1996). L'algorithme d'inversion divise le sous-sol en blocs rectangulaires, la résistivité des blocs est ajustée de façon itérative pour minimiser la différence d'erreur RMS entre les valeurs de la résistivité calculée et les valeurs de la résistivité apparente (Loke et Barker, 1996 ; Sasaki, 1992 ; Satriani et al., 2012). La coupe de la variation de la résistivité obtenue peut être alors interprétée géologiquement (**Figure 3.6**).

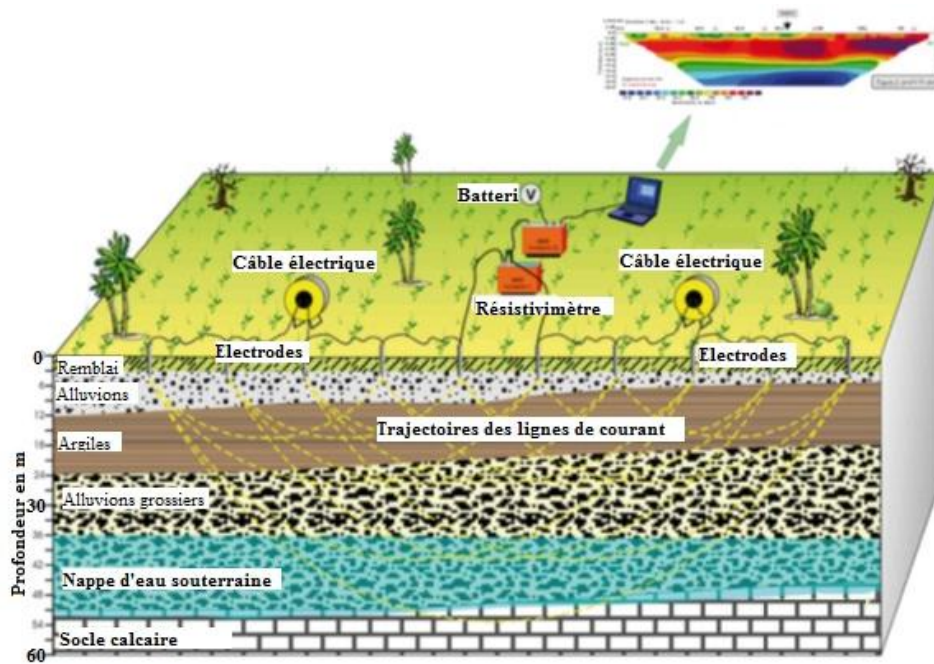


Figure 3.6 - Schéma de principe d'acquisition des mesures de résistivité électrique en tomographie (<http://www.géophy.fr/resistivite.htm>)

La profondeur de prospection sur le panneau électrique dépend de l'espacement interélectrode (a) et le type de dispositif utilisé (**Figure 3.7**). Pour chaque espacement interélectrode, le point de mesure est positionné au centre du dispositif à la profondeur estimée (**Tableau 3.2**).

Tableau 3.2 - Profondeur d'investigation en fonction de L pour certains dispositifs (L est la distance entre les électrodes d'injection du courant AB)

Dispositifs	Profondeur d'investigation	
	Roy 1971	Barker 1989
Wenner	0,11L	0,17L
Schlumberger	0,125L	0,19L
Dipôle-dipôle	0,195L	0,125L
Pôle-pôle	0,35L	

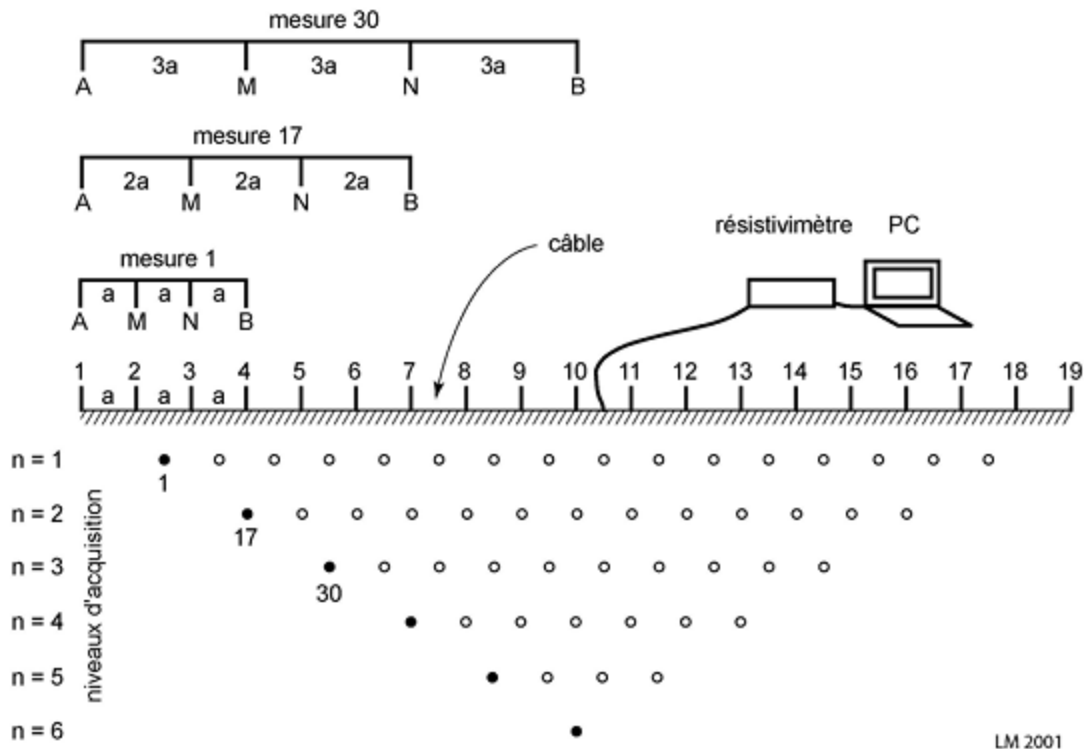


Figure 3.7 - Arrangement des électrodes pour une acquisition 2D et séquence de mesure (Marescot, 2008)

3.4.4.2 Calage des profils de tomographie électrique

L'interprétation des mesures de la résistivité sur les pseudosections inversées doit être corrélée avec des forages géologiques, des tranchées, ou tout autre affleurement de terrains afin qu'elle soit validée (Fauchard et Pothérat, 2004 ; Epting et al., 2009 ; Gutiérrez et al., 2012). En effet, ce calage permet de déterminer la signification géologique des résistivités vraies et facilite ainsi l'interprétation des autres profils exécutés dans la même région.

Dans ce travail, le calage des profils de TRE a été fait par des forages, des sondages et des logs stratigraphiques (Ferré, 1969 ; Witam, 1988). Des coupes géologiques des dolines d'effondrement ont été également utilisées (**Chapitre 7 et 8**). En outre, des mesures de la résistivité de l'eau au niveau des puits et du canal d'irrigation à proximité des profils de tomographie de résistivité électrique ont été également réalisées. Les mesures ont été faites en utilisant une sonde multiparamètre **HI 9828** de **HANNA instrument®**. L'objectif, est de comparer les paramètres physicochimiques de l'eau aux résistivités obtenues après inversion et de déterminer ainsi la profondeur de la nappe dans le secteur étudié (**Chapitre 7**).

Chapitre 4

Inventaire des mouvements de terrain : démarche analytique et exploratrice

Sommaire

4.1	Introduction.....	78
4.2	Les dolines d'effondrement.....	80
4.3	Les glissements de terrain.....	122
4.6	Conclusion.....	142

La région de Safi est affectée par différents types de mouvements de terrain. Dans ce chapitre une approche géomorphologique s'appuyant sur une démarche analytique et exploratrice a été appliquée. Cette approche a permis la collecte des données sur les différents types de mouvements de terrain et de réaliser ainsi une cartographie de l'inventaire des dolines d'effondrement et des glissements de terrain dans la zone d'étude.

Mots clés : Inventaires, Approche géomorphologique, Glissements de terrain, Dolines d'effondrement, Cavités souterraines.

4.1 Introduction

L'inventaire des mouvements de terrain constitue la pièce maitresse dans toute étude de la susceptibilité, de l'aléa et du risque mouvements de terrain (van Westen et al., 2003, 2008 ; Guzzetti et al., 1999, 2006, 2012). L'élaboration de cet inventaire demande une collecte de données sur les mouvements de terrain. Cependant, cette collecte de données peut rencontrer des difficultés, car les mouvements de terrain (glissements et effondrements de terrain) peuvent être masqués sur le terrain par les activités d'origine anthropique (construction, terrassement) ou par les processus naturels (érosion, aggradation) (Gutierrez, 2014). Pour ces raisons, des méthodes de surface et de subsurface doivent être appliquées de préférence afin de les identifier et de les cartographier (**Tableau 4.1**).

Tableau 4.1 - Les principales méthodes et démarches adoptées dans cette étude

Méthodes utilisées	Démarches	Le matériel/la technique	Échelle	Objectifs de la méthode
Méthodes de surface	Analytique	Analyse des photos aériennes	1:10,000 à 1:30,000	Inventaire et digitalisation des mouvements de terrain
		Analyse des images satellites	variable	Inventaire et digitalisation des mouvements de terrain
		Analyse des cartes topographiques	1:50,000 et 1:25,000	Inventaire des mouvements de terrain
		Analyse des cartes géologiques	1:200,000	Inventaire des mouvements de terrain
		Analyse de la carte géotechnique de Safi	1:20,000	Inventaire des mouvements de terrain
Méthodes de subsurface	Exploratrice	Investigations sur le terrain	-	Inventaire des mouvements de terrain, vérification et interview des gens des douars visités
		Explorations spéléologiques	-	Inventaire des mouvements de terrain et cartographie des cavités souterraines

Dans ce chapitre, la collecte des données sur les mouvements de terrain concerne les glissements et les dolines d'effondrement. Cette collecte a été réalisée en adoptant une approche géomorphologique, basée sur deux démarches : une démarche analytique et une démarche exploratrice (**Chapitre 3**).

Dans la démarche analytique, ce travail s'est basé sur l'analyse de la bibliographie régionale traitant la karstification et les mouvements de terrain à l'échelle régionale (Ferré, 1969 ; Ferré et Ruhard, 1975 ; Weisrock et Lunski, 1987 ; Saaidi, 1988 ; Ouadia, 1998). Elle s'est basée également sur l'analyse des cartes topographiques au 25,000^{ème} et au 50,000^{ème}, de la carte géotechnique de Safi au 20,000^{ème} (Mazéas, 1967) et sur l'analyse des cartes géologiques au 200,000^{ème} (Roch, 1930b ; Gigout, 1954b) (**Figure 4.1**).

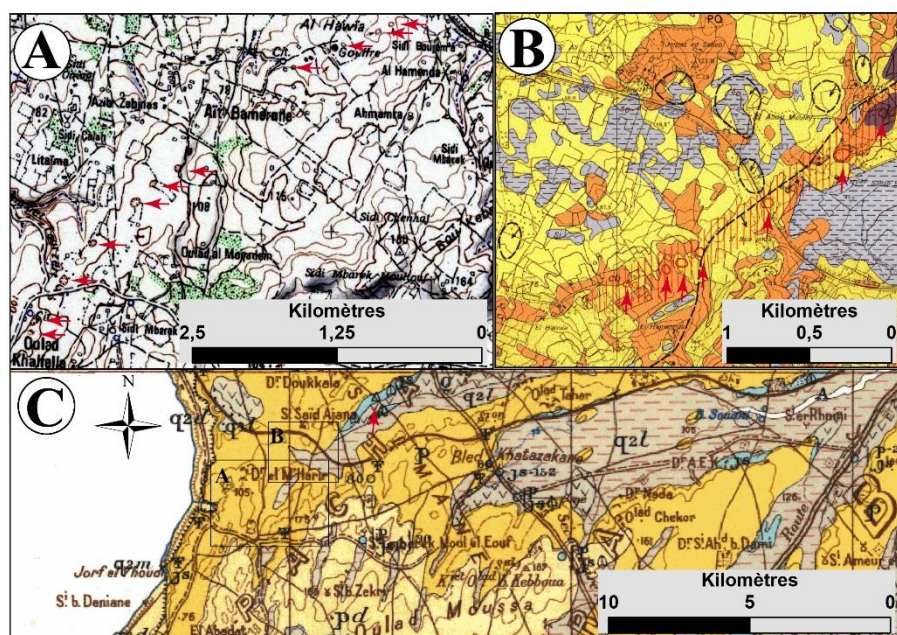


Figure 4.1 – Exemples de cartes utilisées pour l'extraction des dolines d'effondrement

A : A partir de la carte topographique au 50,000^{ème} de Sebti Gzoula. B : A partir de la carte géotechnique de Safi au 20,000^{ème}. C : A partir de la carte géologique entre Mechrâ Benâbbou et Safi au 200,000^{ème}

Tandis que dans la démarche exploratrice, ce travail s'est appuyé sur une cartographie directe sur le terrain des différents mouvements de terrain, des cavités souterraines et des formes karstiques. Cette cartographie a été réalisée en utilisant le GPS pour le pointage des mouvements de terrain et

des cavités souterraines. En outre, des explorations spéléologiques et des interviews ont été également menées dans la zone d'étude.

4.2 Les dolines d'effondrement

4.2.1 Les dolines d'effondrement au sud de la ville de Safi

L'analyse visuelle d'un ensemble de photos aériennes a montré l'existence d'une quarantaine de dolines d'effondrement au sud de la ville de Safi. Ces dolines sont alignées suivant une direction moyenne NE-SO (**Figure 4.2**).

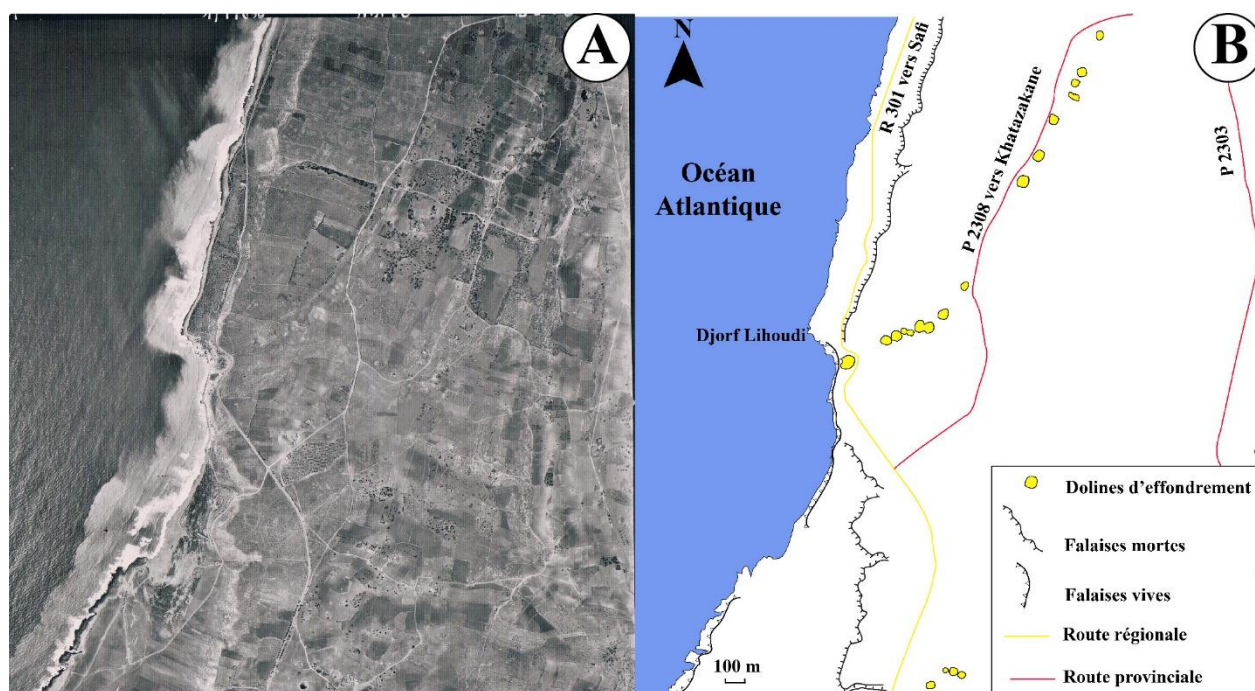


Figure 4.2 – Exemple de dolines d'effondrement à Djorf Lihoudi

A : Photo aérienne de Djorf Lihoudi au 17,500^{ème} datant de 1983. B : Interprétation de la même photo aérienne

Une reconnaissance sur le terrain a été organisée, afin de repérer par GPS ces dolines d'effondrement, de les décrire et de les photographier. Les sites visités dans ce secteur d'étude sont représentés sur la **Figure 4.3**.

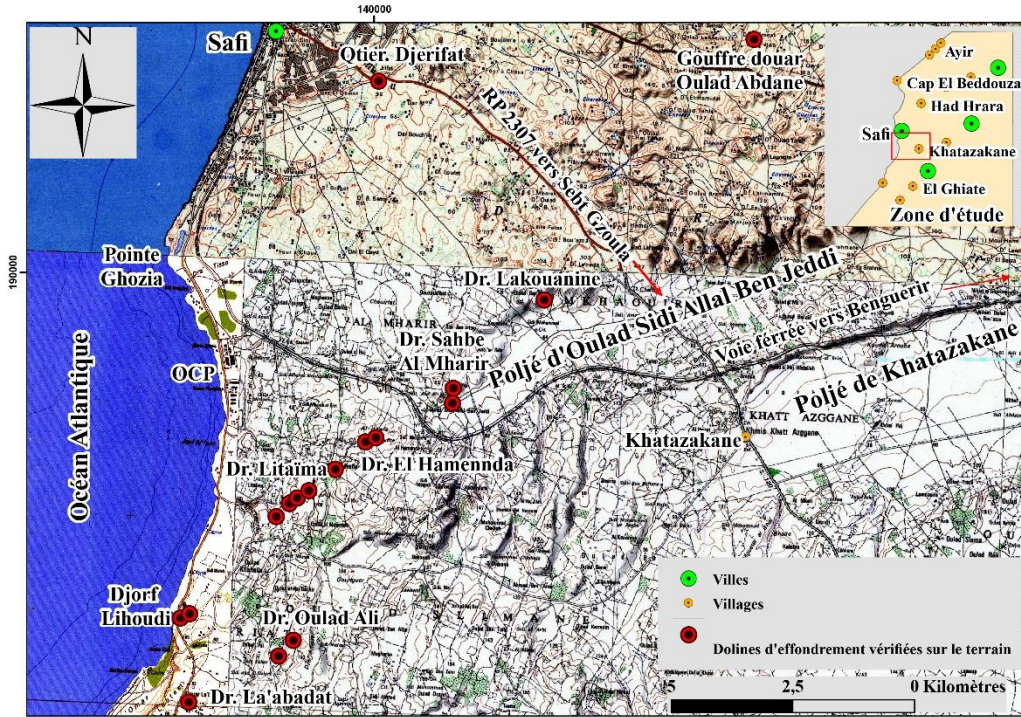


Figure 4.3 – Les dolines d’effondrement vérifiées sur le terrain entre Djorf Lihoudi et Khatazakane

4.2.1.1 Entre Djorf Lihoudi et douar Litaïma

Située à 14 km au sud de la ville de Safi, la première doline d’effondrement localisée est contournée par la route régionale R 301 reliant Safi à Essaouira (**Figure 4.2 et Figure 4.3**). La doline d’effondrement affecte à la fois la formation du Plioquaternaire et la formation du complexe évaporitique du Jurassique supérieur (**Figure 4.4A, B et C**). Par conséquent, l’origine de cette doline d’effondrement remonterait à une cavité appartenant au karst profond. Un ensemble de fractures s’observe de part et d’autre de la doline d’effondrement. Ces fractures sont dues à la zone d’influence de la cavité qui est à l’origine de l’effondrement (**Figure 4.4D**). Les différentes données sur cette doline sont résumées dans le **Tableau 4.2**.

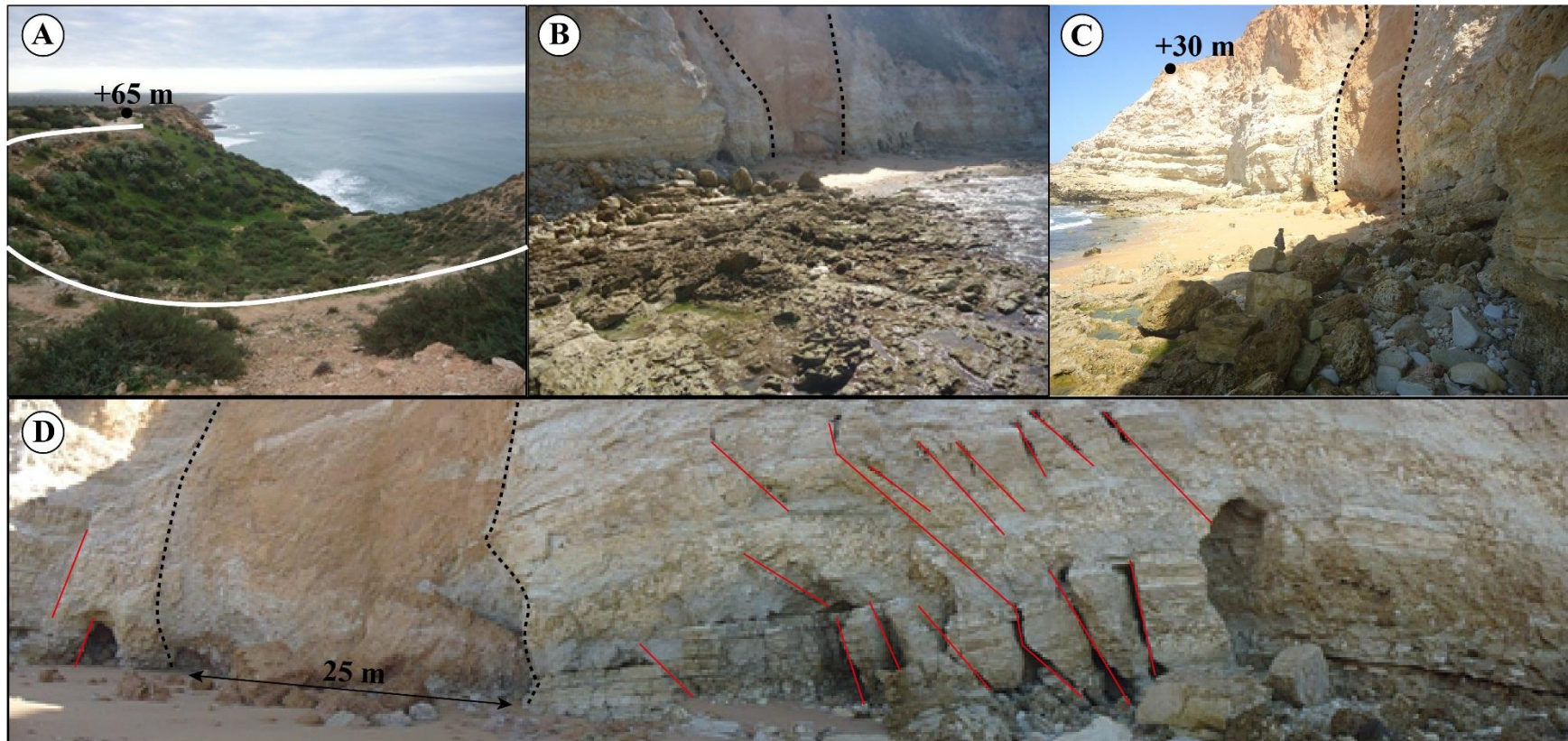


Figure 4.4 – Première doline d’effondrement localisé à Djorf Lihoudi

A : Vue du haut de la doline dont l’altitude dépasse 65 m et la bordure est indiquée en trait blanc. B : Vue de la même doline au niveau du pied de la falaise de Djorf Lihoudi le trait noir en tirets indique la limite de l’effondrement. C : Les formations du Jurassique supérieur (en blanc) sont interrompues par l’effondrement des formations du Plioquaternaire (en orange). D : Vue panoramique de la coupe transversale de la doline d’effondrement montrant un ensemble de fractures ouvertes à son voisinage désignées en traits rouges

Sur le même alignement SO-NE, de nombreuses dolines d'effondrement ont été explorées. D'abord, à 200 mètres de la première doline d'effondrement, une deuxième doline a été localisée (**Figure 4.5A**)

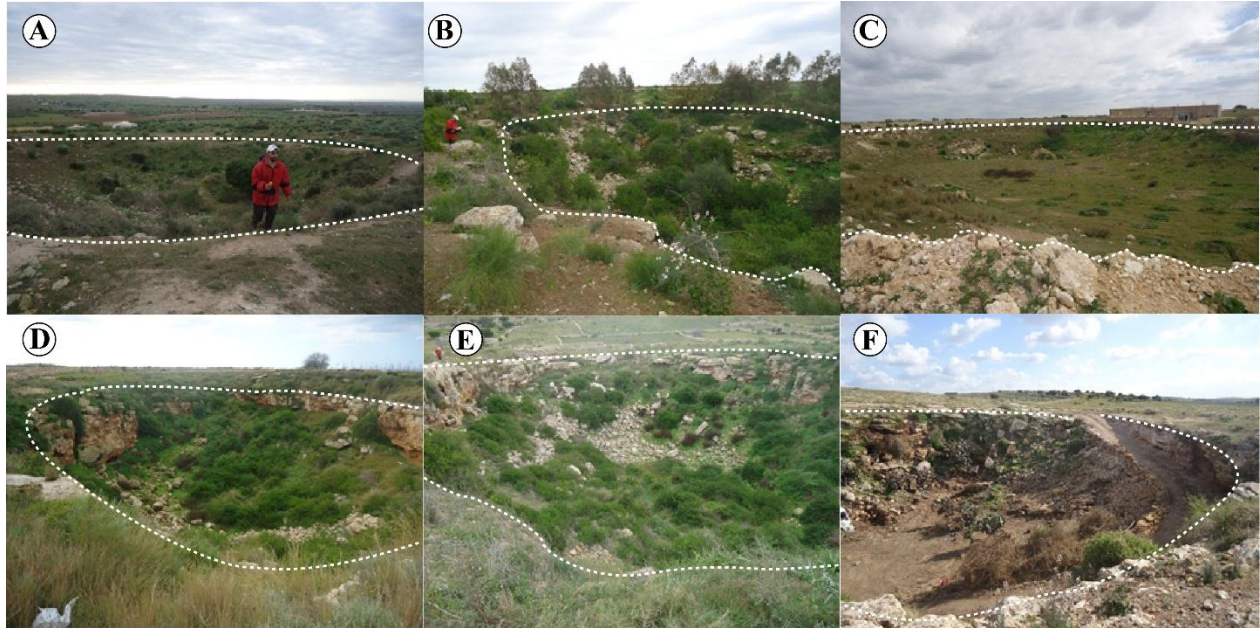


Figure 4.5 – Quelques exemples de dolines d'effondrement entre Djorf Lihoudi et douar Litaïma, le trait blanc en tirets montre leurs bordures

A douar Litaïma, cinq dolines d'effondrement ont été vérifiées sur le terrain (**Figures 4.5B, C, D, E et F**). Ces dolines se situent sur le même alignement par rapport aux deux premières dolines d'effondrement, situées à Djorf Lihoudi. Toutes ces dolines ont un âge relativement ancien. En effet, leurs parois sont tapissées de lichens et leurs fonds sont très végétalisées. L'une de ces dolines est actuellement utilisée comme carrière de pierre (**Figures 4.5F**). Les caractéristiques de ces différentes dolines sont représentées sur le **Tableau 4.2**.

Tableau 4.2 - Caractéristiques des dolines d'effondrement entre Djorf Lihoudi et douar Litaïma

Les dolines	1	2	3	4	5	6	7	8	12
Date d'effondrement	+5000 ans.	Ind.	Ind.	Ind	Ind.	Ind.	Ind.	Ind.	Ind.
Coordonnées géographiques	X=32°10'59 N Y=9°15'40 O	X=32°11'02 N Y=9°15'33 O	X=32°12'09 N Y=9°14'28 O	X= 32°12'18 N Y= 09°14'18 O	X=32°12'22 N Y=9°14'12 O	X=32°12'27 N Y=9°14'03 O	X=32°12'42 N Y=9°13'43 O	X=32°13'04 N Y=9°13'12 O	X=32°13'04 N Y=9°13'12 O
Altitude	65 m	86 m	101 m	102 m	107 m	105 m	93 m	87 m	84 m
Forme de l'ouverture	Circulaire	Circulaire	Circulaire	Ellipsoïdale	Ellipsoïdale	Circulaire	Ellipsoïdale	Ellipsoïdale	Ellipsoïdale
Diamètre	70 m	50 m	30 m	93 m sur 55 m	80 m sur 65 m	65 m	60 m sur 50 m	35 m sur 29 m	35 m sur 29 m
Profondeur	11 m	9 m	7 m	7 m	15 m	15 m	11 m	40 m	30 m
Nature lithologique	Grès calcaire lumachellique pliocène	Grès calcaire lumachellique pliocène	Grès calcaire lumachellique Pliocène	Grès calcaire lumachellique Pliocène	Croûte calcaire, grès dunaire, grès lumachellique marin d'âge Pliocène	Croûte calcaire, grès dunaire, grès lumachellique marin d'âge Pliocène	Grès lumachellique marin d'âge Pliocène	Croûte calcaire, tuf calcaire, grès dunaire, grès lumachellique marin d'âge Pliocène	Croûte calcaire, tuf calcaire, grès dunaire, grès lumachellique marin d'âge Pliocène

4.2.1.2 Douar El Hamanneda

Deux dolines d'effondrement ont été localisées, elles sont distantes de 200 m (**Figure 4.6**). La première doline d'effondrement nommée par les gens du douar : « Al Hawia ». Cette doline d'effondrement est la plus profonde parmi les dolines de la région, avec 40 m de profondeur. Selon les gens interviewés, elle est toujours en activité, car elle s'approfondie durant les périodes de forte précipitation.



Figure 4.6 – Deux exemples de dolines d'effondrement au douar Al Hamanneda

A et B : Doline d'effondrement « Al Hawia ». C et D : Doline d'effondrement à 200 m de la doline précédente

4.2.1.3 Douar Sahbe-Al Mharir et douar Lakouanine

Trois dolines d'effondrements ont été localisées dans cette région qui se situe à 10 km au SE de Safi. La première doline d'effondrement appelée par les gens du douar Sahbe « Bir Hmam » montre pour la première fois l'affleurement de blocs de Gypses (**Figure 4.7A**). La deuxième doline d'effondrement est à 100 m au sud-ouest de la première doline d'effondrement. Il s'agit d'une doline d'effondrement qui s'est formée en 1996, suite à l'inondation de la dépression karstique « Poljé d'Oulad Sidi Allal Ben Jeddi ». Elle a été occupée par un grand lac dont le niveau d'eau a atteint 2 m de profondeur. Toute l'eau du lac a été absorbée par cette doline d'effondrement (**Figure 4.7B**). La troisième doline d'effondrement appelée par les gens du douar « Bir Enhale » a été explorée de l'intérieur (**Figure 4.7C et Figure 4.7D**). Cette doline se situe sur le même alignement à 2,6 km au nord-est de la doline « Bir Hmam ». Les différentes caractéristiques sur ces trois dolines d'effondrement sont représentées sur le **Tableau 4.3**.

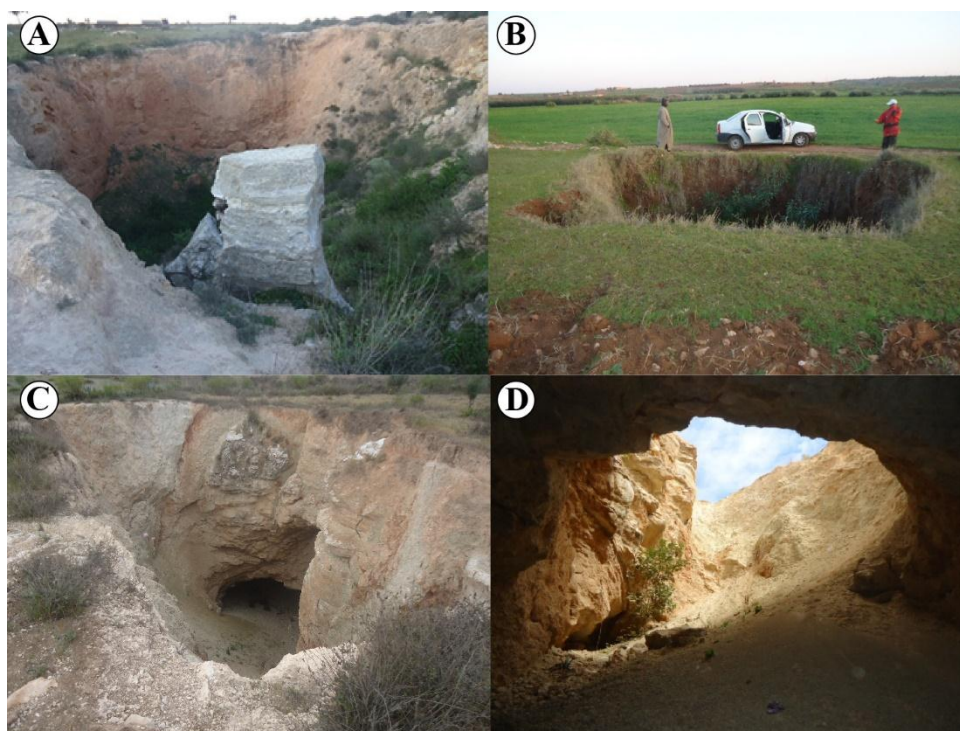


Figure 4.7 – Trois exemples de dolines d'effondrement au douar Sahbe-Al Mharir et Lakouanine

A : Doline d'effondrement « Bir Hmam ». B : Doline d'effondrement en bordure du poljé d'Oulad Sidi Allal Ben Jeddi. C : Doline d'effondrement « Bir Enhale ». D : La même doline vue de l'intérieur

Tableau 4.3 - Caractéristiques des trois dolines d’effondrement entre douar Sahbe et Lakouanine

Les dolines	1	2	3
Date d’effondrement	Indéterminée	1996	Indéterminée
Coordonnées géographiques	X=32°13’40 N Y=9°13’20 O	X=32°13’29 N Y=9°12’13 O	X= 32°14’40 N Y= 09°11’04 O
Altitude	79 m	48 m	73 m
Forme de l’ouverture	Ellipsoïdale	Circulaire	Ellipsoïdale
Diamètre	30 m sur 20 m	5 m	31 m sur 20 m
Profondeur	14 m	11 m	25 m
Nature lithologique	Grès lumachellique pliocène, gypses jurassiques	Hamri, tuf calcaire quaternaire	Grès calcaire lumachellique pliocène, gypses, calcaires et marnes jurassiques.

4.2.1.4 Douar La’abadat et douar Oulad Ali

A 15 km au sud de Safi, au douar La’abadat, une doline d’effondrement a été localisé (**Figure 4.8A**). La paroi nord de cette doline d’effondrement est affectée par un glissement. Une grotte se trouve au fond de la doline qui selon les gens du douar s’étendrait sur 2 km (**Figure 4.8B**).

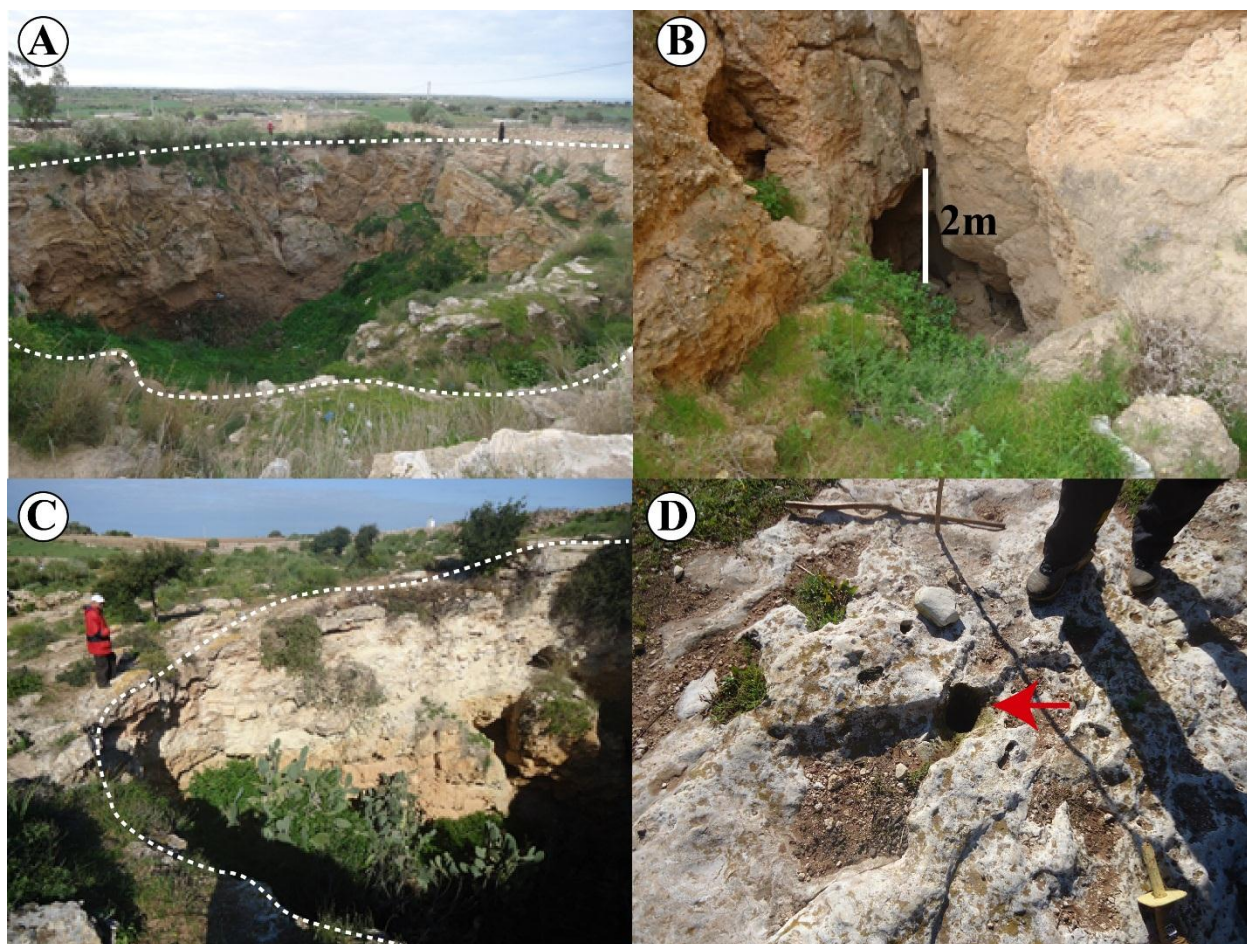


Figure 4.8 – Deux exemples de dolines d’effondrement au douar La’abadat et au douar Oulad Ali

A : Doline d’effondrement au douar La’abadat, le trait blanc en tirets montre son pourtour. B : Grotte au fond de la même doline d’effondrement. C : Doline d’effondrement au douar Oulad Ali « Kehf Erroumane », le trait blanc en tirets montre son pourtour. D : Trou souffleur près de la deuxième doline d’effondrement, la flèche rouge indique son emplacement

Situées à 20 km au sud de Safi, deux dolines d’effondrement ont été localisées au douar Oulad Ali. La première doline d’effondrement (**Figure 4.8C**) est nommée par les gens du douar « Kehf Erroumane». Une fissure de direction N30 a été localisée se dirigeant vers cette doline d’effondrement et passant tout près de deux habitations. Selon les habitants du douar, la même fissure présente des trous soufflants et d’où sort également de la vapeur d’eau en temps calme le matin et le soir (**Figure 4.8D**). La deuxième doline d’effondrement se trouve dans le même douar, à 500 m au nord-est de la première doline d’effondrement (**Figure 4.9A**). Cette doline est nommée par les gens du douar par « Oudigh ». Elle a été explorée de l’intérieur (**Figure 4.9B**). Des microplis ont été décelés sur les parois de cette doline (**Figure 4.9C**). Une coupe a été dressée (**Figure 4.10**). Le **Tableau 4.4** montre les caractéristiques de ces dolines d’effondrement.

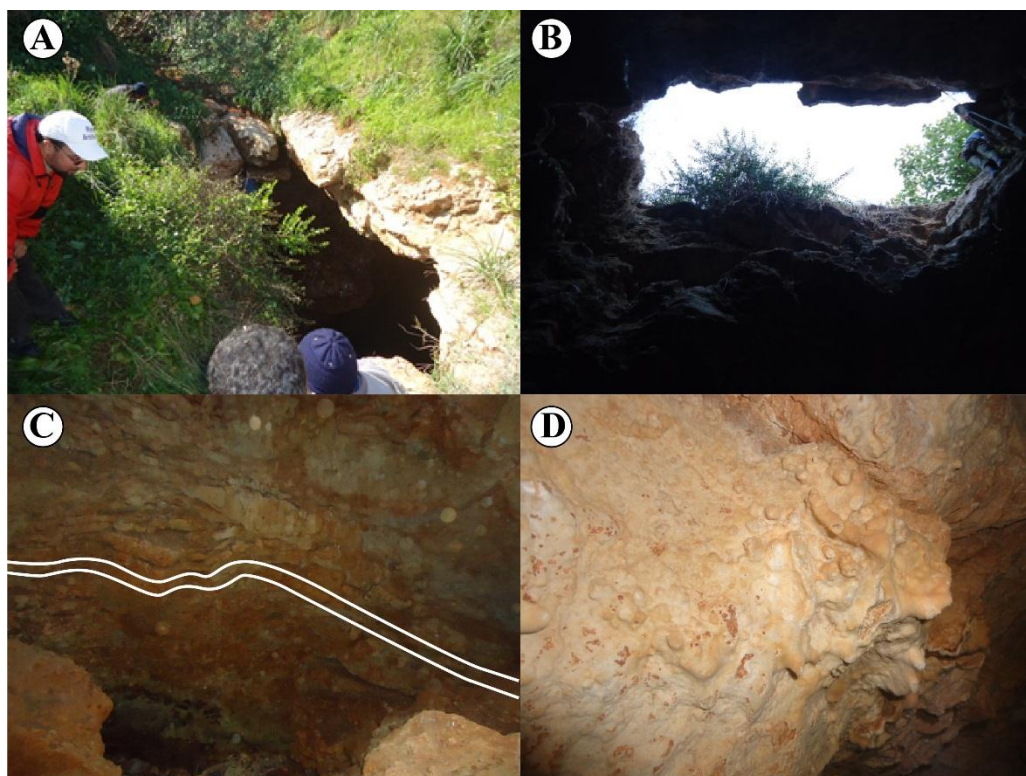


Figure 4.9 – Doline d’effondrement au douar Oulad Ali « Oudigh »

A : La doline d’effondrement vue du haut. B : La même doline d’effondrement explorée de l’intérieur. C : Paroi de la doline montrant des microplis. D : Quelques rares stalactites rencontrées à l’intérieur de la doline

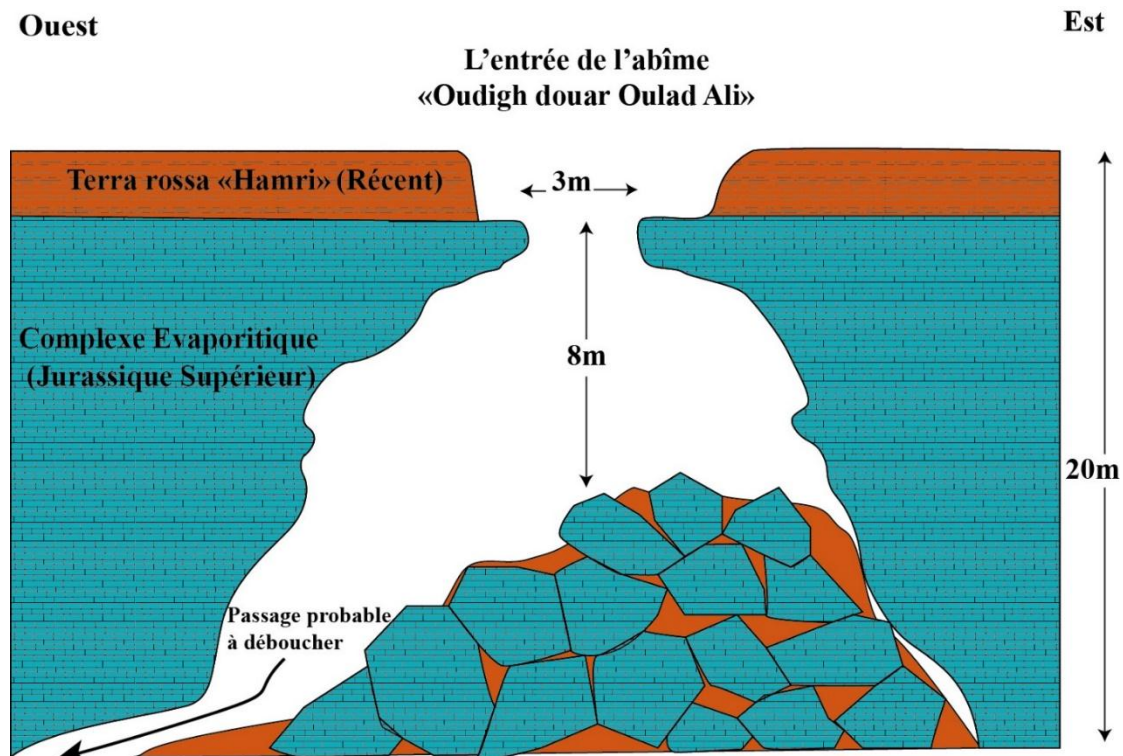


Figure 4.10 – Coupe de la doline d’effondrement au douar Oulad Ali « Oudigh »

Tableau 4.4 - Caractéristiques des trois dolines d’effondrement entre douar La’abadat et douar Oulad Ali

Les dolines	1	2	3
Date d’effondrement	Plus de 150 ans	Indéterminée	Indéterminée
Coordonnées géographiques	X=32°10’03 N Y=9°15’31 O	X= 32°10’36 N Y= 09°14’22 O	X= 32°10’47 N Y= 09°14’11 O
Altitude	82 m	123 m	108 m
Forme de l’ouverture	Ellipsoïdale	Circulaire	Ellipsoïdale
Diamètre	70 m sur 40 m	15 m	6 m sur 3 m
Profondeur	+ 25 m	20 m	20 m
Nature lithologique	Grès calcaire lumachellique pliocène	Complexe évaporitique jurassique	Complexe évaporitique jurassique

4.2.1.5 Safi (Quartier Djerifat)

Une ancienne doline d’effondrement a été utilisée comme réceptacle d’une partie des eaux usées venant des égouts au sud du quartier Djerifat. Elle est maintenant presque comblée, car, en plus des eaux usées, elle reçoit aussi des déchets ménagers (**Figure 4.11**).



Figure 4.11 – Doline d’effondrement au sud du quartier Djerifat à Safi ($X=32^{\circ}17'02$ N, $Y=9^{\circ}13'20$ O et $Z=68$ m)

4.2.1.6 Les dolines d’effondrement entre El Maleh et Swiria Laqdim

Par analogie à la doline d’effondrement observée à Djorf Lihoudi (**Figure 4.4**), huit dolines d’effondrement ont été observées en coupe au niveau de la falaise de Djorf Ghoraba (**Figure 4.12**).

Ces différentes dolines ont été pointées par GPS (**Figure 4.13**). Le **Tableau 4.5** donne les coordonnées géographiques.

Il semblerait que ces dolines d’effondrement sont beaucoup plus anciennes par rapport à celles qui affectent la falaise de Djorf Lihoudi. En effet, elles sont comblées par des sédiments quaternaires qui les camouflent et par conséquent elles n’apparaissent plus à la surface (**Figure 4.14A**).

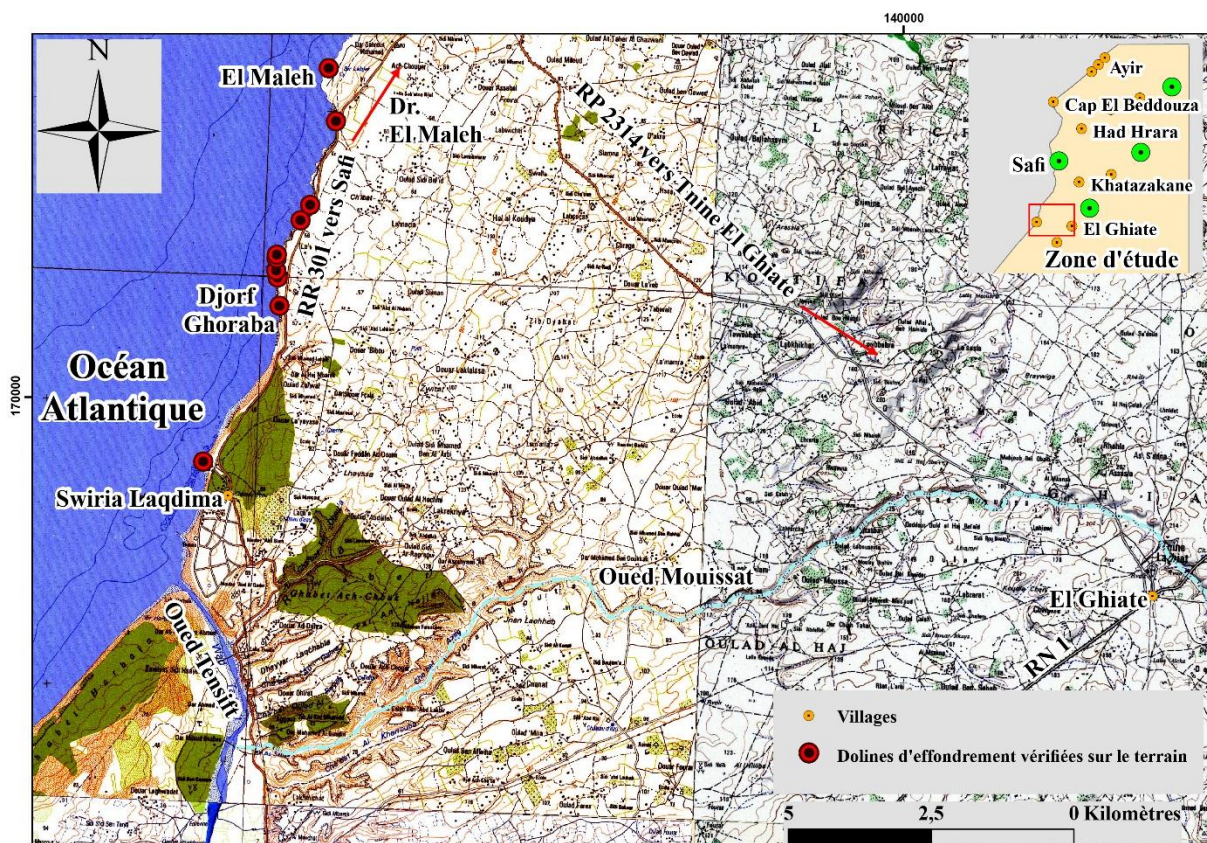


Figure 4.12 – Localisation des dolines d’effondrement entre El Maleh et Swiria Laqdim

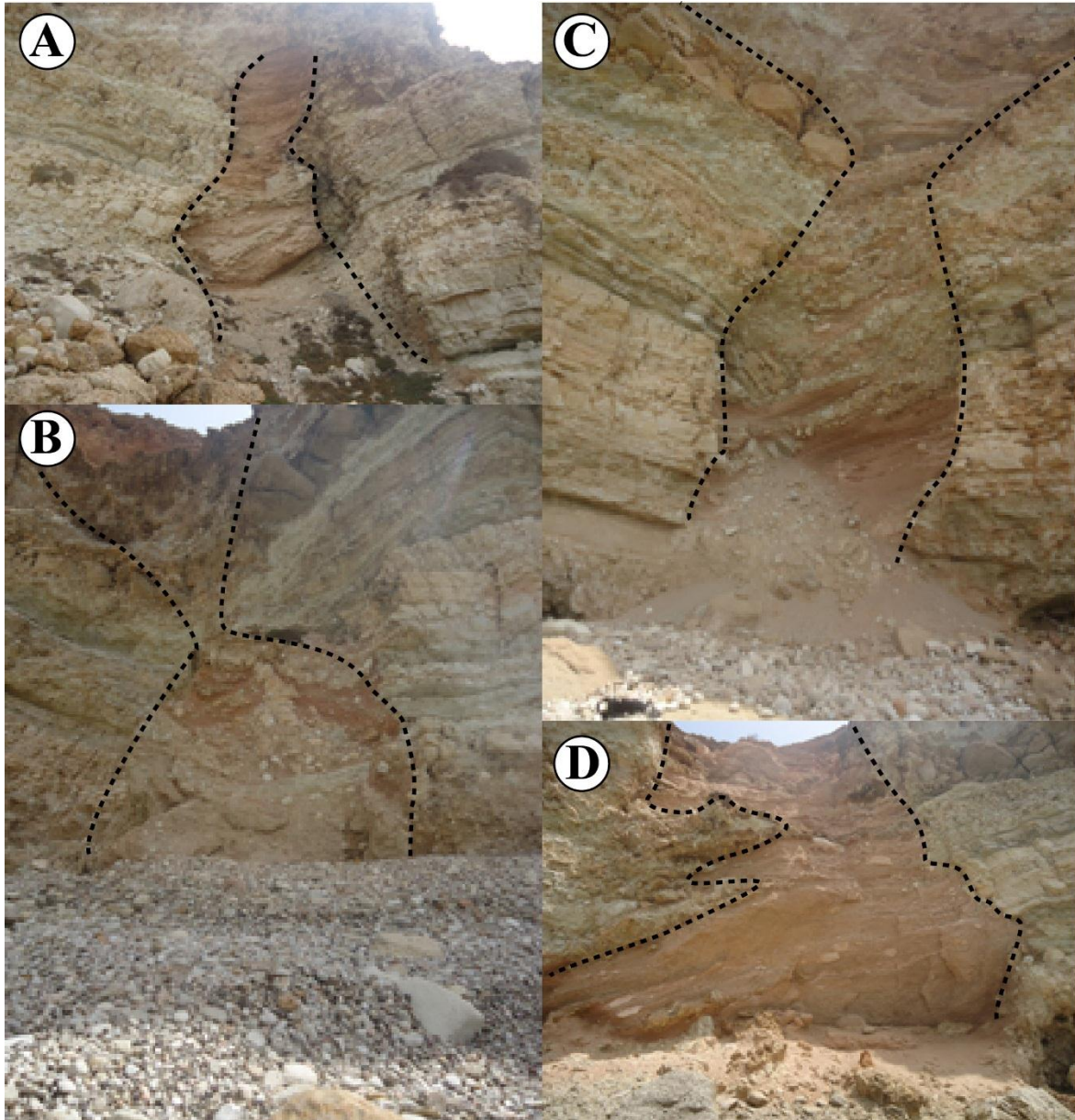


Figure 4.13 – Exemples de dolines d’effondrement au niveau de la falaise de Djorf Ghoraba

A : Doline d’effondrement N°1. B : Doline d’effondrement N°2. C : Doline d’effondrement N°3. D : Doline d’effondrement N°5

Tableau 4.5 - Coordonnées géographiques des huit dolines d'effondrement

N° des Dolines d'effondrement	1	2	3	4	5	6	7	8
Coordonnées géographiques	X= 32°04'44 N Y= 09°19'49 O	X= 32°05'00 N Y= 09°19'51 O	X= 32°05'04 N Y= 09°19'52 O	X= 32°05'11 N Y= 09°19'52 O	X= 32°05'13 N Y= 09°19'52 O	X= 32°05'33 N Y= 09°19'37 O	X= 32°05'42 N Y= 09°19'31 O	X= 32°06'30 N Y= 09°19'16 O
Altitudes en : m	3	11	10	18	9	3	2	6

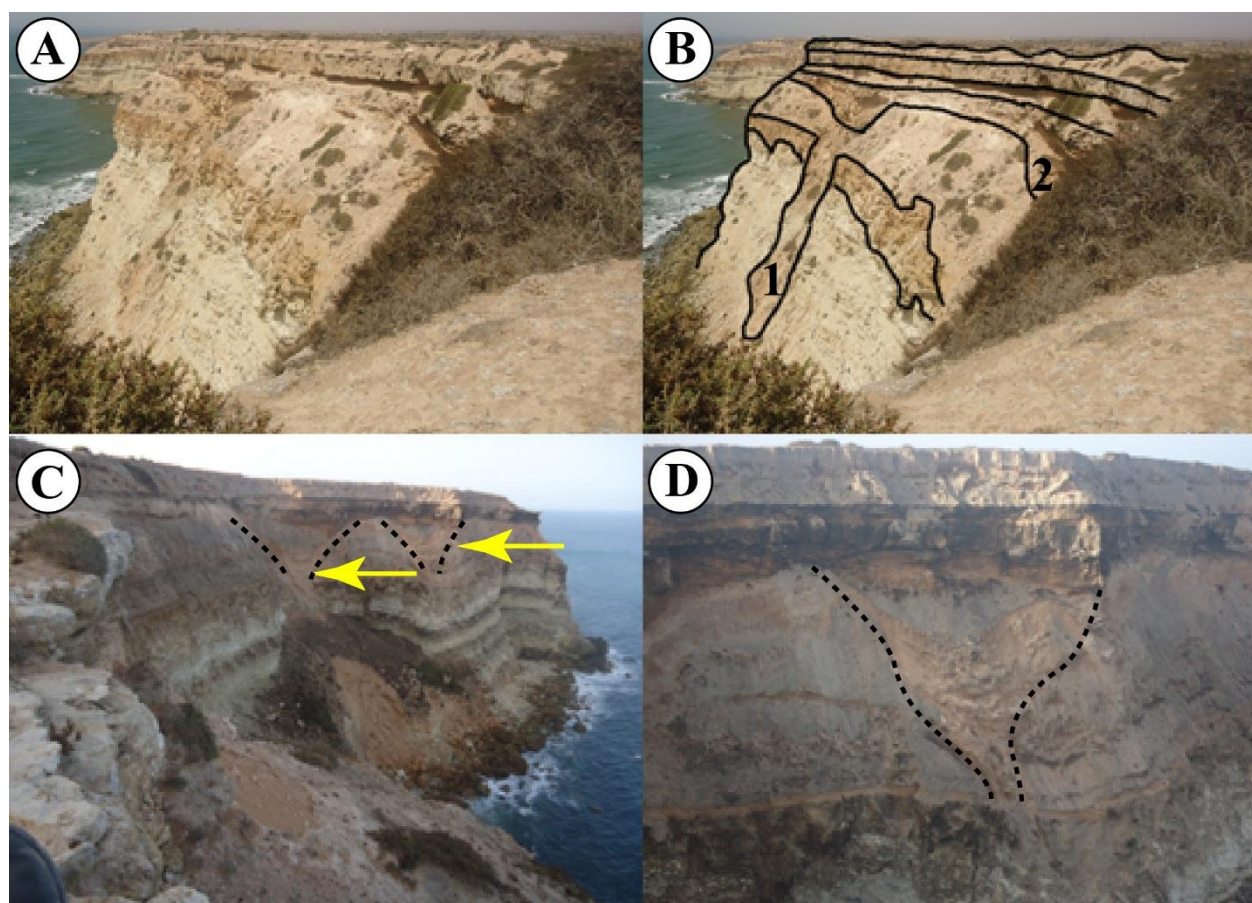


Figure 4.14 – Exemples de dolines d'effondrement enfouies au niveau de la falaise de Djorf Ghoraba

A : Au sommet de la falaise les formations quaternaires cachent les deux dolines d'effondrements. B : Les numéros 1 et 2 indiquent l'emplacement des deux dolines d'effondrement. C : Le trait noir en tirets indique la limite de la zone effondrée des deux dolines enfouies au niveau de Djorf Ghoraba. D : Doline d'effondrement comblée progressivement par des sédiments

D'autres dolines d'effondrement sont observables en coupe sur la falaise de Djorf Ghoraba où elles apparaissent au droit des synclinaux. En effet, des sédiments post-pliocènes ont comblé progressivement ces dolines d'effondrement (**Figure 4.14C**). Ils sont épais au droit de ces affaissements et s'amincissent vers les extrémités. Tandis que d'autres couches quaternaires ont gardé constantes leurs épaisseurs dans les mêmes endroits (**Figure 4.14D**). Ces dolines d'effondrement pourraient donc être datées relativement par rapport aux sédiments quaternaires qui les ont enfouis. Ces mêmes observations ont été constatées par Weisrock et Lunski (1987).

4.2.1.7 Les dolines d'effondrement se situant à 58 km au sud-est de Safi

Au niveau de la commune rurale de Tnine El Ghiate (40 km au sud-est de Safi), deux dolines d'effondrement ont été vérifiées sur le terrain. L'accès aux deux dolines se fait en prenant la route nationale N°1, à Berakt Lamine (22 km au sud-ouest de Sebt Gzoula), puis une piste de 8 km mène à la première doline d'effondrement (**Figure 4.15**).

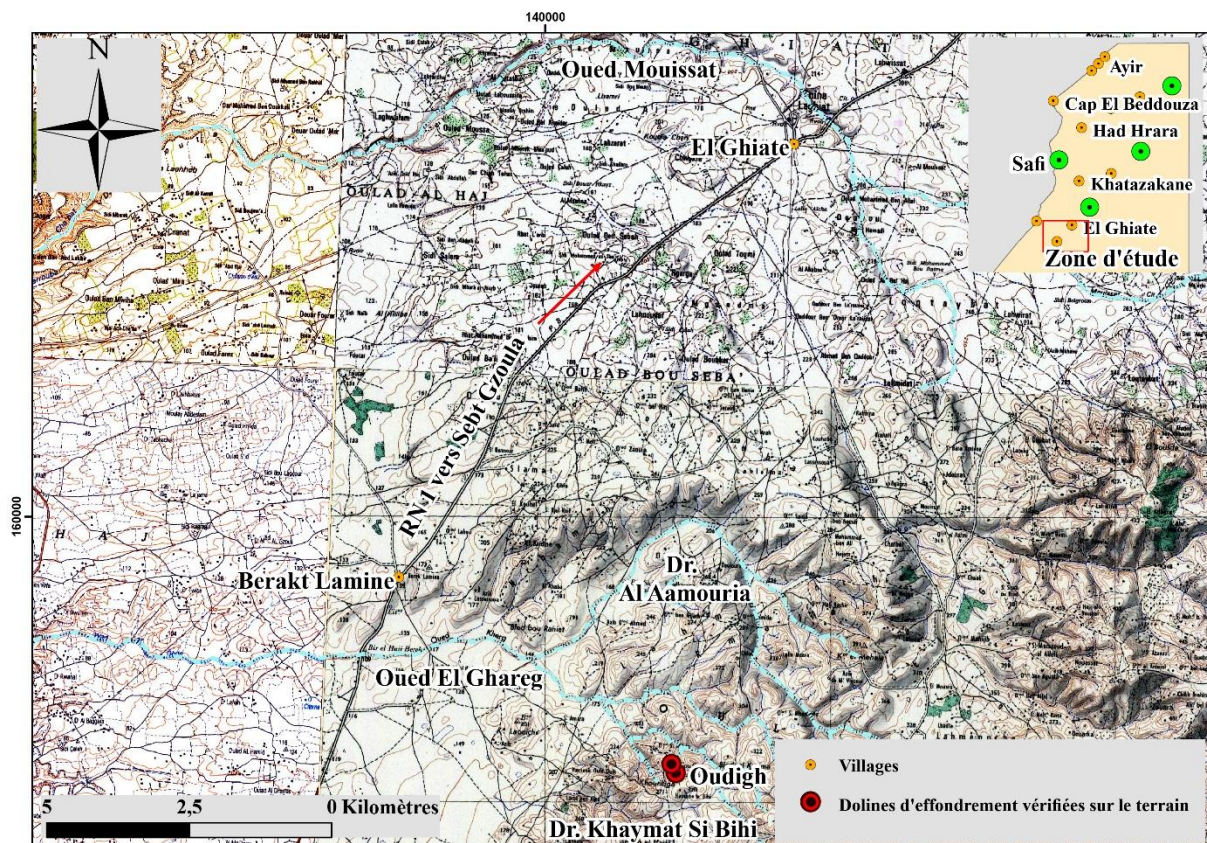


Figure 4.15– Localisation des deux dolines d'effondrement

D'abord, les deux dolines ont été localisées sur image satellite (**Figure 4.16A**). La première doline d'effondrement (**Figure 4.16B**) est connue par les habitants du douar Khaymat Si Bihi sous le nom de « Oudirh ». La deuxième doline d'effondrement (**Figure 4.16C**) et (**Figure 4.16D**) se situe à 200 m au nord-nord-ouest de la première doline d'effondrement. Ces deux dolines d'effondrement se trouvent sur l'un des nombreux affluents de l'oued El Ghareg (**Figure 4.15**). Les caractéristiques des deux dolines d'effondrement sont résumées dans le **Tableau 4.6**. A 1 km au sud-ouest de la première doline d'effondrement, des gypses affleurent à la surface. Le pointage de ce point d'affleurement des gypses a donné le résultat suivant : X=32°55'58 N, Y=9°11'36 O et Z= 250 m. Ces formations gypsifères appartiennent au Jurassique supérieur. Elles sont recouvertes par les grès calcaires pliocènes qui atteignent une quarantaine de mètres d'épaisseur au niveau de la première doline d'effondrement.

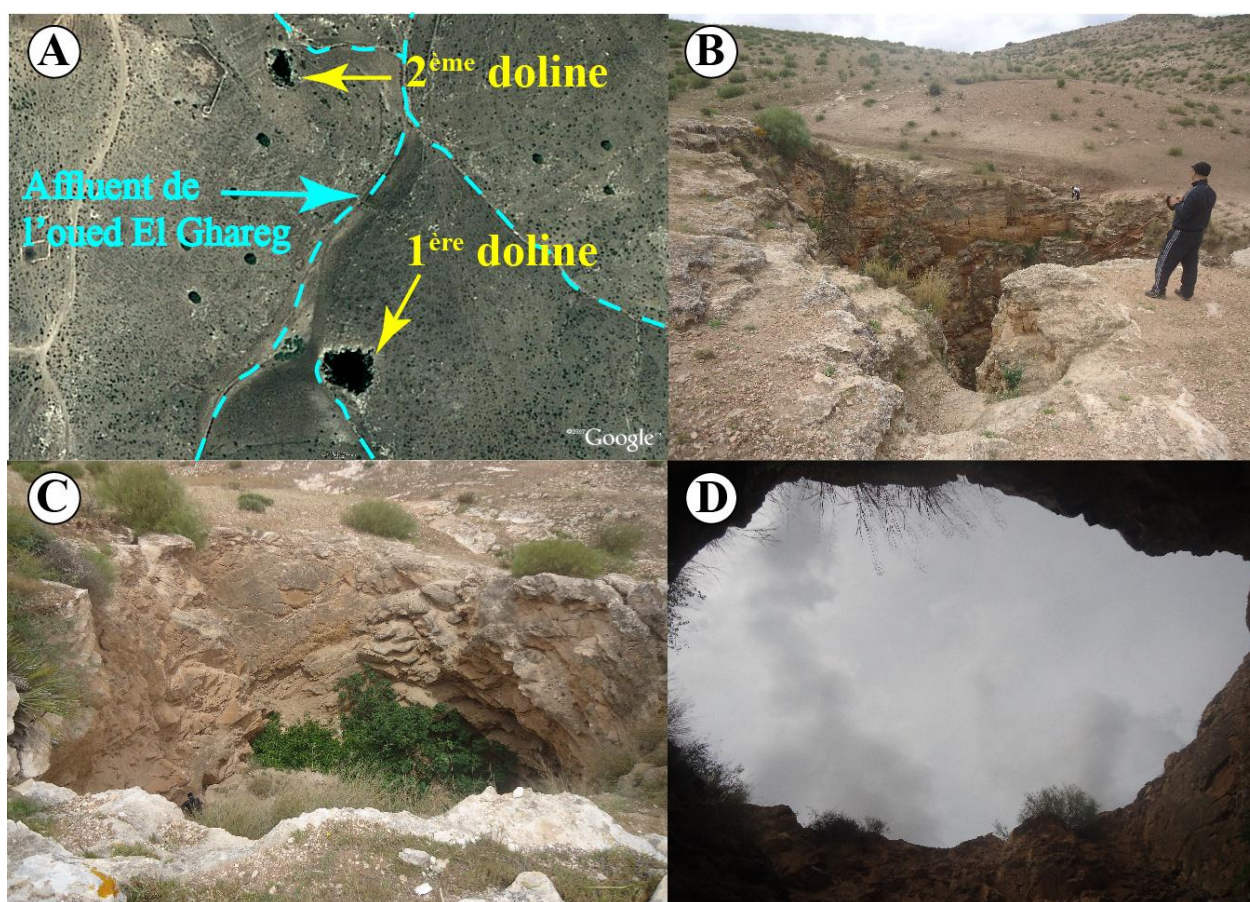


Figure 4.16 – Deux dolines d'effondrement au sud de Tnine El Ghiate

A : Les deux dolines d'effondrement observées sur image satellite. B : Première doline d'effondrement « Oudirh ». C : Deuxième doline d'effondrement vue du haut. D : Deuxième doline d'effondrement vue de l'intérieur

Tableau 4.6 - Fiche technique des deux dolines d'effondrement

Les dolines	1	2
Date de l'effondrement	Indéterminée	Indéterminée
Coordonnées géographiques	X= 32°56'18 N	X= 32°56'23 N
	Y= 09°11'03 O	Y= 09°11'06 O
Altitude	256 m	260 m
Forme de l'ouverture	Ellipsoïde	Ellipsoïde
Diamètre	33 m sur 28 m	23 m sur 14 m
Profondeur	45 m	15 m
Nature lithologique	Grès dunaire plioquaternaire.	Grès dunaire quaternaire.

4.2.2 Les dolines d'effondrement au nord de la ville de Safi

4.2.2.1 Les dolines d'effondrement du douar Zouahar

Deux anciennes dolines d'effondrement ont été vérifiées sur le terrain, au douar Zouahar à 7 km au nord de la ville de Safi (**Figure 4.17**). Elles ont été identifiées sur la carte géologique de Gigout (1954b) et sur les photos aériennes au 20000^{ème} (**Figure 4.18**). Elles ont été aménagées par les habitants de la région pendant l'occupation portugaise il y a cinq siècles. Il s'agit donc de Troglodytes appelés par les gens du douar : Ifrissanate ou Frishnat (**Figure 4.19**) et (**Tableau 4.7**).

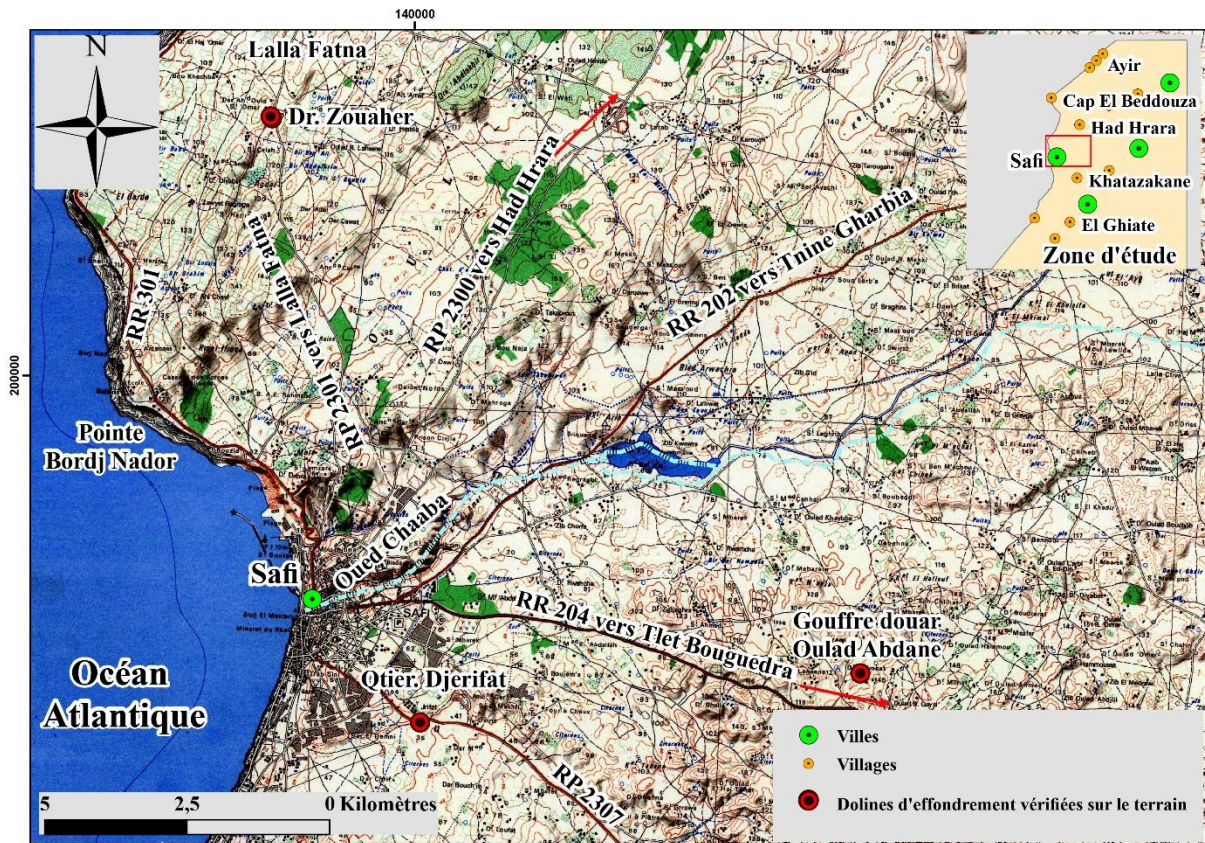


Figure 4.17 – Dolines d’effondrement vérifiées à 7 km au nord et à l’est de Safi

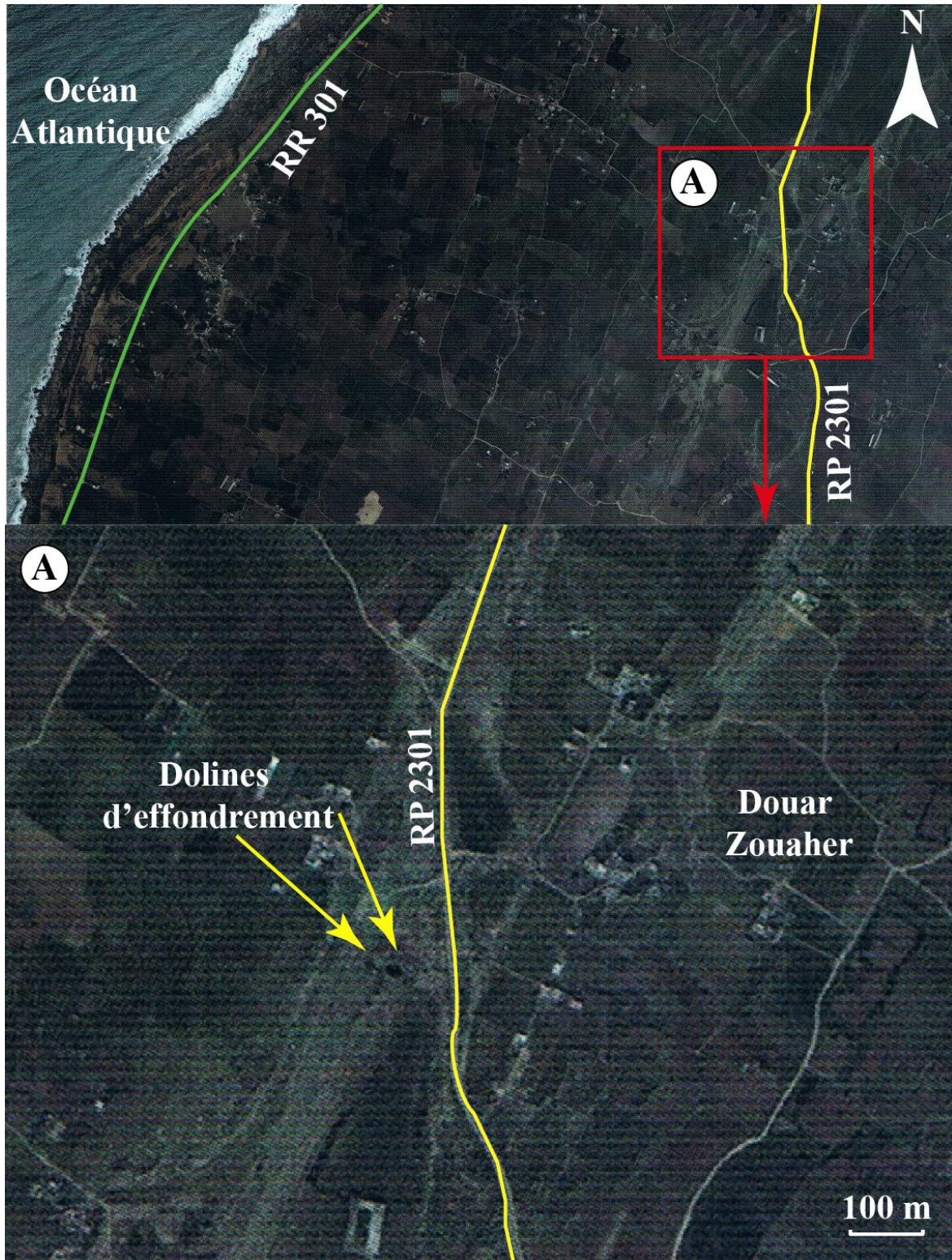


Figure 4.18 – Localisation de deux dolines d'effondrement sur une photo aérienne au 20000^{em}

A : Agrandissement de la zone où se trouvent les deux dolines

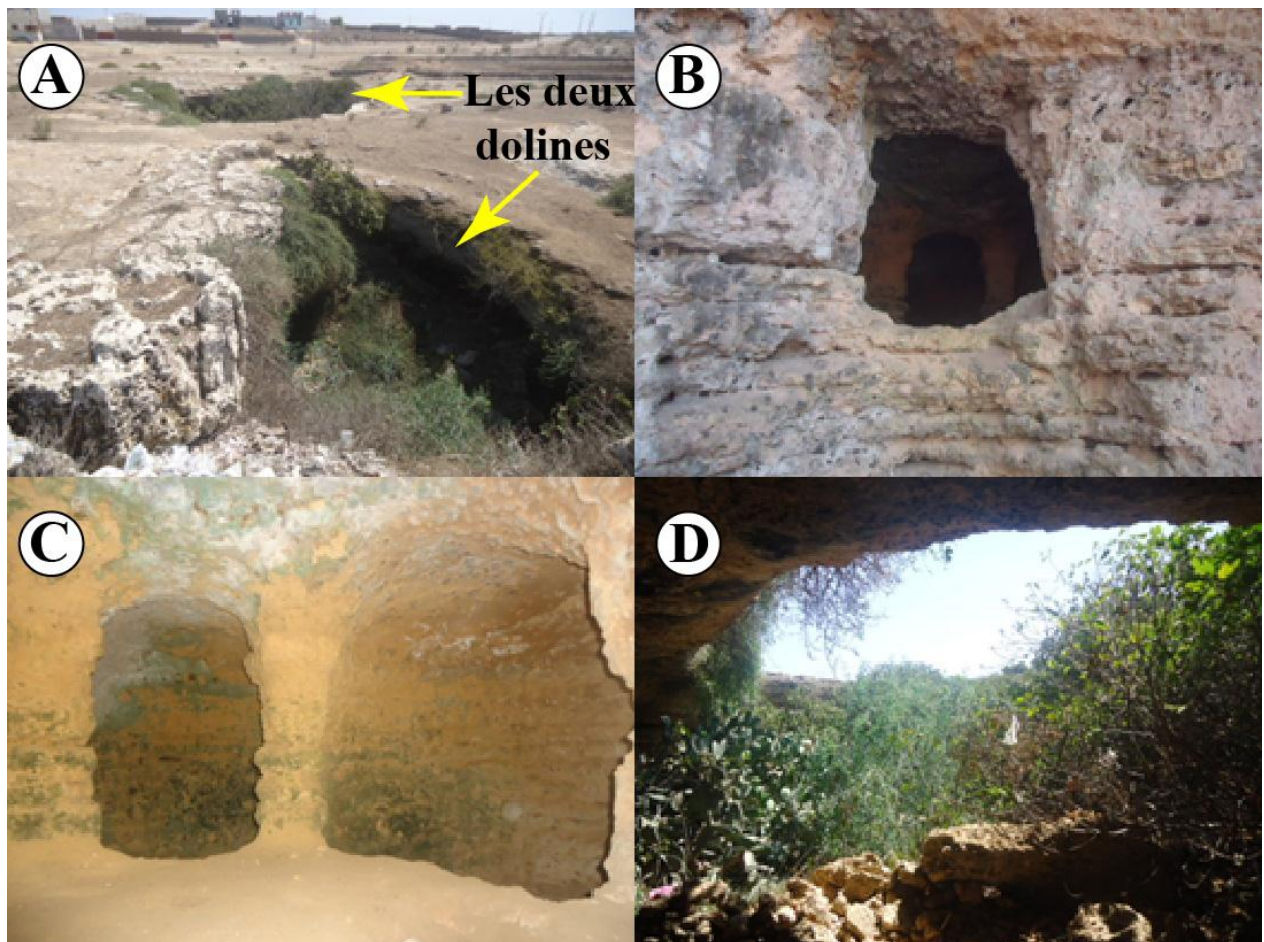


Figure 4.19 – Localisation de deux dolines d’effondrement à 7 km au nord de Safi

*A : Les deux dolines vues du haut. B : L’entrée de l’une des chambres creusées à l’intérieur de la doline.
C : Vue de l’intérieur de l’une des chambres aménagées. D : Vue de l’intérieur de la doline*

Tableau 4.7 - Caractéristiques des deux dolines d’effondrement au douar Zouahar

Date de l’effondrement	Indéterminée	Indéterminée
Coordonnées géographiques	X=32°22’42 N Y=9°15’14 O	X=32°22’43 N Y=9°15’15 O
Altitude	122 m	119 m
Forme de l’ouverture	Circulaire	Ellipsoïdale
Diamètre	20 m	7 m sur 14 m
Profondeur	6 m	7 m
Nature lithologique	Grès calcaire lumachellique pliocène.	Grès calcaire lumachellique pliocène.

4.2.2.2 Les dolines d’effondrement du douar Oulad Abdane

Identifiée sur image satellite Google Earth et vérifiée sur le terrain, la doline d’effondrement d’Oulad Abdane est située à 7 km à l’est de la ville de Safi (**Figure 4.17**). Selon l’Inventaire spéléologique du Maroc (1981), elle est la plus profonde doline dans la région de Safi avec 105 m de profondeur (**Figure 4.20A**). Cette doline affecte les calcaires formant le Complexe évaporitique du Jurassique supérieur et le grès calcaire pliocène. Sa forme est en entonnoir et son entrée a été obstruée par le rejet de matériaux divers (des ordures ménagères, des restes de matériaux de bâtiments, ...) (**Figure 4.20B**). A 300 m à l’est de la doline d’effondrement d’Oulad Abdane, deux autres dolines d’effondrement ont été repérées sur le terrain. Elles sont de taille plus petite par rapport à la première doline (**Figure 4.20C**) et (**Figure 4.20D**).

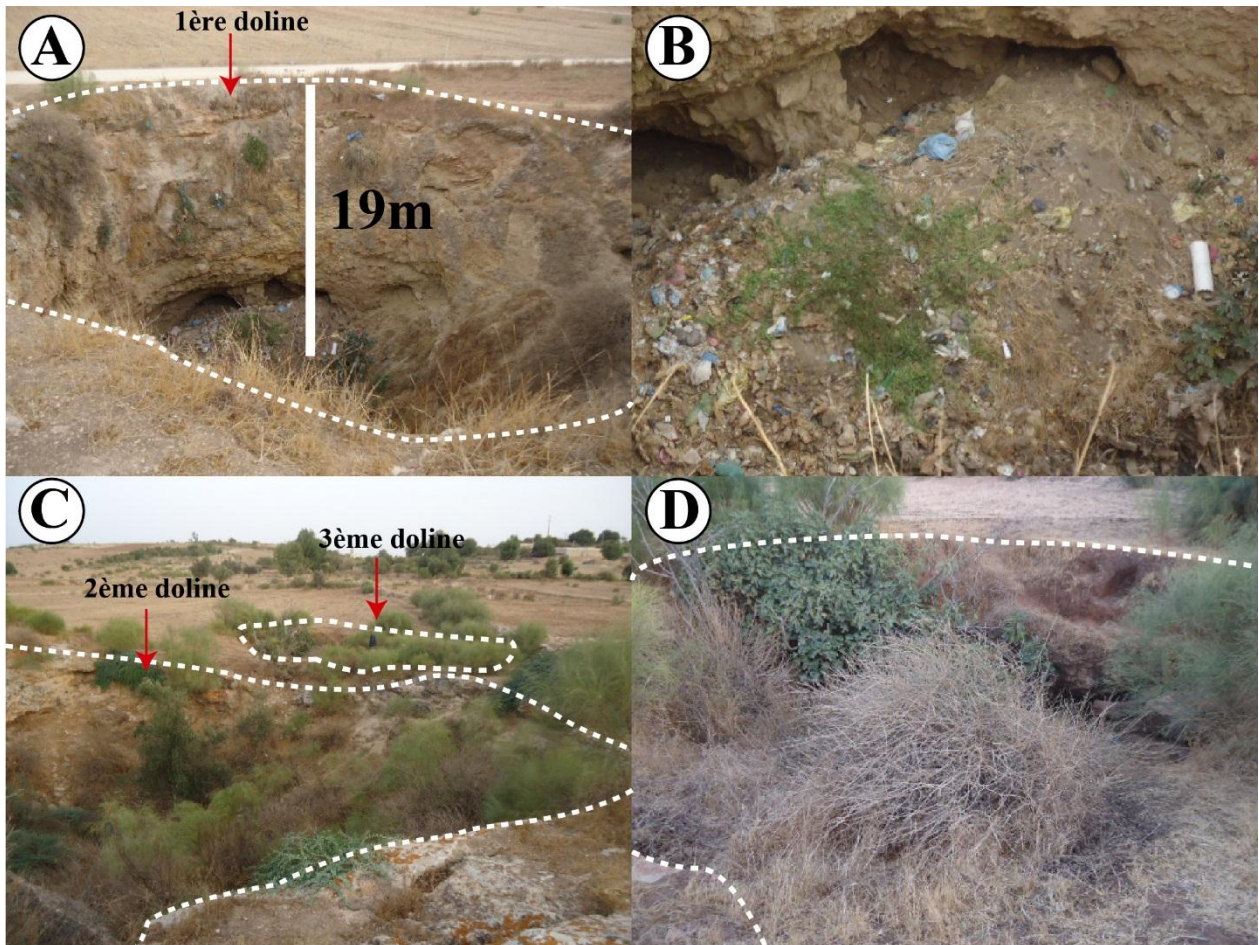


Figure 4.20 – Localisation de trois dolines d'effondrement à 7 km à l'est de Safi

A : Doline d'effondrement d'Oulad Abdane, le trait blanc en tirets marque la bordure de la doline. B : L'entrée de la doline actuellement obstruée par divers matériaux rejetés. C : Deuxième et troisième doline d'effondrement. D : Troisième doline d'effondrement vue de près

4.2.2.3 Les dolines d'effondrement de Moul El Bergui

Les dolines d'effondrement de Moul El Bergui (36 km au nord-est de Safi), ont été pointées à l'aide du GPS, photographiées, et décrites (**Figure 4.21**). Au douar Oulad Alioua (région d'El Hasba) qui se trouve entre Moul El Bergui (7 km au SE) et Tnine Gharbia (14 km au SO), une série de neuf dolines d'effondrement alignées N30 et N0 a été repérée (**Figure 4.22**) et (**Chapitre 7**).

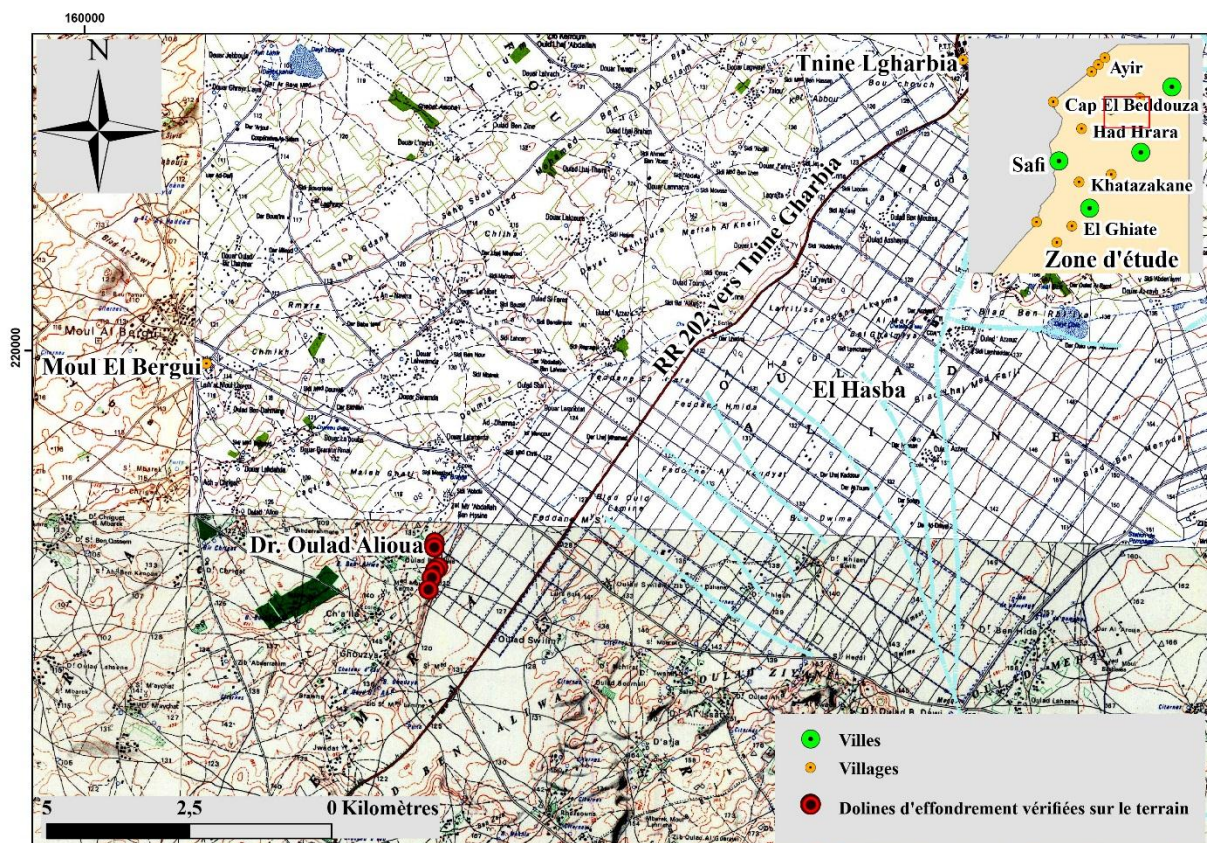


Figure 4.21– Localisation de neuf dolines d’effondrement à 7 km au SE de Moul El Bergui

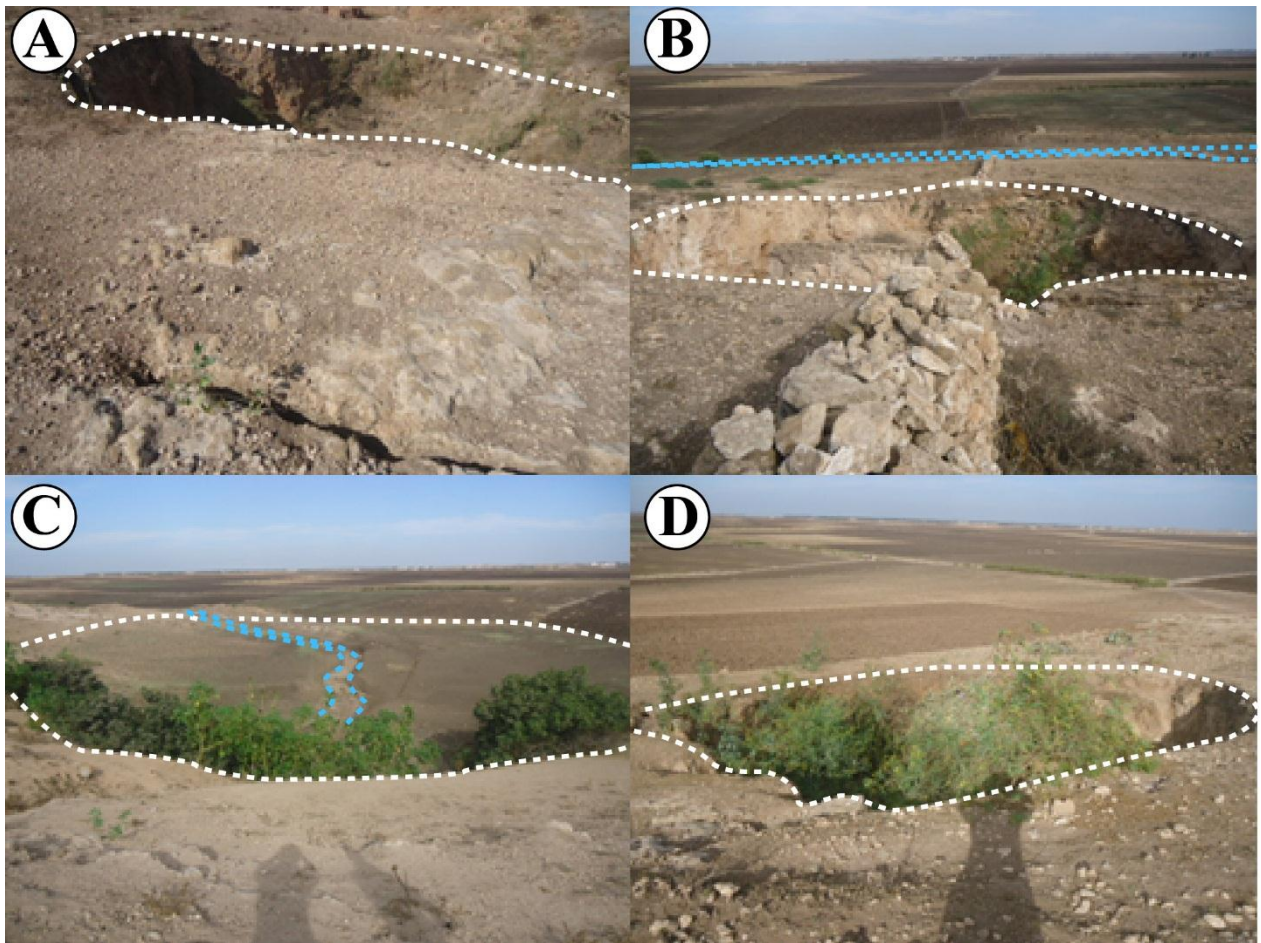


Figure 4.22 – Exemples de dolines d’effondrement vérifiées sur le terrain dans la région de Moul El Bergui

A : Deuxième doline d’effondrement, le trait blanc en tirets marque la bordure de la doline. B : Cinquième doline d’effondrement, le trait bleu en tirets indique l’emplacement du canal d’irrigation. C : Sixième doline d’effondrement. D : Neuvième doline d’effondrement

Une diaclase longue de presque 1 km longe tous ces dolines d’effondrement (**Figure 4.23A et B**) et des fissures circulaires indiquant une ébauche d’une doline d’effondrement imminente ont été également repérées (**Figure 4.23C et D**). Le **Tableau 4.8** résume les caractéristiques de six dolines d’effondrement.

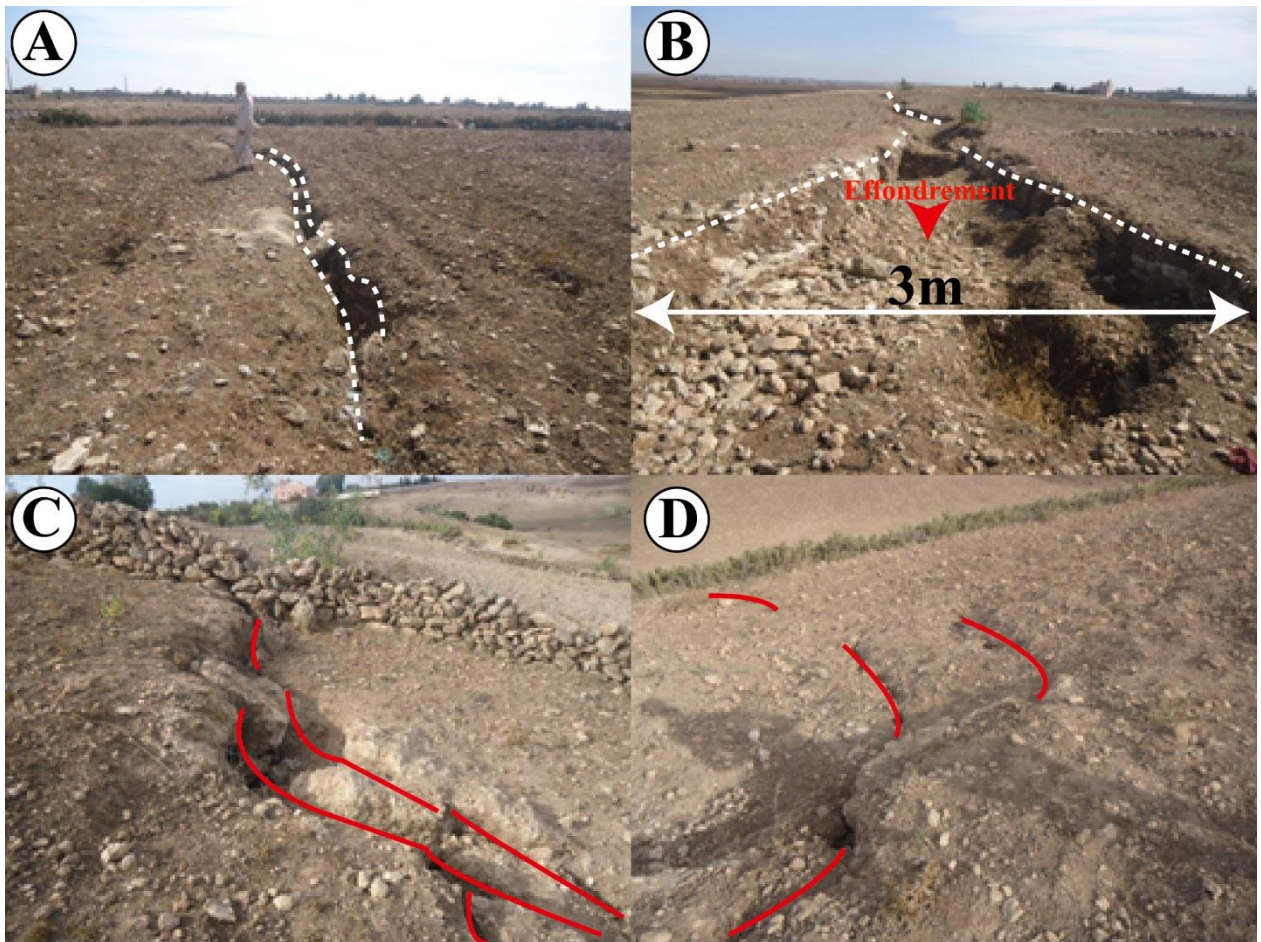


Figure 4.23– Exemples de fractures et fissures repérées sur le terrain

A : Fracture longue de presque 1 km. B : La même fracture large de 3 m montrant des signes d’effondrement de sa partie médiane. C : Ebauche d’une future doline d’effondrement, les traits rouges marquent les fissures circulaires. D : Fissures circulaires observées dans le même endroit

Tableau 4.8 - Fiche technique récapitulative de six dolines d'effondrement repérées au douar Oulad Alioua du NE au SO

Dolines d'effondrement repérées du NE au SO	1	2	3	4	5	6
Date de l'effondrement	Indéterminée	Indéterminée	Indéterminée	Indéterminée	Indéterminée	Indéterminée
Coordonnées géographiques	X= 32°29'49 N Y= 08°57'15 O	X= 32°29'46 N Y= 08°57'15 O	X= 32°29'35 N Y= 08°57'12 O	X= 32°29'33 N Y= 08°57'14 O	X= 32°29'29 N Y= 08°57'16 O	X= 32°29'22 N Y= 08°57'18 O
Altitude	133 m	133 m	120 m	123 m	134 m	141 m
Forme de l'ouverture	Circulaire	Circulaire	Circulaire	Circulaire	Circulaire	Ellipsoïdale
Diamètre	30 m	22 m	- m	35 m	38 m	16 m sur 23 m
Profondeur	14 m	16 m	- m	19 m	13 m	6 m
Nature lithologique	Grès calcaire lumachellique pliocène	Grès calcaire lumachellique pliocène + Calcaires crétacés	Grès calcaire lumachellique pliocène	Grès calcaire lumachellique pliocène	Grès calcaire lumachellique pliocène	Grès calcaire lumachellique pliocène

4.2.2.4 Les dolines d'effondrement de Jemaat Shaim

La ville de Jemaat Shaim se situe à 43 km au nord-est de Safi (Figure 4.24). 2 km à l'est de Jemaat Shaim, sur la route provinciale menant à Youssoufia, un grand puits absorbant a été identifié (Figure 4.25A et B). Il s'agit d'une grande doline où convergent les eaux de pluies et de ruissellements. Ces eaux finissent par être absorbées au niveau de deux ouvertures (Figure 4.25C et D).

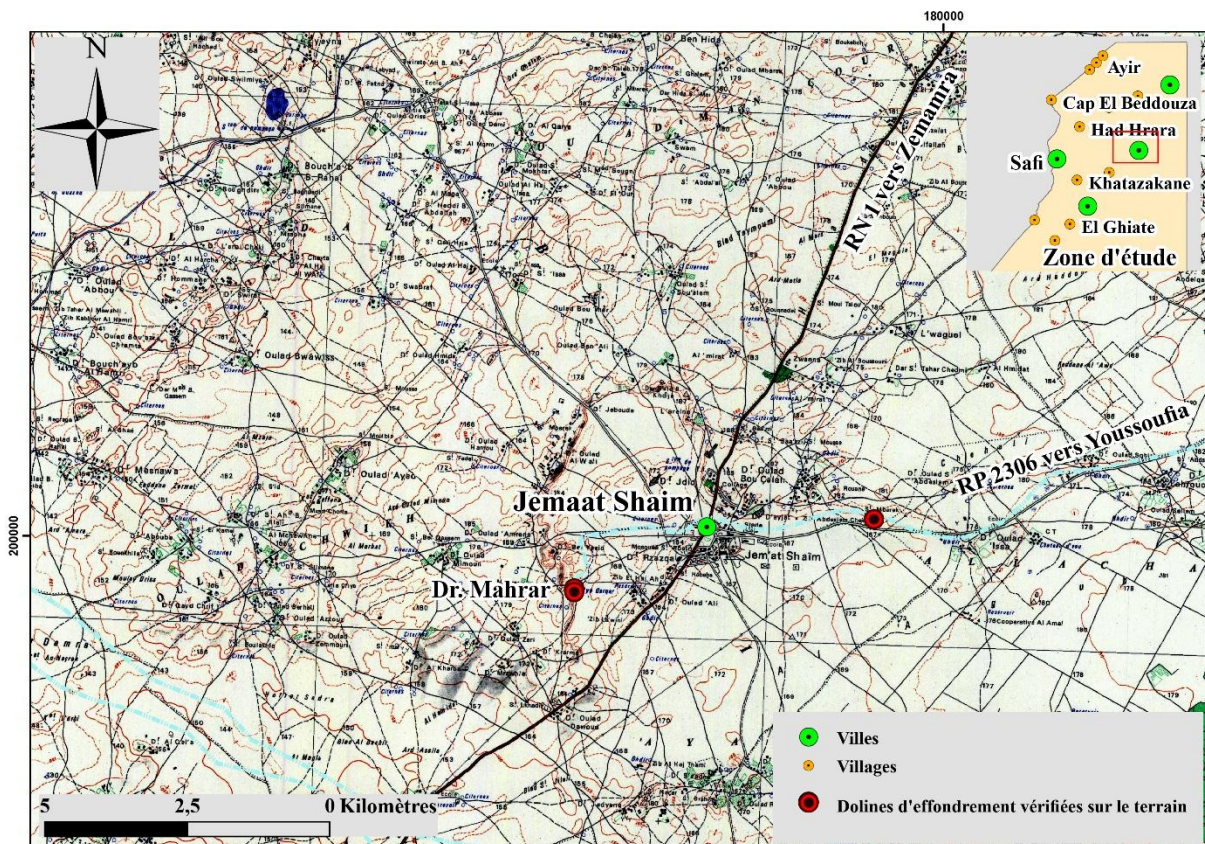


Figure 4.24 – Localisation des dolines d'effondrement à Jemaat Shaim

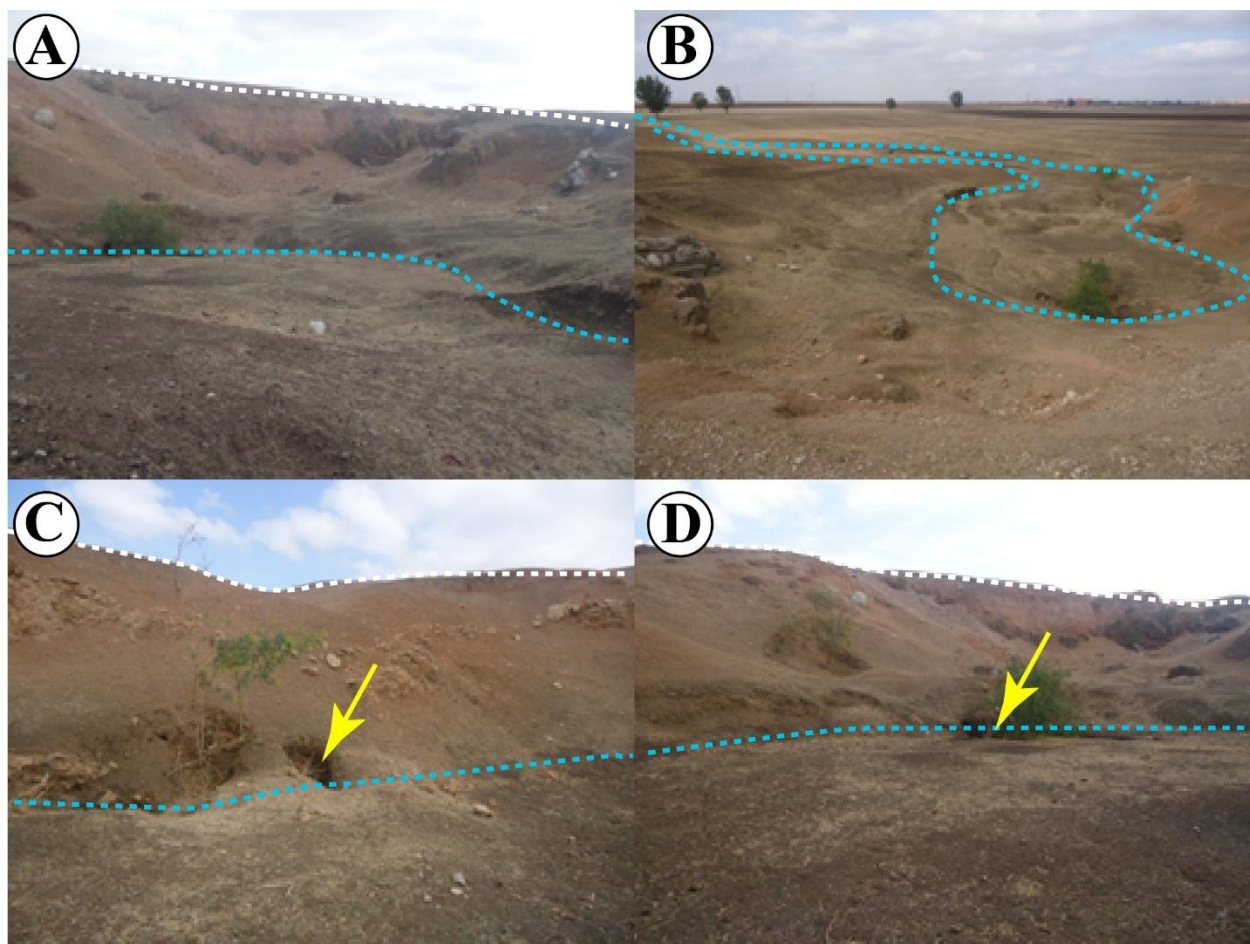


Figure 4.25 – Doline d’effondrement à l’est de Jemaat Shaim

A : Vue vers le nord de la doline, le trait blanc en tirets marque la bordure de la doline. B : La même doline vue vers le sud, le trait bleu en tirets indique la limite des écoulements d’eau superficielle. C : Première ouverture moins importante. D : Deuxième ouverture principale

La nature lithologique des roches affectées par cette doline est les gypses du Jurassique supérieur et le grès calcaire lumachellique marin pliocène (**Figure 4.26A et B**). Au niveau de cette doline, des signes d’affaissement des couches du grès calcaire lumachellique d’âge Pliocène, ont été observés (**Figure 4.26C et D**). Le **Tableau 4.9** résume les caractéristiques de cette doline.

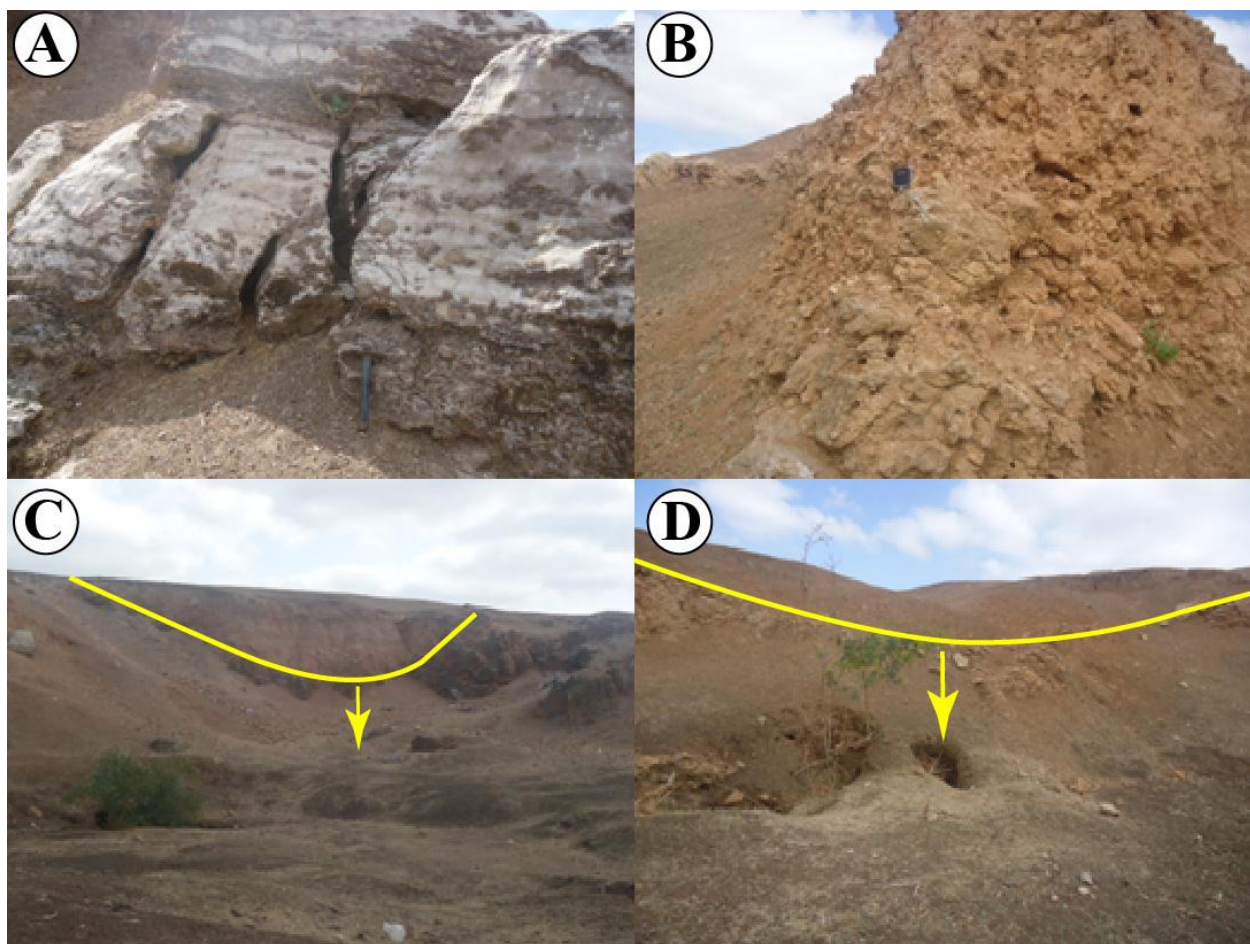


Figure 4.26 – Doline d’effondrement à l’est de Jemaat Shaim

A : Affleurement du gypse appartenant au Jurassique supérieur. B : Présence du grès calcaire lumachellic pliocène. C : Affaissement du grès calcaire lumachellic. D : Autre affaissement du grès calcaire lumachellic au niveau de la même doline

Tableau 4.9 - Fiche technique de la doline absorbante à Jemaat Shaim

Date de l’effondrement	Indéterminée
Coordonnées géographiques	X= 32°21’12 N Y= 08°48’50 O
Altitude	164 m
Forme de l’ouverture	Circulaire
Diamètre	60 m
Profondeur	9 m
Nature lithologique	Gypses jurassiques et Grès calcaire lumachellic pliocène.

À 1 km à l’ouest de Jemaat Shaim, près du douar Mahrar (**Figure 4.24**), une partie des égouts de la ville se jettent dans son karst à travers une doline connue par les habitants sous le nom d’Ayn Karkar (Ouadia, 1998). Les eaux usées disparaissent au niveau de cette doline, située au pied de la dune consolidée d’âge Pliocène (**Figure 4.27A et C**). Outre la contamination de la nappe phréatique, les eaux usées de ces égouts qui sont acides (**Annexe D**) participent à

l'érosion des grès calcaires qui forment cette dune, ce qui pourrait être à l'origine de l'effondrement de son front (**Figure 4.27B**). Une autre petite doline d'effondrement a été identifiée à quelques mètres de la première doline (**Tableau 4.10 et Figure 4.27D**).

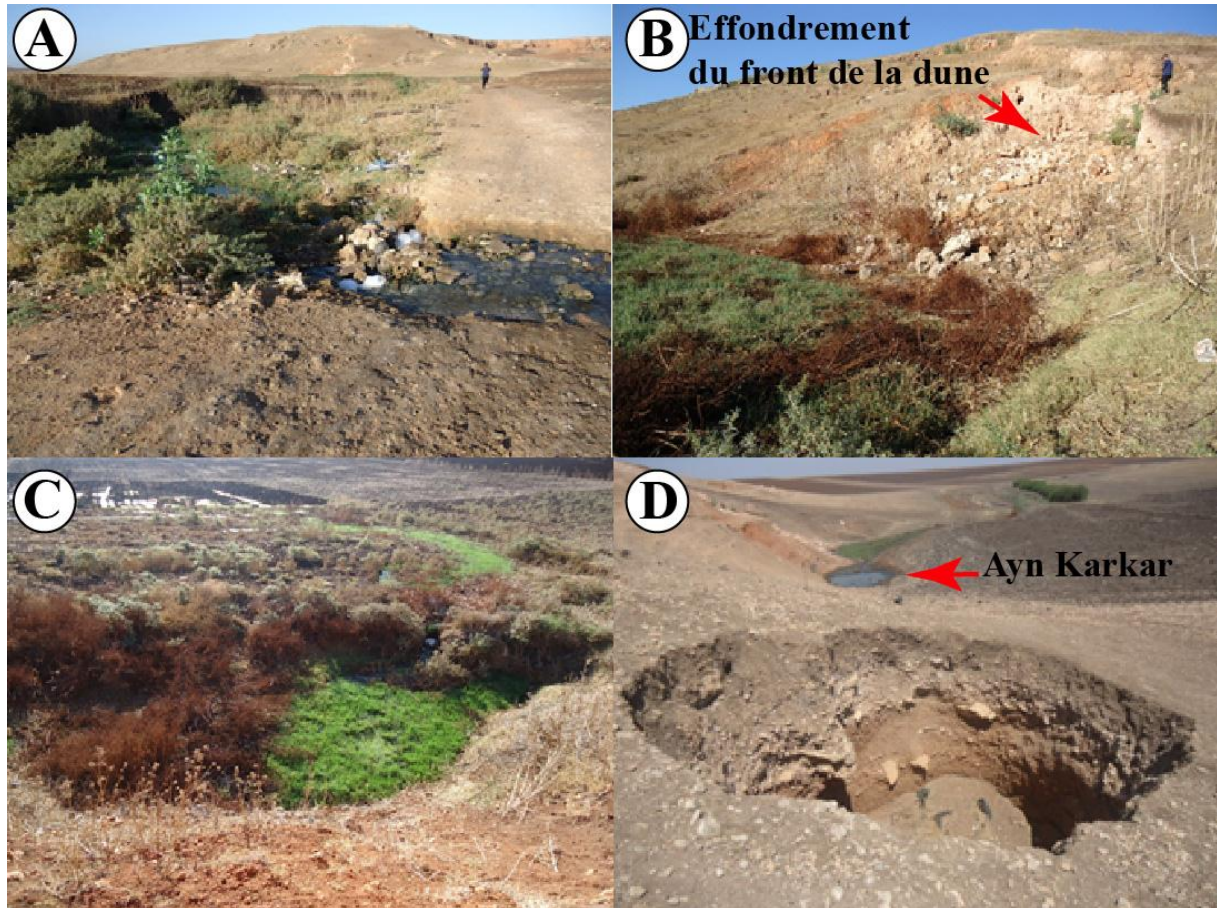


Figure 4.27 – Dolines d’effondrement à l’ouest de Jemaat Shaim

A : Egout à ciel ouvert à 1 km à l’ouest de Jemaat Shaim. B : Effondrement du front de la dune consolidée. C : Perte des eaux usées de l’égout dans la doline. D : Doline d’effondrement en premier plan et Ayn Karkar en deuxième plan

Tableau 4.10 - Fiche technique de la doline d'effondrement à Jemaat Shaim

Date de l'effondrement	Indéterminée
Coordonnées géographiques	X= 32°20'25 N
	Y= 08°52'09 O
Altitude	165 m
Forme de l'ouverture	Circulaire
Diamètre	6 m
Profondeur	6 m
Nature lithologique	Sol (Tirs) et grès calcaire lumachellique pliocène.

4.2.2.5 Les dolines d'effondrement de Khemis Zemamra

Au douar Sidi Mhamed Brahim, situé à 10 km au nord-ouest de Khemis Zemamra (**Figure 4.28**), deux dolines d'effondrement sont apparues à une semaine d'intervalle (**Figure 4.29A et B**). Ces deux dolines d'effondrement se situent successivement à 200 m et à 700 m au nord de ce douar. Une diaclase passe par les deux dolines d'effondrement ainsi que par le douar, elle est d'une longueur qui avoisine 1,5 km et d'une direction N30 (**Figure 4.29C**). Des murs au sein du douar ont été fissurés (**Figure 4.29D**) et une dalle a été mise au-dessus de la diaclase traversant le chemin qui parcourt le douar. Le **Tableau 4.11** résume leurs caractéristiques.

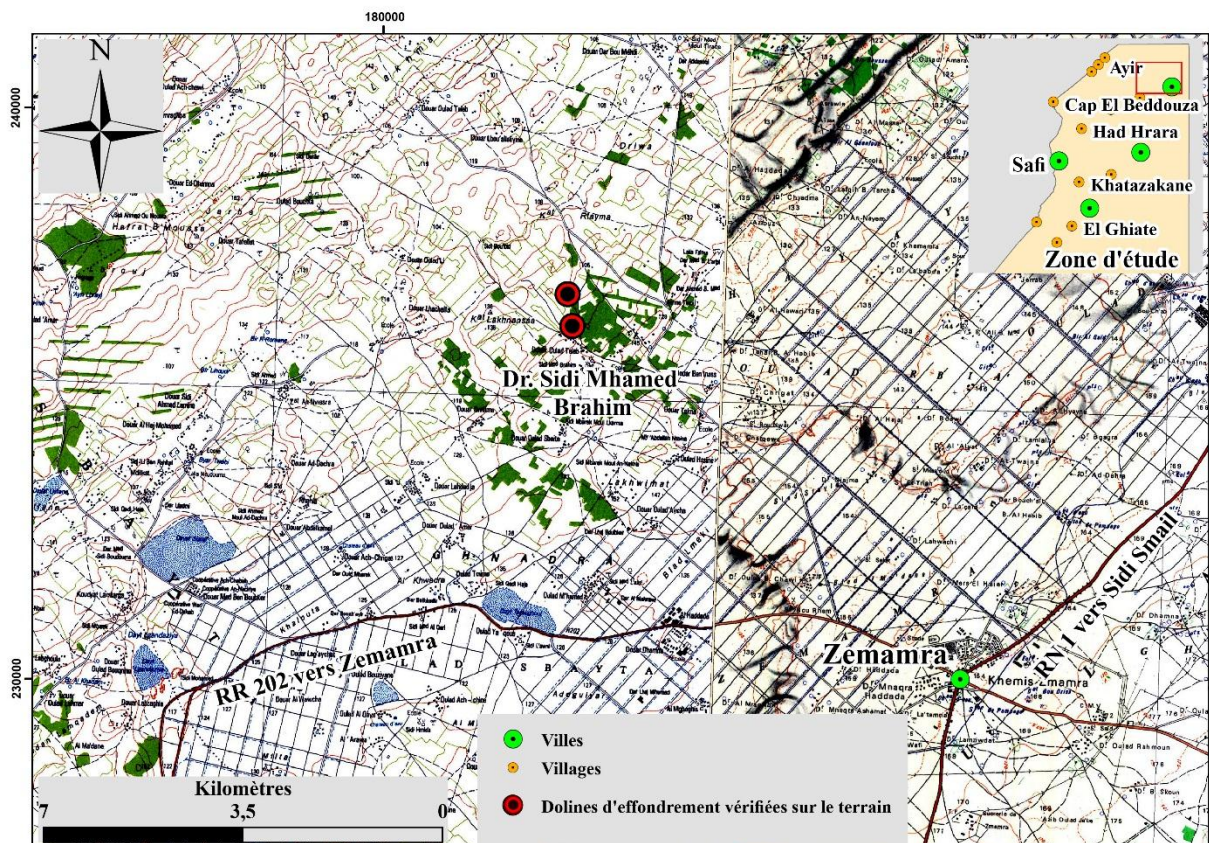


Figure 4.28 – Localisation de deux dolines d'effondrement à Khemis Zemamra

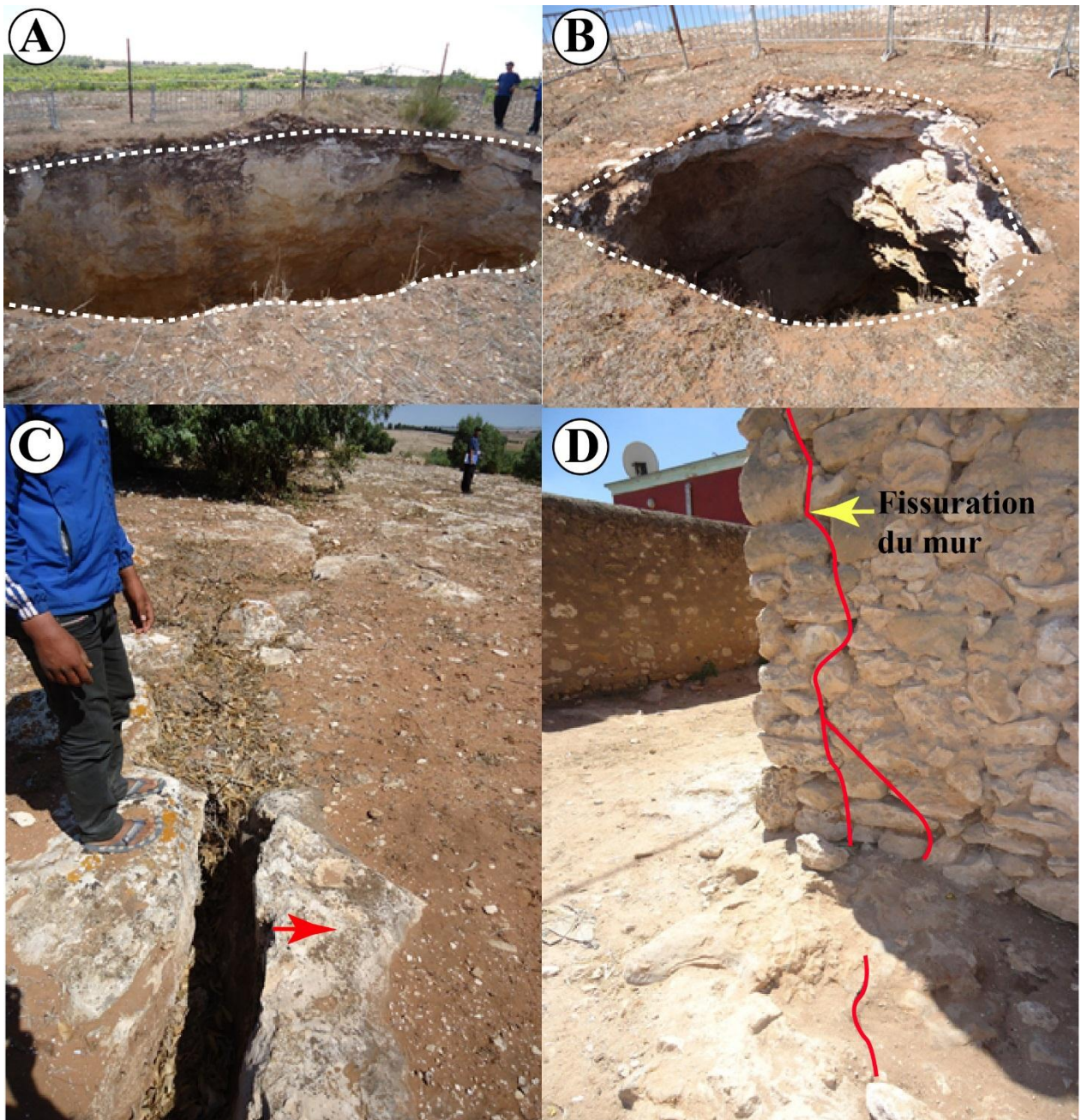


Figure 4.29 – Dolines d’effondrement au nord-ouest de Khemis Zemamra

A : Première doline d’effondrement, le trait blanc en tirets marque la bordure de la doline. B : Deuxième doline d’effondrement. C : Diaclase ouverte localisée entre la première et la deuxième doline d’effondrement, la flèche rouge indique le sens du mouvement. D : Coin d’un mur fissuré dans le douar, les lignes en rouges indiquent l’emplacement de la fissure

Tableau 4.11 - Caractéristiques des deux dolines d’effondrement

Dolines	1	2
Date de l’effondrement	Mars 2011	Mars 2011
Coordonnées géographiques	X= 32°40’41 N	X= 32°40’59 N
	Y=08°46’41 O	Y= 08°46’45 O
Altitude	138 m	118 m
Forme de l’ouverture	Ellipsoïdale	Circulaire
Diamètre	11 m sur 6 m	5 m
Profondeur	17 m	10 m
Nature lithologique	Grès dunaire pliocène	Grès dunaire pliocène Argiles et calcaires du Crétacé inférieur

4.2.2.6 Les dolines d’effondrement de l’Oualidia

Le long de la route provinciale RP 3430 menant de Tnine Gharbia à Oualidia, sept dolines ont été localisées (**Figure 4.30**).

La première doline a été localisée à 10 km au sud-est d’Oualidia. Ensuite, une série de trois dolines comblées de sols rouges et une doline d’effondrement ont été localisées, de part et d’autre de la route provinciale RP 3430, à 4 km au sud-est d’Oualidia (**Figure 4.31A et B**). Ces dolines sont alignées N30. Une autre doline remplie de d’un sol rouge a été repérée à 2 km au sud-est d’Oualidia (**Figure 4.31C**). Les eaux usées sont acheminées par camions citernes puis déversées dans une doline à moins de 2 km au sud-est d’Oualidia (**Figure 4.31D**).

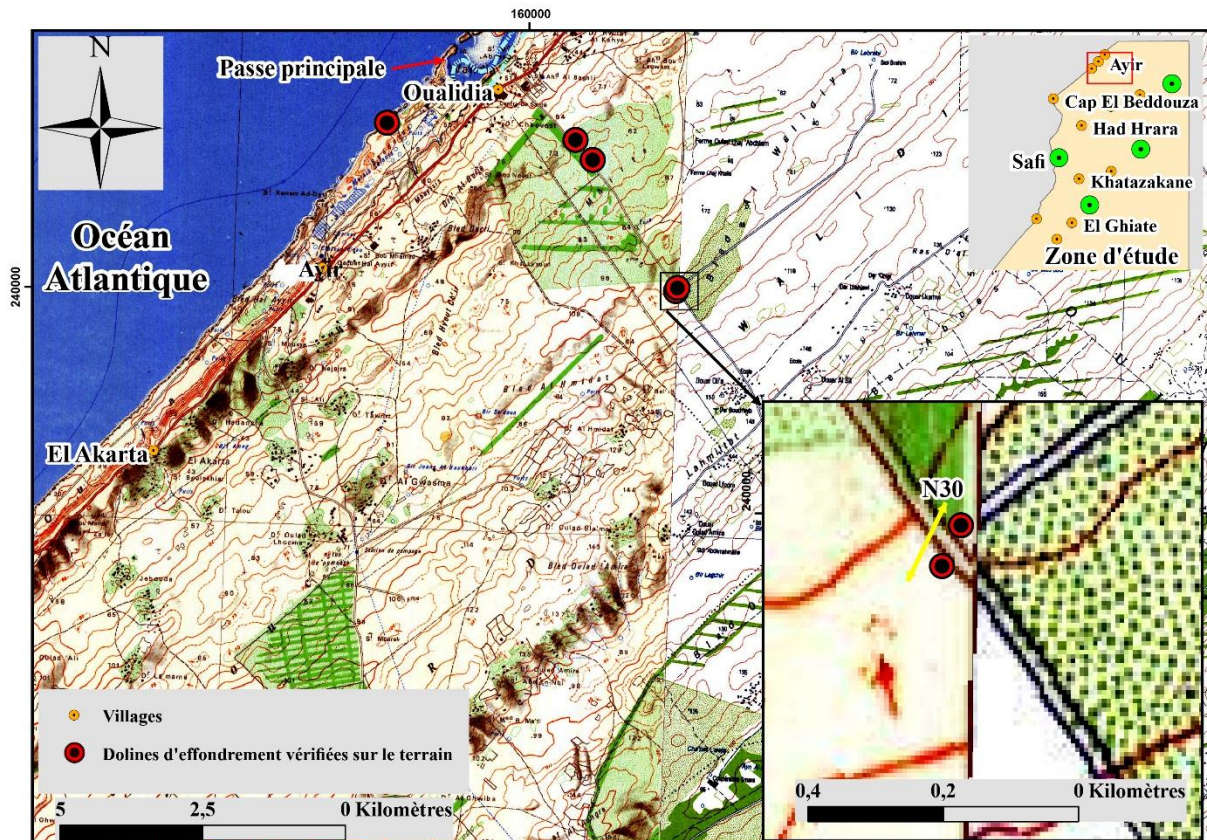


Figure 4.30 – Localisation de cinq dolines d’effondrement à Oualidia dont deux dolines sont alignées N30

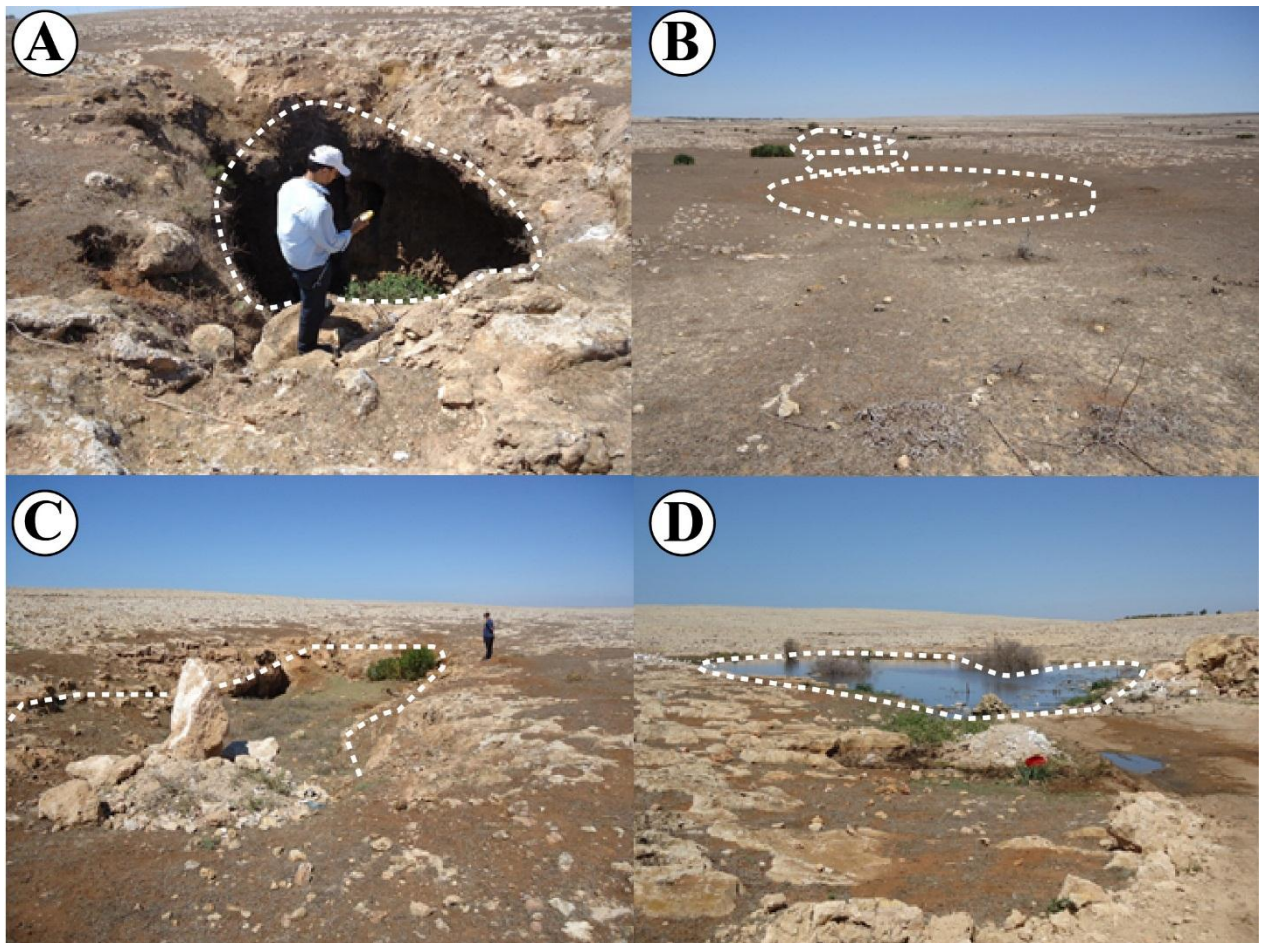


Figure 4.31 – Les dolines au sud-est d'Oualidia

A : Deuxième doline d'effondrement à 4 km au SE d'Oualidia, le trait blanc en tirets marque la bordure de la doline. B : Trois dolines enfouies alignées N30. C : Doline remplie de terra rossa à 2 km au sud-est d'Oualidia. D : Rejet des eaux usées dans une doline au SE d'Oualidia

A 2 km au sud de la passe principale de la lagune de l'Oualidia, au niveau du cordon dunaire littoral (**Chapitre 2**), un effondrement qui ressemble aux dolines d'effondrement a été repéré, mais il est dû principalement à l'action marine, il ne s'agit donc pas d'une doline d'effondrement (**Figure 4.32A**). Le **Tableau 4.12** résume les caractéristiques de deux effondrements.

A quelques mètres au sud de cet effondrement, trois grottes d'origine anthropique (Ouardia et al., 2008) ont été repérées (**Figure 4.32B, C et D**). Elles ont été cartographiées et pointées par GPS (**Figure 4.33, Figure 4.34 et Figure 4.35**).

Tableau 4.12 - Caractéristiques des effondrements à Oualidia

Caractéristiques des effondrements	2 ^{ème} doline d'effondrement	Effondrement d'origine marine
Date de l'effondrement	Indéterminée	2008-2009
Coordonnées géographiques	X= 32°42'20 N Y= 09°00'02 O	X= 32°43'50 N Y= 09°03'20 O
Altitude	94 m	10 m
Forme de l'ouverture	Ellipsoïdale	Ellipsoïdale
Diamètre	10 m sur 6 m	15 m sur 11 m
Profondeur	7 m	6 m
Nature lithologique	Grès calcaire lumachellique quaternaire	Grès dunaire quaternaire



Figure 4.32 – Effondrement et grottes de l'Oualidia

A : Effondrement au sud de l'Oualidia, le trait blanc en tirets marque la bordure de l'effondrement. *B* : Vue à l'intérieure de la première grotte. *C* : Vue à l'intérieure de la deuxième grotte. *D* : Entrée de la troisième grotte

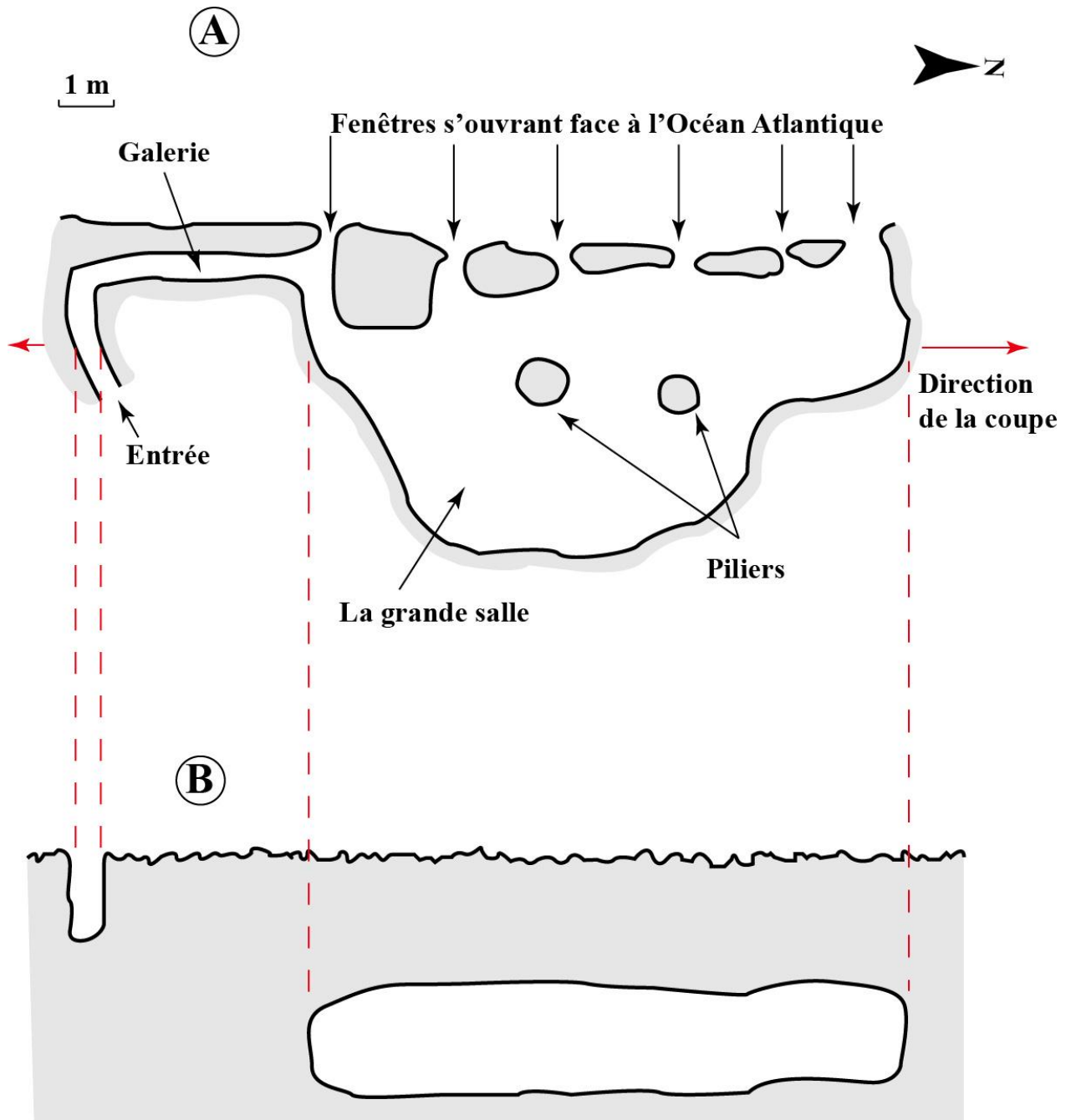


Figure 4.33 – Première grotte d'Oualidia

A : Plan de la première grotte d'Oualidia. B : Coupe de la même grotte (même échelle utilisée pour la distance et l'altitude) ($X=32^{\circ}43'48$ N, $Y=9^{\circ}03'24$ O et $Z=11$ m)

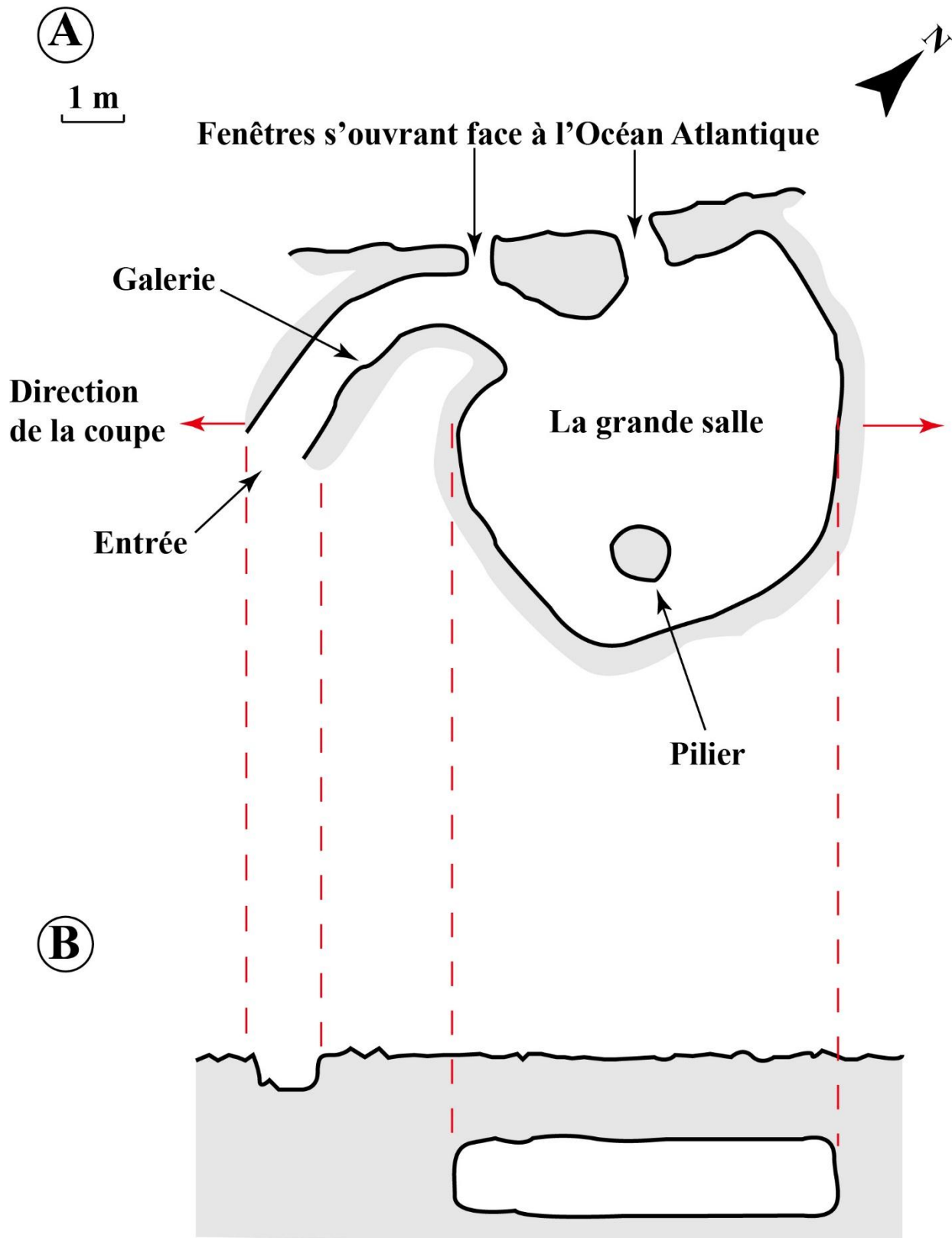


Figure 4.34 – Deuxième grotte d'Oualidia

A : Plan de la deuxième grotte d'Oualidia. B : Coupe de la même grotte (même échelle utilisée pour la distance et l'altitude, $X=32^{\circ}43'48N$, $Y=9^{\circ}03'24O$ et $Z=12$ m)

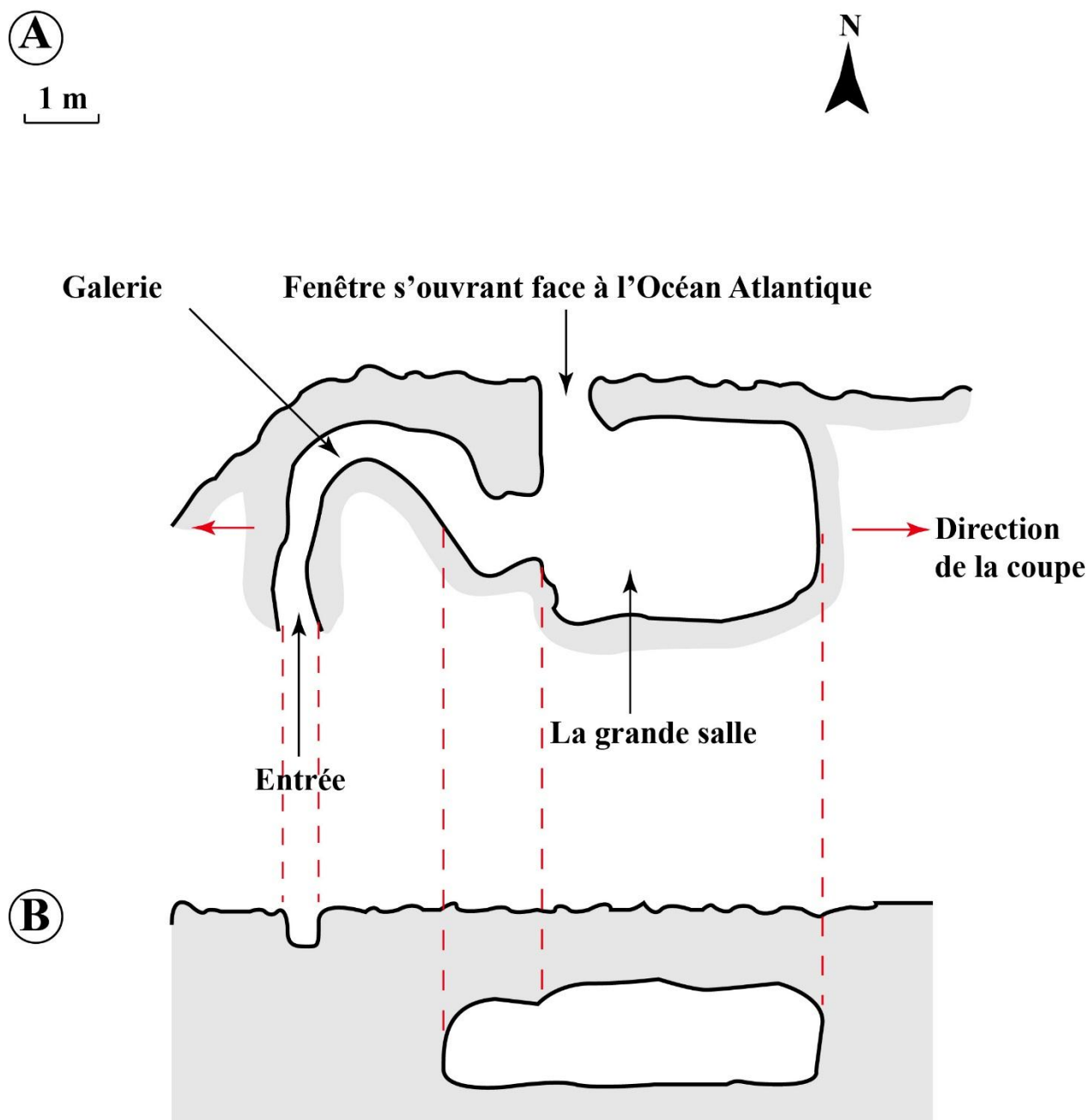


Figure 4.35 – Troisième grotte d'Oualidia

A : Plan de la troisième grotte d'Oualidia. B : Coupe de la même grotte (même échelle utilisée pour la distance et l'altitude, $X=32^{\circ}43'46N$, $Y=9^{\circ}03'24O$ et $Z=14$ m)

4.2.2.7 Doline d'effondrement au Cap El Beddouza

A 2 km au nord-est de Cap El Beddouza, se situe la grotte Goraan (**Annexe G**). L'entrée est sous forme d'une doline d'effondrement dont le diamètre est de 4 m et la profondeur est de 5 m. Le pointage par GPS de l'entrée de la grotte donne le résultat suivant : $X= 32^{\circ}33'27$ N, $Y= 9^{\circ}15'15$ O et $Z=38$ m (**Figure 4.36**).

Des mesures cartographiques ont été effectuées au niveau de la première branche menant vers l'est. Ainsi, un plan et une coupe de cette branche ont été dressés (**Figure 4.37**).

La grotte Goraan est un site touristique suscitant beaucoup d'intérêts, mais qui n'est malheureusement ni aménagée, ni protégée, ce qui la rend très vulnérable. Face à cette situation, nous recommandons de :

- sensibiliser les autorités locales et régionales pour la préservation de ce site et lui donner un intérêt touristique dans la région.
- protéger ce site contre toutes formes de dégradation,
- aménager ce site pour qu'il soit ouvert au visiteur de façon officielle,
- Sensibiliser la population locale.

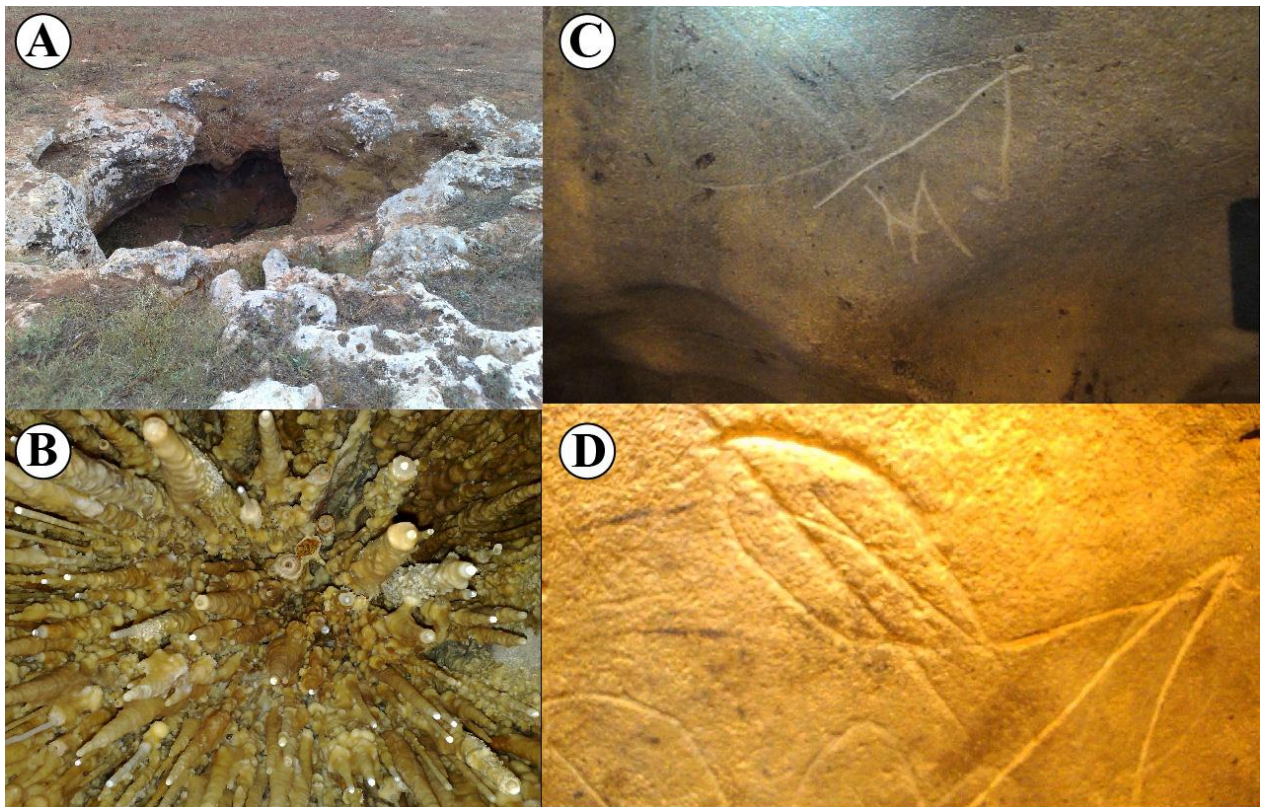


Figure 4.36 - Grotte Goraan au Cap El Beddouza

A : Entrée de la de la grotte. B : spéléothèmes de type stalactites. C et D : Gravures rupestre datant de 7000 A.J. en partie détruites par des rayures

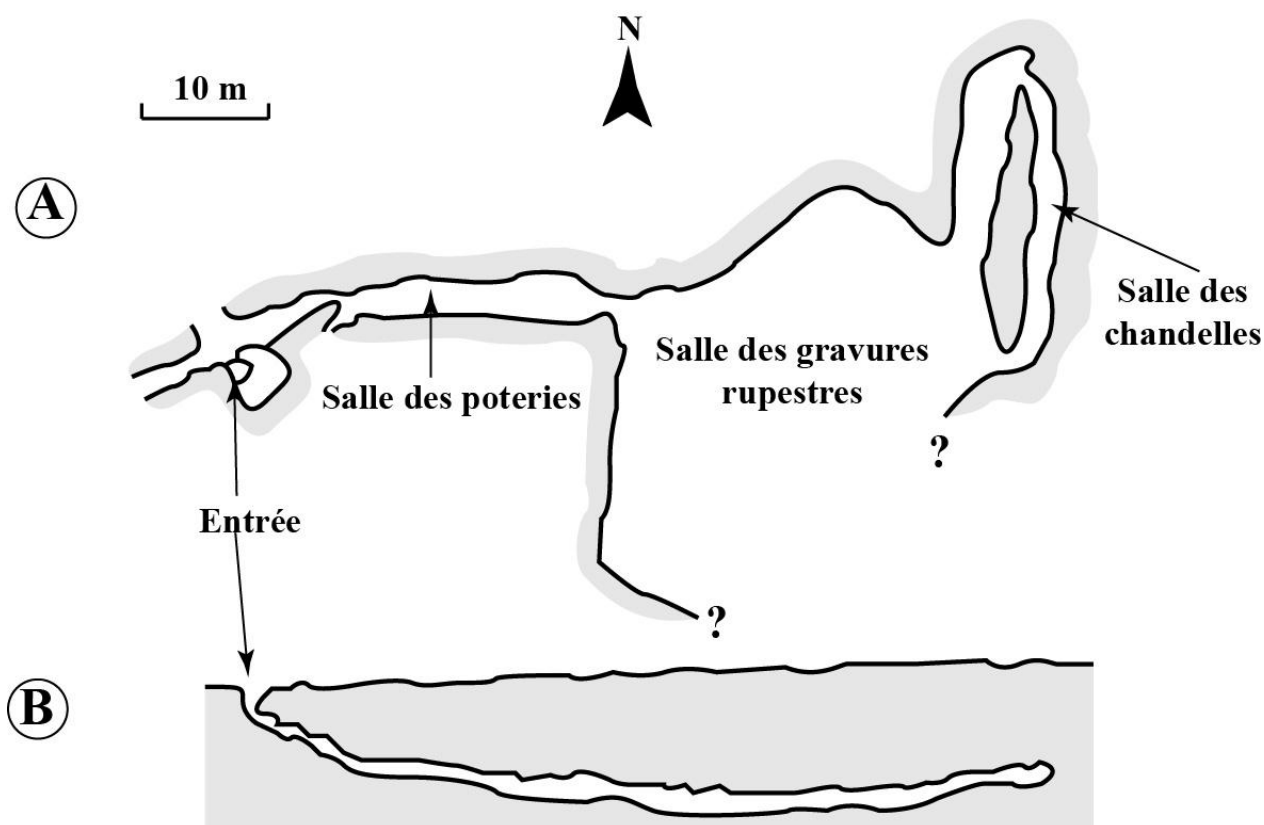


Figure 4.37 – Grotte Goraan au Cap El Beddouza

A : Plan de la branche est de la grotte Goraan. B : Coupe de la même branche (même échelle utilisée pour la distance et l'altitude)

4.3 Les glissements de terrain

4.3.1 Les glissements de terrain entre Swiria Laqdima et Djorf Ghoraba

A Swiria Laqdima, une petite falaise vive haute de 5 m est en réalité une ancienne dune consolidée, formée par le grès calcaire quaternaire. Cette falaise alterne dans certains endroits avec de petites plages de sable. Le type de glissements de terrain affectant cette falaise est l'éboulement rocheux. Il est dû à l'effondrement du toit des cavités marines qui se sont formées sous l'action de la houle. Ce type de mouvements de terrain s'observe sur une distance d'un kilomètre vers le nord (**Figure 4.38A et B**). A 2 km au nord de Swiria Laqdima, la falaise vive d'une altitude de 5 m est formée par une alternation de couches de grès dunaire et de conglomérats d'âge quaternaire qui se sont déposées sur le complexe évaporitique. Elle s'étend sur presque 1 km jusqu'à Djorf Ghoraba. Des cavités marines et des éboulements rocheux y sont observables (**Figure 4.38C et D**).

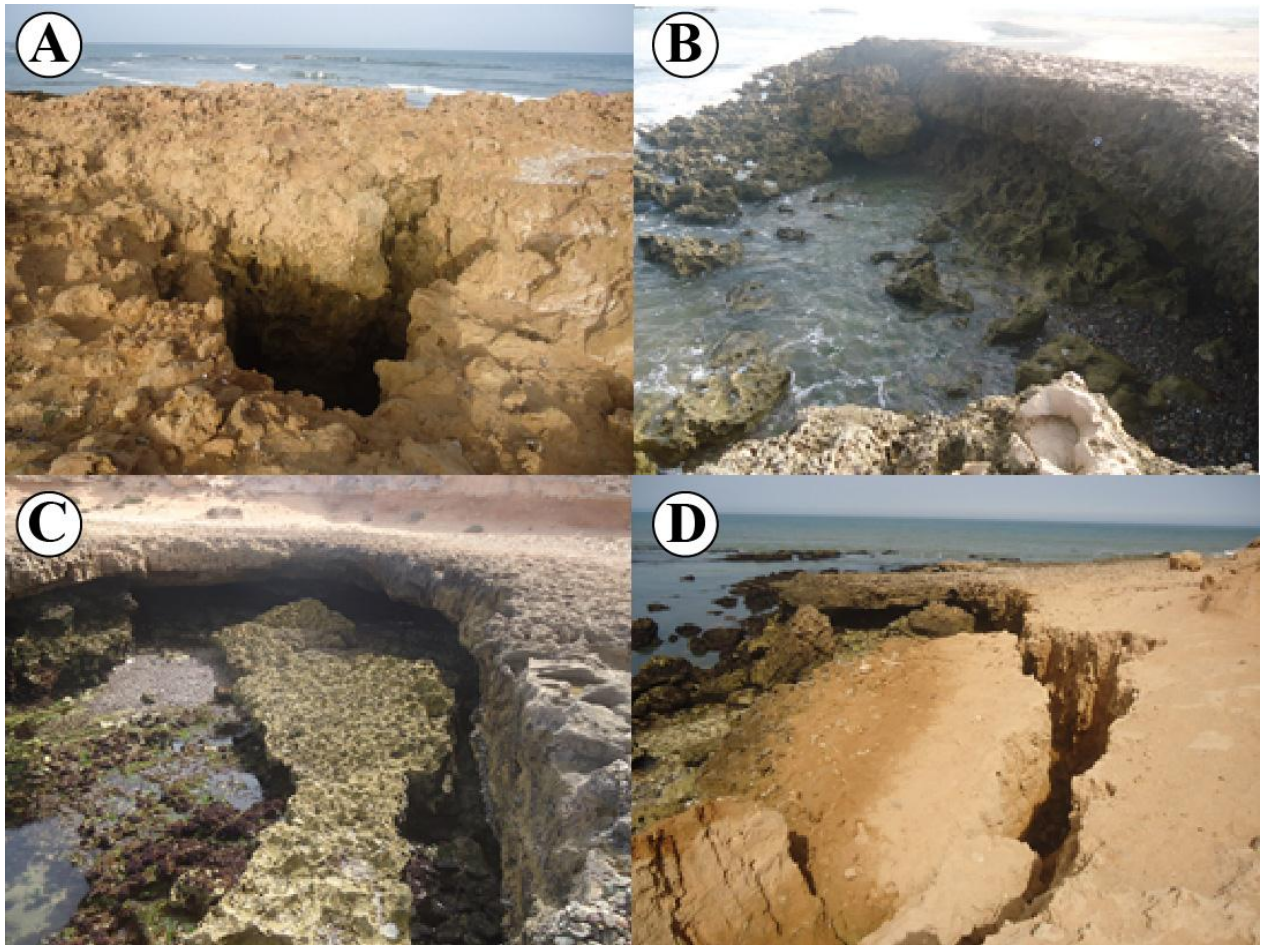


Figure 4.38 – Eboulements rocheux près de Swiria Laqdim

A : Effondrement d'une cavité marine de 3 m de profondeur et à 11 m du bord de la falaise. B : Cavité marine formée au pied de la falaise vive. C : Cavité marine formée au pied de la falaise vive à 2 km au nord de Swiria Laqdim. D : Eboulement de la falaise vive à 3 km au nord de Swiria Laqdim

4.3.2 Les glissements de terrain entre Djorf Ghoraba et El Maleh

A 3 km au nord de Swiria Laqdim, débute la falaise de Djorf Ghoraba. Cette falaise abrupte, d'une altitude moyenne de 80 m, est formée à sa base par le Complexe évaporitique d'âge jurassique supérieur et elle est surmontée par un grès calcaire lumachellique plio-Villafranchien (Witam, 1988). Ce dernier, est recouvert par des formations dunaires quaternaires.

Différents types de glissements de terrain affectent cette falaise sur une distance de 4 km : les chutes de pierres, les chutes de blocs et les éboulements rocheux. Ce dernier type de glissements de terrain est le plus observable.

Les chutes de pierres et de blocs sont dues au détachement individuel de pierres ou de blocs sous l'effet de la pesanteur (**Figure 4.39A et B**). Plusieurs éboulements rocheux ont été

observés et pointés par GPS dont certains d'entre eux sont récents (**Figure 4.39C**), d'autres par contre sont plus anciens puisque les éboulis ont été cimentés (**Figure 4.39D**). Le **Tableau 4.13** donne les coordonnées géographiques des éboulements rocheux recensés au niveau de cette falaise.

La falaise de Djorf Ghoraba est une falaise vive. Elle est érodée à son pied par l'action marine, ce qui conduit à la formation de nombreuses encoches et des cavités marines (**Figure 4.40**). Ces dernières ont été également pointées par GPS, le **Tableau 4.14** donne leurs coordonnées géographiques.

Des sources d'eaux saumâtres ont été observées à marée basse à la base de cette falaise. Le **Tableau 4.15** donne leurs coordonnées géographiques.

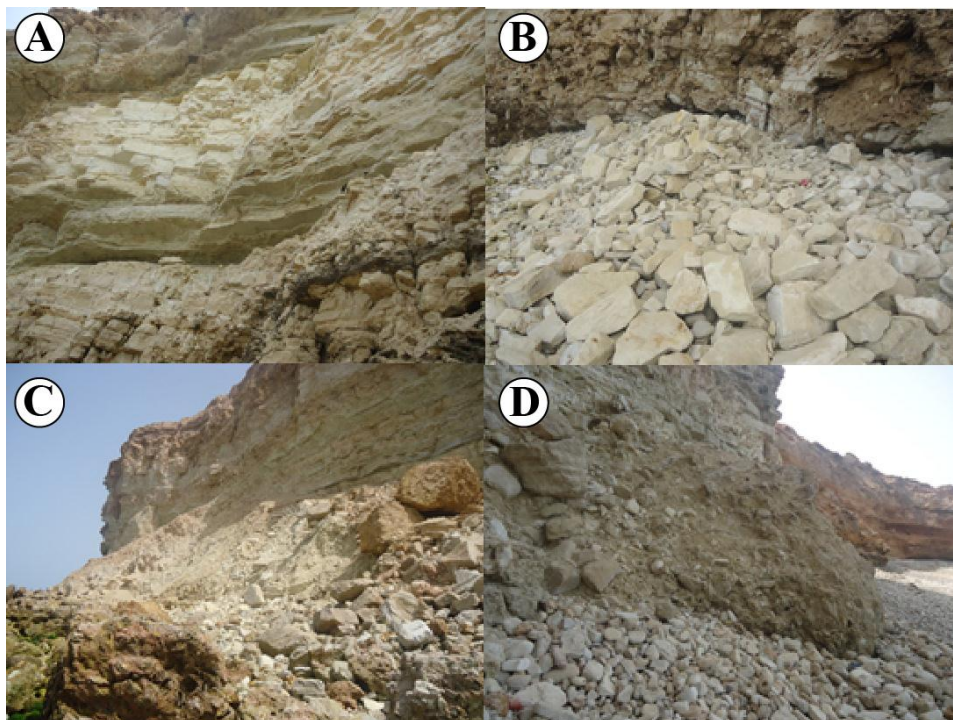


Figure 4.39 – Chute de pierres, de blocs et éboulements rocheux au niveau de la falaise de Djorf Ghoraba

A : Point de départ des pierres et des blocs. B : Chutes de pierres et de blocs donnant des éboulis au pied de la falaise. C : Eboulement rocheux produit entre 2009 et 2010. D : Ancien éboulement rocheux à éboulis cimentés

Tableau 4.13 - Localisation des éboulements au niveau de la falaise de Djorf Ghoraba

Eboulements	1	2	3	4	5	6	7	8
Coordonnées géographiques	X= 32°04' 37 N Y= 09°19' 47 O	X= 32°04' 47 N Y= 09°19'51 O	X= 32°04' 53 N Y= 09°19'51 O	X=32°04' 56 N Y= 09°19' 51 O	X= 32°05' 17 N Y= 09°19'48 O	X= 32°05' 36 N Y= 09°19'34 O	X= 32°05' 54 N Y= 09°19'30 O	X= 32°06' 12 N Y= 09°19'24 O
Altitudes en m	9	15	22	11	3	2	6	7

Tableau 4.14 - Localisation des cavités marines au niveau de la falaise de Djorf Ghoraba au sud de Safi

Cavités marines	1	2	3	4
Coordonnées géographiques	X= 32°06'15 N Y= 09°19'19 O	X= 32°06'17 N Y= 09°19'17 O	X= 32°06'21 N Y= 09°19'16 O	X= 32°06'22 N Y= 09°19'15 O
Altitudes en m	4	10	2	2



Figure 4.40 – Quelques exemples de cavités marines au pied de la falaise de Djorf Ghoraba

Tableau 4.15 - Localisation des sources d’eaux saumâtres au niveau de la falaise de Djorf Ghoraba

Sources	1	2
Coordonnées géographiques	X= 32°06'25 N Y= 09°19'16 O	X= 32°06'18 N Y= 09°19'18 O
Altitudes en : m	5	0
Débit	faible	fort

4.3.3 Les glissements de terrain entre l’Oulja d’El Maleh et Djorf Lihoudi

Cette portion du littoral se caractérise par la réapparition de l’Oulja (**Figure 4.41A**). Il s’agit d’une petite plaine en forme de dépression coincée entre deux falaises : la falaise morte et la falaise vive. Cette dernière est principalement affectée par les éboulements rocheux dus à l’action marine (**Figure 4.41B**). Ce type de glissements de terrain concerne la falaise vive sur une longueur de 8 km : l’action de la houle a fait apparaître de nombreuses cavités marines au pied de cette falaise (**Figure 4.41C**). Elles peuvent s’étendre sur plus de 10 m par rapport à son

rebord où apparaissent de nombreuses fractures (**Figure 4.41D**). Par contre, la falaise morte semble être stabilisée par les sédiments de l'Oulja qui la recouvrent sur une grande partie. Aucun indice d'activité concernant des éboulements récents n'a été détecté (**Figure 4.41E**).

Le **Tableau 4.16** donne quelques indications sur les zones éboulées et la présence ou l'absence de cavités marines. Une source d'eau saumâtre (**Tableau 4.17**) a été observée à marée basse à la base de la falaise de Djorf Lihoudi.

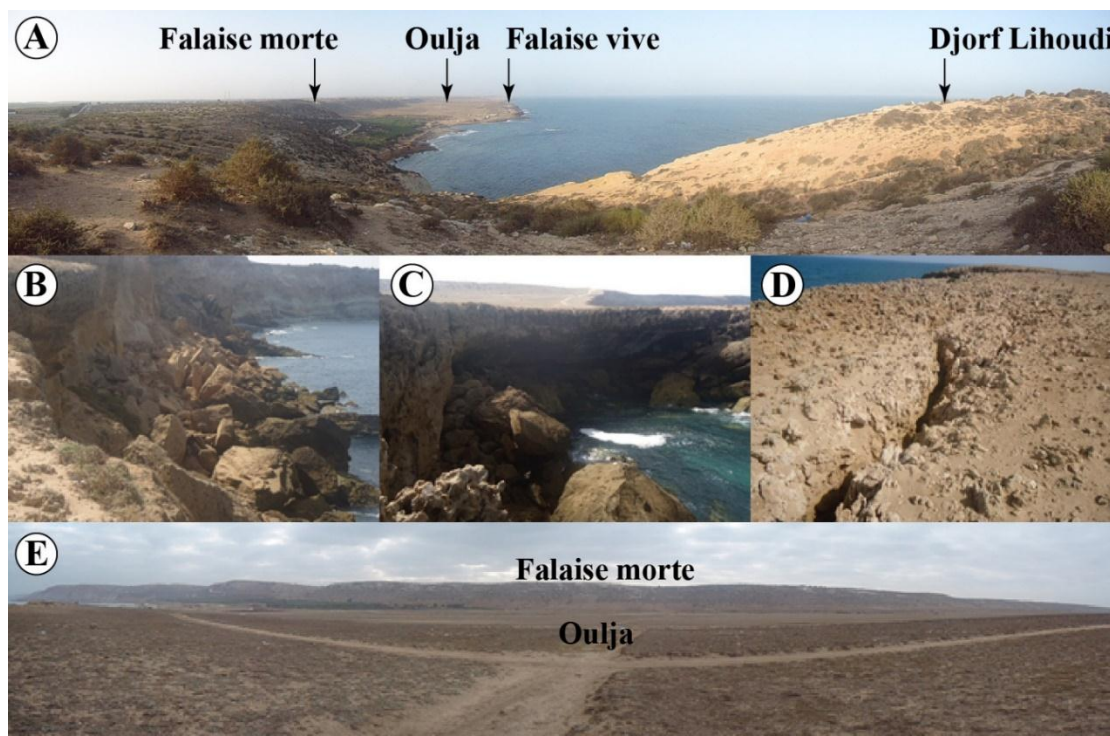


Figure 4.41 – Eboulements rocheux entre El Maleh et Djorf Lihoudi

A : Vue panoramique prise de Djorf Lihoudi vers le sud. B : Eboulement récent de la falaise vive à la limite sud de l'Oulja. C : Cavité marine et éboulement rocheux dans la même falaise. D : Fracturation en arrière de la falaise. E : Vue panoramique de l'Oulja et de la falaise morte en arrière-plan

Tableau 4.16 - Localisation des éboulements et des cavités marines entre l'Oulja d'El Maleh et Djorf Lihoudi

Eboulements	1	2	3	4
Coordonnées géographiques	X= 32°07'06 N Y= 09°19'16 O	X= 32°07'00 N Y= 09°19'22 O	X= 32°06'39 N Y= 09°19'18 O	X= 32°07'15 N Y= 09°19'11 O
Altitudes en m	21	11	28	20
Cavités marines	Oui	Oui	Oui	Non

5	6	7	8	9
X= 32°07'20 N	X= 32°07'55 N	X= 32°08'52 N	X= 32°09'07 N	X= 32°09'33 N
Y= 09°19'04 O	Y= 09°18'26 O	Y= 09°17'26 O	Y= 09°17'14 O	Y= 09°16'46 O
8	12	12	11	21
Oui	Non	Non	Non	Oui

10	11	12	13	14
X= 32°09'40 N	X= 32°09'48 N	X= 32°09'55 N	X= 32°10'04 N	X= 32°10'03 N
Y= 09°16'40 O	Y= 09°16'37 O	Y= 09°16'32 O	Y= 09°16'25 O	Y= 09°16'26 O
18	14	18	14	15
Oui	Oui	Non	Oui	Oui

15	16	17	18
X= 32°10'04 N	X= 32°10'14 N	X= 32°10'37 N	X= 32°11'46 N
Y= 09°16'25 O	Y= 09°16'15 O	Y= 09°15'48 O	Y= 09°15'29 O
14	14	5	3
Oui	Oui	Non	Oui

Tableau 4.17 - Localisation d'une source d'eau saumâtre à Djorf Lihoudi

Source	1
Coordonnées géographiques	X= 32°10'46 N Y= 09°15'45 O
Altitudes en : m	3
Débit	faible

4.3.4 Les glissements de terrain entre Djorf Lihoudi et Safi

D'une longueur de 14 km, cette partie du littoral voit réapparaître l'Oulja, la falaise morte et la falaise vive (**Figure 4.42**). Deux falaises se distinguent : Djorf N'Am est une falaise vive qui débute juste après 1 km au nord de Djorf Lihoudi et se poursuit jusqu'à la pointe Ghozia à 5 km au sud de Safi. Tandis que Djorf Amouni est également une falaise vive qui commence de la pointe Ghozia et se termine au Château de mer portugais à Safi (**Chapitre 5**).

Ces deux falaises sont affectées par des phénomènes d'éboulements rocheux dus essentiellement à l'action marine. Ainsi, de nombreux éboulements rocheux plus ou moins récents ont été repérés tout au long de ces deux falaises. L'excavation très poussée de leurs pieds se voit sur plusieurs endroits (**Figure 4.43**).

Ces éboulements rocheux ont été ensuite numérisés à partir des photos aériennes au 17500^{ème} datées de 1983 et à partir des photos aériennes au 20000^{ème} datées de 2010. Cette numérisation a servi pour l'élaboration de l'inventaire qui sera utilisé pour l'évaluation de la susceptibilité aux éboulements rocheux (**Figure 4.44**) et (**Chapitre 5**).

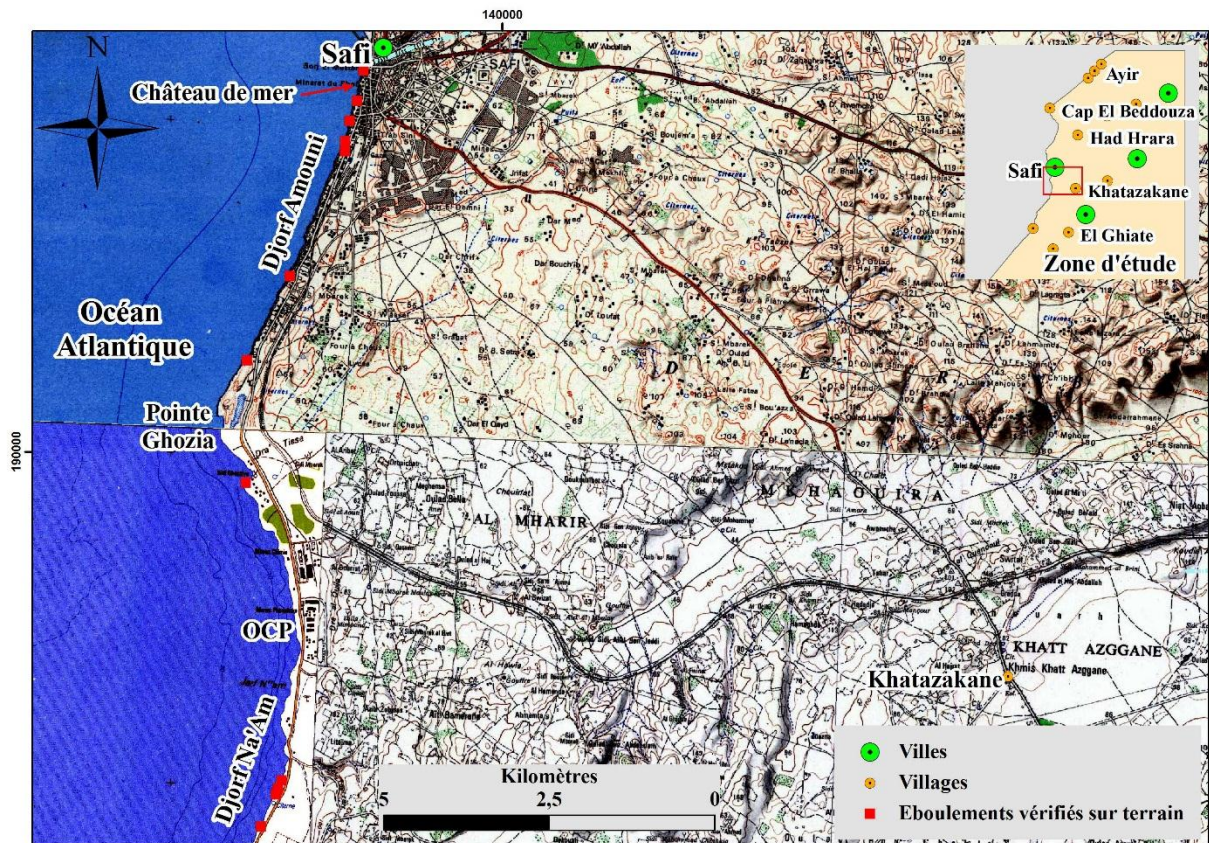


Figure 4.42 – Exemple d’écroulements rocheux vérifiés sur le terrain entre Djorf Lihoudi et Safi



Figure 4.43 – Exemples d’écroulements rocheux entre Djorf Na’Am et Djorf Amouni

A : Falaise de Djorf Na’Am et en arrière-plan la falaise morte. B : Effondrement du toit d’une cavité à Djorf Na’Am. C : Éboulement à Djorf Amouni. D : Effondrement de la tour nord du Château de mer en 2010

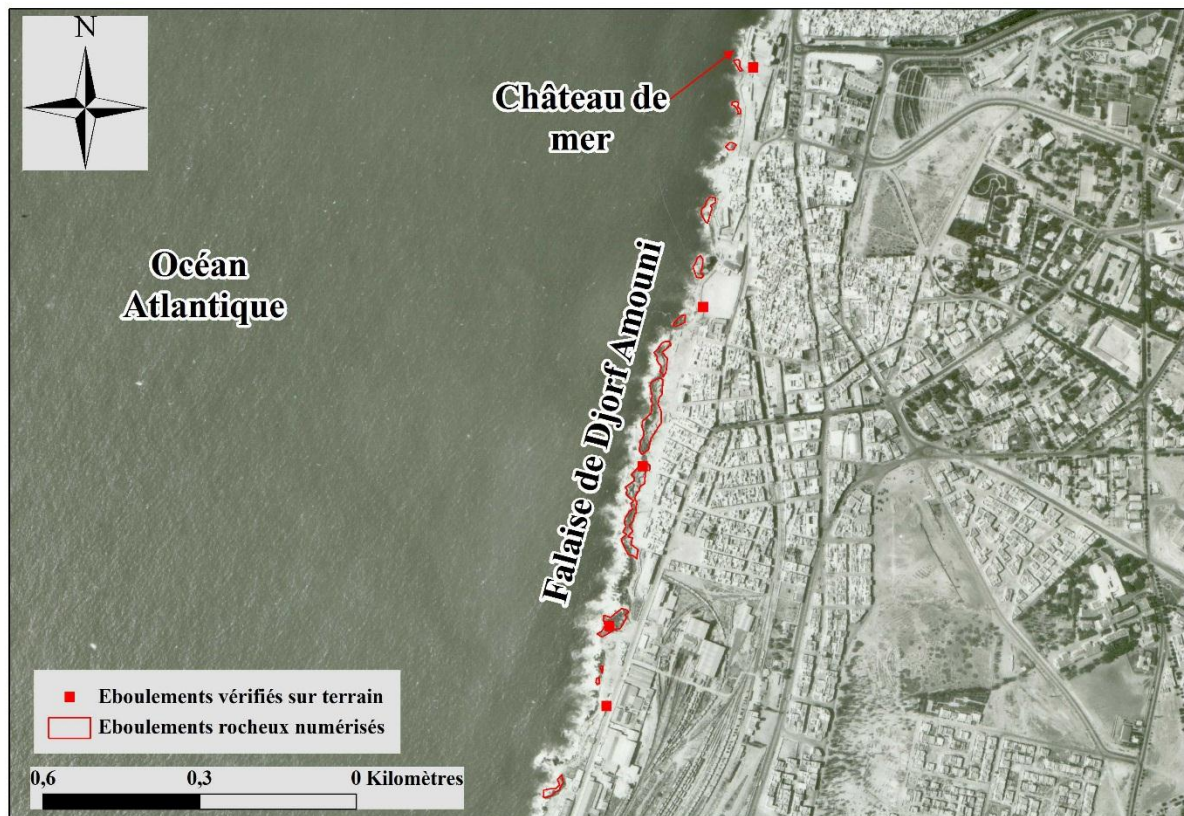


Figure 4.44 – Extrait de l’inventaire des éboulements rocheux représentés sur la photo aérienne de Safi au 17500^{ème} datées de 1983

4.3.5 Les glissements de terrain entre le port de Safi et la pointe de Bordj Nador

Une série de 15 glissements de terrain a été repérée, photographiée et pointée par GPS tout au long de la falaise nord de Safi jusqu'à la pointe de Bordj Nador. En plus des éboulements rocheux observés au niveau des falaises sud de Safi, trois autres types de glissements de terrain affectent la falaise nord : les écoulements de débris, les basculements rocheux et les glissements rocheux (**Figure 4.45**).

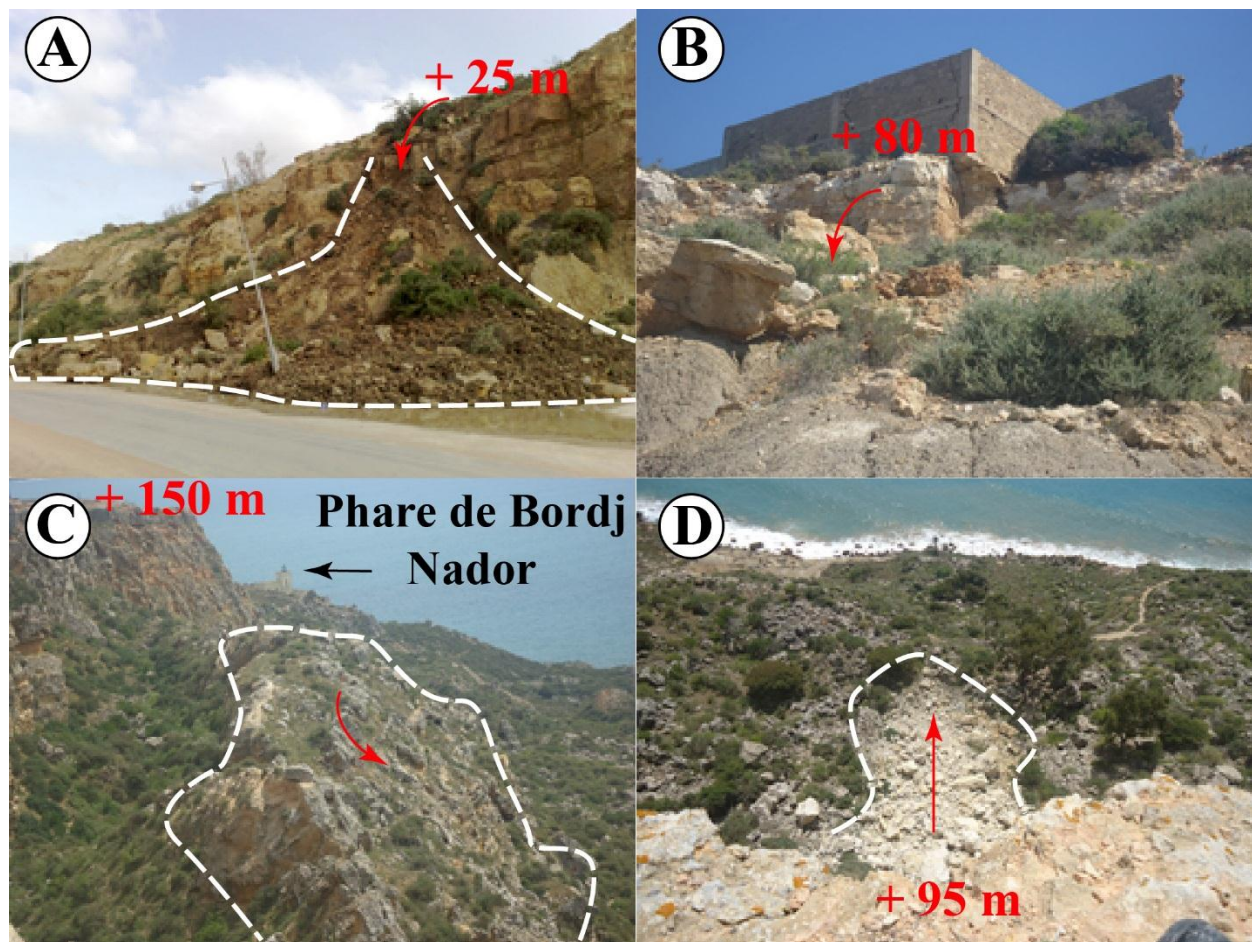


Figure 4.45 – Exemples de glissements de terrain entre le port de Safi et la pointe de Bordj Nador

A : Ecoulement de débris près du port de la ville de Safi, le trait blanc en tirets marque la limite du cône de débris. B : Basculement des Calcaires de Dridrat près de Sidi Bouzid à Safi. C : Glissement rocheux à la pointe de Bordj Nador, le trait blanc en tirets indique le pourtour du pan de falaise glissé. D : Eboulement de la falaise près de la faculté polydisciplinaire de Safi

Il faut signaler que sur les quinze glissements de terrain recensés, onze glissements sont associés à des sources d'eau, dont la plus importante de point de vue débit est celle de Lalla Mira à 4 km au nord Safi (**Figure 4.46**). Ces glissements de terrain ont été ensuite numérisés à partir des

photos aériennes au 17500^{ème} datées de 1983 et des photos aériennes au 20000^{ème} datées de 2010. Cette numérisation a servi pour l'élaboration de l'inventaire qui sera utilisé pour l'évaluation de la susceptibilité aux basculements rocheux, aux glissements rocheux et aux coulées de débris (**Figure 4.47**), (**Figure 4.48**), (**Figure 4.49**) et (**Chapitre 5**).



Figure 4.46 – Source Lalla Mira au niveau du Calcaire de Dridrat à Safi



Figure 4.47 – Extrait de l'inventaire des basculements rocheux numérisés à partir de la photo aérienne de Safi au 17500^{ème} datées de 1983



Figure 4.48 – Extrait de l’inventaire des écoulements de débris numérisés à partir de la photo aérienne de Safi au 17500^{ème} datées de 1983



Figure 4.49 – Extrait de l’inventaire des glissements rocheux numérisés à partir de la photo aérienne de Safi au 17500^{ème} datées de 1983

4.3.6 Les glissements de terrain entre la pointe de Bordj Nador et douar Labdahja

Dans cette partie de la zone d'étude, la falaise longue de 19 km est affectée par les quatre types de glissements de terrain observés auparavant (**Figure 4.50**). L'Oulja disparaît et elle ne réapparaît qu'au douar de Labdahja sur une distance qui avoisine 1 Km (**Figure 4.51**). Le **Tableau 4.18** donne les coordonnées géographiques des glissements de terrain repérés sur le terrain ainsi que la présence ou l'absence des sources d'eaux.

Sur les vingt glissements de terrain recensés, principalement des éboulements rocheux et des écoulements de débris, quinze glissements sont associés à des sources d'eau dont les plus importantes de point de vue débit sont celle de Lalla Mira à 4 km au nord Safi, Sidi Ben Krara, Sidi Boudala et Ayn Derg (**Figure 4.50**).



Figure 4.50 – Exemple de glissements et d'éboulements rocheux vérifiés sur le terrain entre Sidi Ben Krara et douar Labdahja

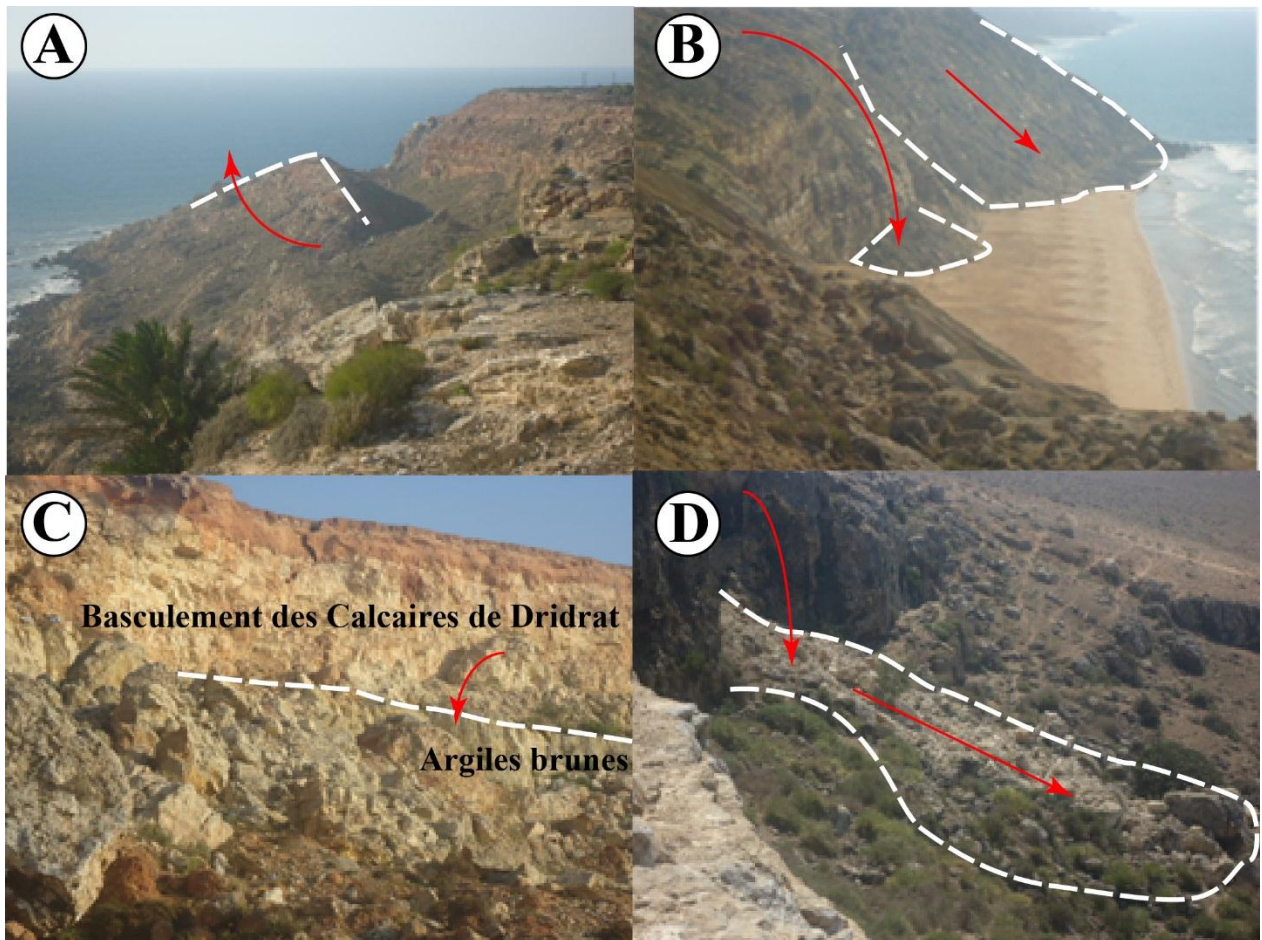


Figure 4.51 – Exemples de glissements de terrain entre Bordj Nador et douar Labdahja

A : Glissement rocheux au nord de Bordj Nador. B : Coulées de débris près de la plage Lalla Fatna, le trait blanc en tirets marque la limite des cônes de débris. C : Eboulement rocheux récent près de la plage Lalla Fatna, le trait blanc en tirets marque la limite entre le Calcaire de Dridrat et les Argiles brunes. D : Eboulement rocheux récent de la falaise au douar Labdahja, le trait blanc en tirets marque la limite de la zone d'étalement des blocs éboulés

Tableau 4.18 - Localisation des glissements de terrain et des sources d'eau entre la falaise de Sidi Bouzid et Labdahja

Glissements	1	2	3	4	5	6	7	8
Coordonnées	X=32°18'52 N	X=32°18'56 N	X=32°18'58 N	X=32°18'59 N	X=32°19'02 N	X=32°19'03 N	X=32°19'05 N	X=32°19'06 N
géographiques	Y=9°14'49 O	Y=9°14'51 O	Y=9°14'50 O	Y=9°14'50 O	Y=9°14'53 O	Y=9°14'55 O	Y=9°14'58 O	Y=9°14'58 O
Altitudes en m	21	23	54	70	72	66	60	65
Sources	Non	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui	Non	Oui

9	10	11	12	13	14	15	16	17
X=32°19'08 N	X=32°19'10 N	X=32°19'23 N	X=32°19'29 N	X=32°19'28 N	X=32°19'25 N	X=32°19'25 N	X= 32°21'15 N	X= 32°23'37 N
Y=9°14'59 O	Y=9°15'00 O	Y=9°15'11 O	Y=9°15'39 O	Y=9°15'45 O	Y=9°15'37 O	Y=9°15'35 O	Y= 09°16'58 O	Y= 09°16'16 O
71	68	96	60	38	15	14	136	3
Oui	Oui	Oui	Oui	Non	Non	Oui	Oui	Oui

18	19	20
X=32°23'55 N	X= 32°24'00 N	X= 32°25'16 N
Y=9°15'55 O	Y= 09°15'46 O	Y= 09°14'56 O
37	58	74
Oui	Non	Oui

4.3.7 Les glissements de terrain entre douar Labdahja et Cap El Beddouza

D'une longueur de 13 km, la falaise entre douar Labdahja et Cap El Beddouza se caractérise par la disparition de la formation des Argiles brunes qui plongent sous le niveau 0 de la mer. Ainsi, les types de glissements de terrain repérés au niveau de cette falaise sont principalement : les éboulements rocheux et les glissements rocheux (**Figure 4.52**).



Figure 4.52 – Exemple de glissements et d’éboulements rocheux vérifiés sur le terrain entre Sidi Bouchta et Cap El Beddouza

Les éboulements rocheux affectent les calcaires de Dridrat et les grès calcaires lumachelliques qui forment cette falaise (**Figure 4.53A et B**). Cette dernière, est soumise à la double action des eaux météoriques et des vagues, et par conséquent elle présente des fissures parallèles à son bord (**Figure 4.53C**). Le **Tableau 4.19** qui suit donne les coordonnées des éboulements observés sur le terrain. Des glissements rocheux de grande ampleur ont été également observés (**Figure 4.53D**).

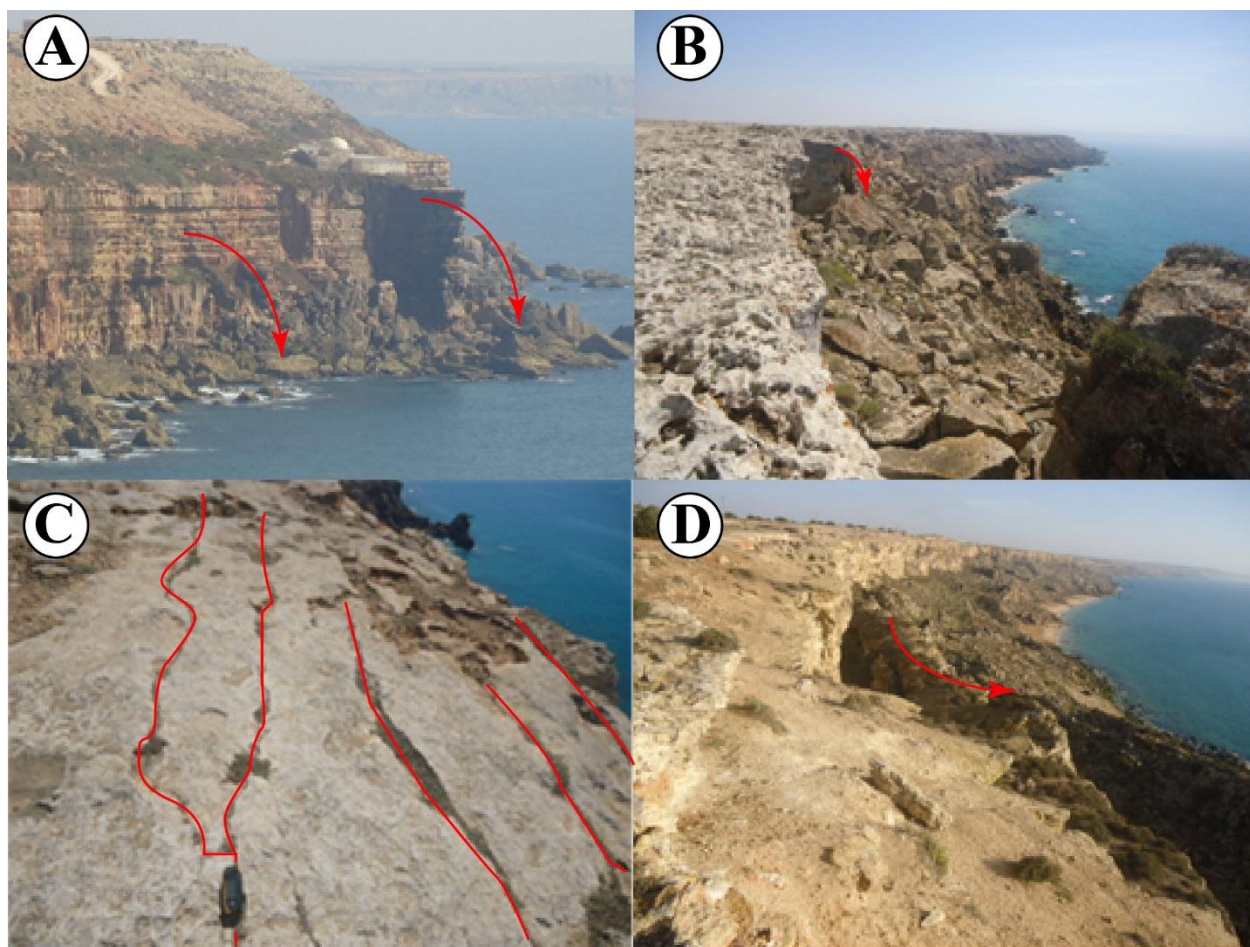


Figure 4.53 – Exemples de glissements de terrain entre Sidi Bouchta et Cap El Beddouza

A : Eboulements du Calcaire Dridrat à Sidi Bouchta. B : Eboulements du grès calcaire lumachellic à 2 km au sud de Cap El Beddouza. C : Fissures parallèles au bord de la falaise de Cap El Beddouza. D : Glissements rocheux au sud de Cap El Beddouza

Tableau 4.19 - Localisation des éboulements entre Labdahja et Cap El Beddouza

Eboulements	1	2	3	4	5
Coordonnées géographiques	X=32°32'35 N Y=9°17'11 O	X=32°32'32 N Y=9°17'08 O	X=32°32'13 N Y=9°16'45 O	X=32°29'51 N Y=9°14'54 O	X=32°27'37 N Y=9°14'02 O
Altitudes en m	13	10	56	58	93
Cavités	Non	Non	Non	Non	Non

4.3.8 Les glissements de terrain entre Cap El Beddouza et l'Oualidia

D'une longueur de 30 km, cette partie de la zone d'étude est presque rectiligne et se caractérise par ses deux falaises (la falaise vive et la falaise morte) qui limitent l'Oulja (**Figure 4.54**). Cette Oulja disparaît sur 5 km au niveau du Cap El Beddouza pour laisser la place à une plage large de 300 m. Des vestiges de la falaise vive témoignent encore de l'ancienne Oulja jadis disparue. Le type de glissement de terrain le plus observé sur le terrain est l'éboulement rocheux (**Figure 4.55**).



Figure 4.54 - Exemple d'éboulements rocheux vérifiés dans la région de Oualida



Figure 4.55 - Eboulement de la falaise vive près de Sidi Karram Addayf

4.4 Conclusion

L'approche géomorphologique sur terrain, basée sur la démarche analytique et exploratrice, a permis de réaliser une cartographie de l'inventaire des dolines d'effondrement et des glissements de terrain au niveau de la zone d'étude.

Une quarantaine de dolines d'effondrement a été vérifiée sur le terrain et un ensemble de données sur ces dolines a été collecté (**Annexe A**). Ces dolines d'effondrement prennent généralement des directions NE-SO à N-S et affectent le sud de la ville de Safi de façon beaucoup plus importante par rapport au nord. Un ensemble de cavités souterraines d'origine naturelle ou anthropique a été également cartographié. En outre, une trentaine de glissements de terrain a été recensée sur le terrain et une base de données sur ces glissements a été élaborée (**Annexe B**). Quatre types de glissements de terrain ont été cartographiés sur le terrain : les basculements rocheux, les éboulements rocheux, les glissements rocheux et les coulées de débris. Ces glissements de terrain affectent essentiellement les falaises vives nord et sud de la zone d'étude.

Cependant, l'analyse des photos aériennes a également permis d'identifier les différents types de mouvements de terrain et de réaliser ainsi un inventaire représentatif des différents mouvements de terrain affectant la zone d'étude.

Sur la base de ces inventaires de mouvements de terrain, des études cartographiques de la susceptibilité aux dolines d'effondrement et aux divers types de glissements de terrain ont été réalisées (**Chapitre 5 et 6**).

Chapitre 5

Cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain dans la région de Safi

Sommaire

5.1 Introduction.....	144
5.2 Aperçu sur le secteur de l'étude.....	146
5.3 Matériels et méthodes.....	151
5.4 Résultats.....	156
5.5 Discussion.....	170
5.6 Conclusions.....	173

*T*out d'abord, un inventaire des glissements de terrain a été préparé par une approche géomorphologique basée sur l'interprétation visuelle de photographies aériennes à moyenne échelle, combinée avec des observations directes au cours de travaux sur le terrain. Ensuite, quatre cartes de susceptibilité aux glissements de terrain ont été préparées par une méthode statistique bivariée : Méthode de la Matrice du SIG (GMM : GIS Matrix Method). Enfin, ces cartes de susceptibilité aux glissements de terrain ont été validées par la méthode du degré d'ajustement.

Mots clés : Cartes de susceptibilité, Inventaire des glissements de terrain, Karstification, Approche géomorphologique, Méthode de la Matrice par SIG.

5.1 Introduction

Les glissements de terrain est un problème reconnue à l'échelle international. Ils représentent un sérieux danger dans plusieurs régions du monde qui contrôle l'évolution des paysages. (Guzzetti et al., 2012; Galve et al., 2009)..

De nombreux cas de glissements de terrain affectant les environnements karstiques ont été étudiés à travers le monde et au Maroc (**Introduction Générale**).

Dans ces différents cas, la karstification constitue un facteur de prédisposition aux glissements de terrain. Néanmoins, le rôle que joue la karstification sur la stabilité et la cinématique des talus reste ambigu à cause des difficultés de son investigation et son évaluation (Gutiérrez et al., 2014).

Dans la région de Safi (**Figure 5.2**), la karstification conduit à divers types de glissements de terrain ; les éboulements rocheux, les débris rocheux, les basculements rocheux et les glissements rocheux. Ces mouvements de terrain constituent un risque potentiel pour la population et pour les différents types d'infrastructures. L'éboulement rocheux qui s'est produit en 2010, au niveau de la falaise vive bordant la ville de Safi, a causé la mort d'une fille et la blessure d'un homme. Cet éboulement rocheux a causé également la destruction de la tour sud du château de mer, qui est un monument historique datant du 15ème siècle. Les écoulements provoquent généralement la fermeture des routes et des pistes, principalement durant les périodes pluvieuse et autour des sources karstiques (**Figure 5.1a** et **Figure 5.1b**). Par conséquent, la réalisation des cartes de susceptibilité aux glissements de terrain, qui représente la première étape pour l'évaluation de l'aléa ou du risque, est devenue indispensable pour la région de Safi.



Figure 5.1a - Destruction de la tour nord du Château de mer portugais en 2010



Figure 5.1b - Glissement de la route Ras Lafa au nord de la ville de Safi

La susceptibilité aux glissements de terrain signifie la probabilité d'occurrence spatiale, estimée à partir des glissements de terrain connus et identifiés, sous un ensemble de conditions environnementales (Guzzetti et al., 2005, 2006). Des approches variées ont été recommandées pour évaluer la susceptibilité aux glissements de terrain à différentes échelles, comme la cartographie géomorphologique directe, les approches heuristiques, les méthodes statistiques et physiques basées sur des modèles (Carrara et al., 1995; Soeters and van Westen, 1996; Chung and Fabbri, 1999; Guzzetti et al., 1999, 2006).

Dans ce chapitre, la méthode statistique **GMM** a été adoptée (**Chapitre 3**). Il s'agit d'une analyse statistique bivariée, basée sur une cartographie indirecte. Dans cette méthode, les facteurs de causalité sont intégrés dans un SIG puis croisés avec une carte de distribution des glissements de terrain (Jiménez-Perálvarez et al., 2009). En outre, les cartes de susceptibilité obtenues ont été validées par la méthode de degrés d'ajustement (**Chapitre 3**).

Cependant, l'objectif de ce chapitre est la réalisation de la carte d'inventaire des glissements de terrain et la production des cartes de susceptibilité aux glissements de terrain pour le secteur de Safi.

5.2 Aperçu sur le secteur de l'étude

Le secteur étudié est limité par Bordj Nador au nord et Djorf Lihoudi au sud, avec une superficie approximative de 107 Km² (**Figure 5.2**). Il appartient au domaine mésétien du sahel des Doukkala-Abda qui se caractérise par une couverture méso-cénozoïque tabulaire reposant sur un socle primaire plissé et aplanis (Michard, 1976 ; Saaidi, 1988 ; Witam, 1988 ; Ouadia, 1998) (**Chapitre 2**).

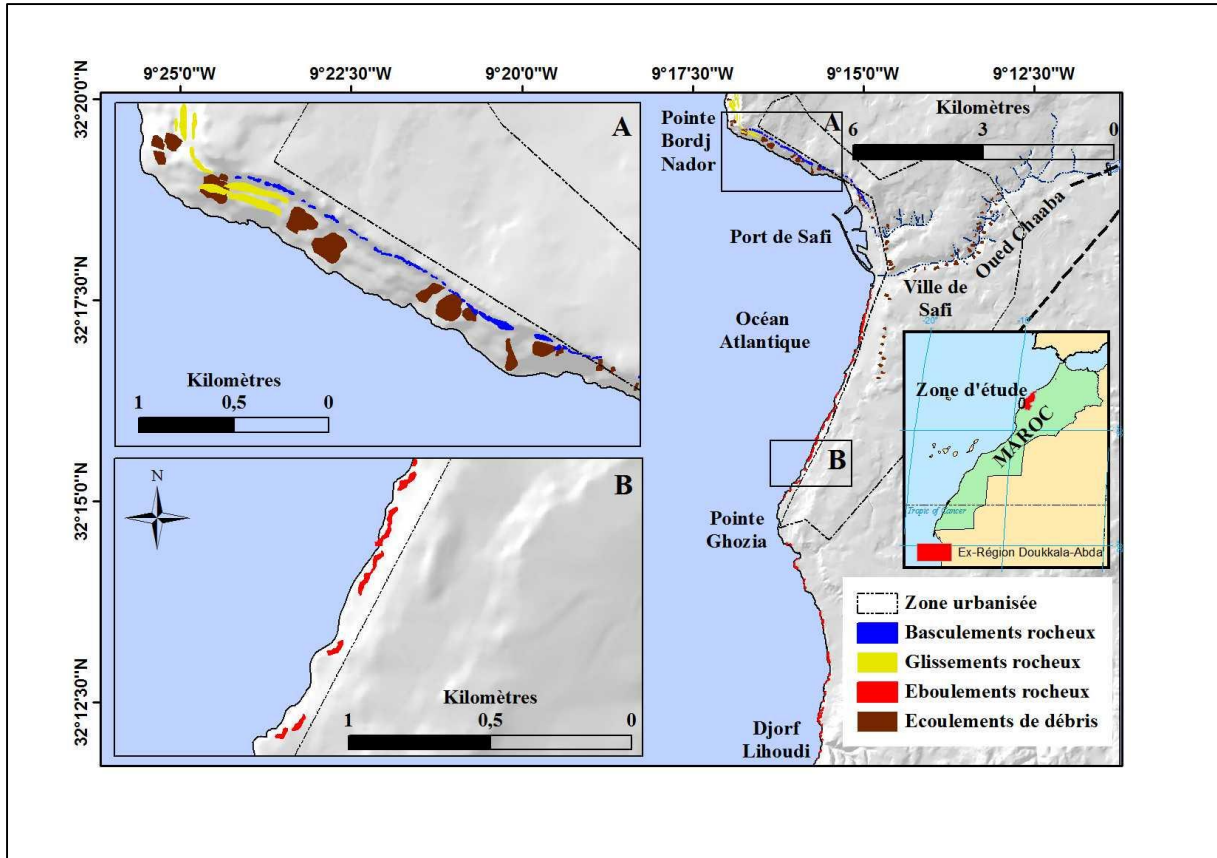


Figure 5.2 - Carte d'inventaire des glissements de terrain au niveau du secteur étudié

Dans ce secteur, divers facteurs influencent sur la karstification et agissent généralement en combinaison. Ces facteurs comprennent la lithologie, la tectonique, la géomorphologie et l'hydrogéologie. Le degré de participation dans la karstification diffère d'un agent à l'autre mais la lithologie et l'eau qui est en relation au type de climat restent les agents les plus importants.

La plupart des roches qui affleurent sont favorables à la karstification (**Figure 5.3**). En effet, les roches calcaires existent dans l'ensemble de la zone étudiée, tandis que les roches gypsifères affleurent au sud et au sud-est (**Chapitre 1**).

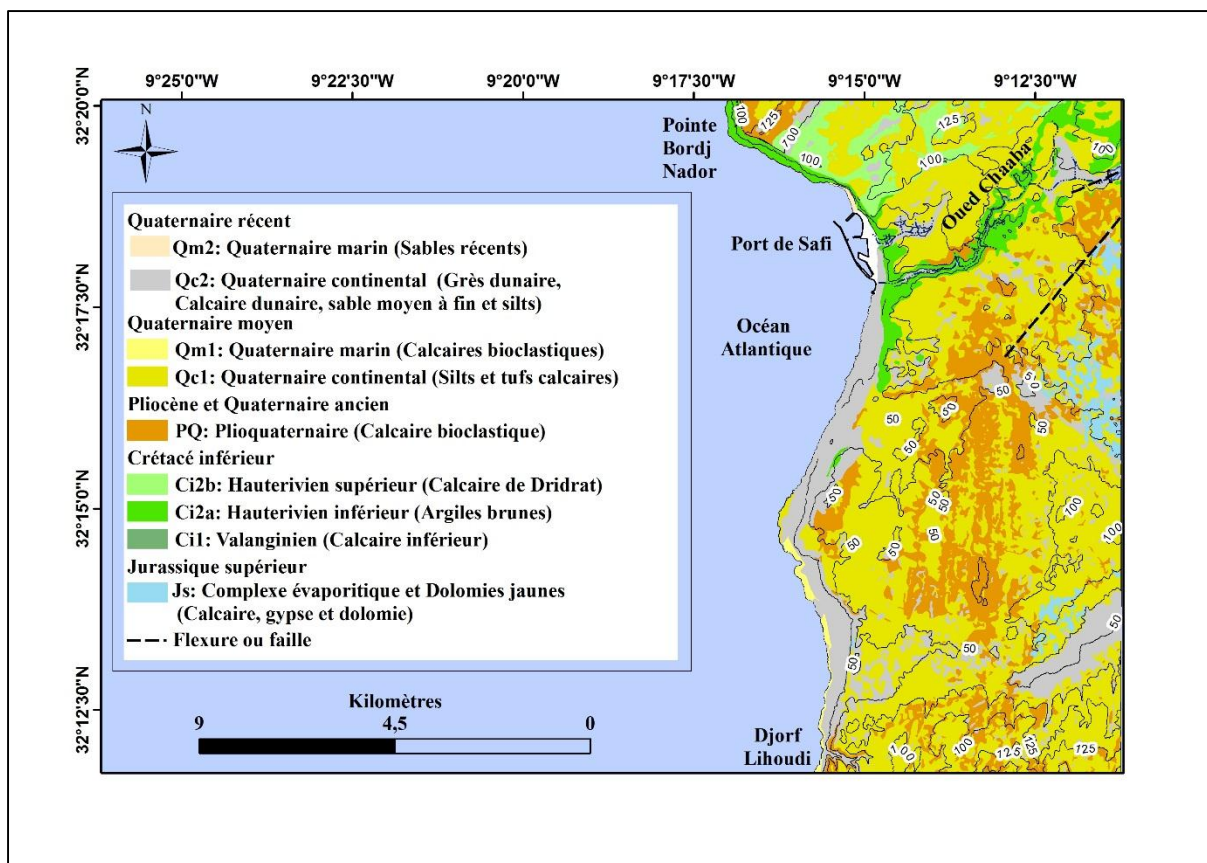


Figure 5.3 - Carte géologique de la zone étudiée (Mazéas, 1967)

Dans ce secteur, les niveaux géologiques susceptibles de subir une karstification intense sont : les calcaires et les gypses du Jurassique Supérieur), le Calcaire de Dridrat de l'Hauterivien, les calcaires détritiques et coquillers du Plioquaternaire (Ferré et Ruhard, 1975). La karstification affecte également la formation du Quaternaire continental, plus particulièrement au niveau des falaises côtières actives qui sont constituées par le calcaire dunaire et par le grès dunaire à ciment calcaire. Ces formations alternent avec des paléosols de faible puissance. Cependant, la formation la plus susceptible aux glissements de terrain reste celle des Argiles brunes. Elle est localisée au niveau des falaises côtières nord et aussi à l'oued Châaba (**Figure 5 3**). Les formations géologiques du Jurassique et du Crétacé forment le karst profond, alors que les formations plioquaternaires forment le karst superficiel. Les deux karsts sont superposés et communiquent entre eux (Weisrock et Lunski, 1987).

Selon Ferré et Ruhard (1975), la tectonique dans ce secteur est essentiellement d'âge tertiaire et primaire (**Chapitre 2**). Cette tectonique, manifestée par des plis et des failles, est caractérisée par deux principales directions. Une direction NS hercynienne et une direction NE-SO à EO qui correspondre à l'orogénèse atlasique. La tectonique guide et contrôle les orientations des

formes karstiques (El Gharbaoui, 1987). En effet, la plupart des grandes dépressions fermées ont une origine structurale et sont alignées le long d'accidents majeurs (Dresh, 1975).

De point de vue géomorphologique, une grande partie de la zone d'étude est caractérisée par la présence d'un relief avec une forme ondulatoire qui correspond aux dunes consolidées plioquaternaires ; cette morphologie est caractéristique de la région des Abda (**Chapitre 2**). Dans le secteur étudié, l'oued Châaba est le seul exutoire majeur vers l'Océan Atlantique, mais il n'est actif que durant les années pluvieuses. En plus, une grande quantité des eaux de surface disparaissent en entreprenant des voies souterraines et réapparaissent sous forme de sources karstiques le long des falaises côtières ou sous le niveau 0 m de la mer (Ferré and Ruhard, 1975 ; Ouadia, 1998).

La côte est uniquement formée par une petite plage sableuse de la ville de Safi et le reste est constitué essentiellement par de nombreuses falaises actives ou mortes. Selon Weisrock (1985), il y a deux principaux types de falaises côtières : les falaises à profil mixte et les falaises à profil sub-vertical (**Figures 5.4a et 5.4b**). Selon ce même auteur, les mécanismes traditionnels de l'évolution des falaises vives par éboulements et glissements sont actuellement actifs et dangereux, mais ils n'ont que des effets ponctuels.

L'origine des sources karstiques, rencontrées dans ce secteur d'étude, provient de la nappe phréatique du Calcaire des Dridrat au nord et provient également de la nappe profonde du Jurassique supérieur (le Complexe Evaporitique) à l'est et au sud-est.



Figure 5.4a - Falaise côtière à profil mixte

1 : Ecoulement de débris, 2 : L'extrême nord de la plage de la ville de Safi, a : Le sommet du Complexe Evaporitique, b : Les Dolomies Jaunes, c : Le Calcaire inférieur, d : Les Argiles Brunes, e : Le Calcaire des Dridrat



Figure 5.4b - Falaise vive à profil sub-vertical, **f** : la formation du Quaternaire continental

5.3 Matériels et méthodes

Les principales couches de données nécessaires à l'évaluation et à la cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain sont les données d'inventaire des glissements de terrain et les facteurs environnementaux ou de prédisposition aux glissements de terrain (van Westen et al., 2008).

5.3.1 Données d'inventaire des glissements de terrain

L'inventaire des glissements de terrain est la première étape dans tout projet de cartographie des glissements de terrain destiné à fournir une évaluation de la susceptibilité, de l'aléa ou du risque (Cardinali et al., 2002, 2006; Guzzetti et al., 2005; 2006; 2012; van Westen et al., 2008). C'est sans doute le plus important ensemble de données dans tout le processus d'évaluation et il influence fortement sur la qualité des résultats finaux (Jiménez-Perálvarez et al., 2009).

Il existe une variété de méthodes pour l'acquisition des informations sur les glissements de terrain et par conséquent la réalisation d'une carte d'inventaire (Guzzetti et al., 2006 ; van Westen et al., 2008). Dans ce travail, une carte d'inventaire des glissements de terrain a été préparée en s'appuyant sur deux méthodes : la cartographie géomorphologique sur le terrain et l'interprétation visuelle des photographies aériennes.

5.3.1.1 Cartographie géomorphologique sur le terrain

Cette méthode consiste en une cartographie in situ des glissements de terrain (Brunsdén, 1985 ; Guzzetti et al., 2012). En effet, elle est basée sur l'exploration géomorphologique des zones susceptibles aux glissements de terrain et en particulier les zones karstiques, où les glissements de terrain sont survenus. Ces mouvements de terrain ont été identifiés, photographiés, décrits et pointés par GPS (**Annexe B**). En outre, cette méthode a permis d'identifier les facteurs de prédisposition, de déclenchement et d'aggravation des différents types de glissements de terrain.

La classification des glissements de terrain adoptée dans cette étude est celle de Varnes, 1978 ; UNESCO-WP / WLI, 1993 ; Cruden et Varnes, 1996 ; Cruden et Couture, 2011. La collecte des données sur le terrain a été faite en utilisant des fiches (**Annexe B**). Ces dernières ont été réalisées sous Excel pour tous les types de glissements de terrain identifiés ; l'ensemble de ces fiches constituent une base de données actualisée. Un travail de terrain a été également mené

pour vérifier et valider l'inventaire préparé en utilisant d'autres techniques qui sont principalement basées sur l'interprétation de photographies aériennes (Brunsdén, 1985 ; Guzzetti et al, 2000, 2012).

5.3.1.2 Interprétation visuelle de photographies aériennes

A cause de la grande extension de la zone d'étude et de l'existence des falaises côtières abruptes, la méthode de cartographie des glissements sur le terrain devient moins précise par rapport à la cartographie en utilisant soit les photographies aériennes ou les images satellites (Guzzetti et al., 2012). Ainsi, le secteur intéressé par la cartographie est une partie de la zone d'étude, entre Bordj Nador à 7 km au nord de la ville de Safi et Djorf Lihoudi à 15 km vers le sud. En effet, un ensemble de 18 photographies aériennes verticales panchromatiques et en couleurs à moyenne échelle couvrant l'ensemble de cette zone a été utilisé (**Chapitre 3**).

5.3.2 Facteurs de prédisposition pour le secteur étudiée

La sélection des facteurs environnementaux, ou de prédisposition, qui ont été utilisés dans l'évaluation de la susceptibilité, dépend du type de glissement de terrain, de la nature du terrain et de la disponibilité des données et des ressources existantes (van Westen et al., 2008). Dans ce chapitre, les facteurs de prédisposition choisis sont : l'élévation, l'angle des pentes, la direction des pentes qui sont dérivées à partir du modèle numérique du terrain, et la lithologie (**Chapitre 3**).

5.3.3 Évaluation et cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain

5.3.3.1 Méthode d'analyse par GMM

Selon Jiménez-Perálvarez et al. (2009), la susceptibilité aux glissements de terrain peut être évaluée en délimitant les unités de terrain différemment sujettes aux glissements de terrain. D'après les mêmes auteurs la méthode **GMM** a été appliquée avec succès dans différents contextes géologiques et dans différents pays. Elle est fondée sur le calcul de trois matrices : **(1)** la matrice de la surface totale de la zone d'étude (**TSM**), **(2)** la matrice des glissements de terrain (**LM**), et **(3)** la matrice de la susceptibilité (**SM**) (**Figure 5.5**).

Etape 1 : (TSM) a été calculée en faisant toutes les combinaisons possibles entre les classes de facteurs déterminants sélectionnés, puis en calculant la surface occupée par chaque

combinaison. Trois cartes ont été produites à partir du MNT de la zone d'étude à savoir : l'angle et l'aspect de la pente et l'altitude. L'élévation a été reclassée en dix nouvelles valeurs par contre l'angle et l'aspect de la pente ont été reclassés en cinq nouvelles valeurs.

Etape 2 : (LM) a été établie par le calcul des zones affectées par les glissements de terrain dans chaque combinaison de classes des facteurs déterminants sélectionnés. L'inventaire des glissements de terrain, en format vectorielle, a été reclassé en deux valeurs : (1) pour indiquer l'absence de zones sources de glissements de terrain et (2) pour indiquer leur présence. Le (LM) a été calculé en croisant l'inventaire des glissements de terrain reclassé avec le (TSM).

Etape 3 : dans la matrice (SM), chaque cellule représente le résultat de la division de la valeur d'une cellule dans la matrice (LM) par la valeur d'une cellule dans la matrice (TSM). Les valeurs des cellules dans le (SM) représentent une évaluation de la susceptibilité relative correspondant à chaque combinaison des facteurs déterminants dans la cellule. Chaque valeur (SM) indique le pourcentage des zones sources dans chaque combinaison des facteurs déterminants en ce qui concerne la surface totale occupée par la combinaison respective des facteurs déterminants. Le mode opératoire détaillé de la susceptibilité est en **Annexe F**.

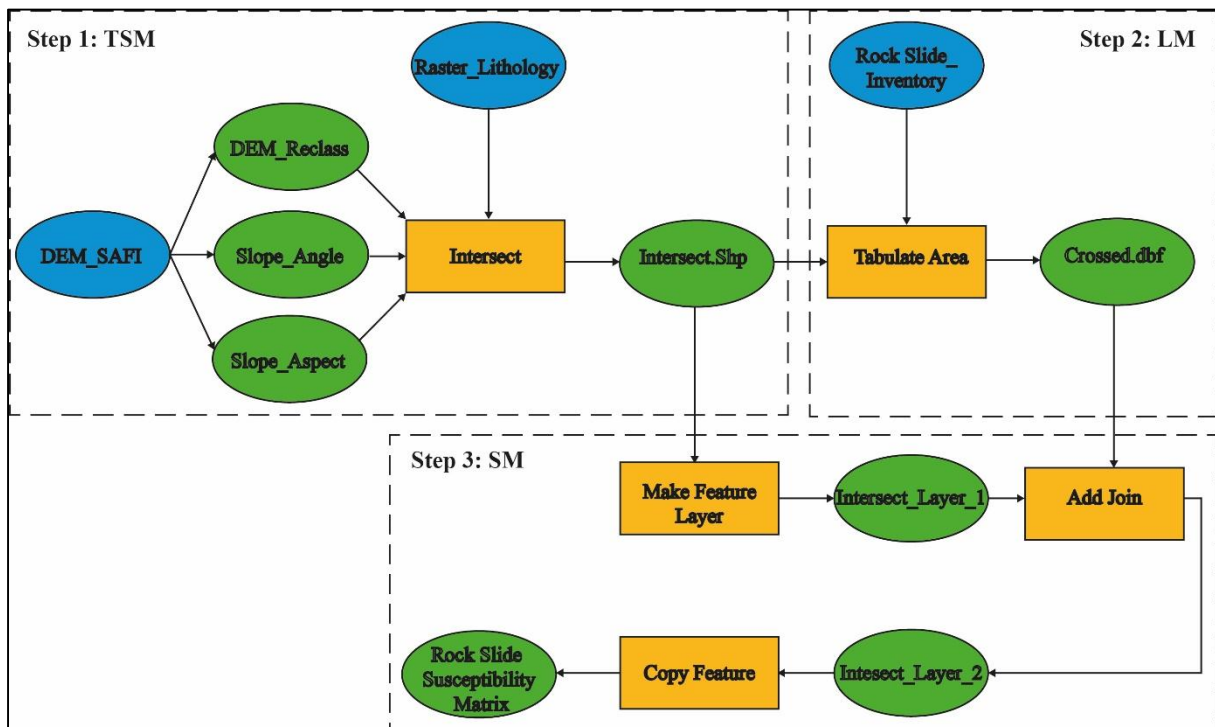


Figure 5.5 - Diagramme montrant la méthodologie adoptée pour la réalisation de la susceptibilité aux glissements rocheux
TSM : la matrice de la surface totale du secteur étudié, *LM* : la matrice des glissements de terrain, *SM* : la matrice de la susceptibilité

5.3.3.2 Validation des cartes de susceptibilité aux glissements de terrain

Pour tester et valider les cartes de susceptibilité aux différents types de glissements de terrain, l'étude s'est appuyée sur deux inventaires de glissements de terrain appartenant à des périodes différentes. Un inventaire ancien des différents types de glissements de terrain produits avant mai 1983, a été combiné avec un plus récent représentant les glissements de terrain générés avant avril 2010. La méthode adoptée pour évaluer la corrélation entre l'inventaire et la carte de susceptibilité aux glissements de terrain obtenue est le degré d'ajustement ou de concordance (**Chapitre 3**).

Le degré de concordance pour chaque niveau de susceptibilité représente le pourcentage de la superficie mobilisée situé dans chaque classe de susceptibilité. Plus le degré de concordance est faible dans les basses et très basses classes de susceptibilité (l'erreur relative), et plus le degré de concordance est grand dans les hautes ou très hautes classes de susceptibilité (la précision relative), en conséquence, la qualité de la carte de susceptibilité obtenue sera meilleure (Fernández et al., 2003 ; Irigaray et al., 2007).

Le modèle de Jiménez-Perálvarez et al. (2009) été adopté pour la validation des cartes de susceptibilité, en utilisant le processus de géotraitement sous ArcGIS (**Figure 5.6**). Cette méthodologie de calcul a été appliquée de la même manière pour les trois autres validations des cartes de susceptibilité (Eboulements de rochers, coulées de débris, basculements de rochers). Le mode opératoire détaillé de la validation est en **Annexe F**.

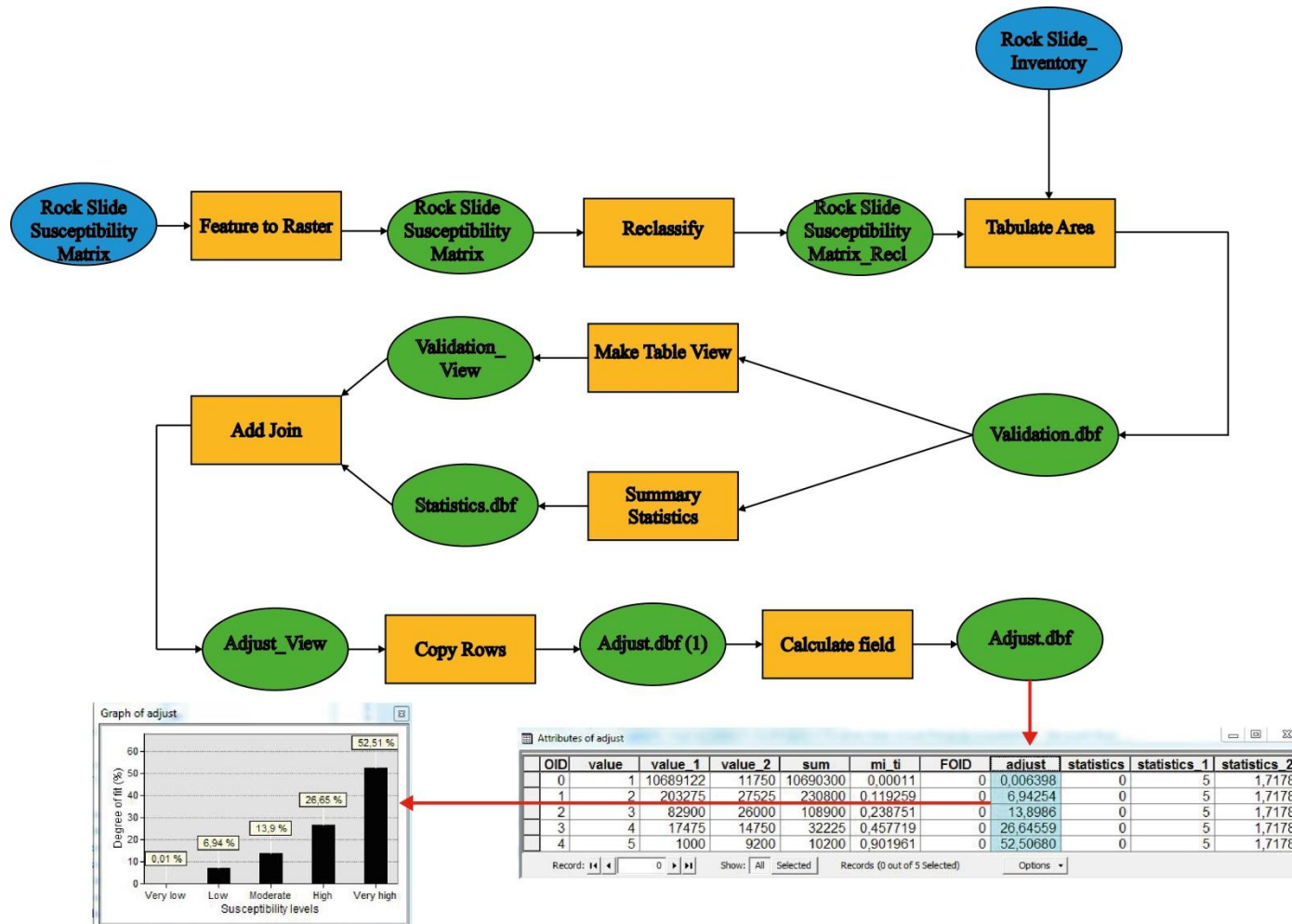


Figure 5.6 - la méthodologie adoptée pour la validation de la carte de susceptibilité aux glissements rocheux

5.4 Résultats

4.4.1 La carte d'inventaire des glissements de terrain dans la région de Safi

Dans ce chapitre, une carte d'inventaire a été réalisée selon la typologie des glissements de terrain : éboulements et basculements rocheux, glissements rocheux et écoulements de débris (**Figure 5.2**). Les phénomènes de glissements de terrain intéressent principalement la partie nord-ouest de Safi et le long des falaises vives au sud.

Les approches adoptées pour la construction de cette carte d'inventaire ont permis d'avoir une distribution représentative des phénomènes. L'inventaire comprend un total de **234** glissements de terrain complètement identifiés et cartographiés. Ces mouvements comprennent **14** glissements rocheux (Rock slides), **75** écoulements de débris (Debris flows), affectant principalement la formation des Argiles Brunes, **74** éboulements de rochers (Rock falls) principalement dans les formations gréseuses quaternaires et **71** basculements de rochers (Rock topples) touchant principalement la formation du Calcaire Dridrat (**Figure 5.2**).

En allant des zones sources vers les zones de dépôts, les glissements de terrain, affectent 0,49% de la superficie totale de la zone étudiée (**Tableau 5.1**). Il s'est avérée que la formation des Argiles Brunes (Ci2a) est la plus instable, comprenant 90% des glissements de terrain inventoriés, suivie par la formation du Quaternaire Continental (Qc2) à 5%, puis la formation du Quaternaire Marin (Qm1) à 3% et enfin la formation des Calcaires de Dridrat (Ci2b) à 0,53% (**Tableau 5.2**).

Tableau 5.1 - Inventaire des glissements de terrain, typologies et dimensions (Surface de la zone étudiée = 107864303,159 m²)

La surface affectée (m ²)						
Typologie(*)	n	Maximum	Minimum	Moyenne	Total	% en relation à la surface totale
Glissement	14	15805	477	6848	95868	0,09
Ecoulement	75	20033	527	4777	358253	0,33
Eboulement	74	3011	35	677	50087	0,05
Basculement	71	2259	15	230	16322	0,02
Total	234	20033	15	2225	520530	0,49

Tableau 5.2 - Inventaire des glissements de terrain, pourcentages dans chaque lithologie

% des glissements de terrain inventoriés dans chaque lithologie par rapport aux lithologies totales de chaque typologie									
Typologie (*)	Js	Ci1	Ci2a	Ci2b	PQ	Qc1	Qc2	Qm1	Qm2
Glissement	0,00	0,00	100	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Écoulement	0,00	0,01	99,78	0,08	0,03	0,02	0,00	0,00	0,08
Eboulement	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	2,40	60,77	36,64	0,00
Basculement	0,00	0,00	67,70	14,72	13	4,60	0,00	0,00	0,00
Total	0,02	0,01	90,06	0,53	0,43	0,37	5,32	3,20	0,06

(*) (*Js* : Calcaire du Jurassique Supérieur - formation du Complexe Evaporitique, *Ci1* : Calcaire – formation du Calcaire Inférieur, *Ci2a* : Formation des Argiles Brunes, *Ci2b* : formation du Calcaire Dridrat, *PQ* : Calcaire Bioclastique - formations Plioquaternaire, *Qc1* : Formation du Quaternaire Continental Moyen, *Qc2* : Calcaire Bioclastique - formation du Quaternaire Continental Récent, *Qm1* : Formation du Quaternaire Marin Moyen, *Qm2* : Formation du Quaternaire Marin Récent)

La construction des cartes d'inventaire et la prospection in situ ont permis d'identifier les facteurs de prédisposition, de déclenchement et d'aggravation pour chaque type de glissements de terrain. Ainsi, les écoulements de débris sont le premier type de glissement de terrain identifié. Ils ont été rencontrés principalement au nord de la ville de Safi. Dans ce type de glissements de terrain, la karstification joue un rôle de prédisposition. En effet, 65 % des écoulements de débris sont liés à la présence de sources karstiques qui apparaissent au mur de la formation des Calcaires des Dridrat. Au-dessous de cette formation, se trouve la formation des Argiles Brunes qui est très riches en marnes. Sous l'effet des fortes pentes et lorsqu'elle est gorgée d'eau venant des sources karstiques, la formation des Argiles Brunes glisse en emportant avec elle le Calcaire des Dridrat au pied de la falaise (**Figure 5.7 et Figure 5.4a**).

Les basculements rocheux représentent le second type de glissements de terrain. Ils affectent les formations karstiques des Calcaires de Dridrat et du Plioquaternaire. La présence de ces formations constitue un facteur de prédisposition au glissement. En effet, ces formations basculent lorsque la formation des Argiles Brunes est érodée. Après une altération des couches marneuses, le Calcaire de Dridrat sus-jacent se fracture et les basculements se succèdent (**Figure 5.7**).

Les glissements rocheux sont le troisième type de glissements de terrain. Ils peuvent atteindre environ 1,5 km à 2 Km dans certains endroits au nord du secteur étudié (**Figure 5.8**). Ce type de glissements de terrain se rencontre dans les golfs et lorsque les Argiles Brunnes sont au niveau 0 m de la mer. A ce niveau, elles sont alors attaquées par l'action des vagues et par conséquent les formations géologiques supérieures ne trouvent plus d'appuis, causant ainsi leur glissement. En plus de l'action marine, des sources karstiques ont été identifiées dans 50% des cas de glissements rocheux identifiés. Ce résultat signifie que les sources karstiques jouent un rôle de prédisposition aux phénomènes observés.

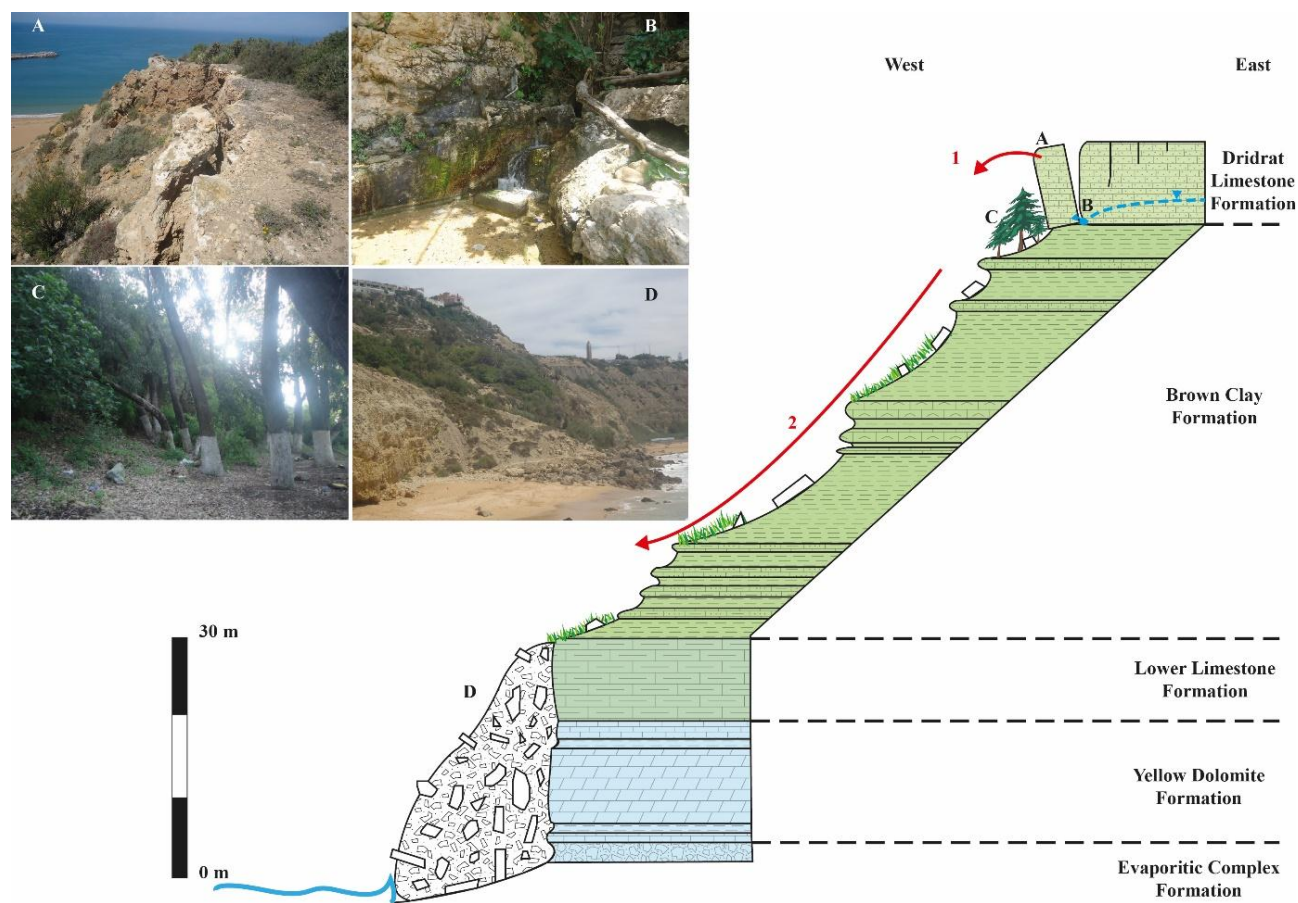


Figure 5.7 - Caractéristiques des écoulements de débris et des basculements rocheux au nord de la zone étudiée (croquis de la falaise de Sidi Bouzid modifiée d'après Witam, 1988)

1 : Trajectoire des matériaux déplacés durant un basculement rocheux, *2* : Trajectoire des matériaux déplacés durant un écoulement de débris, *A* : Corniche affectée par un basculement rocheux, *B* : Un exemple de sources karstiques, *C* : Inclinaison des troncs d'arbres indiquant un glissement de terrain, *D* : Cône de débris de roches déposé au pied de la falaise et repris par l'action des vagues

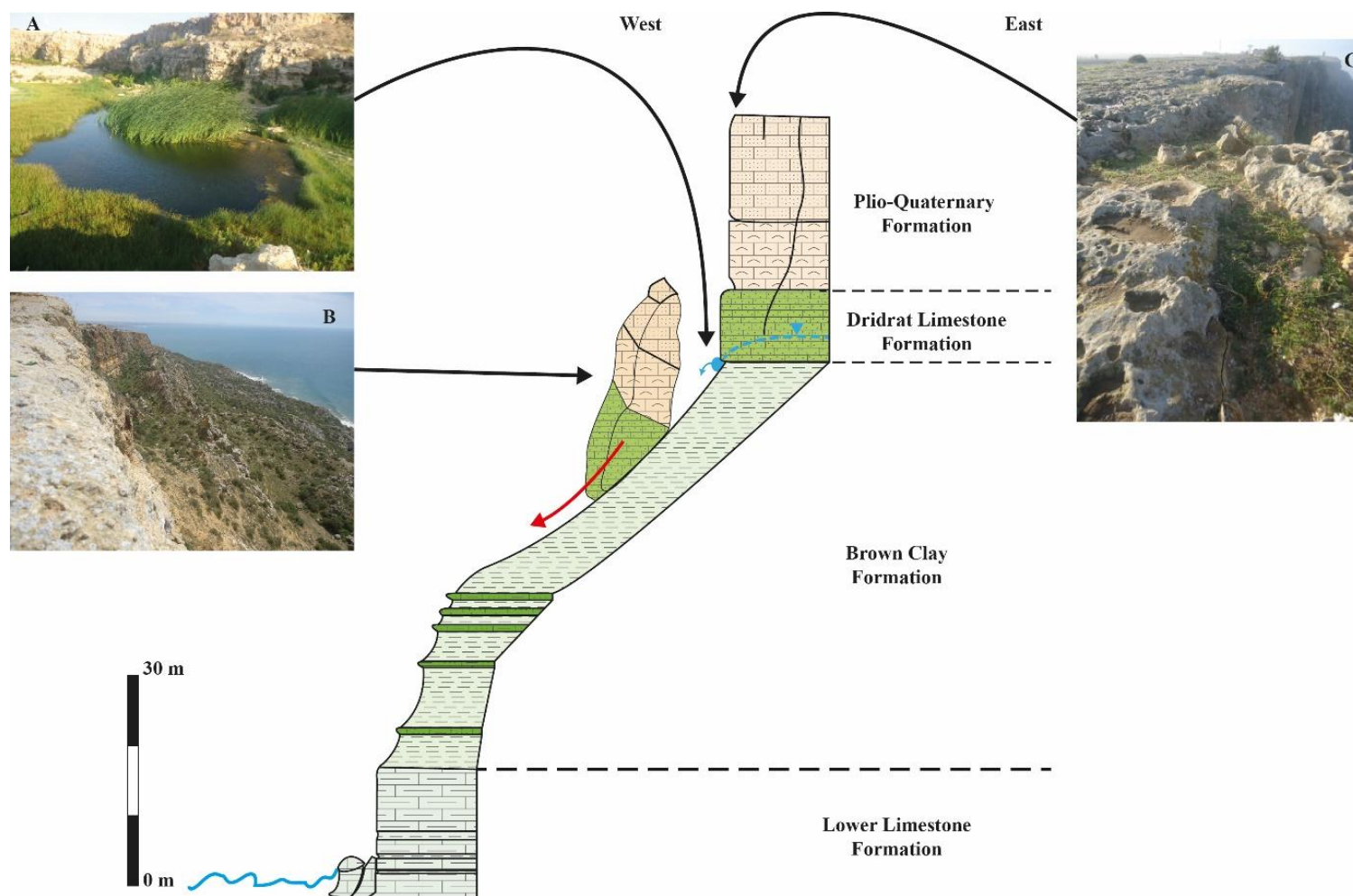


Figure 5.8 - Caractéristiques des glissements rocheux au nord de la zone d'étude (croquis de la falaise de Bordj Nador modifiée d'après Witam, 1988)

A : Un exemple d'une source karstique, B : Glissement rocheux affectant le front de la falaise, C : Présence de fractures et de lapiaz qui participent à l'infiltration des eaux de pluie

Les éboulements rocheux (**Figure 5.4b et Figure 5.9**) sont le quatrième type de glissements de terrain les plus répandus. Les éboulements rocheux affectent toutes les falaises côtières entre Safi et Djorf Lihoudi, avec une grande densité des événements inventoriés. Ces falaises actives sont formées essentiellement par des grès et des calcaires dunaires très affectés par la karstification représentée essentiellement par des lapiazs. La karstification est un facteur de prédisposition très important, car elle touche 85% des falaises côtières prospectées dans la zone d'étude. L'effet de la houle s'ajoute comme un facteur déclenchant au processus karstique. En effet, trois quarts des cas d'éboulements inventoriés sont liés à la présence des cavités marines plus ou moins développées aux pieds des falaises. La présence des cavités marines, qui se développent aux niveaux des failles et des diaclases, constituent un deuxième facteur de prédisposition. Elles causent l'éboulement et le recule d'une grande partie de la falaise étudiée. Le troisième facteur de prédisposition aux éboulements de falaises côtières est la présence des sources karstiques, mais il est de moindre importance par rapport aux autres facteurs, car il ne constitue que 10% des cas d'éboulements recensés.

A Safi, plusieurs égouts des eaux usées traversent cette falaise avant d'être rejetées directement à la mer. Ces eaux usées affaiblissent la falaise dans certains endroits constituant ainsi un facteur aggravant. Pour diminuer l'effet de ce problème, un projet de collecte et de traitement des eaux usées de la ville de Safi est en cours d'exécution. Ces falaises vives disparaissent au nord de Safi et elles sont remplacées par une plage de sable et la falaise morte.

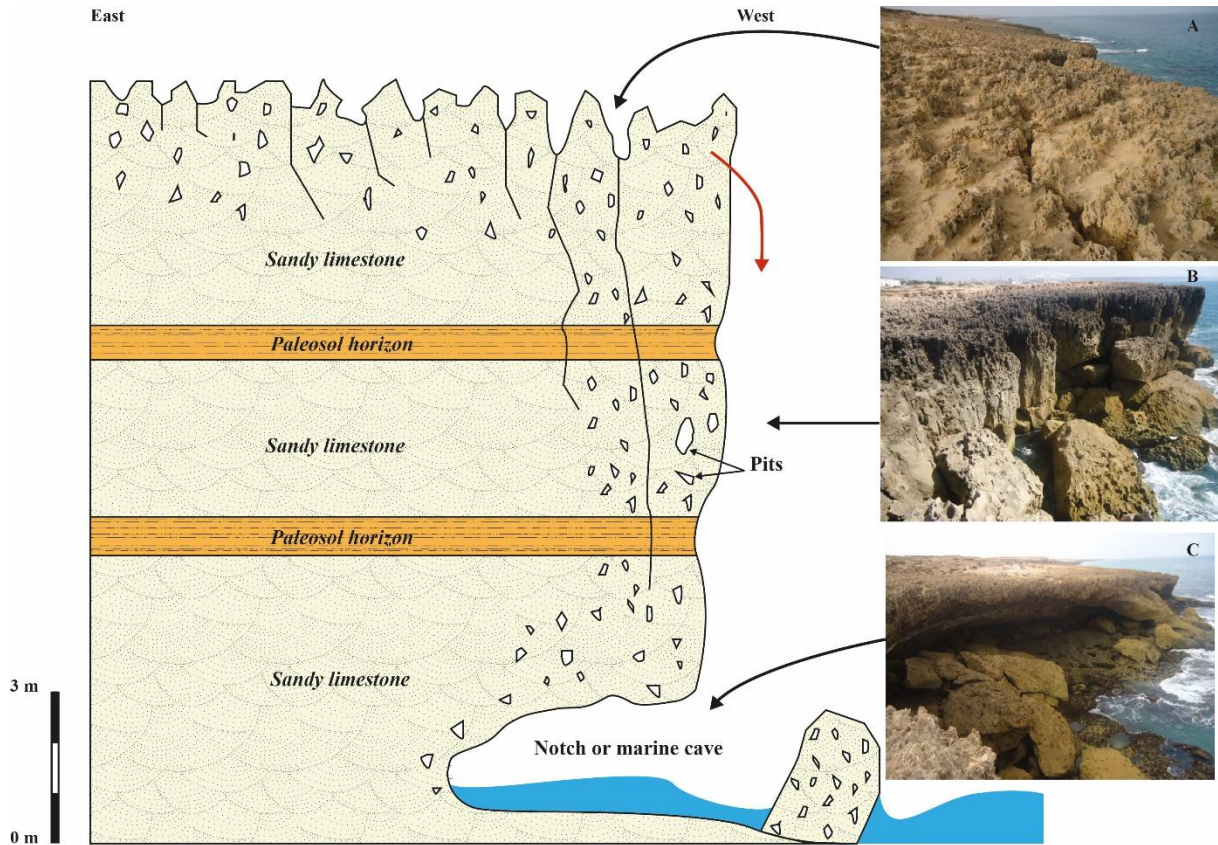


Figure 5.9 - Caractéristiques des éboulements rocheux au sud du secteur étudié (pointe Ghozia)

A : Présence des fractures et des lapiazs facilitant les infiltrations des eaux de pluie et de la mer, B : Présence des alvéoles et des cavités karstiques fragilisant la falaise, C : Présence des encoches au pied de la falaise se transformant avec le temps en d'immenses cavités marines

5.4.1 Les cartes de susceptibilité aux glissements de terrain

Sur la base de la méthode **GMM (Chapitre 3 et Section 3.1.2)**, quatre cartes de susceptibilité aux glissements de terrain ont été établies ; la carte de susceptibilité aux coulées de débris, aux éboulements rocheux, aux basculements rocheux et aux glissements rocheux (**Figures 5.10, 5.11, 5.12 et 5.13**).

Les valeurs de susceptibilité varient entre 0 et 100 dans chaque combinaison de classes des facteurs de prédisposition. Les valeurs obtenues ont été visualisées au moyen de 5 niveaux de susceptibilité : très faible, faible, modéré, élevé et très élevé. Ces niveaux sont adoptés dans d'autres travaux utilisant la méthode des ruptures-naturelles (Irigaray, 1995 ; Irigaray et al., 2007 ; El Hamdouni, 2001 ; Fernández et al., 2003, 2008 ; Jiménez-Perálvarez et al., 2009).

La carte de susceptibilité aux glissements rocheux montre que les niveaux de susceptibilité élevés et très élevés sont spatialement concentrés dans l'extrême nord-ouest de la zone d'étude (**Figure 5.10**). La carte de susceptibilité aux coulées de débris indique que les niveaux de susceptibilité élevés et très élevés sont spatialement distribués dans le nord-ouest et dans l'oued Châaba (**Figure 5.11**). La carte de susceptibilité aux éboulements rocheux révèle que les niveaux de susceptibilité élevés et très élevés sont spatialement situés le long de la ligne de côte sud (**Figure 5.12**). La carte de susceptibilité aux basculements rocheux indique que les niveaux de susceptibilité élevés et très élevés sont spatialement distribués au nord-ouest de la zone d'étude (**Figure 5.13**).

Les niveaux de susceptibilité élevée et très élevée représentent moins de 1% de la superficie de la zone étudiée (**Tableau 5.3**), mais ce pourcentage est concentré dans une zone relativement réduite, principalement dans les falaises côtières, à la fois dans le nord et le sud de la ville de Safi.

Tableau 5.3 - Susceptibilité aux glissements de terrain

Les valeurs montrent la superficie de la zone et les pourcentages de chaque niveau de susceptibilité en relation à l'ensemble de la zone d'étude

Susceptibilité	Glissements		Ecoulements		Eboulements		Basculements	
	%	Km ²	%	Km ²	%	Km ²	%	Km ²
Très faible	99.6	106.91	97.8	104.99	98.89	106.14	99.78	107.11
Faible	0.23	0.25	1.02	1.09	0.89	0.95	0.04	0.05
Modérée	0.13	0.13	0.63	0.67	0.15	0.16	0.1	0.11
Forte	0.03	0.03	0.42	0.45	0.06	0.06	0.01	0.01
Très forte	0.01	0.01	0.13	0.15	0.01	0.01	0.07	0.07

Figure 5.10 - Carte de susceptibilité aux glissements rocheux avec un élargissement de la partie nord de la zone d'étude

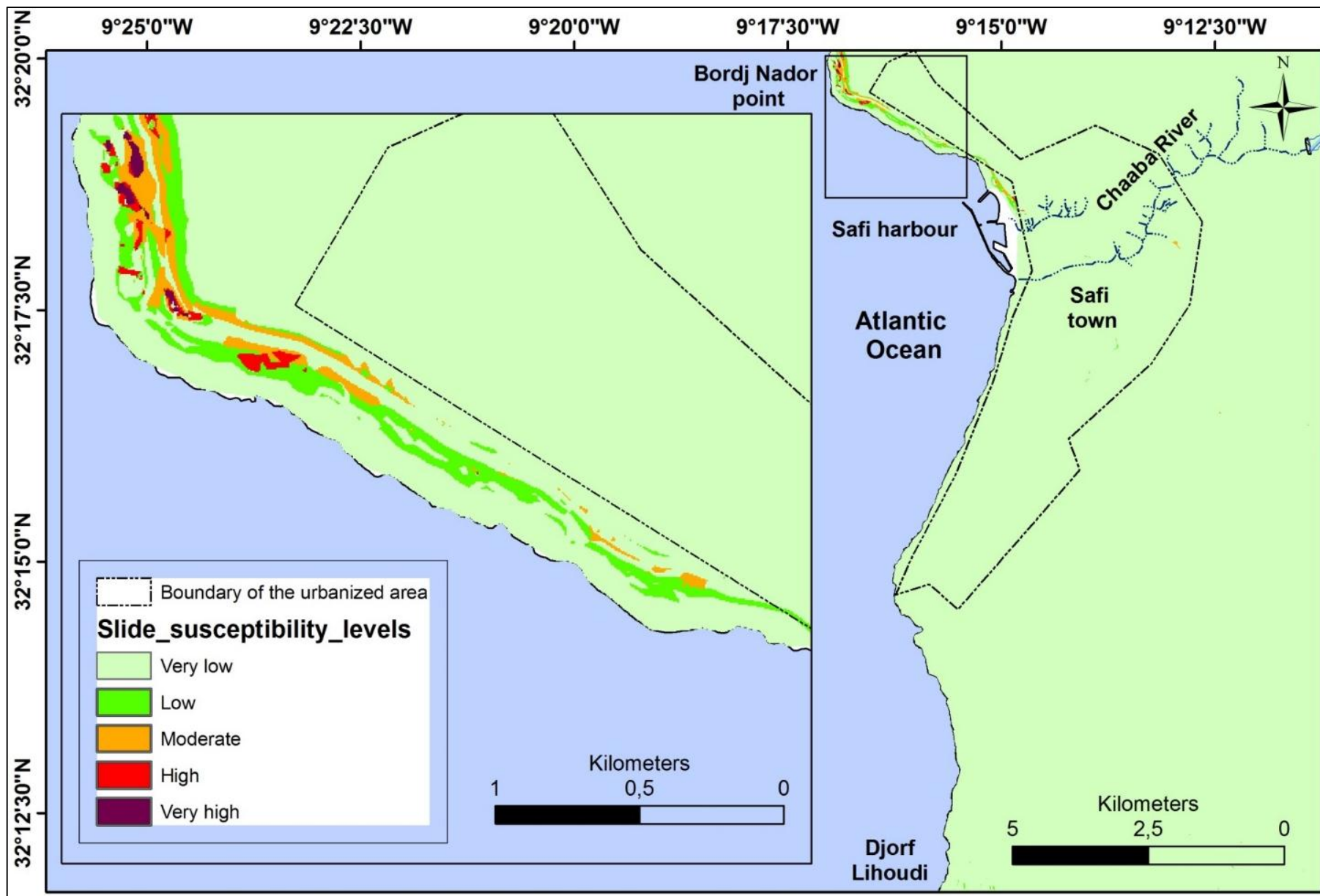


Figure 5.11 - Carte de susceptibilité aux écoulements de débris avec un élargissement de la partie nord de la zone d'étude

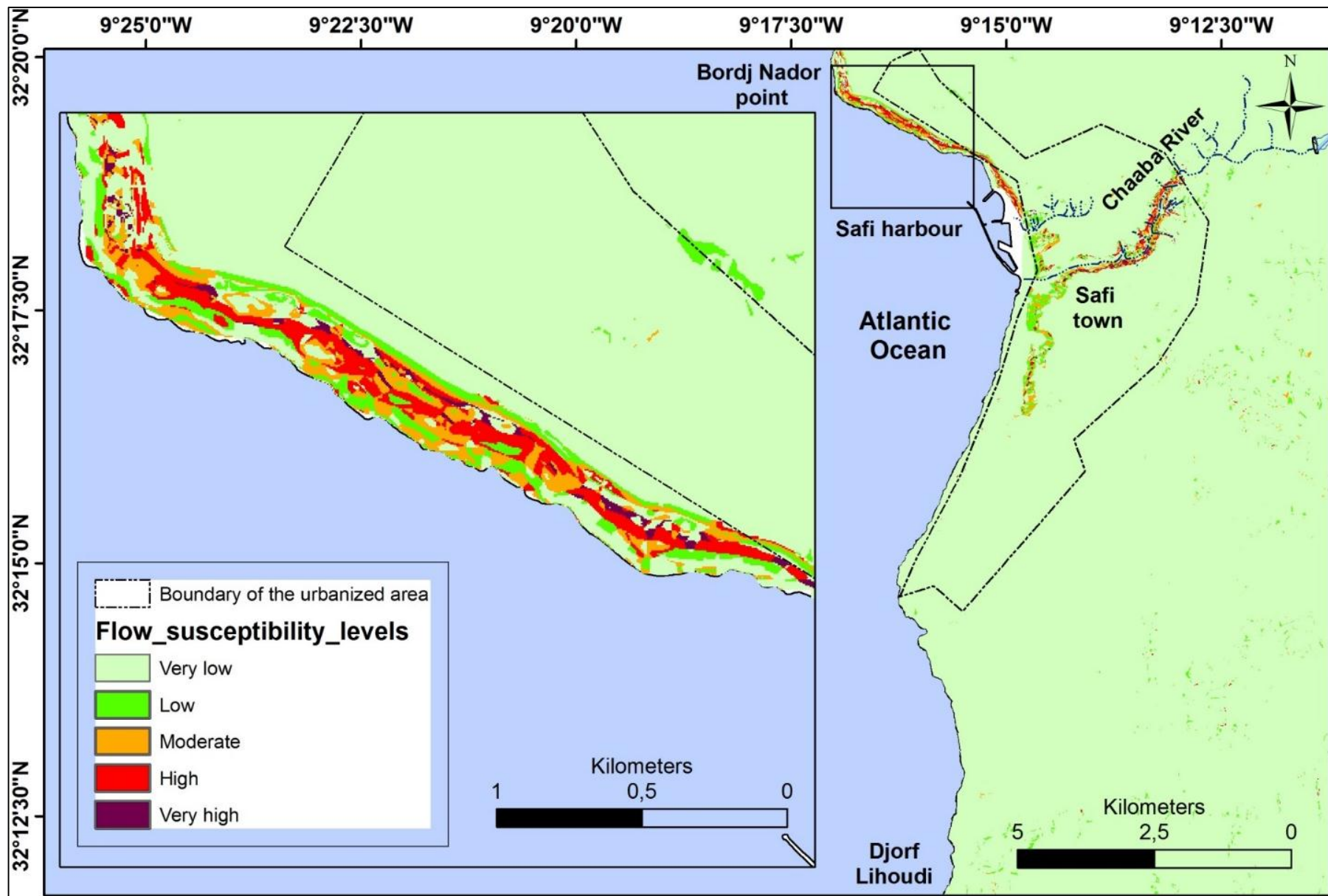


Figure 5.12 - Carte de susceptibilité aux éboulements rocheux avec un élargissement de la partie sud de la zone d'étude

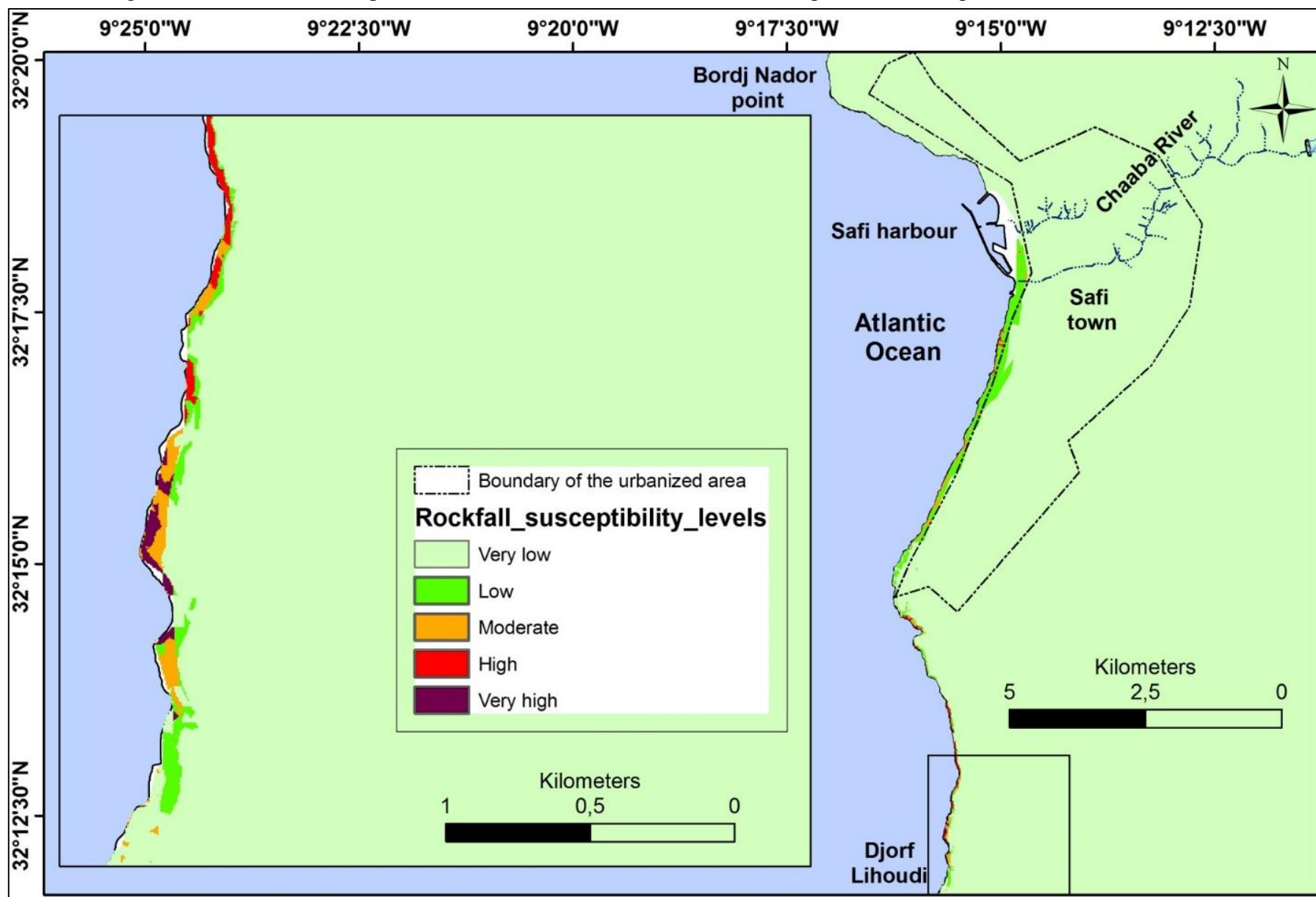
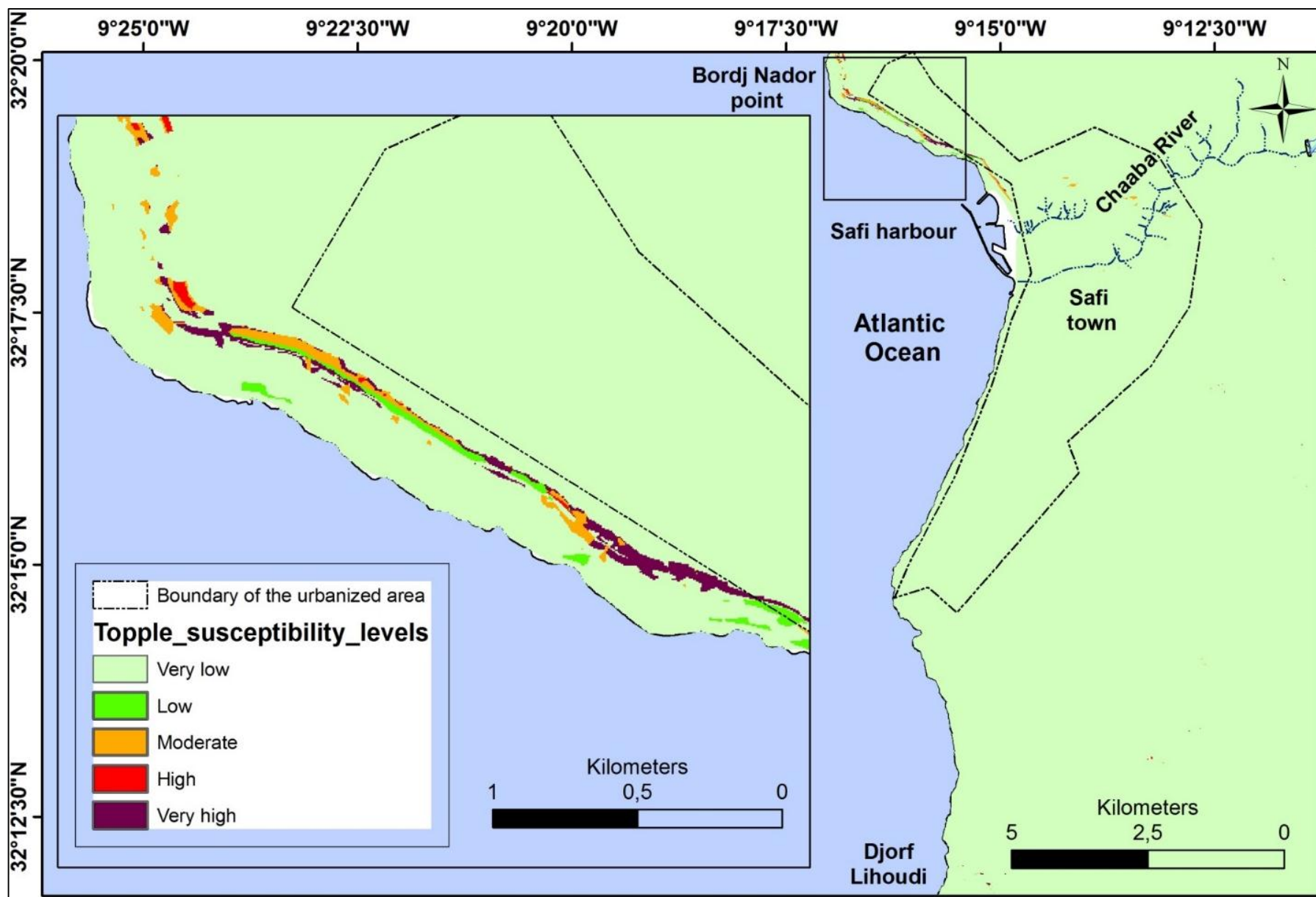


Figure 5.13 - Carte de susceptibilité aux basculements rocheux avec un élargissement de la partie nord de la zone d'étude



5.4.2 Validations de la susceptibilité aux glissements de terrain

Les résultats de la validation des cartes obtenus montrent un meilleur degré d'ajustement (**Figures 5.14, 5.15, 5.16 et 5.17**). La validation a été faite avec l'inventaire des glissements de terrain survenu avant mai 2010. Le degré d'ajustement pour les classes de susceptibilité faible à très faible est de 0,41%, 0,44%, 6,95% et de 9,44% pour, respectivement, les éboulements rocheux, les coulées de débris, les glissements rocheux et les basculements rocheux. Toutefois, pour les classes de susceptibilité forte et très forte, le degré d'ajustement dépasse 60%. En revanche, le degré d'ajustement pour les classes de susceptibilité forte et très forte est de 93,72% pour les éboulements rocheux, de 96,53% pour les coulées de débris, de 79,16% pour les glissements rocheux et de 65,91% pour les basculements rocheux.

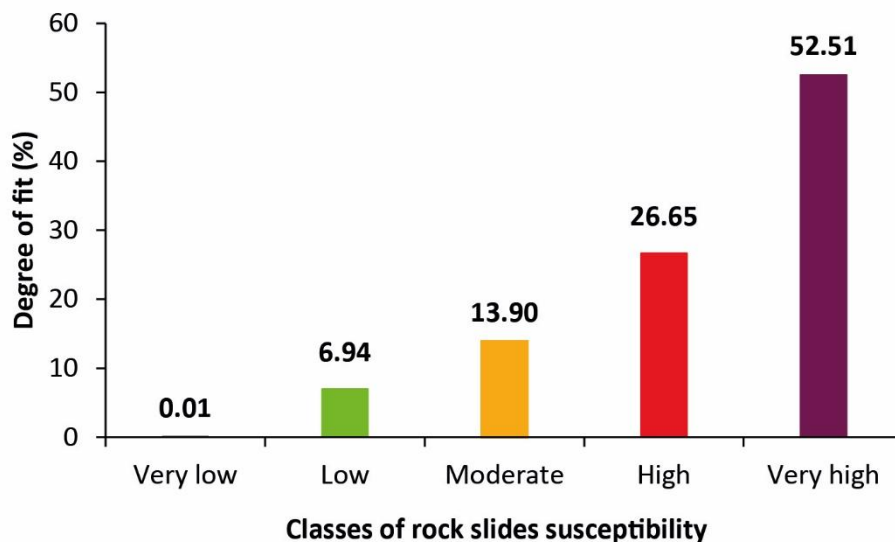


Figure 5.14 - Validation de la carte de susceptibilité aux glissements rocheux

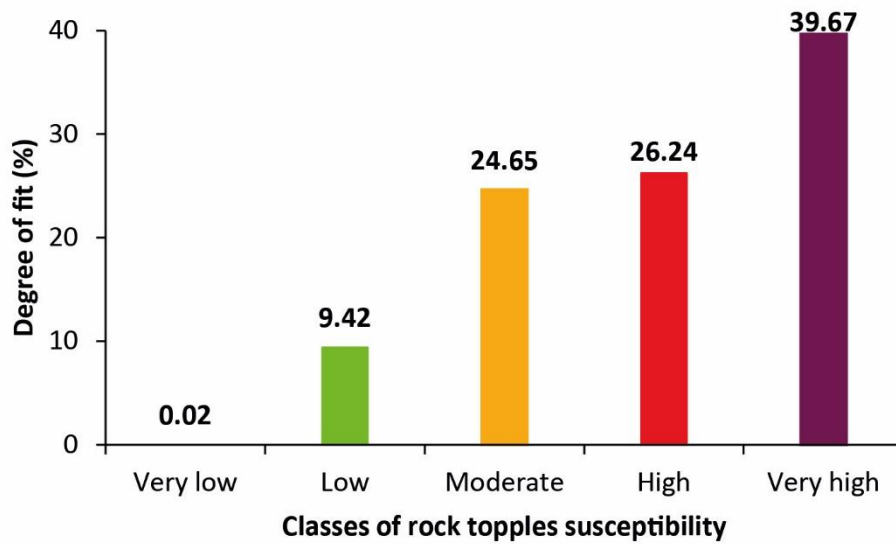


Figure 5.15- Validation de la carte de susceptibilité aux basculements rocheux

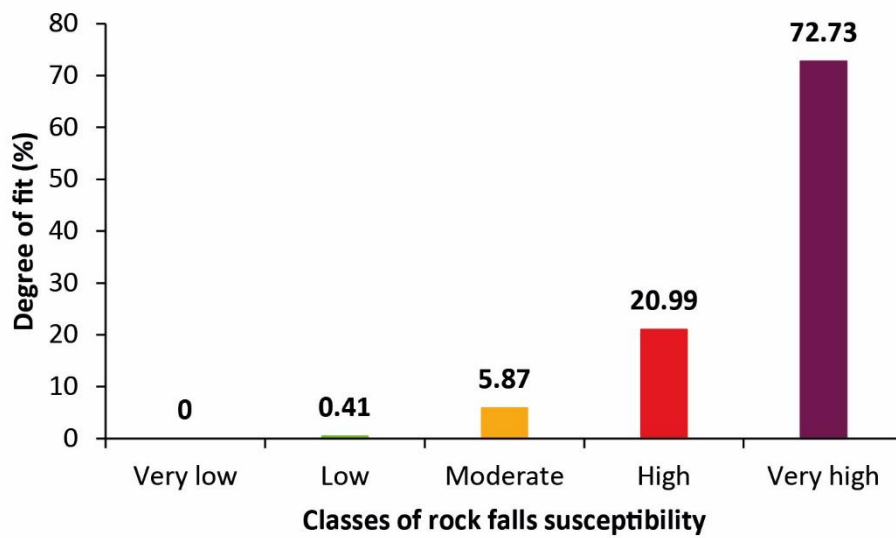


Figure 5.16 - Validation de la carte de susceptibilité aux éboulements rocheux

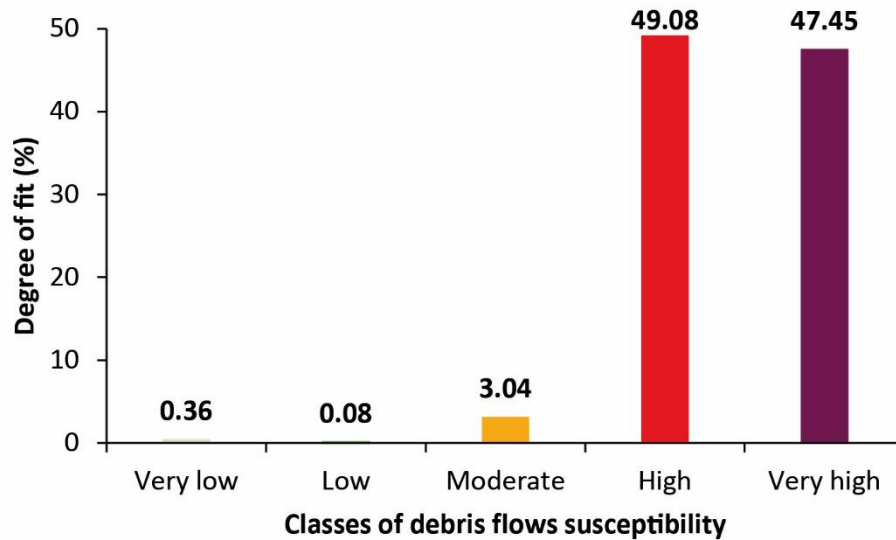


Figure 5.17 - Validation de la carte de susceptibilité aux écoulements de débris

5.5 Discussion

5.5.1 La carte d'inventaire des glissements de terrain

La carte d'inventaire des glissements de terrain montre que seulement 0.49% de la surface de la zone étudiée est affectée par les glissements de terrain (**Tableau 5.1**). Malgré cette petite valeur, ce qui peut signifier l'absence de karstification, presque l'ensemble de la surface du secteur étudié est caractérisée par la présence de roches prédisposées à la karstification (**Figure 5.3**).

Les phénomènes de glissements et de basculements rocheux sont strictement localisés dans le nord-ouest de la ville de Safi. Les phénomènes de coulées de débris sont répartis dans le nord-ouest et également dans le centre de Safi à proximité de l'oued Châaba. En revanche, les événements d'éboulements rocheux sont essentiellement localisés au sud de Safi. (**Figure 5.2**).

Cette répartition est liée à la karstification qui joue le rôle de facteur de prédisposition aux glissements de terrain. Au nord-ouest du secteur étudié, les Argiles Brunnes sont les formations les plus affectées par les phénomènes de glissements (90%) (**Tableau 5.2**). Ceci est dû en partie à la nature lithologique de cette formation qui est constituée par des couches de marnes très épaisses. Ces formations glissent facilement lorsqu'elles sont saturées en eau provenant du karst superficiel (le Calcaire de Dridrat et les Grès Calcaire du Plioquaternaire) ou d'origine météorique (**Figure 5.7 et Figure 5.8**). Le même facteur de prédisposition a été identifié par

Ejjaaouani (1990), confirmant le rôle des sources karstiques dans les processus de glissements. Selon le même auteur, les couches marneuses sont constituées par une marne surconsolidée et particulièrement exposée à l'altération. L'altération se traduit par une sorte de foisonnement de la marne qui, à la suite de cycles répétés de dessiccation et d'imbibition et donc de gonflement et de retrait, se relâche en prenant un faciès fissuré. Quand l'épaisseur altérée est relativement importante et quand elle est associée à l'action des sources d'eau, alors des coulées de débris et de petits glissements peu profonds sont engendrées. Dans le cas du secteur étudié, Ces mouvements sont favorisés par l'inclusion de produits effondrés des bancs calcaires supérieurs appartenant à la même formation ou provenant de la formation du Calcaire de Dridrat. En outre, ces mouvements sont favorisés par la diminution de la valeur des caractéristiques mécaniques des marnes durant l'humidification telles que la cohésion et l'angle de frottement (Ejjaaouani, 2008).

Dans la côte sud de Safi qui est formée par des falaises vives à profil sub-vertical (**Figure 5.9**), ces falaises présentent des fractures et des lapiazs qui facilitent les infiltrations et le processus de dissolution. En plus, le pied de ces falaises marines est sapé par l'action marine. Par conséquent, la localisation des glissements de terrain est liée à la karstification qui joue le rôle de facteur de prédisposition. Néanmoins, ce rôle est combiné à d'autres facteurs tels que les facteurs lithologiques, géomorphologiques, hydrogéologiques et structuraux.

La qualité d'un inventaire des glissements de terrain dépend de sa précision, de la nature et de la certitude de l'information présentée sur la carte (Galli et al., 2008; Guzzetti et al., 2012). Sachant que la taille du plus petit glissement de terrain représenté dans les cartes obtenues est égale à 15 m² (**Tableau 5.1**) ; les cartes inventaires établies sont considérées comme complètes (Harp et Jibson, 1995 ; Malamud et al. 2004 ; Guzzetti et al., 2012). En outre, la majorité des glissements de terrain qui se sont produits dans la zone d'étude n'ont pas une date précise. Cependant, les cartes d'inventaire produites peuvent être classées comme des inventaires géomorphologiques historiques (Guzzetti et al., 2012). Ces cartes d'inventaire constituent une étape essentielle pour la réalisation des cartes de la susceptibilité aux glissements de terrain.

5.5.2 Les cartes de la susceptibilité aux glissements de terrain

Dans cette recherche, quatre cartes de susceptibilité aux glissements de terrain à une échelle détaillée (1:20.000) ont été réalisées par la méthode **GMM**. Selon Jiménez-Perálvarez et al. (2009), cette méthode décrit avec succès la distribution spatiale des glissements de terrain. En

effet, elle permet de déterminer l'endroit précis des zones qui seront potentiellement affectées par de nouveaux glissements de terrain.

La carte de susceptibilité aux glissements rocheux (**Figure 5.10**) montre que les niveaux de susceptibilité élevés et très élevés sont spatialement concentrés dans l'extrême nord-ouest de la zone d'étude, qui est donc favorable à ce type glissement. En effet, cette zone contient deux formations karstiques avec une très grande épaisseur, les calcaires de Dridrat et le grès calcaire du Plioquaternaire, qui surmontent la formation des Argiles Brunnes (**Figure 5.3**). La présence de nombreuses sources karstiques, qui émergent de ces karsts, participent au processus des glissements rocheux (**Figure 5.8**). Les fractures profondes et les lapiazs facilitent les infiltrations d'eau et contribuent ainsi à l'accroissement de la fracturation (**Figure 5.8**).

La carte de susceptibilité des coulées de débris montre que les niveaux de susceptibilité élevés et très élevés sont spatialement distribués dans les falaises côtières au nord-ouest et dans l'oued Châaba (**Figure 5.11**). Ces zones sont riches par les marnes et les argiles attribuées à la formation des Argiles Brunnes. Ces niveaux lithologiques sont favorables à des glissements de type écoulement. Cette formation géologique fragile perd sa résistance lorsqu'elle est saturée en eau en provenance des sources karstiques ou des précipitations. Les cônes de débris, déposés aux pieds des falaises côtières, sont ensuite repris par l'action marine (**Figure 5.7**).

Les niveaux de susceptibilité élevés et très élevés dans la carte de susceptibilité aux éboulements rocheux sont spatialement situés le long de la ligne côtière sud, qui coïncide avec les falaises côtières vives constituées par des formations karstiques (grès dunaire, calcaire dunaire et calcaire bioclastique) (**Figure 5.12**). Ces falaises sont affaiblies par de nombreuses cavités marines et encoches qui existent à leurs pieds.

Vers le nord-ouest du secteur d'étude, la carte de susceptibilité aux basculements rocheux montre des niveaux de susceptibilité élevés et très élevés. Cette susceptibilité reflète les facteurs de prédisposition dans cette partie de la zone d'étude tels que la présence des formations karstiques du calcaire Dridrat et le calcaire bioclastique du Plioquaternaire (**Figure 5.13**). Ces deux formations karstiques reposent sur les Argiles Brunnes fragiles et imperméables, qui contribuent à leurs basculements (**Figure 5.7**).

En addition, la méthode **GMM** s'avère un bon outil pour élucider les relations entre la karstification et les glissements de terrain. En effet, les zones avec un haut niveau d'occurrence

spatiale aux glissements de terrain, mises en évidence dans ces cartes, sont celles où la karstification participe en tant que facteur de prédisposition aux glissements de terrain.

5.5.3 Validation des cartes de la susceptibilité aux glissements de terrain

La qualité de chaque carte obtenue dans ce chapitre a été testée et validée par la méthode du degré d'ajustement. En effet, les résultats obtenus montrent un bon degré d'ajustement pour chaque carte de susceptibilité aux glissements de terrain. Le degré d'ajustement pour les niveaux de susceptibilité faible et très faible est inférieur à 10%, dans chacune des validations de la susceptibilité aux glissements de terrain. L'erreur obtenue a été acceptable dans d'autres travaux (Irigaray et al., 2007) et elle est due essentiellement à la différence d'échelle entre les photographies aériennes utilisées lors de la réalisation de ces cartes.

5.6 Conclusions

Dans ce chapitre, les cartes d'inventaire des glissements de terrain ont été produites en utilisant des méthodes de la cartographie géomorphologique sur terrain et l'interprétation visuelle de photographies aériennes. Quatre cartes d'inventaire des glissements de terrain ont été produites : les éboulements rocheux, les écoulements de débris, les basculements rocheux et les glissements rocheux. Ces glissements de terrain sont en relation avec la karstification qui joue le rôle d'un facteur de prédisposition. En effet, le facteur de prédisposition le plus important est la lithologie. Cette dernière est représentée par des roches karstiques prédisposées aux glissements (roches fissurées et contenant des cavités). L'eau provenant en partie des nombreuses sources karstiques qui sont, elles même, en relation aux précipitations pluviométriques, forme le facteur déclenchant le plus important. Par conséquent, il est souhaitable d'étudier la variation du débit de ces sources karstique et sa relation avec le déclenchement des glissements, en particulier les coulées de débris.

Bien que la région soit connue par la présence de roches karstiques, les glissements de terrains en relation avec la karstification affectent seulement 0,49% de la surface de la zone étudiée, principalement au nord-ouest et au sud. En outre, la karstification ne peut pas expliquer la distribution des événements de glissements dans cette zone restreinte. En d'autres termes, le rôle de la karstification est combiné et accentué par d'autres facteurs environnementaux tels que la pente, la direction des pentes et l'élévation qui participent également à la génération des glissements de terrain.

Les cartes de susceptibilité aux glissements de terrain montrent que les niveaux de susceptibilité très forte et forte représentent moins de 1% de la surface étudiée. Ce pourcentage est limité à une zone relativement réduite, principalement dans les falaises côtières de la ville de Safi. Néanmoins, cette infime partie de la zone d'étude concentre des activités économiques et touristiques maximales et contient aussi des monuments historiques. Par conséquent, au niveau régional, on peut conclure que les zones contenant les mêmes facteurs plus ou moins liés à la karstification seraient particulièrement prédisposées aux glissements de terrain par rapport à d'autres zones.

En outre, la méthode **GMM** a donné des résultats satisfaisants et acceptables qui peuvent être utilisée dans d'autres endroits de la région des Abda où prévalent les mêmes facteurs de prédisposition. En effet, la qualité des cartes de susceptibilité aux glissements de terrain a été testée par la méthode du degré d'ajustement et les résultats obtenus montrent un bon degré d'ajustement pour chaque carte de susceptibilité aux glissements de terrain.

Chapitre 6

Cartographie de la susceptibilité aux dolines d'effondrement dans la région de Safi

Sommaire

6.1 Introduction.....	176
6.2 Les facteurs de prédisposition, de déclenchement et d'aggravation pour les dolines d'effondrement dans la région de Safi	179
6.3 Résultats.....	184
6.4 Discussion.....	189
6.5 Conclusions.....	193

La région de Safi est riche par les formes karstiques (grottes, dolines, lapiaz ...). Elle a connu au cours de ces dernières années, plusieurs effondrements qui sont essentiellement due à la présence de grottes ou de cavités souterraines. Ces effondrements présentent un risque, en particulier pour les zones peuplées, les infrastructures et les zones à intérêt agricole. Ainsi, il est essentiel de dresser des cartes de susceptibilité aux effondrements de terrain qui constituent une première étape pour toute évaluation d'aléa ou du risque. Ce chapitre présente, en premier temps, les résultats de l'inventaire des dolines d'effondrement, préparé par une approche géomorphologique basée sur l'interprétation visuelle de photographies aériennes à moyenne échelle et combinée avec des observations directes sur le terrain. En deuxième temps, une carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement préparée par la méthode de la Matrice du SIG (GMM).

Mots clés : Susceptibilité, Dolines, Karstification, SIG, Safi-Abda.

6.1 Introduction

Les dolines sont des dépressions naturelles fermées rencontrées dans les paysages karstiques (Ford et Williams, 1989 ; Field, 2002). Les dolines sont aussi connues sous le nom de « sinkholes » notamment chez les ingénieurs nord-américains (Williams, 2006). Plusieurs classifications des dolines ont été proposées par de nombreux auteurs (**Chapitre 1**). Ces classifications sont basées sur la forme des dolines, le processus génétique et leurs vitesses d'effondrement (Jennings, 1985 ; Beck et Sinclair, 1986 ; White, 1988 ; Ford et Williams, 1989 ; Waltham et Fookes, 2003 ; Williams, 2003). Dans ce chapitre, la classification de Ford et Williams (1989) a été adoptée. Ces auteurs proposent l'existence de trois types de dolines : les dolines de dissolution, d'effondrement et de suffosion (**Chapitre 1**). Bien que ces trois types de dolines sont présents dans la zone d'étude, mais ce chapitre se focalise uniquement sur les dolines d'effondrement.

Au cours des dernières décennies, la région de Safi a connu beaucoup de dolines d'effondrement (Ferré et Ruhard, 1975 ; Weisrock et Lunski, 1987 ; Ouadia, 1998). Ces dolines d'effondrement n'ont pas causé de victimes, mais elles affectent les infrastructures (routes, chemins de fer, lignes électriques de haute ou moyenne tension, etc.) et également les zones agricoles (**Figure 6.1**). Pour cette raison, il est indispensable de faire une cartographie de la susceptibilité aux dolines d'effondrement.

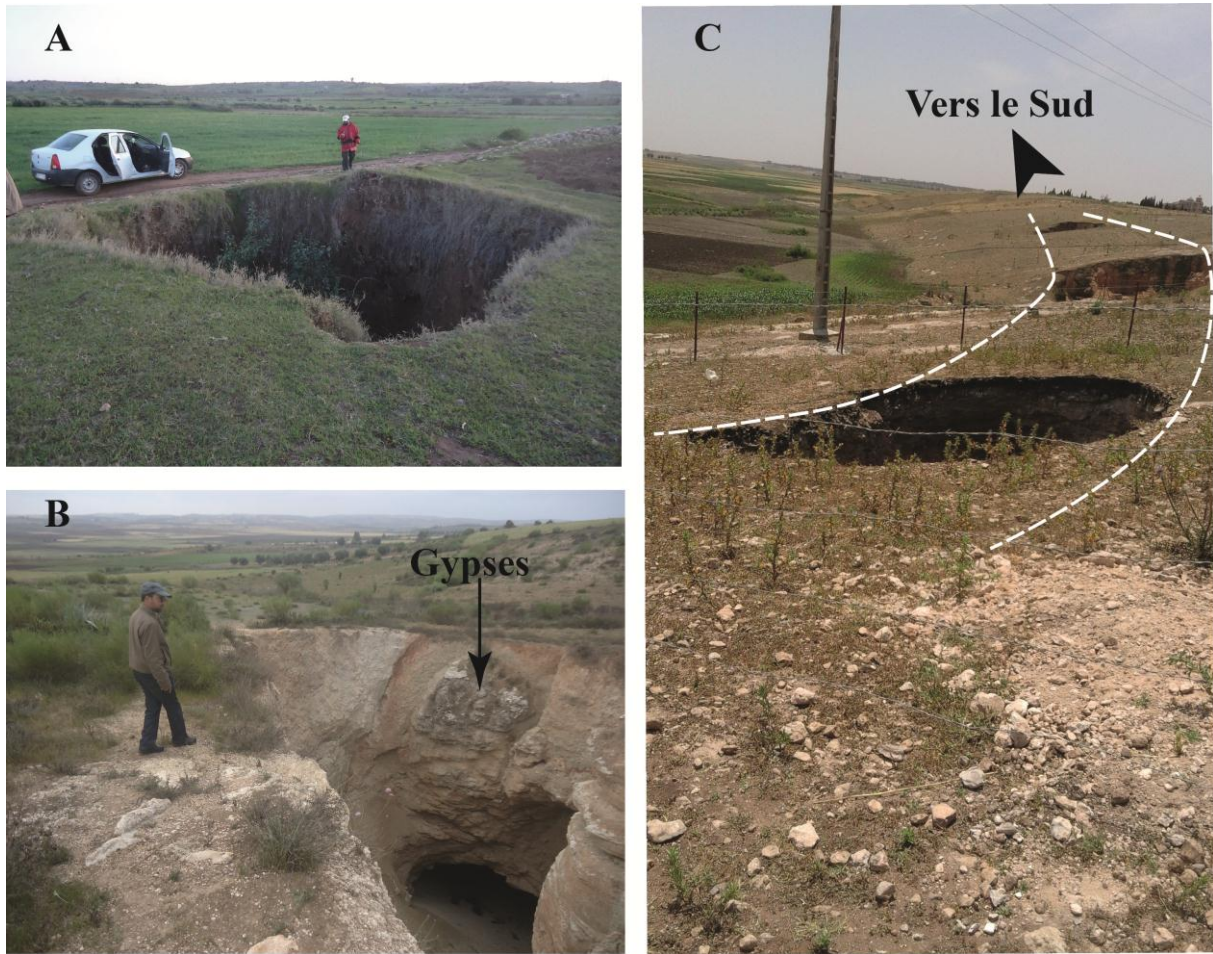


Figure 6.1 - Quelques exemples de dolines d'effondrement dans la zone d'étude

A : Doline d'effondrement produite en 1996 au fond d'un poljé. B : Doline d'effondrement montrant les couches de gypse du Jurassique Supérieur, en arrière-plan de la photo, on peut apercevoir le poljé précédent. C : Doline d'effondrement qui s'est produite en Janvier 2015 près d'un pylône électrique, avec la présence également d'un alignement des dolines d'effondrement en arrière-plan de la photo (localité de Moul El Bergui)

La susceptibilité aux dolines d'effondrement mesure la probabilité spatiale de leur apparition à la surface, sans aucune indication de la fréquence temporelle associée à cet aléa (Galve et al., 2008, 2009 ; Nachbaur et Rohmer, 2011). Il existe plusieurs méthodes pour évaluer la susceptibilité aux dolines d'effondrement, elles peuvent être subdivisées en deux groupes : qualitatives et quantitatives (**Chapitre 1**). Ces méthodes sont généralement subjectives et demandent une bonne connaissance de tous les facteurs environnementaux, les facteurs déclenchants, ainsi que l'opinion de l'investigateur ou de l'expert (Guzzetti et al., 1999). Cependant, les méthodes quantitatives, telles que les méthodes statistiques ou probabilistes qui sont basées sur une analyse bivariée ou multivariée, sont objectives et produisent des modèles numériques de la survenance des dolines d'effondrement dans une zone de danger (Carrara et al., 1995 ; Yilmaz, 2007 ; Galve et al., 2008 ; Galve et al., 2009 ; Lamelas et al., 2008 ; Oh et Lee 2010a ; Papadopoulou-Vrynioti et al., 2013).

Dans ce chapitre, la méthode statistique GMM, discutée dans le **Chapitre 3**, a été adoptée pour la cartographie de la susceptibilité aux dolines d'effondrement.

En outre, toute carte de susceptibilité doit être validée par deux méthodes (Guzzetti et al., 2006); en utilisant les mêmes données de dolines d'effondrement utilisées pour obtenir la carte de la susceptibilité (Edmonds, 2001 ; Kaufman et Quinif, 2002 ; Yilmaz, 2007 ; Dai et al., 2008), ou en utilisant des dolines d'effondrement non utilisées pour la réalisation du modèle de la susceptibilité aux dolines d'effondrement (Galve et al., 2008 ; Lamelas et al., 2008). Des travaux effectués dans la zone d'étude ont établi des modèles de susceptibilité aux dolines, mais sans validation (Mazéas, 1967 ; Theilen-Willige et al., 2014). Par conséquent, les objectifs visés dans ce chapitre sont les suivants: (i) réaliser un inventaire des dolines d'effondrement sur la base de photographies aériennes et des observations directes sur le terrain, (ii) identifier les facteurs environnementaux par une étude de terrain (iii) réaliser la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement par la méthode matricielle du SIG, et (iiii) valider la carte de la susceptibilité aux dolines d'effondrement en utilisant la méthode nommée degré d'ajustement.

Il existe trois principaux poljés ; deux près de Khatazakane et un près de Sebt Gzoula (**Figure 6.2**). Ces poljés ont une direction NE-SO à EO, confirmant ainsi leur origine structurale. La carte géomorphologique montre également plusieurs zones karstiques complexes où existent de nombreux types de dolines. Ces dolines sont alignées ou dispersées (Ferré et Ruhard, 1975).



Figure 6.2 - Diverses formes karstiques

A : Poljés, B : Lapias et C et D : Grotte Goraan près de Cap El Beddouza.

6.2 Les facteurs de prédisposition, de déclenchement et d'aggravation pour les dolines d'effondrement dans la région de Safi

L'effondrement renvoie à un déplacement rapide du sol vers le bas. Il est principalement formé par des processus mécaniques, mais dans tous les cas, l'effondrement doit être précédé par la dissolution de la roche karstique pour former un vide dans lequel les matériaux peuvent s'effondrer (Williams, 2006). Divers facteurs de prédisposition, de déclenchement et des facteurs aggravants, naturels ou anthropiques, interagissent pour ces processus d'effondrement.

La lithologie est le principal facteur de prédisposition à l'effondrement. En effet, les dolines sont particulièrement fréquentes dans les terrains reposant sur des roches carbonatées, et sont répandues dans les évaporites (Williams, 2006). Dans la zone étudiée, la nature lithologique observée à l'intérieur des dolines d'effondrement est soit calcaire, soit gypsifère, ou les deux à la fois (**Figure 6.3**).

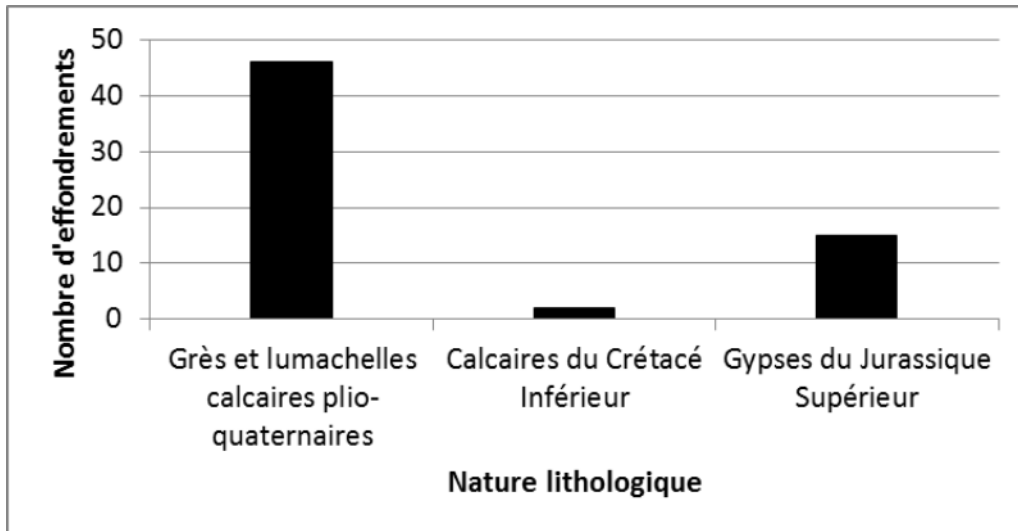


Figure 6.3 - La lithologie observée à l'intérieur des dolines d'effondrement

Ces deux lithologies sont susceptibles à l'excavation suite à la karstification. En effet, les processus de dissolution affectent principalement le karst profond, et par conséquent, des cavités souterraines naturelles se développent avec le temps. Le toit de ces cavités souterraines se démantèle vers le haut en traversant le karst superficiel, provoquant finalement son effondrement. La présence des cavités souterraines dans la formation du Jurassique Supérieur a été confirmée par des carottages effectués dans le sud de la zone d'étude (Weisrock et Lunski, 1987).

En outre, le volume des cavités souterraines naturelles observées dans le sud de la ville de Safi est très grand par rapport à celui du nord (**Figure 6.4**). Ce résultat est dû à la présence des couches de gypse et d'anhydrite dans la formation du Jurassique Supérieur qui affleurent dans le Sud. Ces formations sont très susceptibles aux processus de dissolutions karstiques. Selon Nicod (1976), la dissolution spécifique du gypse et de l'anhydrite est estimée à 10000t/km²/an, 2 à 3 ans sont suffisants pour former une grotte, et 6 à 8 ans suffisent à l'effondrement de son toit.

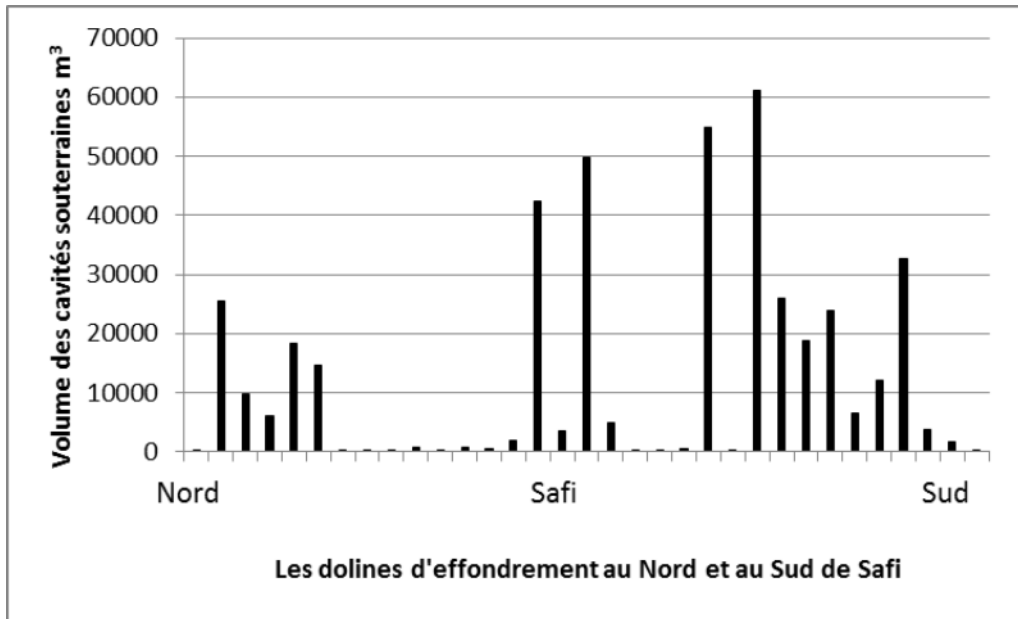


Figure 6.4 - Estimation du volume des cavités souterraines naturelles observées au sud et au nord de la ville de Safi.

La tectonique est un autre facteur de prédisposition, elle guide les alignements des dolines d'effondrement. En effet, ces dolines d'effondrement prennent des directions NS et NE-SO qui coïncident parfaitement aux directions des failles et des diaclases décrites dans la zone d'étude (Ouadia, 1998). C'est le cas par exemple de deux dolines d'effondrement au Douar de Sidi Brahim Mhamed à 10 km au nord-ouest de Khemis Zemamra (**Chapitre 4**). Ces deux dolines d'effondrements sont reliées par une diaclase d'une longueur de 1,5 km et de direction NS. Ces mêmes directions ont été observées dans d'autres cas d'alignement de dolines d'effondrement dans différentes régions, à Oualidia (alignement d'une doline d'effondrement avec trois dolines enfouies), à Moul El Bergui (alignement de sept dolines d'effondrement), entre Djorf Lihoudi et Khatazakane (alignement d'une douzaine dolines d'effondrement) et à Jemaat Shaim (alignement de trois dolines d'effondrement) (**Chapitre 4 et Figure 6.5**).

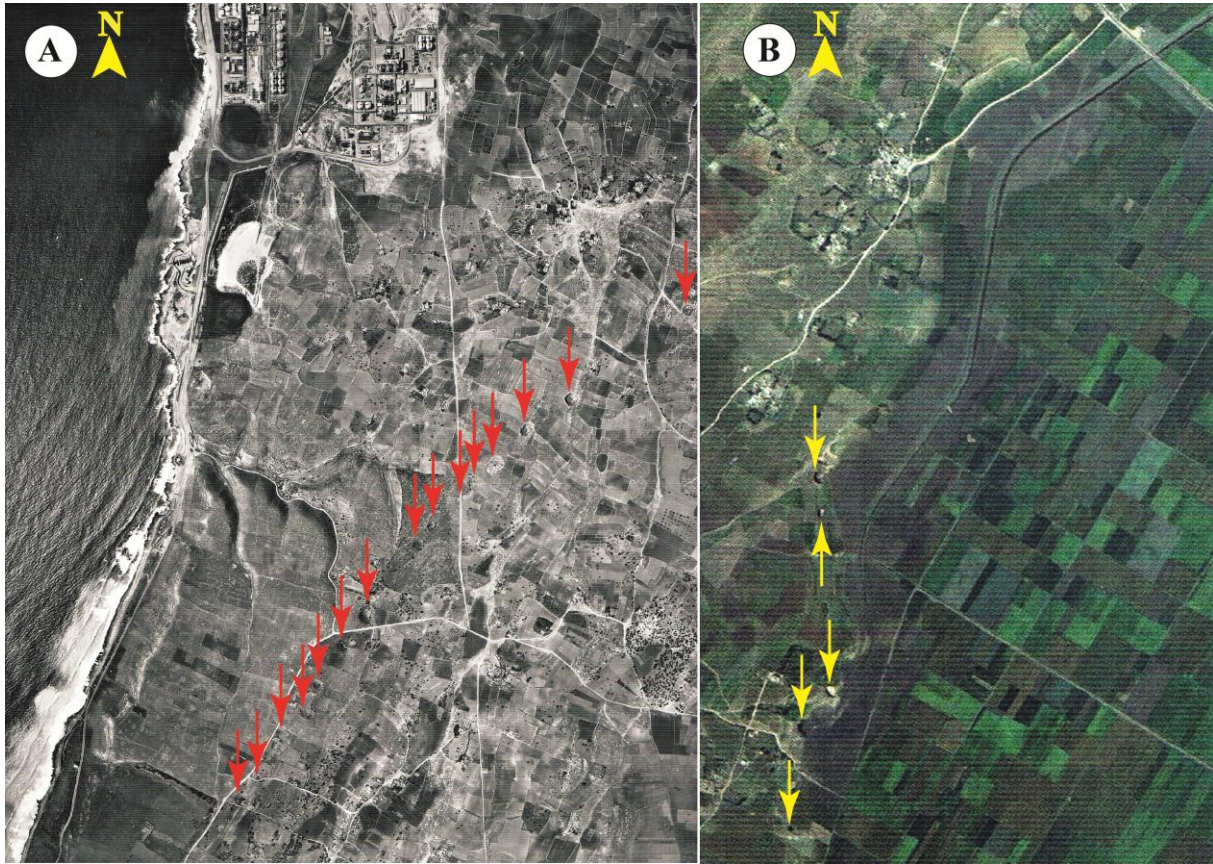


Figure 6.5 - Alignements des dolines d'effondrement, observés sur des photos aériennes

A : Alignement d'une douzaine de dolines d'effondrement allant de Djorf Lihoudi à Khatazakane (à l'échelle de 1/17500, 1983). B : Alignement de cinq dolines d'effondrement dans la région de Moul El Bergui (à l'échelle de 1/20000, 2010)

La topographie est un facteur de prédisposition important pour les dolines d'effondrement et leurs alignements. En effet, il semble que les alignements des dolines d'effondrement concordent avec la direction NNE-SSO des crêtes de dunes consolidées du Sahel qui sont décrites par Aboumaria (1993). En outre, ces dolines d'effondrement sont situées soit dans les dépressions inter-dunaires, soit dans les dépressions karstiques telles que les poljés, soit elles sont situées à la frontière entre la plaine des Doukkala-Abda et le Sahel.

A ces limites, de nombreux exutoires souterrains (puits absorbants) ont été identifiés près de ces dolines d'effondrement. Ainsi, lors de fortes précipitations, les eaux de crue du réseau hydrographique de la plaine sont drainées par ces exutoires souterrains, qui réactivent le réseau karstique (Gilli, 2011). Cette réactivation conduit à l'apparition de nouvelles dolines d'effondrement près de ces points de drainage.

Parmi les facteurs de déclenchement des dolines d'effondrement, on cite : les fortes précipitations (Ferré et Ruhard, 1975 ; Ouadia, 1998), ou les tremblements de terre ou les activités humaines telles que l'agriculture (Papadopoulou-Vrynioti et al., 2013).

Les facteurs aggravants d'origine anthropique ont également été identifiés. Ils sont le résultat du rejet des eaux usées directement dans les puits absorbants ou dans les anciennes dolines d'effondrement. Ceci est le cas, par exemple, pour la ville de Jemaat Shaim où une partie de ses eaux usées est évacuée vers un puits absorbant appelé "Ayn Quarquar" à 1 km à l'ouest de cette ville et où des signes de récents effondrements ont été détectés (**Figure 6.6, A**).

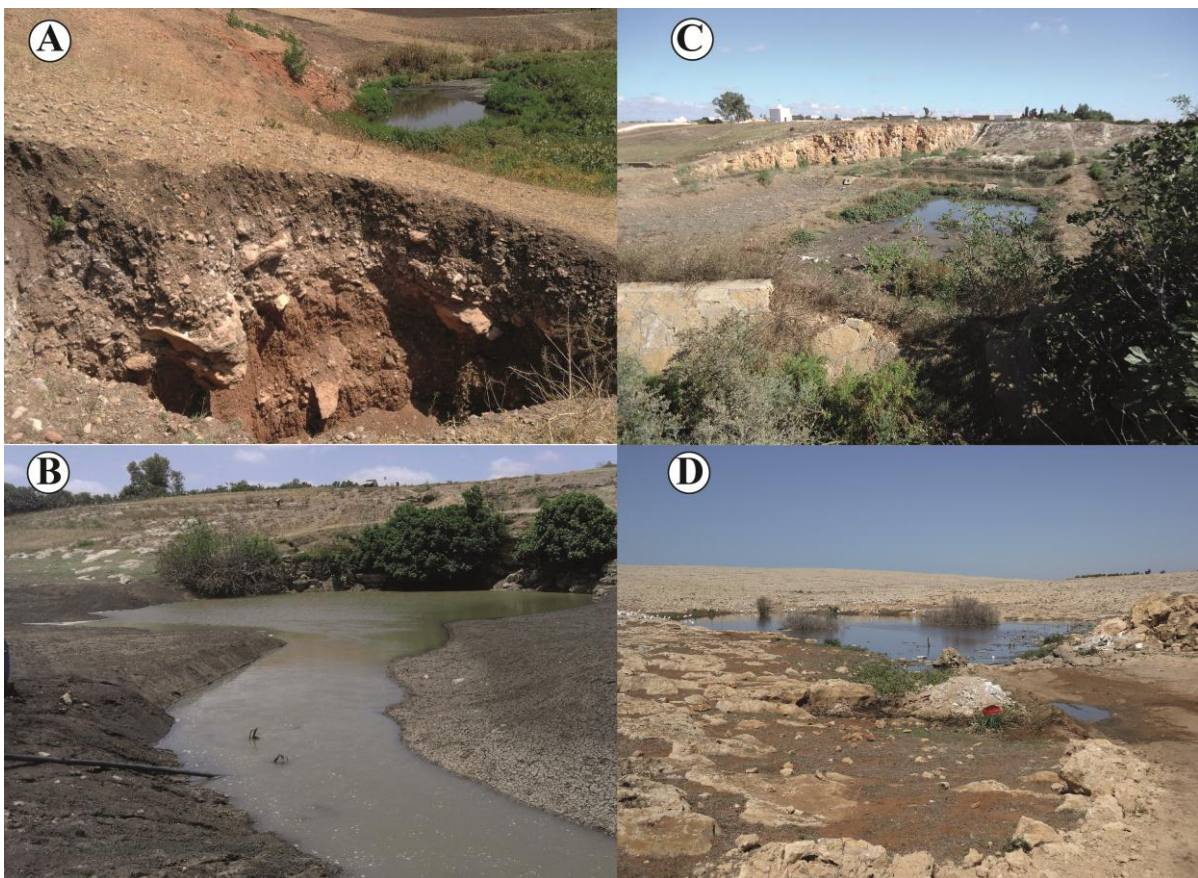


Figure 6.6 - Les facteurs aggravants observés dans la zone d'étude

A : Une doline d'effondrement détectée près d'un puits absorbant où une partie des eaux usées de la ville de Jemaat Shaim sont déchargées. B : Le drainage de l'eau d'irrigation excédentaire en l'injectant directement dans une doline d'effondrement près du village de Moul El Bergui. C : Le rejet des eaux usées directement au niveau du réseau karstique souterrain dans la ville Khemis Zemamra. D : Le rejet des eaux usées dans une doline près de la ville d'Oualidia.

Un autre facteur aggravant a été observé en relation avec les activités agricoles (**Figure 6.6, D**). Il s'agit de l'injection et le drainage de l'eau excédentaire de l'irrigation dans le réseau karstiques souterrain. En effet, un canal de collecte des eaux d'irrigation coule directement dans

une doline d'effondrement dans la commune rurale de Moul El Bergui (36 km au nord de Safi). Le but initial de l'injection de l'eau excédentaire de l'irrigation, qui a commencé au début des années quatre-vingt, était la recharge artificielle de la nappe phréatique. Mais cette opération a malheureusement réactivé le réseau karstique souterrain en facilitant l'érosion du sous-sol, élargissant les cavités souterraines, et entraînant ainsi l'apparition des dolines d'effondrements observées récemment à proximité de cet exutoire souterrain.

6.3 Résultats

6.3.1 La carte d'inventaire des dolines d'effondrement

Dans cette étude, une carte d'inventaire des dolines d'effondrement a été réalisée (**Figure 6.7**). Les dolines d'effondrement se sont produites principalement au sud de Safi, le long d'un alignement de direction NE-SO.

Les approches adoptées pour la construction de cette carte d'inventaire ont permis d'avoir une distribution représentative du phénomène. L'inventaire comprend un total de 20 dolines d'effondrement complètement identifiées et cartographiées (**Figure 6.7**). Les dolines d'effondrement identifiées n'affectent que 0,041% de la superficie totale du secteur étudié (**Tableau 6.1**).

La formation du Quaternaire Continental (Qc1) est la plus touchée par les événements des dolines d'effondrement, représentant 60% des dolines d'effondrement inventoriées, suivie par la formation du Plioquaternaire (PQ) à 30% et la formation du Complexe Evaporitique (Js) à 10% (**Tableau 6.2**).

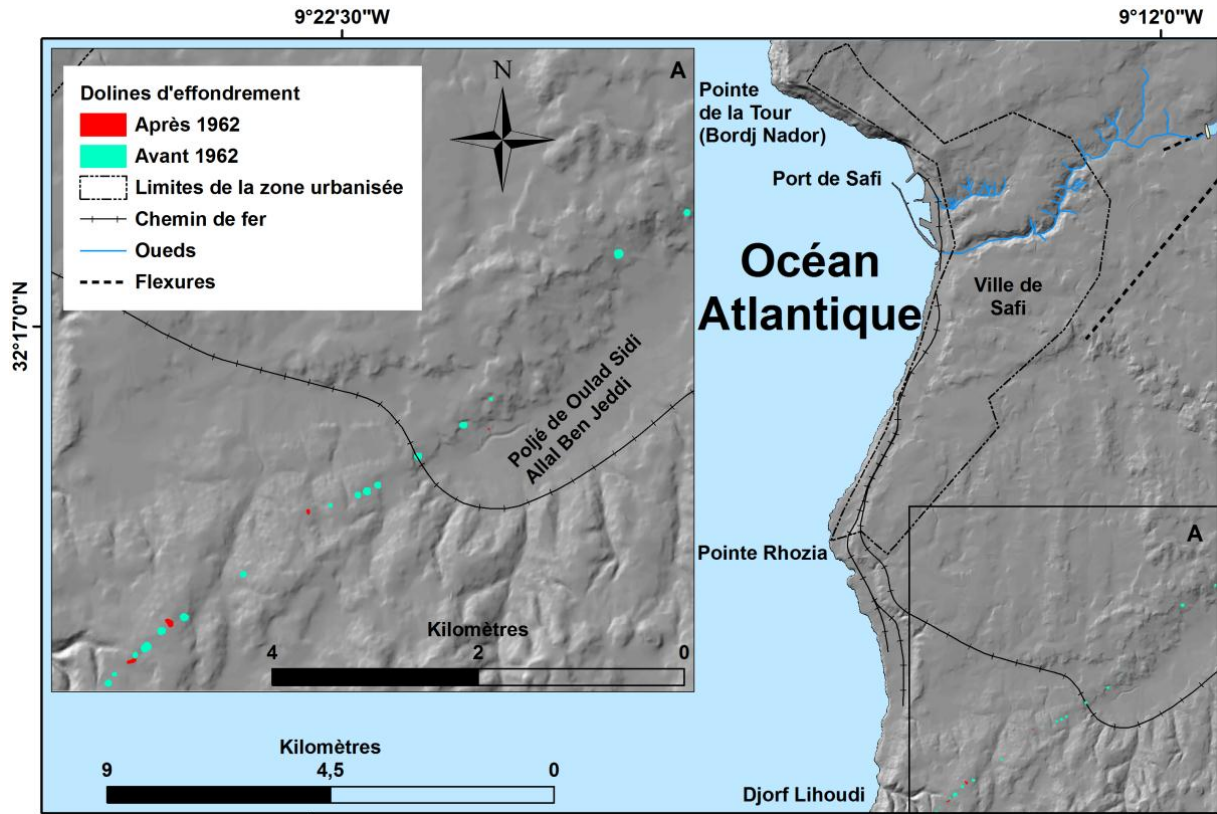


Figure 6.7 - Carte d'inventaire des dolines d'effondrement. A : agrandissement de la partie sud du secteur d'étude

Tableau 6.1 - L'inventaire des dolines d'effondrement et leurs dimensions (Superficie totale de la zone d'étude = 107349510m²)

Les dolines d'effondrement	Surface affectée (m ²)					% de la surface affectée	Longueur (m)			Profondeur (m)		
	n	Sma	Smi	Sme	Sto		Lma	Lmi	Lme	Pma	Pmi	Pme
Total	20	5692	30	2236	44712	0,041	97	5	53,5	40	1	9,85

n : Nombre de dolines d'effondrement, *Sma*: Surface maximale, *Smi*: Surface minimale, *Sme*: Surface moyenne, *Sto*: Superficie totale, *Lma*: Longueur maximale ou diamètre maximum, *Lmi*: Longueur minimale ou diamètre minimum, *Lme*: Longueur moyenne ou diamètre moyen, *Pma*: Profondeur maximale, *Pmi*: Profondeur minimale, *Pme*: Profondeur moyenne.

Tableau 6.2 - L'inventaire des dolines d'effondrement et leurs pourcentages dans chaque lithologie

% des dolines d'effondrement inventoriées en relation aux lithologies totales										
Typologies	Js	Ci1	Ci2 a	Ci2 b	PQ	Qc1	Qc2	Qm 1	Qm 2	Total
Les dolines d'effondremen t	10,0 0	0,0 0	0,00	0,00	30,0 0	60,0 0	00,0 0	0,00	0,00	100,0 0

Js : Jurassique Supérieur, Ci1 : Calcaire Inférieur, Ci2a : Argiles Brunes, Ci2b : Calcaire de Dridrat, PQ : Plioquaternaire, Qc1 : Quaternaire continental moyen, Qc2 : Quaternaire continental récent, Qm1 : Quaternaire marin moyen, Qm2 : Quaternaire marin récent.

6.3.2 La carte de la susceptibilité aux dolines d'effondrement

La carte de la susceptibilité aux dolines d'effondrement a été construite sur la base de la Méthode de la Matrice du SIG (**Figure 6.8**).

Les valeurs de la susceptibilité varient entre 0 et 100 dans chaque combinaison de classes de facteurs de prédisposition. Les valeurs obtenues ont été visualisées au moyen de cinq niveaux de susceptibilité (très faible, faible, modérée, forte et très forte) (**Tableau 6.3**). Ces valeurs ont été trouvées dans d'autres travaux utilisant la méthode « Natural-Breaks » (Irigaray, 1995; Irigaray et al., 2007; El Hamdouni, 2001; Fernández et al., 2003, 2008; Jiménez-Perálvarez, 2009).

Les niveaux de la susceptibilité forte à très forte représentent presque 4% de la surface étudiée, mais ce pourcentage est concentré dans une zone relativement réduite, principalement au sud et au sud-est de la ville Safi (**Tableau 6.3**).

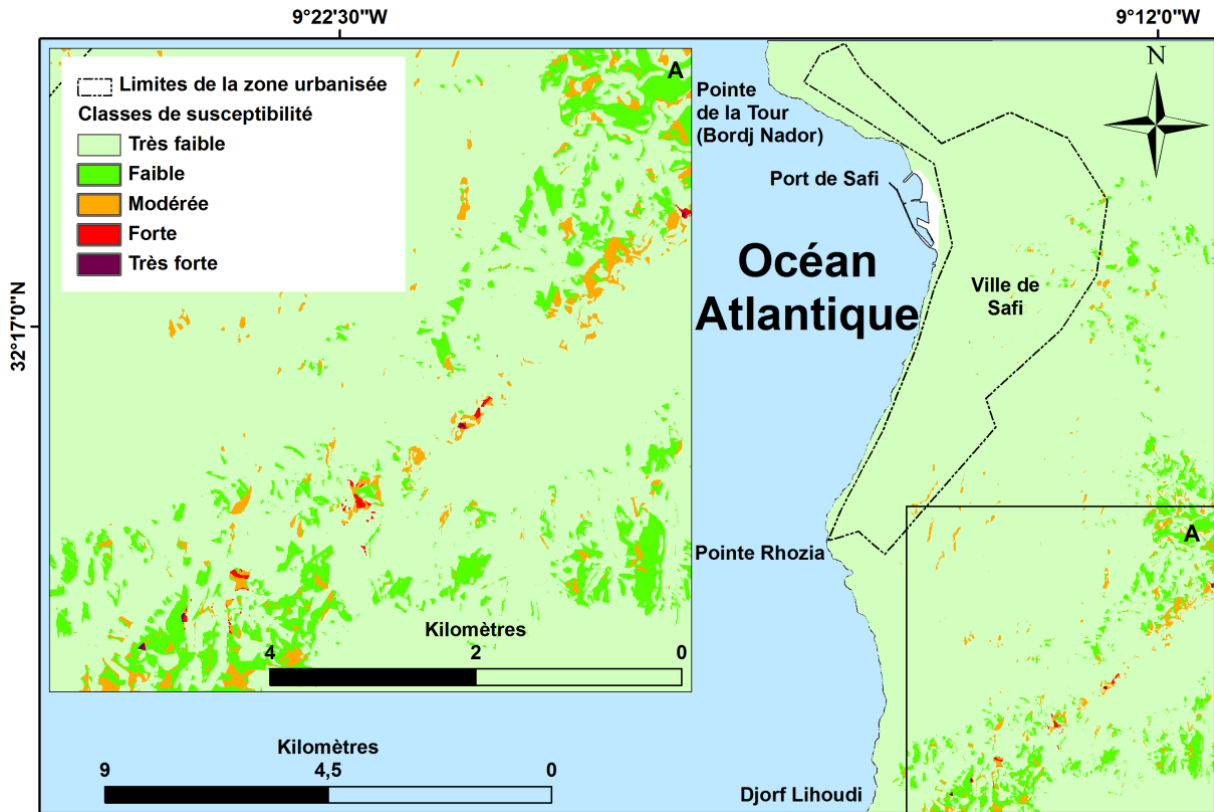


Figure 6.8 - La carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement avec un agrandissement de la partie sud (A) du secteur d'étude.

Tableau 6.3 - La susceptibilité aux dolines d'effondrement

(Les valeurs montrent la surface du secteur d'étude et les pourcentages de chaque niveau de susceptibilité par rapport à l'ensemble du secteur étudié)

Les dolines d'effondrement	Avant 1962	
La susceptibilité	%	Km ²
Très faible	58,92	63,25
Faible	26,90	28,88
Modérée	10,28	11,03
Forte	3,12	3,36
Très forte	0,77	0,82

6.3.3 Validation de la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement

Les résultats obtenus (Figure 6.9a), montrent un meilleur degré d'ajustement pour la validation faite avec le même inventaire, avant 1962, utilisé pour construire la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement (Figure 6.8). Le degré d'ajustement pour les classes de susceptibilité

très faible à faible est de 3,41% et pour les classes de susceptibilité forte à très forte la somme est de plus de 80%.

En revanche, la **Figure 6.9b** montre un faible degré d'ajustement pour la validation faite avec l'inventaire des dolines d'effondrement survenues après 1962. Le degré d'ajustement pour la classe très faible atteint 100% et 0% pour le reste des classes de susceptibilité.

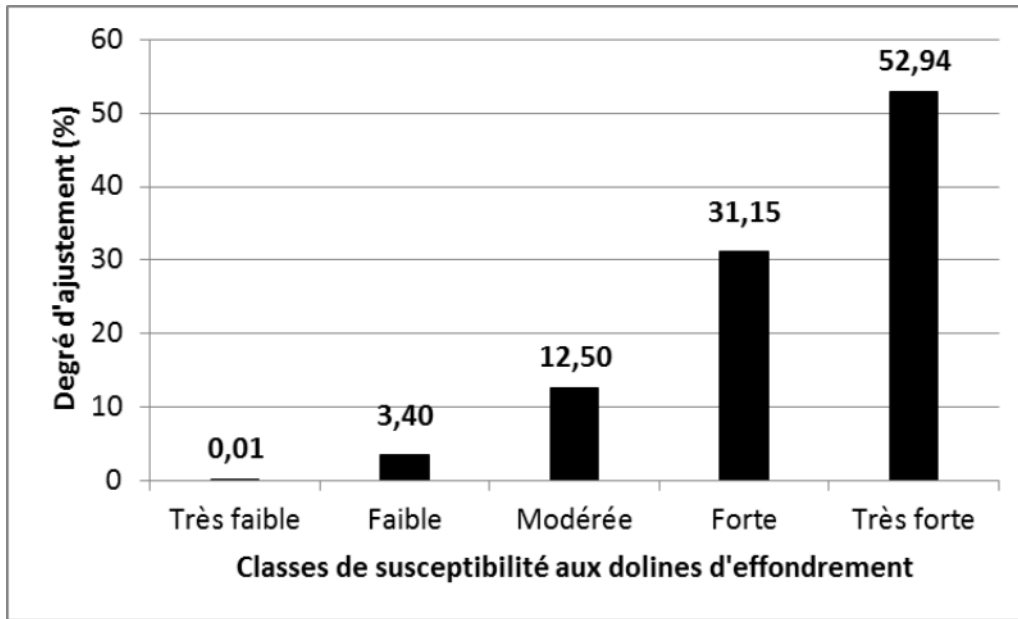


Figure 6.9a - Validation de la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement (validation vraie)

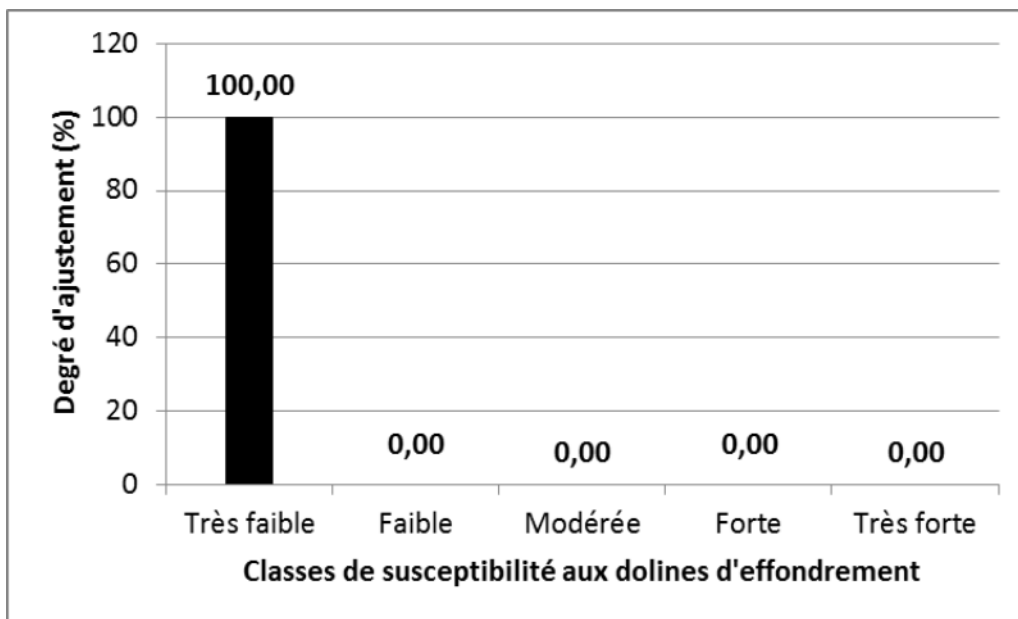


Figure 6.9b - Validation de la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement réalisée avec un inventaire indépendant

6.4 Discussion

6.4.1 La carte d'inventaire des dolines d'effondrement

La carte d'inventaire de la **Figure 6.7**, montre que les dolines d'effondrement sont strictement localisées au sud de la ville de Safi. Seize événements se sont produits avant 1962 et seulement quatre dolines d'effondrement se sont produites après 1962. Cette répartition est liée aux facteurs de prédisposition dont le principal est la lithologie. En effet, le sud de la ville de Safi se caractérise par la présence de deux karsts superposés ; le karst profond formé par l'alternance des calcaires, des marnes et du gypse, et le karst superficiel riche en calcaire bioclastique. L'affleurement de la formation du Complexe Evaporitique, riche en gypse et en anhydrite, domine le karst superficiel, ce qui explique le nombre de dolines d'effondrement produites dans ce secteur. En effet, 90% des dolines d'effondrement affectent le karst superficiel et seulement 10% affectent le karst profond, mais ce pourcentage masque le fait que le karst profond est à l'origine des effondrements observés en surface dans cette zone. (**Tableau 6.2**). Autrement dit, les méthodes cartographiques et géomorphologiques sur le terrain (**Chapitre 4**) montrent que les formations karstiques plioquaternaires formant le karst superficiel sont les plus touchées par ces événements, néanmoins cela ne veut pas dire que ces formations sont à l'origine de ces effondrements mais au contraire, elles réagissent aux cavités souterraines qui se situent en dessous dans le karst profond du Jurassique supérieur. L'observation directe des falaises vives, montre toujours une origine profonde des dolines d'effondrement qui se situe au niveau des formations karstiques du jurassique supérieur. L'effondrement débute de bas, au niveau du karst profond, et se propage vers le haut en coupant les formations plioquaternaires du karst superficiel (**Chapitre 4**). En outre, des sondages carottés exécutés entre le Complexe Chimique des Phosphates (Office Chérifien des Phosphates, l'OCP) et le poljé d'Oulad Sidi Allal Ben Jeddi (**Chapitre 8**), montre des pertes totales ou absence de récupération de débris de terrains. Cette absence est due, selon Weisrock et Lunski (1987), à un cavernement profond qui pourrait être le résultat de foudroyages liés à une dissolution de l'anhydrite appartenant au Jurassique supérieur.

La distribution des dolines d'effondrement suit la direction NE-SO qui est la même direction des structures tectoniques, flexures et failles, observées dans le secteur d'étude (**Figure 6.7**). Cependant, il pourrait être suggéré que la présence de telles structures tectoniques guide la distribution des dolines qui sont parallèles aux failles et aux flexures localisées plus au nord.

L'exploration spéléologique des dolines d'effondrement confirme cette hypothèse. En effet, de nombreuses dolines d'effondrement montrent des déformations tectoniques telles que des plis anticlinaux, des microplis et des failles inverses (**Chapitre 4**).

En interviewant la population locale, deux dolines d'effondrement ont été datées ; respectivement en 1968 et 1996. Ces dates, qui restent relatives et qui doivent être précisées par des méthodes de datation, correspondent à des années de fortes précipitations dans la région. La pluviométrie annuelle à Safi a atteint 517 mm et 1019 mm, respectivement en 1968 et 1996, par rapport une moyenne annuelle de 350 mm (**Chapitre 2**). Par contre, les autres dolines d'effondrement n'ont aucune date précise ; un essai de datation d'une doline a donné un âge remontant à plus de cinq mille ans (Weisrock et Lunski, 1987). L'ancienneté des dolines d'effondrement est attestée par leurs formes. En effet, certaines dolines d'effondrement ont des parois abruptes en forme d'entonnoir, mais la plupart d'entre elles, ont été érodées et remplies de sédiments et de blocs, et par conséquent, leurs parois sont devenues moins raides. Pour cette raison, la carte d'inventaire produite pourrait être classée parmi les cartes d'inventaire géomorphologique. Cette carte d'inventaire constitue une étape essentielle pour construire la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement.

6.4.2 Les cartes de la susceptibilité aux dolines d'effondrement et leurs validations

Dans cette étude, une première carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement a été produite par la méthode de la matrice **GMM (Figure 6.8)**. Cette carte montre que les niveaux de susceptibilité forte à très forte sont spatialement concentrés au sud du secteur étudié. Ce secteur paraît donc être favorable à l'effondrement suivant un alignement de direction NE-SO. Cette susceptibilité reflète bien les facteurs de prédisposition à la survenance des dolines d'effondrement dans cette partie de la zone d'étude. Le facteur lithologique représenté par les formations karstiques du Jurassique Supérieur, du Plioquaternaire et du Quaternaire continental et marin, formées essentiellement par le gypse et le calcaire ; roches très susceptibles à la karstification.

En outre, les facteurs topographiques tels que les directions des pentes jouent un rôle clé dans le processus conduisant à la formation des dolines d'effondrement. En effet, ce rôle est assuré à travers le grand Poljé d'Oulad Sidi Allal Ben Jeddi (**Figure 6.7**). Ce Poljé se présente sous forme d'une grande dépression karstique d'une longueur de 7 km et de direction NE-SO. Il reçoit les eaux pluviales et se transforme en un grand lac. Ensuite, l'eau accumulée dans ce

poljé est drainée à travers les puits absorbants, ou ponors, vers la nappe pour s'écouler vers l'Océan Atlantique près de la falaise de Djorf Lihoudi.

La qualité la carte de susceptibilité obtenue a été testée par la méthode du degré d'ajustement. En premier temps, les résultats de la **Figure 6.9a** indiquent une erreur relative plus faible de 3,41% dans les classes de susceptibilité très faible à faible et montrent également une précision relative plus élevée atteignant plus de 80% pour les classes de susceptibilité forte à très forte. Ce type de validation, où le même inventaire est utilisé, est appelé «validation vraie». Certains auteurs s'appuient sur ce type de validation pour tester leurs modèles proposés. En revanche, d'autres auteurs insistent sur le fait que la validation doit être faite par un inventaire indépendant et différent (Irigaray et al., 1999 ; Chung et Fabbri, 2003 ; Remondo et al., 2003 ; Galve et al., 2008).

En deuxième temps, les résultats obtenus lorsqu'un inventaire indépendant est utilisé, le cas de quatre dolines d'effondrement survenues après 1962, montrent un mauvais degré d'ajustement pour la validation de la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement (**Figure 6.9b**). Le degré d'ajustement pour la classe de susceptibilité très faible est de 100% et de 0% pour le reste des classes. Cette erreur est inacceptable, parce qu'elle dépasse le seuil des 10%, pour les classes de susceptibilité faible à très faible, accepté dans d'autres travaux (Irigaray et al., 2007). Ce résultat est probablement dû à l'utilisation d'un inventaire n'excédant pas quatre événements. Des erreurs supplémentaires, bien que très mineures, peuvent être dues aux différences d'échelle entre les photographies aériennes. Par conséquent, on pourrait conclure que le faible nombre de dolines d'effondrement utilisé dans l'inventaire indépendant aurait un impact négatif sur la qualité de la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement. Pour cette raison, une deuxième carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement a été réalisée avec la même méthode **GMM**. Premièrement, les vingt événements de dolines d'effondrement ont été divisés au hasard en deux groupes égaux en utilisant les outils d'analyse Hawth Version 3.27, une extension sous ArcGIS. Deuxièmement, le premier groupe a été utilisé pour construire la nouvelle carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement (**Figure 6.10**). Troisièmement, le second groupe a été utilisé pour valider la carte par la méthode du degré d'ajustement (**Figure 6.11a et Figure 6.11b**).

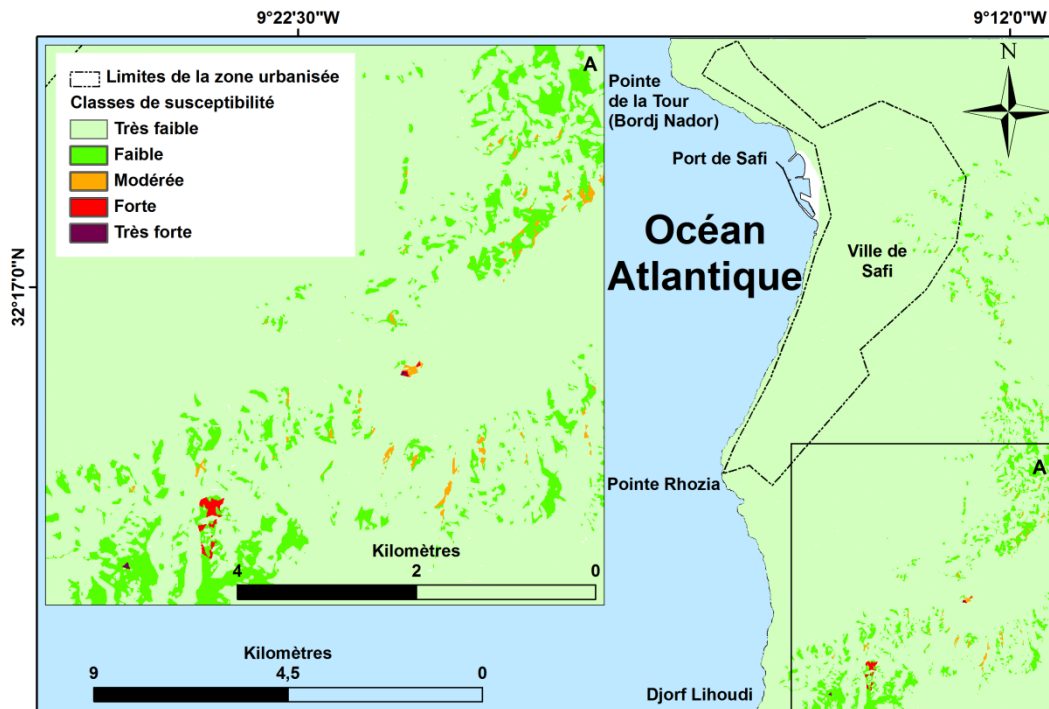


Figure 6.10 - La carte finale de la susceptibilité aux dolines d'effondrement avec un agrandissement de la partie sud (A) du secteur étudié

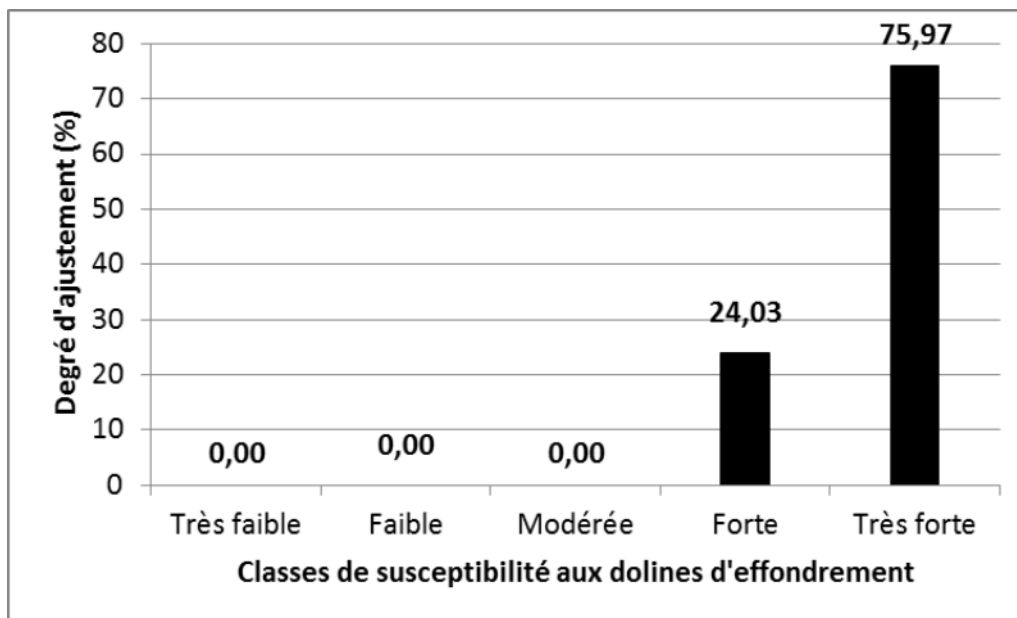


Figure 6.11a - Validation de la carte finale de la susceptibilité aux dolines d'effondrement (validation vraie)

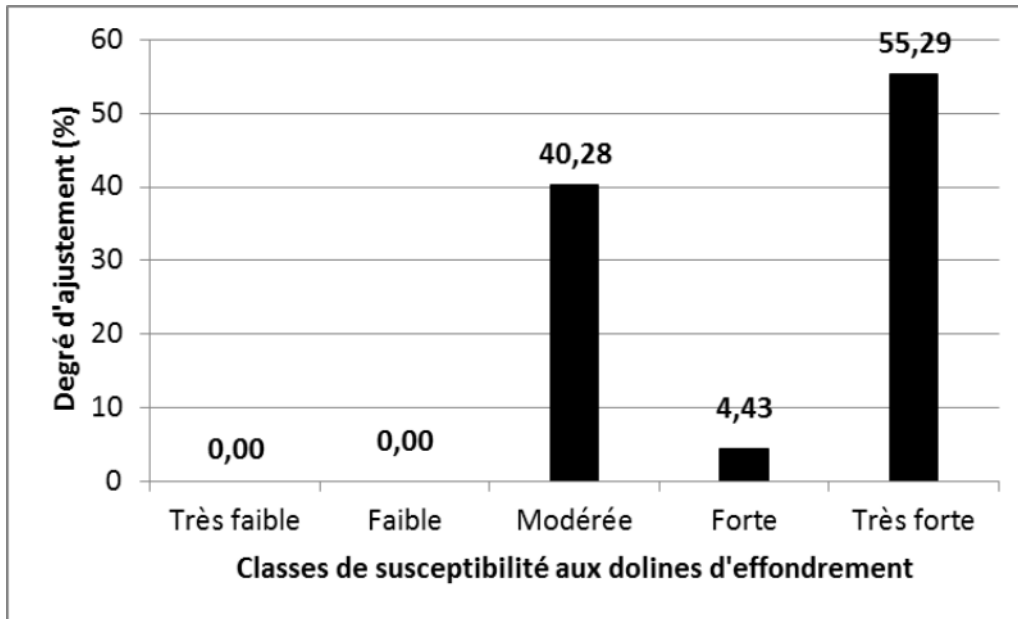


Figure 6.11b - Validation de la carte finale de la susceptibilité aux dolines d'effondrement (Test indépendant).

6.5 Conclusions

Dans ce chapitre, la carte d'inventaire des dolines d'effondrement a été produite en utilisant des méthodes classiques ; la cartographie géomorphologique de terrain et l'interprétation visuelle de photographies aériennes. Cette carte d'inventaire, a été produite selon la classification internationale des dolines.

Puisque la taille des plus petites dolines d'effondrement représentées sur cette carte est égale à 30 m², la qualité de la carte d'inventaire produite pourrait être considérée comme presque complète.

La carte d'inventaire montre que seulement 0,041% de la surface étudiée est affectée par des dolines d'effondrement. Ce pourcentage renferme une région bien connue par des activités industrielles et des infrastructures comme le port de Safi et la centrale thermique de Djorf Lihoudi.

Seulement quatre facteurs de prédisposition ont été utilisés pour construire la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement, à savoir la lithologie, l'élévation, la pente du terrain et la direction de la pente. Cette carte de susceptibilité montre que les niveaux de la susceptibilité forte à très forte représentent 4% de la surface étudiée. Néanmoins, ce

pourcentage est limité à une zone relativement réduite, principalement au sud de la ville de Safi, le long d'une direction NE-SO. Cette petite partie du secteur d'étude est très importante de point de vue activités économiques, logistiques et industrielles.

Selon les résultats obtenus dans ce chapitre, la zone urbanisée de Safi montre généralement une susceptibilité très faible, alors elle reste épargnée des dolines d'effondrement. En revanche, de nombreux douars sont touchés par le phénomène, ce qui exige des solutions adéquates de la part des aménageurs et des décideurs pour éviter tous problèmes de risques d'instabilités souterraines menaçant les habitants de ces douars.

Chapitre 7

Cartographie géomorphologique et géophysique des dolines d’effondrement dans la région de Moul El Bergui

Sommaire

7.1 Introduction.....	196
7.2 Présentation du secteur d’étude.....	199
7.3 Matériels et méthodes.....	205
7.4 Résultats et discussions.....	208
7.5 Conclusions	240

La région de Moul El Bergui, est située à la limite entre le Sahel, connu par son karst côtier, et la plaine de Doukkala-Abda. Cette zone a été aménagée au début des années quatre-vingt pour l’irrigation de l’agriculture. Au cours de ces dernières décennies, plusieurs dolines d’effondrement associées à l’ouverture de fractures ont été observées dans cette région. Les dolines d’effondrement présentent un risque, en particulier pour la population, pour les infrastructures et pour les terres agricoles. Ainsi, une campagne géophysique a été réalisée dans cette région dont l’objectif est d’étudier l’origine de ces dolines d’effondrement. En première phase de l’étude, un inventaire des dolines d’effondrement a été accompli par l’approche géomorphologique. En deuxième phase de l’étude, six profils de tomographie de résistivité électrique (TRE) ont été exécutés entre les dolines d’effondrement observées sur le terrain. Les résultats obtenus dans cette étude ont montré que les mouvements de terrain observés dans le secteur d’étude sont donc liés à la fois à des facteurs naturels tels que les fortes précipitations et la présence des dunes consolidées qui jouent le rôle de barrière pour les écoulements d’eau superficiels, ainsi que des facteurs anthropiques induits par l’irrigation. L’interprétation des profils de tomographie de résistivités électriques, a permis de mettre en évidence : les différentes composantes du système hydrogéologique karstique, la présence de cavités souterraines plus ou moins saturées en eau assimilables à des drains subhorizontaux qui sont à l’origine du désordre observé à la surface et la présence de zones de faibles résistivités électriques liées aux fractures ouvertes au sein du massif karstique en relation aux dolines d’effondrement observées.

Mots clés : Tomographie de Résistivités Electriques (TRE), Dolines d’effondrement, Karstification, fractures ouvertes.

7.1 Introduction

Les dolines d'effondrement sont l'une des principaux types de dolines (Ford et Williams, 1989 ; Gilli, 2011 ; Gutiérrez et al., 2008a). Elles sont liées à l'effondrement du toit d'une cavité qui aura lieu lorsque l'épaisseur de la voûte est inférieure à la portée de la cavité (Gilli, 1984 ; Gutiérrez et al., 2008b). L'effondrement est toujours précédé par la dissolution des roches karstiques où se forme une cavité dans laquelle le matériau peut s'écrouler (Williams, 2006). Les dolines d'effondrement prennent des formes variables (cylindriques, coniques, entonnoirs, etc.) et elles se caractérisent généralement par des parois abruptes (Williams, 2003). Elles se forment de façon isolée ou en groupes dispersés ou alignés. Dans ce dernier cas, elles sont alignées sur les axes de drainages de la nappe karstique ou sur les lignes d'écoulement des rivières souterraines (Xuewen et Weihai, 2006 ; Gilli et al., 2012). Comme elles peuvent être spatialement associées à des accidents tectoniques tels que les failles et les plis anticlinaux (Pothérat et al., 1999). Le déclenchement des effondrements karstiques peut être lié aux facteurs d'origine naturelle comme : les séismes, la pluviométrie, le ruissellement, et/ou à des facteurs anthropiques comme les activités agricoles : pompage intensif de la nappe et irrigation. (Papadopoulou-Vrynioti et al., 2013). Celles qui sont favorisées et déclenchées par les activités humaines sont communément appelées « dolines induites » (Gutiérrez et al., 2008a). Néanmoins, les dolines d'effondrement ne sont pas les seules manifestations de désordres de surface affectant le milieu karstique, l'apparition des diaclases ou des fractures ouvertes peuvent être également observées. Elles sont liées soit à des mouvements de terrain tels que les glissements rocheux et les basculements rocheux (Gutiérrez et al., 2014 ; Boualla et al., 2016), soit à des cavités souterraines telles que les drains et les conduits (Choppy, 2006 ; Gilli et al., 2012). Ces conduits peuvent être plus ou moins saturés en eau, comme ils peuvent être remplis de sédiments meubles ou être vides. En outre, la présence des fractures dans le système karstique permet de comprendre son fonctionnement car le réseau de drainage en dépend fortement (Chalikakis et al., 2011).

Le secteur étudié présente la particularité de la coexistence à la fois des fractures ouvertes et des dolines d'effondrement (**Figure 7.1 et Figure 7.2**).



Figure 7.1 - Les dolines d'effondrement inventoriées du nord vers le sud (de D1 à D9)

Ces manifestations de mouvements de terrain constituent donc un risque pour la population, les infrastructures et les terres agricoles dans ce secteur étudié. D'où l'importance d'une étude géophysique par tomographie de résistivités électriques qui permettra, entre autres, de délimiter l'étendue des cavités souterraines, c'est-à-dire de déterminer les zones susceptibles de s'effondrer et qui sont à l'origine des aléas observés en surface.

La tomographie de résistivités électriques est une méthode géophysique de subsurface qui permet à la fois de détecter les anomalies résistantes telles que les cavités souterraines vides, surtout celles dont le diamètre est supérieur à la profondeur de leurs toits, mais elle permet efficacement la détection d'anomalies conductrices à une profondeur importante telles que les drains subhorizontaux remplis d'eau et/ou d'argile, les poches ou conduits karstiques, ainsi que les failles (Fauchard et Pothérat, 2004). Divers dispositifs peuvent y être appliqués, surtout ceux qui mettent en valeur les structures verticales telles que les dolines et les fractures. Parmi ces dispositifs utilisés à l'échelle internationale, on cite : le dispositif Dipôle-dipôle (Zhou et al.,

2002 ; Pánek et al., 2010 ; Gutiérrez et al., 2014 ; Frid et al., 2015) et le dispositif Wenner-Schlumberger (Kaufmann et al., 2012 ; Zarroca et al., 2016). C'est ce dernier dispositif qui a été choisi dans cette étude à cause de son efficacité à détecter aussi bien les structures horizontales que verticales. Il donne également une meilleure résolution de l'image du sous-sol et il est moins sensible au bruit de fond (Dahlin et Zhou, 2004).

En 1961, une campagne géophysique par sondages électriques a été réalisée dans le secteur étudié dont le but était d'étudier les problèmes de drainage et d'injection des eaux d'irrigation excédentaires, et de déterminer la base de certaines formations géologiques ayant une importance hydrogéologique (Ferré, 1969). C'est ainsi qu'une échelle de résistivités électriques des principales formations géologiques de la région du Sahel et de la plaine des Doukkala-Abda a été établie (**Tableau 7.1**). Cependant, l'étude par la TRE des mécanismes de survenance des dolines d'effondrement et des fractures associées dans cette région, représente l'originalité de ce travail.

Tableau 7.1 - Echelle des résistivités électriques établie à partir des sondages électriques exécutés dans le Sahel et la plaine des Doukkala Abda entre 1951 et 1966 (Ferré, 1969)

Formations géologiques	Résistivités en Ohm.m	Caractéristiques électriques
Limons quaternaires (ql)	3 à 10	Conducteur
	sec en surface 500 à 2000	
Plioquaternaire (pq)		Résistant
	en profondeur 60 à 300	
Couches argilo-sableuses rouges (CiC)	5 à 20	Conducteur
Calcaire de Dridrat (Ci2b)	100 à 2000	Résistant
Argiles brunes (Ci2a)	5 à 10	Conducteur
Jurassique supérieur	Plus de 100	Résistant

Par conséquent, les objectifs recherchés par ce travail sont :

1. réaliser un inventaire des dolines d'effondrement en utilisant une approche géomorphologique basée sur l'interprétation visuelle des photographies aériennes, des images satellites de Google Earth et sur des observations directes sur le terrain ;

2. déterminer les facteurs de prédisposition, de déclenchement et d'aggravation conduisant à l'apparition des dolines d'effondrement et des fractures ouvertes ;
3. déterminer l'extension spatiale des cavités souterraines, des fractures, des conduits karstiques remplis d'eau ou secs ;
4. déduire le mécanisme conduisant à l'apparition des dolines d'effondrements et des fractures ouvertes dans le karst du secteur étudié.

7.2 Présentation du secteur d'étude

7.2.1 Cadre géographique

Le secteur de Moul El Bergui, a été choisi pour l'application de la tomographie des résistivités électriques (**Figure 7.2**). Ce secteur se situe à 34 km au NE de la ville de Safi chef-lieu de la province, à 6 km au SE de la commune rurale Moul El Bergui dont il fait partie, à 11 km au SO de la commune rural de Tnine Gharbia et à 26 km à vol d'oiseau de l'Océan Atlantique. Ses coordonnées géographiques sont : (32°29'50''N ; 008°57'37''O) et (32°29'11''N ; 008°56'52''O). Sa superficie est de l'ordre de 1,43 km².

7.2.2 Cadre géologique et structural

Le secteur d'étude fait partie de la meseta côtière dont le socle d'âge hercynien a été plissé et aplanis. Le socle hercynien est recouvert en discordance par des formations généralement tabulaires d'âge Méso-Cénozoïque et Quaternaire (Gigout, 1951) (**Figure 7.2**). Les principales formations géologiques rencontrées dans ce secteur ont été discutées dans le **Chapitre 2**.

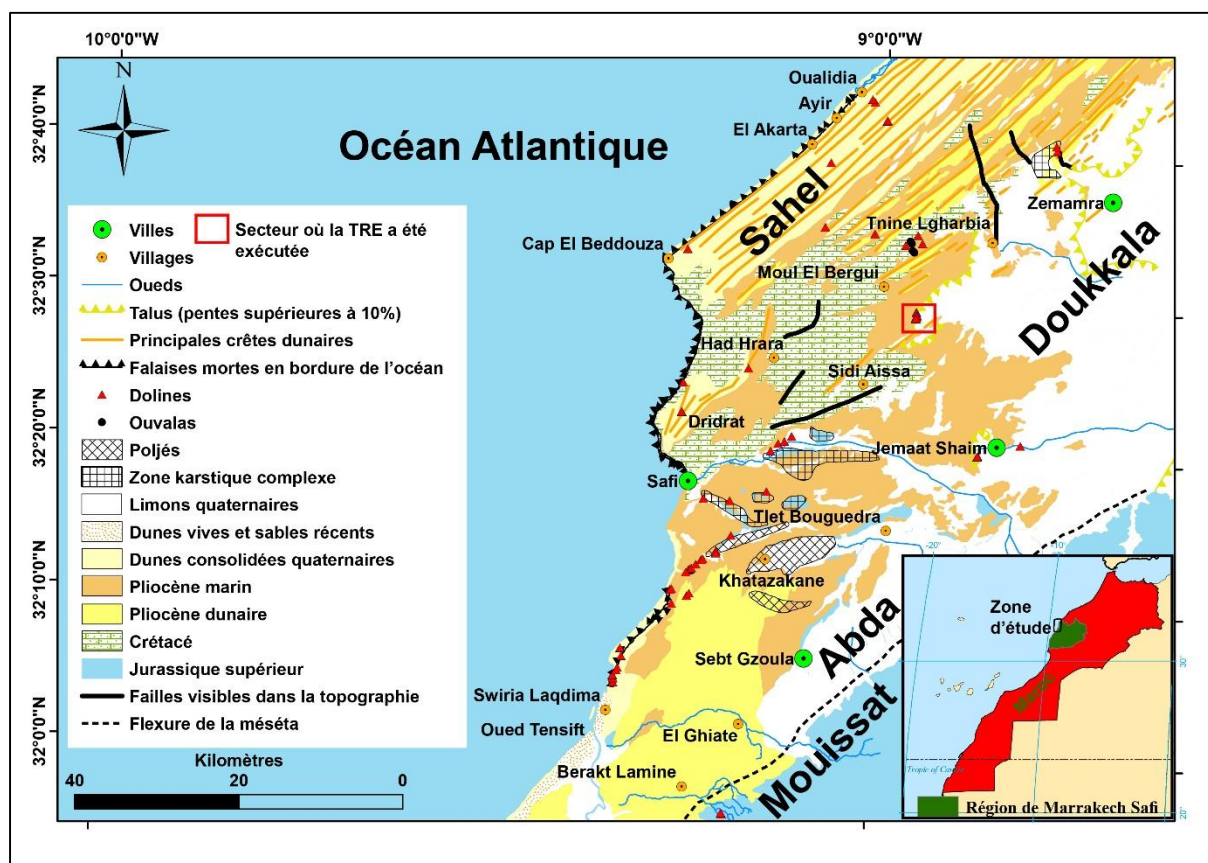


Figure 7.2 - Localisation du secteur étudié sur la carte géomorphologique (modifiée d'après Ferré et Ruhard, 1975)

De point de vue structural, le secteur d'étude est caractérisé par des accidents tectoniques d'orogénèse alpine qui prennent généralement des directions NE-SO. Au niveau de Tnine Gharbia se trouve une faille qui prend une direction N-S à NNO-SSE héritée des anciens accidents tectoniques d'âge hercynien (Ferré et Ruhard, 1975). Des études géophysiques antérieures (Ferré, 1969 ; Ferré et Ruhard, 1975), ont permis de réaliser une esquisse structurale du Crétacé inférieur et du Plioquaternaire, et de mettre en évidence les principaux axes des accidents tectoniques telles que : les failles, les flexures et les plis anticlinaux et synclinaux (Figure 7.3 et Figure 7.4).

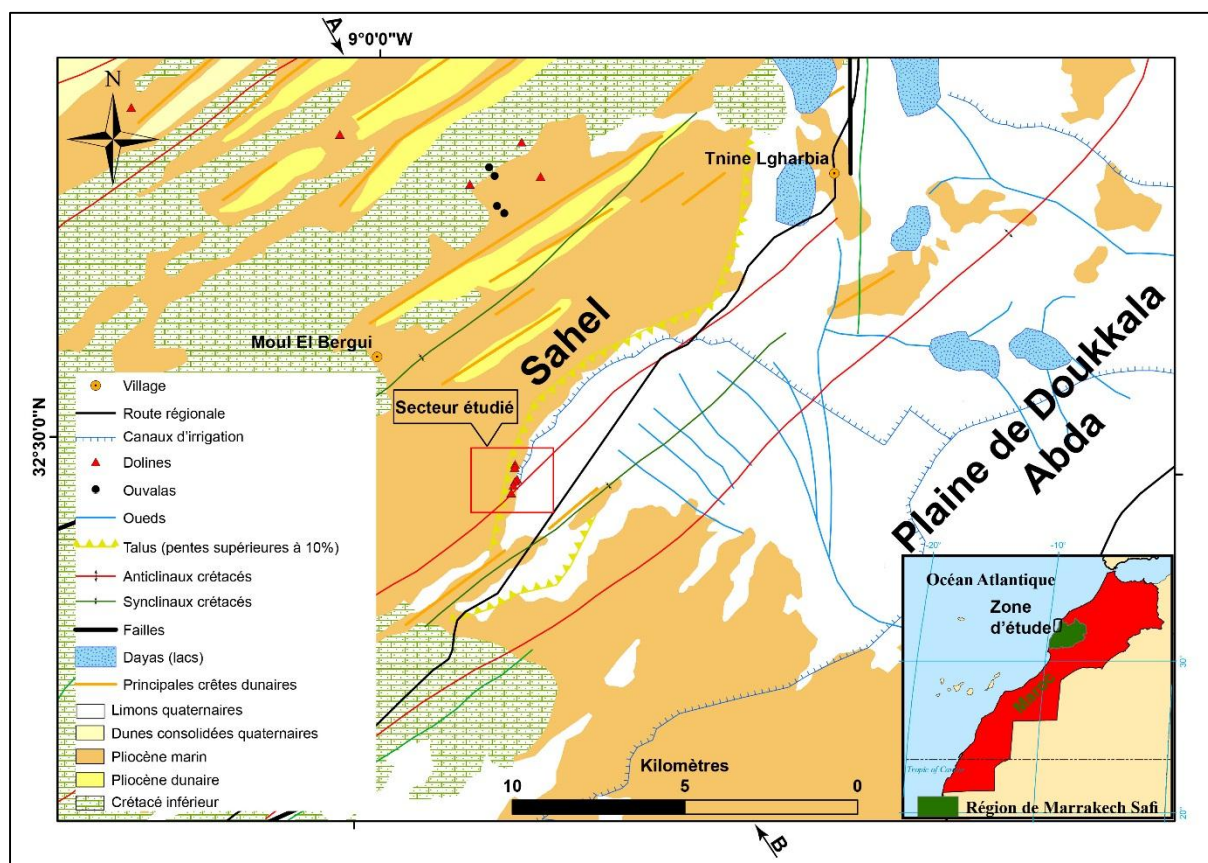


Figure 7.3 - Esquisse structurale du secteur étudié d'après géophysique et forages (Ferré et Ruhard, 1975). Les flèches **A** et **B** indique la position de la coupe géologique **AB** de la Figure 7.4

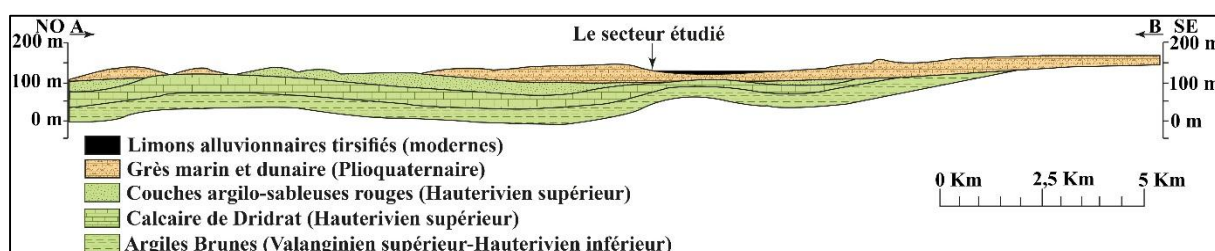


Figure 7.4 - Coupe géologique synthétique à travers le Sahel et la plaine des Doukkala Abda selon la coupe **AB** de direction NO-SE (Ferré et Ruhard, 1975)

7.2.3 Cadre hydrographique et hydrogéologique

Le réseau hydrographique est constitué par des oueds à cours d'eau intermittents liés aux précipitations (**Figure 7.3**). Ces écoulements d'eaux superficiels stagnent au niveau des Dayas qui sont nombreuses dans ce secteur, ou ils s'infiltrent directement dans les limons perméables de la plaine, ou enfin ils s'engouffrent à l'intérieur des dolines qui représentent les seuls

exutoires souterrains dans ce secteur et qui participent ainsi au drainage de la plaine des Doukkala-Abda.

Trois principales nappes se distinguent dans ce secteur : la première nappe profonde du Jurassique supérieur dont les eaux sont de qualité médiocre à cause de la salinité élevée liée à la présence des évaporites. La deuxième nappe est celle du Calcaire de Dridrat de qualité supérieure par rapport à la précédente, et la troisième nappe, également de bonne qualité, est celle du Plioquaternaire. Le Calcaire de Dridrat peut constituer avec la Plioquaternaire la même nappe s'ils ne sont pas séparés par les couches argilo-sableuses rouges de l'Hauterivien supérieur. Les eaux souterraines dans cette région s'écoulent vers l'ouest et le nord-ouest (Ferré, 1969 ; Fakir, 2001 ; Kaid Rassou, 2009) (**Figure 7.5**).

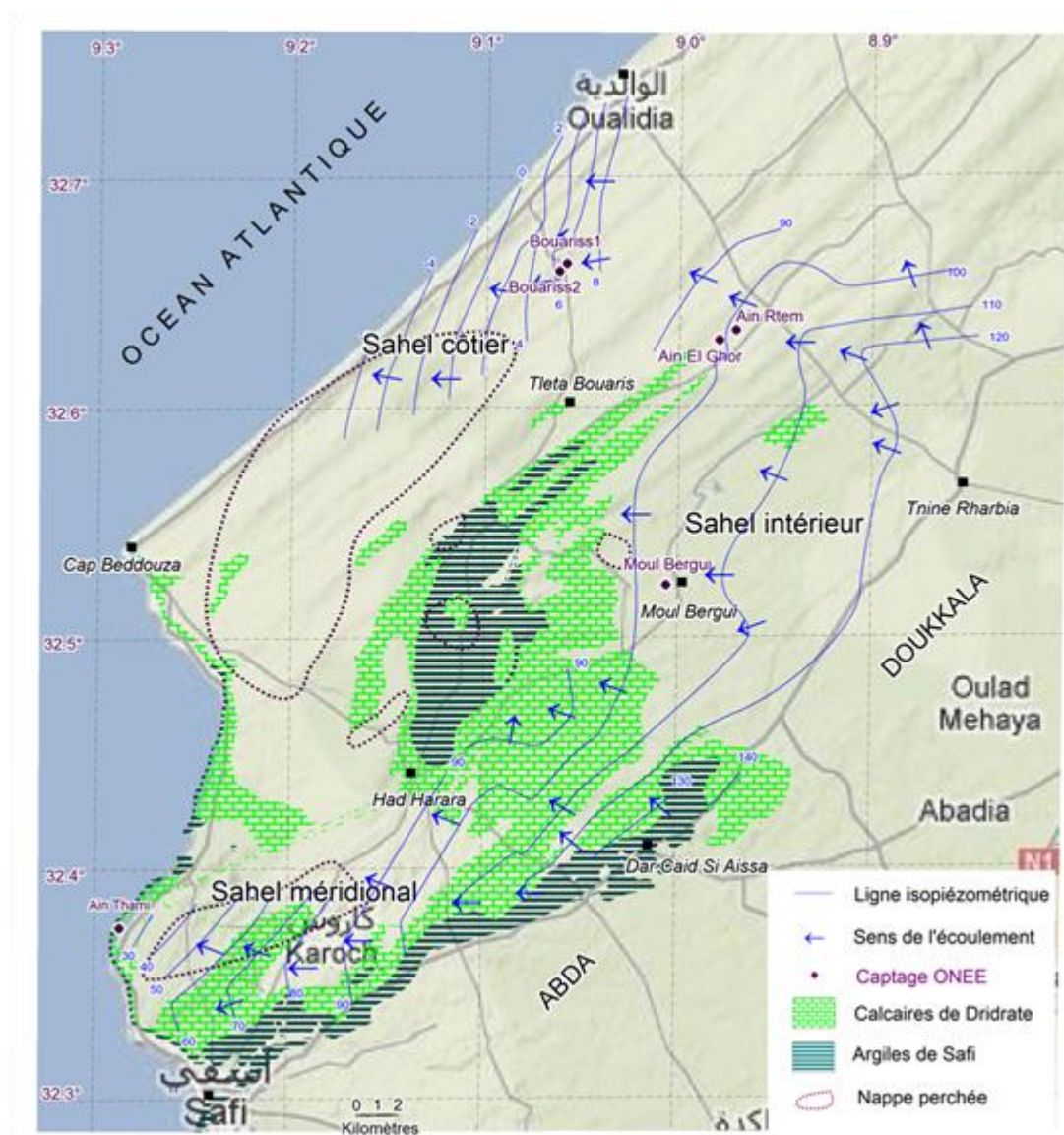


Figure 7.5 - Carte piézométrique du système Plio-Crétacé (ONEP, 2012)

7.2.4 Cadre géomorphologique

De point de vue géomorphologique, deux zones se distinguent : la plaine des Doukkala-Abda et le Sahel. La plaine des Doukkala-Abda est une vaste étendue limoneuse inclinée régulièrement (2 à 3%) du SE au NO et son altitude atteint 120 m au pied du Sahel (Ouadia, 1998). Elle se caractérise par un sol de type « Tirs » riche en matière organique d'où l'aménagement de cette zone pour l'irrigation à partir de l'oued Oum Rbia. Le Sahel par contre se caractérise par ses dunes consolidées d'âge Plioquaternaire, constituées de grès calcaires marins et dunaires, avec des altitudes atteignant 150 m dans le secteur étudié. Ce qui constitue une barrière naturelle pour tout écoulement des eaux superficielles et par conséquent l'évacuation du surplus des eaux de l'irrigation se fait depuis le début des années quatre-vingt à travers la doline d'effondrement **D6** connue sous le nom de «Hofrat Haroun» (**Figure 7.1, Figure 7.6 et Figure 7.8**).

A la limite entre le Sahel et la plaine des Doukkala-Abda, le Grès calcaire Plioquaternaire forme un escarpement orienté vers l'est, surplombant les limons de la plaine. Selon Gigout (1951), cet escarpement représente un flanc d'ouvala en partie comblé par l'apport des limons accumulés par les eaux de ruissellement pendant les périodes pluviales quaternaires. Les eaux de ruissellement n'ayant pas de débouchés vers l'océan Atlantique à cause de la présence de la barrière dunaire du Sahel. Cependant, les ruissellements de surface s'échappaient en grande partie par cheminement souterrain. Par conséquent, le drainage dans la plaine des Doukkala-Abda se fait, donc, essentiellement par de nombreux exutoires souterrains formés par les dolines fréquentes à cette limite et parmi lesquelles, celles qui se trouvent dans le secteur étudié (**Figure 7.2**).

Le secteur d'étude renferme également des formations karstiques. Le Grès calcaire Plioquaternaire et la formation du Calcaire de Dridrat, localement séparés par des Couches argilo-sableuses rouges de l'Hauterivien supérieur, forment ensemble le karst superficiel. Par contre, la formation du Jurassique supérieur, caractérisée par le Complexe évaporitique constitue le karst profond (Taj-Eddine et al., 1985 ; Weisrock et Lunski, 1987 ; Witam, 1988). Les deux karsts sont séparés par la formation des Argiles Brunes appartenant au Valanginien supérieur-Hauterivien inférieur. Au niveau de la plaine, le karst superficiel est couvert par des limons quaternaires (**Figure 7.3 et Figure 7.4**) et constitue le karst sous couverture. Par contre

au niveau de la dune consolidée plioquaternaire le karst est dépourvu de couverture sédimentaire et constitue le karst nu (Salomon, 2000).

7.2.5 Cadre climatique

Le climat est de type méditerranéen appartenant à l'étage semi-aride, à hiver doux avec une influence océanique. Il se caractérise par une pluviométrie concentrée en automne et en hiver. Une longue période sèche s'étend du printemps à l'été. À Moul El Bergui, les précipitations moyennes annuelles varient entre 240 et 280 mm et la température varie entre 10°C et 40°C (Agence de Développement Social et al., 2010).

7.2.6 Système d'irrigation dans le secteur d'étude

Le secteur d'étude est également connu par ses activités agricoles. Depuis le début des années quatre-vingt, les terres agricoles ont été aménagées en vue d'une irrigation de type gravitaire : la superficie du périmètre irrigué est de 1362 Ha (Agence de Développement Social et al., 2010). L'eau est acheminée par le canal d'irrigation depuis le barrage Al Massira sur l'oued Oum Rbia jusqu'au casier d'irrigation de Tnine Gharbia. A cause de l'absence d'exutoires superficiels et du caractère endoréique de la plaine des Doukkala-Abda, un problème s'est posé pour ce système d'irrigation : le drainage et l'évacuation du surplus des eaux d'irrigation (Ferré, 1969 ; Ouadia, 1998). Cependant, trois solutions ont été proposées : (1) l'épandage des eaux sur des surfaces lapiazées, (2) l'injection artificielle des eaux dans des puits réalisés permettant une recharge de la nappe karstique, et (3) l'injection naturelle des eaux dans des dolines qui constituent des exutoires souterrains (Ferré et Ruhard, 1975). C'est cette dernière solution qui a été adoptée dans le secteur d'étude (entre 1981 et 1983). Selon les gens des douars interviewés dans le secteur étudié, les manifestations de mouvements de terrain se sont accélérées, dès 1996, suite aux fortes précipitations. L'étude de ces manifestations de mouvements de terrain a été réalisée en choisissant des matériels et des méthodes appropriées, formant ainsi un autre objectif de cette investigation.

7.3 Matériels et méthodes

7.3.1 Inventaire des dolines d'effondrement

7.3.1.1 Cartographie géomorphologique sur terrain combinée avec l'exploration spéléologique des dolines d'effondrement

Cette méthode consiste à cartographier de façon directe les glissements de terrain et les dolines d'effondrement (Brunsden, 1985 ; Guzzetti et al., 2012 ; Boualla et al., 2016). De plus, cette méthode a été combinée avec l'exploration spéléologique des dolines d'effondrement qui est une méthode de subsurface permettant leur découverte de l'intérieur (Jancin et Clark, 1993 ; Andrejchuk et Klimchouk, 2002 ; Klimchouk et Andrejchuk, 2005 ; Gutiérrez, 2014). Les explorations spéléologiques ont aussi permis de réaliser des logs stratigraphiques au niveau de chaque doline d'effondrement (**Figure 7.11**) et qui ont servi pour le calage des profils de tomographie des résistivités électriques (TRE).

En addition, la collecte des données sur le terrain a permis de repérer deux sortes de fractures ouvertes qui constituent des indices d'activités liés aux dolines d'effondrement (**Figure 7.9 et Figure 7.13**).

Après avoir identifié, photographié, décrit et pointé par GPS toutes les dolines d'effondrement dans le secteur étudié, elles ont été cartographiées et numérisées sous ArcGIS 9.3®. Ces données ont été organisées sous forme de fiches techniques qui constituent une base de données actualisée (**Annexe A**). Le manque de données temporelles sur les dates d'apparition des dolines d'effondrement, nous a incités à faire des interviews avec les gens des douars à proximité des dolines d'effondrement dans le but d'avoir des dates d'occurrence approximatives des effondrements. Ces derniers, ont été classés selon la classification de Ford et Williams (1989) qui se base sur trois types de processus responsables de la formation des dolines : la dissolution, l'effondrement et la suffosion (**Chapitre 1**).

7.3.1.2 Interprétation visuelle des photographies aériennes et des images satellitaires

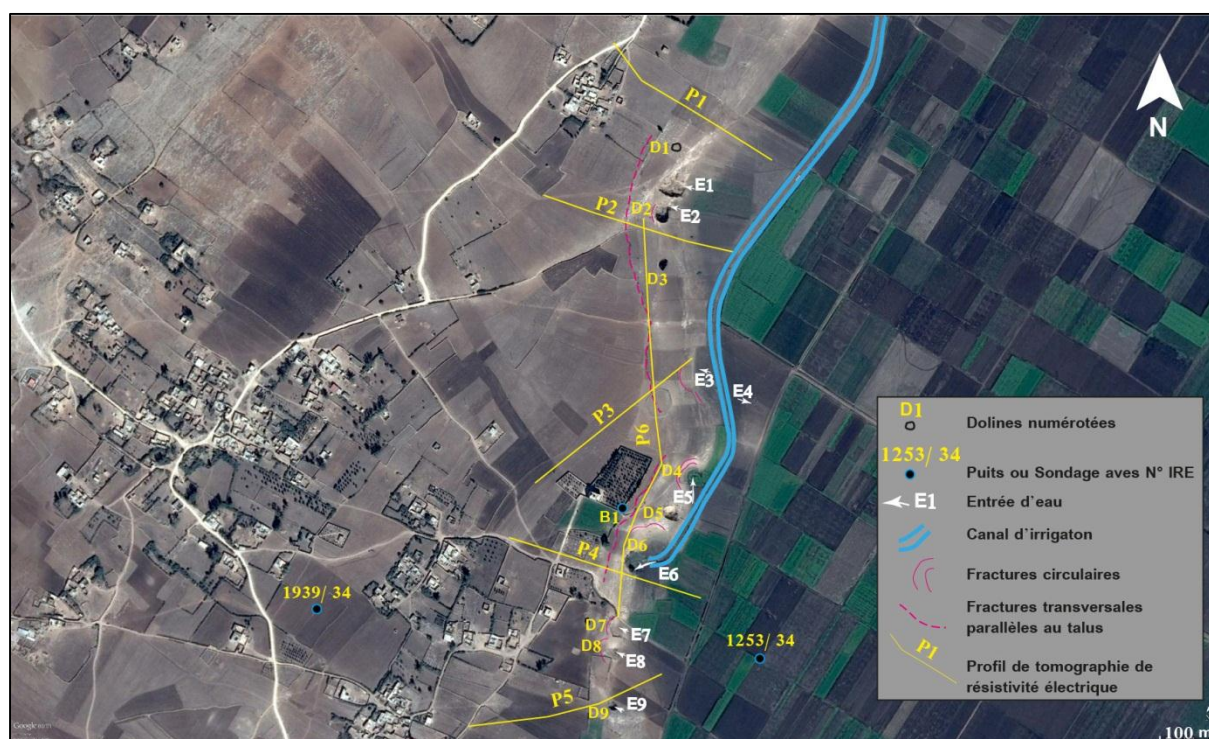
Dans cette étude, un ensemble de 5 photographies aériennes verticales panchromatiques et en couleurs couvrant la totalité du secteur étudié, à grande échelle (1:10,000) et à moyenne échelle (1:20,000) prise successivement en 1962 et en 2010, a été utilisé (**Figure 7.8**). Dans le but de

suivre l'évolution morphologique des effondrements, une interprétation visuelle de ces photographies a été faite pour savoir si les dolines actuellement repérées sur le terrain existaient en 1962 et en 2010. En outre, une interprétation visuelle des images satellites sur Google Earth Pro a été réalisée pour rendre l'inventaire aussi exhaustif que possible. Les dolines d'effondrement, les fractures repérées sur les photos aériennes ont été cartographiées sous ArcGIS 9.3® sous forme d'une carte d'inventaire.

7.3.2 Prospection géophysique par tomographie des résistivités électriques

Dans l'objectif de comprendre le mécanisme de formation des dolines d'effondrements et des fractures ouvertes, six profils de tomographie des résistivités électriques (TRE) ont été réalisés.

L'acquisition sur le terrain a été faite avec le Syscal junior 72 à deux canaux (IRIS instrument, France). Il dispose de 72 électrodes espacées de 5 m, connectées via un câble multi-électrode. Cinq profils dont la longueur maximale est de 355 m ont été exécutés entre les dolines d'effondrement et un sixième profil a été exécuté en Roll Along sur la longueur de 710 m. La localisation des profils TRE est représentée dans la **Figure 7.6**.



Le dispositif électrique utilisé dans cette étude est le Wenner-Schlumberger qui est caractérisé par une bonne résolution horizontale et verticale (Loke et al., 2010). Les valeurs des résistivités apparentes obtenues sur le terrain sont inversées en résistivités vraies à l'aide du logiciel **Res2Dinv** (Loke, 2014). L'inversion des données a été faite en choisissant la norme L1 robuste proposée par Loke et Barker (1996). Elle permet l'inversion des données avec la méthode des moindres carrés (Dahlin, 1996) en utilisant une technique d'optimisation de quasi-Newton (Loke et Barker, 1996 ; Loke et Dahlin, 2002). L'algorithme d'inversion divise le sous-sol en blocs rectangulaires, la résistivité des blocs est ajustée de façon itérative pour minimiser la différence d'erreur **RMS** entre les valeurs de la résistivité calculée et les valeurs de la résistivité apparente (Loke et Barker, 1996 ; Sasaki, 1992 ; Satriani et al., 2011).

7.3.3 Mesures physico-chimiques de l'eau du canal d'irrigation et des eaux souterraines

Les mesures physico-chimiques dans l'eau du canal d'irrigation et dans certains puits proches des dolines d'effondrement ont été réalisées à l'aide d'une sonde multiparamètre (**HI 769828**) (**Figure 7.7, A**). Les paramètres chimiques mesurés sont la résistivité de l'eau et le pH. Le premier paramètre a été utilisé pour le calage des profils de tomographie et le deuxième paramètre a été utilisé pour expliquer le processus d'érosion chimique du karst superficiel en tant que facteur aggravant.



Figure 7.7 - La mesure des paramètres chimiques de l'eau souterraine

A : Sonde multiparamètre HI 769828, B : La mesure de la profondeur de l'eau dans le puits B1, C : Puits B2, D : Puits B5 (voir la Figure 7.8 pour la localisation des puits)

7.4 Résultats et discussions

7.4.1 Inventaire des dolines d'effondrement

L'inventaire des dolines d'effondrement, à grande échelle (1:5000), a permis l'identification de neuf dolines d'effondrement, classées selon la classification de Ford et Williams (1989). Ces dolines d'effondrement ont été repérées sur les photographies aériennes et vérifiées sur le terrain (**Figure 7.8**). Le **Tableau 7.2** résume les principales caractéristiques des dolines repérées (**Annexe A**).

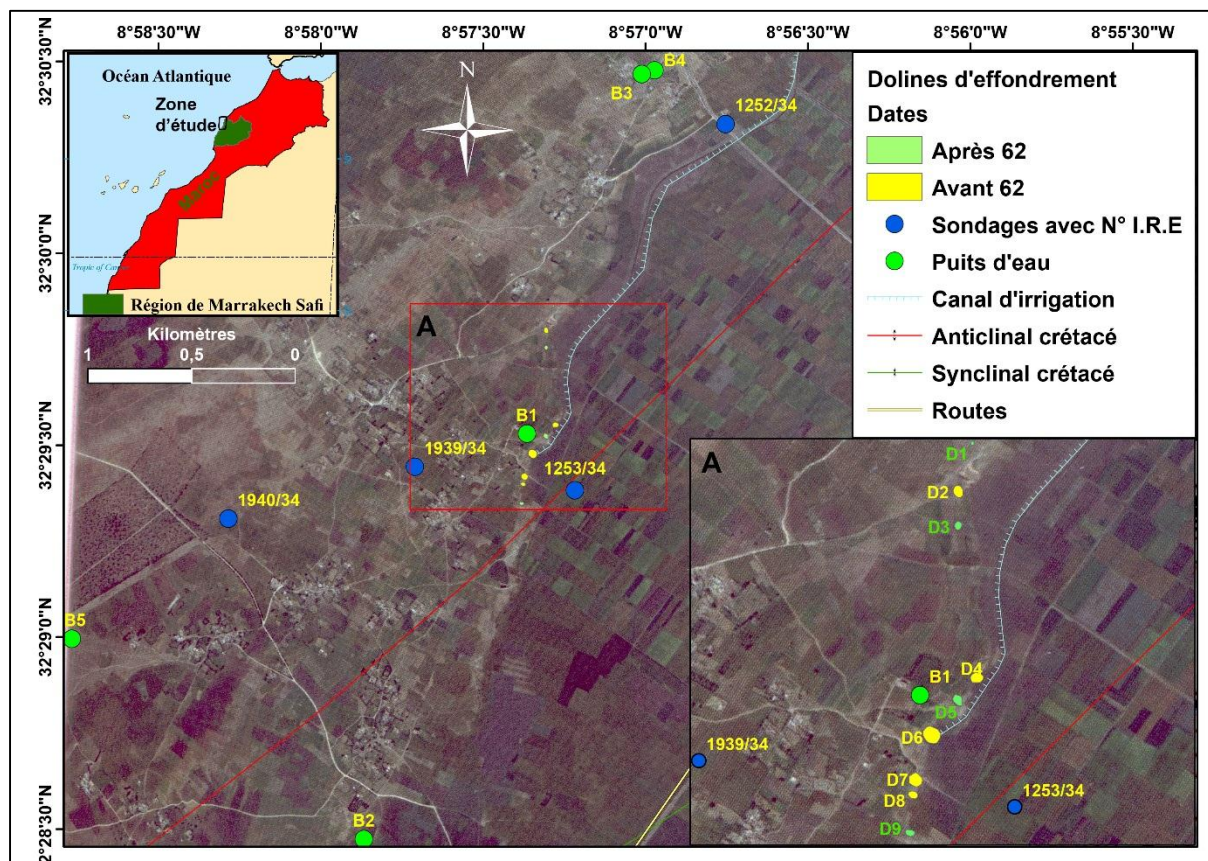


Figure 7.8 - Les neuf dolines d'effondrement représentées sur la photo aérienne de 2010 à l'échelle de 1:20,000

Il s'agit d'un inventaire où les dolines n'ont pas de date précise. Ce type d'inventaire est considéré, selon Guzzetti et al. (2012), comme un inventaire historique géomorphologique. Cependant, par comparaison des deux séries de photographies aériennes utilisées dans cette étude, les dolines d'effondrement ont été classées en deux groupes selon qu'elles se sont survenues avant ou après 1962.

L'analyse des deux séries de photographies aériennes a permis également de relever des modifications au niveau du diamètre de l'ouverture des dolines qui s'est élargi entre 1962 et 2010, surtout pour les dolines **D2**, **D4**, **D6**, **D7** et **D8**¹. L'élargissement de l'ouverture de ces dolines d'effondrement s'effectue, selon nos observations sur le terrain (**Figure 7.9, C et D**), par glissements de types basculements rocheux précédés par l'apparition en surface de fractures

¹ En 1962, le diamètre de la doline d'effondrement **D2** était de 18,03 m sur 17,28 m au lieu de 22 m sur 30 m enregistré en 2010, soit un élargissement de 4,5 m sur 12,8 m en 38 ans. La doline **D6** dite « **Hofrat Haroun** » avait un diamètre de 27 m en 1962, elle mesurait 42 m de diamètre en 2010, elle s'est donc élargie de 15 m.

ouvertes de formes circulaires (**Figure 7.9, E, F, G et H**). C'est ainsi que la doline **D2** est devenue actuellement, par basculements-éboulements de ces parois, en contact direct avec la plaine des Doukkala-Abda facilitant ainsi la pénétration des eaux d'inondation vers les eaux souterraines (**Figure 7.9, A et B**).

Tableau 7.2 - Quelques caractéristiques des dolines d'effondrement dans le secteur étudié

Les dolines	Forme de l'ouverture	Diamètre (m)	Profondeur (m)	Altitude (m)	Lithologie	Date	Date
						d'occurrence d'après les photos aériennes	d'occurrence approximative d'après les habitants
D1	Circulaire	10	19	127	Grès calcaire marin et dunaire du Plioquaternaire et Calcaire de Dridrat Hauterivien	Après 1962	Décembre 2014
D2	Elliptique	30-22	14	123	Grès calcaire marin et dunaire du Plioquaternaire et Calcaire de Dridrat Hauterivien	Avant 1962	-
D3	Elliptique	22-14	16	128	Grès calcaire marin et dunaire du Plioquaternaire et Calcaire de Dridrat Hauterivien	Après 1962	2009
D4	Circulaire	35	2	120	Grès calcaire marin et dunaire du Plioquaternaire et limons quaternaires	Avant 1962	-
D5	Elliptique	25-35	19	123	Grès calcaire marin et dunaire du Plioquaternaire et Calcaire de Dridrat Hauterivien	Après 1962	2010
D6	Circulaire	42	13	121	Grès calcaire marin et dunaire du Plioquaternaire et Calcaire de Dridrat Hauterivien	Avant 1962	-
D7	Elliptique	42-25	2	121	Grès calcaire marin et dunaire du Plioquaternaire et limons quaternaires	Avant 1962	-
D8	Circulaire	28	2	123	Grès calcaire marin et dunaire du Plioquaternaire et limons quaternaires	Avant 1962	-
D9	Elliptique	23-16	7	123	Grès calcaire marin et dunaire du Plioquaternaire et Calcaire de Dridrat Hauterivien	Après 1962	1996



Figure 7.9 - Basculements rocheux des parois des dolines et apparition des fractures circulaires à la surface

A : Basculements de la paroi de la doline D2, B : Entrée d'eau au niveau de la doline D2 après basculement et érosion de sa paroi, C et D : Basculement rocheux de la paroi de la doline D3 en 2012 et en 2016, E et F : Evolution des fractures ouvertes circulaires au niveau de la doline D8 entre 2012 et 2016, G et H : Evolution des fractures ouvertes circulaires au niveau de la même doline D8 entre 2012 et 2016.

L'analyse visuelle des photographies aériennes de 1962 montre que toutes ces dolines (**D2, D4, D6, D7 et D8**) fonctionnaient avant 1962 en tant qu'exutoires souterrains de la plaine des Doukkala-Abda lors de son inondation durant les périodes pluvieuses. Actuellement, elles

fonctionnent toujours et drainent la plaine des Doukkala-Abda en cas de fortes précipitations. Par contre, les dolines **D1** et **D3** se sont produites à une altitude de 127 et 128 m respectivement supérieure à celle du pied du talus de la dune consolidée (120 m). Par conséquent, elles sont loin des eaux provenant de l'inondation de la plaine ou de l'irrigation (**Figure 7.10**).

L'une des caractéristiques frappantes des dolines d'effondrement (**Figure 7.8**) est leur alignement remarquable sur le terrain (**Tableau 7.3**).

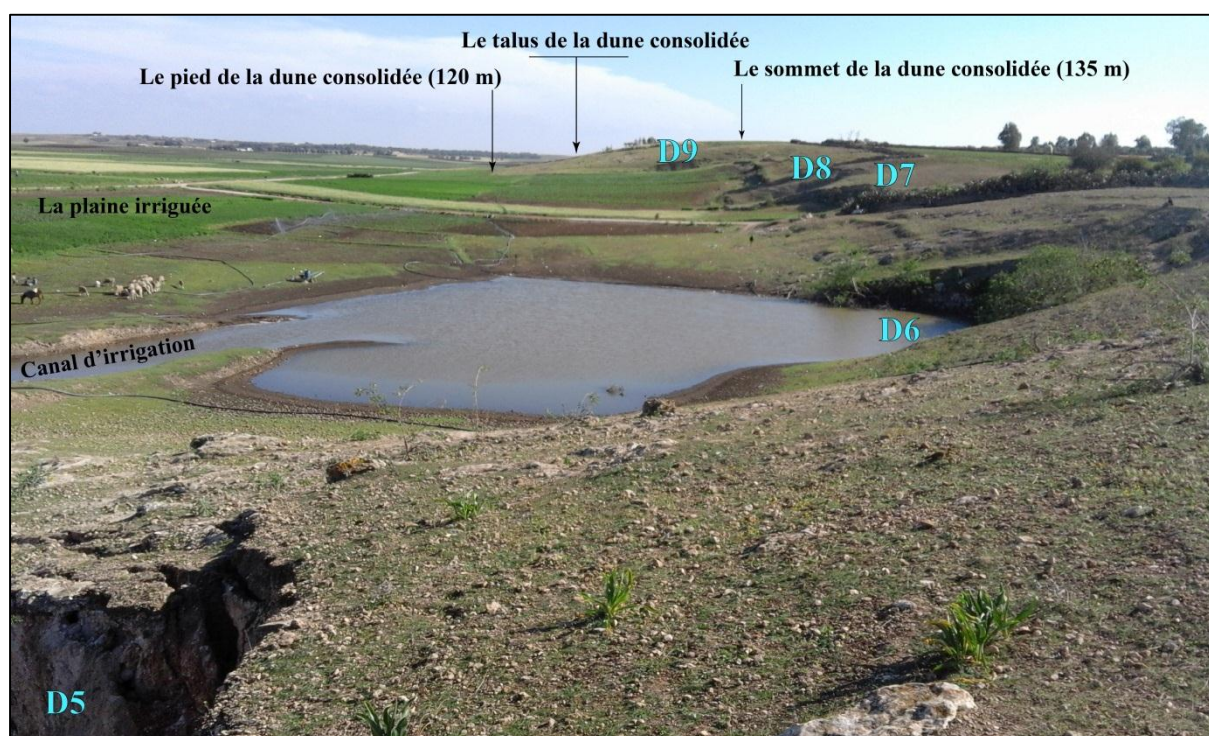


Figure 7.10 - Les différentes composantes du front de la dune consolidée et sa relation avec les dolines d'effondrement (de **D5** à **D9**), le canal d'irrigation et la plaine irriguée

Tableau 7.3 - Direction des principaux alignements des dolines d'effondrement dans le secteur étudié

Alignement par segment des dolines d'effondrement étudiées	Direction des alignements pour chaque segment	Direction moyenne des alignements
D1, D2, et D3	N185	
D3 et D4	N173	
D4, D5 et D6	N030	N186
D7, D8 et D9	N183	

Comme on l'a déjà signalé dans le **chapitre 6**, les dolines sont alignées le long des accidents majeurs suivant trois directions principales : N170-N195, N040-N070 et N080-N115. La première direction correspond à l'orogénèse hercynienne et les deux dernières directions correspondent à l'orogénèse alpine (Weisrock et Lunski, 1987).

A l'exception de la direction N030 caractérisant l'alignement des dolines **D4**, **D5** et **D6** et qui est proche de la direction N040-N070 correspondant à l'orogénèse alpine, tous les autres alignements ont des directions entre N170-N195 correspondant à l'orogénèse hercynienne. En outre, la direction moyenne des neuf dolines d'effondrement est de N186. Cette direction est observée pour les failles qui se trouvent au nord de Tnine Gharbia également calées sur des anciens accidents tectoniques d'âge hercynien.

7.4.2 Facteurs de prédisposition, de déclenchement et d'aggravation liés aux dolines d'effondrement

Le travail d'observation sur le terrain a permis de déceler les différents facteurs de prédisposition, de déclenchement et d'aggravation conduisant à l'apparition des dolines d'effondrement. En effet, la lithologie, comme elle a été signalée dans le chapitre précédent (**Chapitre 6**), est considérée comme le principal facteur de prédisposition aux effondrements de terrain (Jiménez-Perálvarez et al., 2009 ; Jiménez-Perálvarez, 2012). Cependant, l'exploration spéléologique a permis de déterminer la lithologie et de réaliser des logs stratigraphiques des différentes dolines (**Figure 7.11**).

D'après ces observations, deux principales formations géologiques susceptibles à la karstification se rencontrent dans ces dolines : le Calcaire de Dridrat où s'observent de nombreuses fractures et le Grès calcaire marin et dunaire, de nature détritique et riche en débris de coquilles (**Figure 7.12**). Ces deux formations constituent dans le secteur étudié le karst superficiel marqué par la présence de nombreuses grottes, parmi lesquelles on peut citer la grotte Goraan (**Annexe G**).

Un autre facteur déterminant est la topographie : la zone où sont apparues les dolines d'effondrement se situe au niveau d'un talus dont la pente maximale, déterminée sur Google Earth Pro, varie entre 9% et 14%. En addition, plusieurs ruptures de pente ont été observées sur le terrain (petits escarpements d'environ 1 m de rejet) (**Figure 7.10**).

Deux longues fractures parallèles au talus sont observables sur le terrain et sur les photos aériennes de la région de Moul El Bergui (**Figure 7.6**). Il s'agit de deux diaclases ouvertes : la première d'une longueur de 510 m et la deuxième d'une longueur de 370 m. De telles fractures ouvertes ont été rencontrées dans plusieurs endroits de la zone d'étude comme par exemple à Had Hrara, à Khemis Zemamra et au sud de Safi. Elles sont des endroits privilégiés pour de nombreuses plantes comme les figuiers, ce qui atteste de la présence de l'eau. Elles se bifurquent dans certains endroits conduisant à l'effondrement des blocs qui se trouvent entre les fractures (**Figure 7.13, B**).

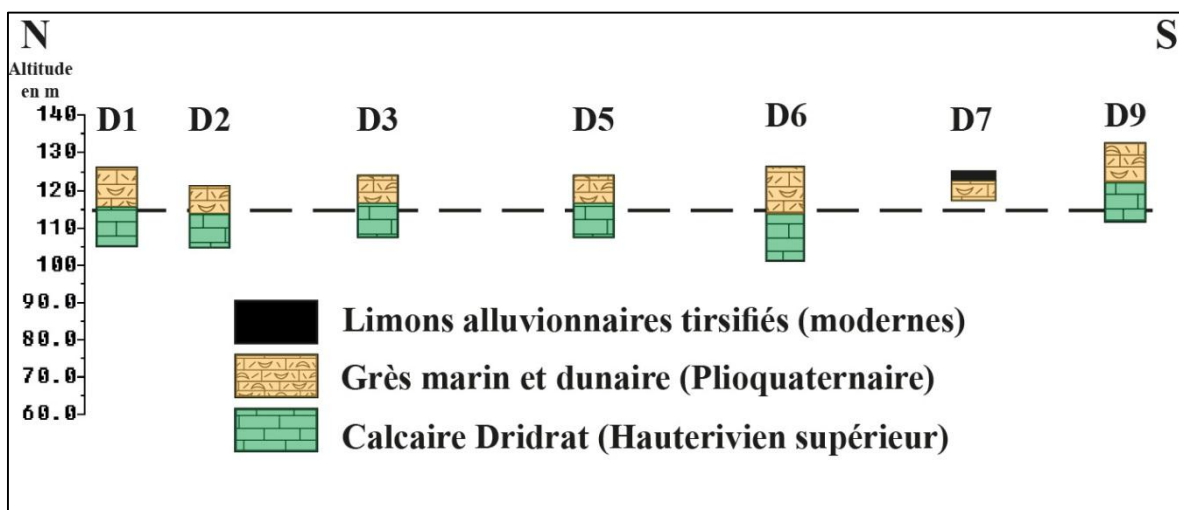


Figure 7.11 - Logs stratigraphiques des différentes dolines d'effondrement

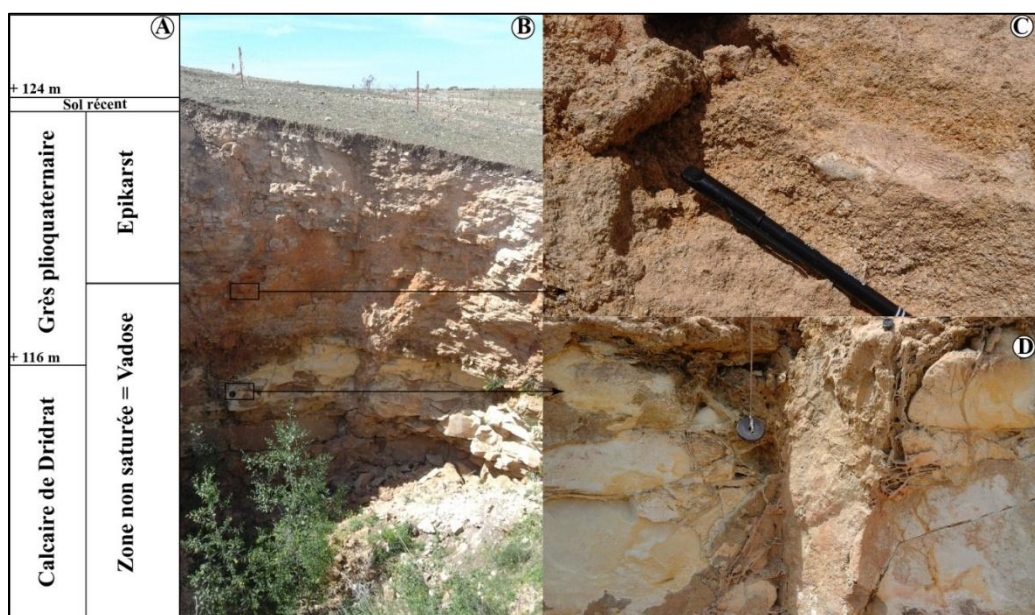


Figure 7.12- Différents constituants du karst superficiel

A : Formations géologiques et composantes hydrogéologiques du karst, B : Doline d'effondrement D3, C : Grès calcaire marin, D : Calcaire massif fracturé

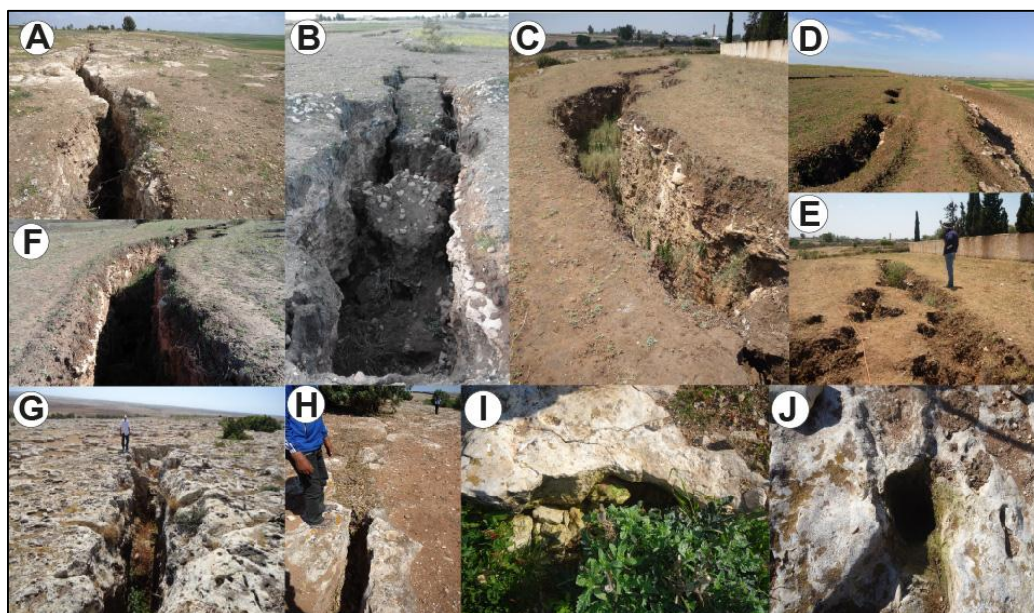


Figure 7.13 - Fractures ouvertes parallèles aux talus

A à F : Fractures transversales ouvertes parallèlement au pied du talus, G : Fracture ouverte avec affaissement du compartiment gauche vers la plaine à Had Hrara, H : Fracture ouverte au douar Sidi Mhamed Brahim à 10 km au NO de Khemis Zemamra, I et J : Fracture ouverte au douar Oulad Ali à 18 km au sud de Safi avec émanation de la vapeur d'eau

L'ouverture de ces différentes fractures est probablement liée à l'existence de cavités souterraines. Elles affectent le karst superficiel et leur origine reste à définir par interprétation des résultats de la tomographie des résistivités électriques qu'on verra dans ce chapitre.

Les principaux facteurs déclenchants sont la pluviométrie et l'activité agricole par irrigation. En effet, si on compare les dates des principales épisodes pluviométriques avec les dates relatives des dolines **D1**, **D3**, **D5** et **D9** (datées d'après l'interview des habitants), on constate une concordance entre les saisons de pluviométrie exceptionnelle et les dates de survenance des dolines d'effondrement (**Figure 7.14**).

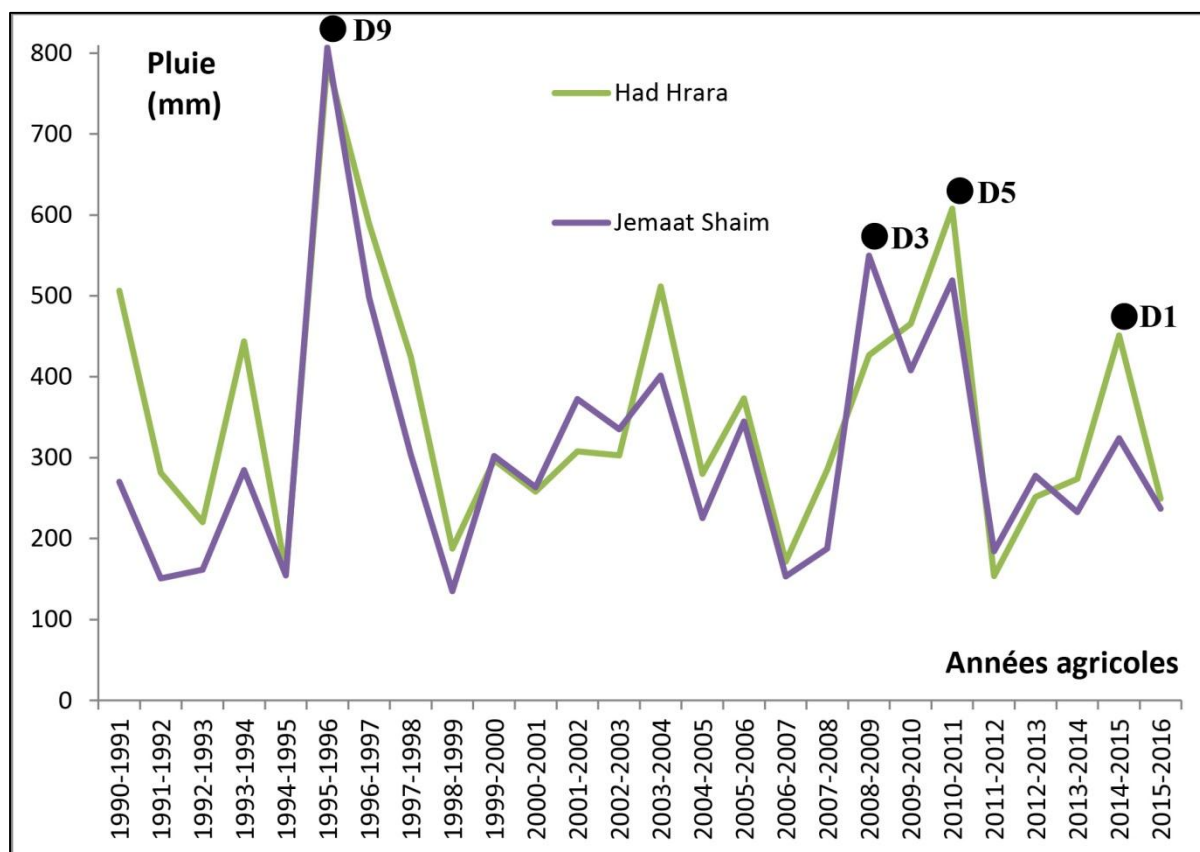


Figure 7.14 - Pluviométrie annuelle à Had Hrara et Jemaat Shaim (source : Direction Provinciale Agricole de Safi) et dates d'occurrence des dolines d'effondrement

En outre, le raccordement du canal d'irrigation de la plaine à la doline **D6** (Hofrat Haroun) a sans doute accéléré le processus d'érosion mécanique et chimique des roches en place. En effet, un écoulement turbulent a été observé au fond du puits **B1** (**Figure 7.6** et **Figure 7.8**) qui se situe à 100 m au nord-ouest de la doline **D6** et la profondeur de l'eau mesurée est de 52 m. Cette profondeur dépasse le toit des Argiles brunes de 7 m, ce qui signifie qu'elles ont été en partie érodées par l'eau provenant vraisemblablement de la doline **D6**. Il s'agit donc d'une réactivation du réseau karstique dont les principaux points de recharge sont les points d'entrée de l'eau et les dolines **D2**, **D4**, **D6**, **D7**, **D8** et **D9** (**Figure 7.6**). Le moteur principal de cette circulation d'eau est la gravité, conduisant à un gradient hydraulique, ce qui facilite l'évacuation des matériaux érodés et permet ainsi la pérennité du processus d'érosion. Cette érosion est également accentuée par le chimisme de l'eau qui constitue un facteur aggravant. En effet, des mesures physico-chimiques effectuées au niveau de l'eau du canal et dans certains puits du secteur étudié donnent un pH inférieur à 7, ce qui indique que les eaux d'irrigation sont agressives vis-à-vis du Calcaire de Dridrat et des Grès calcaire du Plioquaternaire. Les

différentes caractéristiques physico-chimiques de l'eau mesurées dans la zone d'étude sont résumées dans le **tableau 7.4** et en **Annexe D**.

Tableau 7.4 - Quelques caractéristiques des eaux du canal d'irrigation et des puits proches des dolines d'effondrement dans le secteur étudié

Nom du lieu	Distance par rapport à la doline D6	X	Y	Z	Profondeur de l'eau en m	pH	Résistivité en Ohm.m
Canal d'irrigation	80 m NE	166,268	215,782	122 m	1 m	6,31	6
B1 : Bir Dar Hamra	100 m NO	166,193	215,874	130 m	52 m	5,5	7
B2 : Bir Ghozia	1900 m SO	163,771	214,034	117 m	32 m	5,66	13
B3 : Bir Bkhayta 1	1946 m NO	166,715	217,640	132 m	21 m	6,00	6
B4 : Bir Bkhayta 2	1942 m NO	166,752	217,658	130 m	21 m	6,15	9
B5 : Bir Boukhachba	2500 m SO	166,193	215,874	117 m	15 m	5,76	18

La profondeur du puits **B1** et celle du puits **B2** est supérieure par rapport aux autres puits. Cela est dû à leur proximité de l'axe anticlinal affectant les formations géologiques crétacées (**Figure 7.8**) et qui ont été en partie enlevées par l'érosion pliocène. Le Grès plioquaternaire se trouve donc au contact direct avec le Calcaire de Dridrat qui est alimenté par celui-ci, donnant lieu à une nappe karstique relativement profonde. Par contre, en s'éloignant de l'axe anticlinal les couches argilo-sableuses rouges de l'Hauterivien supérieur, peu affectée par l'érosion, constituent un aquiclude pour le Grès plioquaternaire entraînant la formation de nappes perchées peu profondes, c'est le cas des puits **B3**, **B4** et **B5**.

Le pH de l'eau au niveau des puits et du canal d'irrigation est acide, surtout pour les puits **B1**, **B2** et **B5**. En outre, l'acidité au niveau des deux puits **B3** et **B4**, situés au NNE de la doline d'effondrement **D6**, est proche de celle du canal d'irrigation. Ces variations d'acidité de l'eau souterraine pourraient être dues au sens d'écoulement de la nappe karstique qui se dirige vers l'ouest et le nord-ouest. L'acidité de ces eaux traduit leur caractère agressif vis-à-vis des formations karstiques carbonatées dans ce secteur étudié.

La résistivité électrique de l'eau mesurée au niveau des puits **B2**, **B4** et **B5** est élevée à très élevée, par contre celle mesurée au niveau du canal d'irrigation et au niveau des puits **B1** et **B3** est faible. Cette résistivité de l'eau est inversement proportionnelle à la salinité de l'eau mesurée au niveau de ces puits : plus la salinité augmente plus la résistivité diminue (**Annexe D**).

7.4.3 Analyse et interprétation des profils de tomographie des résistivités électriques

7.4.3.1 Profil P1

Le profil P1 (**Figure 7.15**), orienté NO-SE, est exécuté à 70 m au nord de la plus récente doline d'effondrement **D1** datée du 6 décembre 2014 selon les habitants. La longueur totale de ce profil est de 355 m avec une pseudo-profondeur d'investigation de 70 m et une erreur RMS de 3,6%.

Ce profil TRE montre trois types de résistivités. A la surface, un premier résistant avec des résistivités qui varient entre 138 à plus que 394 Ohm.m et une épaisseur moyenne de 35 m. Un deuxième résistant avec des résistivités moyennes comprises entre 48,3 et 81,6 Ohm.m et une épaisseur moyenne de 5 à 9 m, et deux niveaux conducteurs de faibles résistivités, de 10 à 28,6 Ohm.m, sont observés. Le premier sur 10 m de profondeur dans la plaine irriguée entre l'électrode 0 et l'électrode 14 et le deuxième à partir de 40 m de profondeur au niveau de la dune consolidée.

L'observation directe sur le terrain des parois de la doline **D1**, a permis de déterminer la nature lithologique sur une profondeur de 19 m qui a servi pour le calage du profil P1 (**Figure 7.11**). En outre, deux sondages **1939/34** et **1253/34** (**Figure 7.6**, **Figure 7.8** et **Annexe E**) ont été également utilisés pour le calage du même profil sur toute la profondeur d'investigation. Ceci a permis d'associer les trois types de résistivités avec les différentes lithologies du secteur étudié.

Ainsi, le premier résistant correspondrait au grès plioquaternaire (10 m d'épaisseur) et à la partie supérieure du Calcaire de Dridrat (20 m d'épaisseur). Les valeurs de résistivités observées sur le profil P1 pour ces deux formations géologiques coïncident aux mêmes valeurs trouvées dans des campagnes géoélectriques antérieures (**Tableau 7.1**). L'observation sur le terrain des parois des dolines d'effondrement **D1**, **D3**, **D5**, **D6** et **D9** indique que les couches argilo-sableuses rouges de l'Hauterivien supérieur sont absentes dans cette partie du secteur d'étude et que le Plioquaternaire se trouve en contact direct avec le Calcaire de Dridrat. Cette formation qui constitue un niveau conducteur dont les valeurs de la résistivité électrique sont comprises entre 5 et 20 Ohm.m (**Tableau 7.1**) est donc absente sur le profil P1. Or, les sondages les plus proches des dolines d'effondrement, **1253/34**, **1939/34** (**Figure 7.13**) et **1940/34** (**Annexe E**), montrent l'existence de cette formation. Selon Ferré (1969), l'absence des couches argilo-

sableuses rouges est due à l'existence d'un anticlinal qui affecte le crétacé inférieur (**Figure 7.3 et Figure 7.4**). Par conséquent, l'érosion a enlevé toutes les couches argilo-sableuses rouges et une partie du Calcaire de Dridrat, d'où le contact direct du Plioquaternaire sur le Calcaire de Dridrat.

En outre, ce résistant apparaît de façon discontinue le long du profil P1 et montre plusieurs anomalies résistantes plus ou moins grandes dont la résistivité est supérieure à 394 Ohm.m séparées par des discontinuités électriques de moindres résistivités comprises entre 81,6 à 138 Ohm.m, successivement à une distance de $x = 55$ m, entre 155 et 165 m et entre 210 m et 215 m (**Figure 7.15**). Ces discontinuités électriques, situées au sein du Grès plioquaternaire et du Calcaire de Dridrat, correspondraient à des zones très altérées ou très fracturées, mais humides ou remplies d'argiles ou de limons, par contre les anomalies résistantes correspondraient à des zones compétentes ou à des zones fracturées ou altérées, mais sèches et vides (Zhou et al., 2002 ; Ahmed et Carpenter, 2003 ; Kaufmann et al., 2012 ; Carbonel et al., 2014). En effet, d'après les observations directes sur le terrain (**Figure 7.9 et Figure 7.13**), la première discontinuité électrique ($x = 55$ m), correspondrait à la zone où stagnent les eaux de crue de la plaine irriguée et au niveau de laquelle elles s'infiltrent à travers le Grès plioquaternaire et le Calcaire de Dridrat (**Figure 7.6**). La deuxième discontinuité électrique, correspondrait à la projection de l'extension de la doline **D1** et dont les parois sont fracturées et humides (**Figure 7.1**) et la troisième discontinuité électrique coïnciderait à la projection de l'extension de la fracture ouverte. Cette dernière, pourrait être en cours d'ouverture en cet endroit. De nombreux figuiers poussent dans ces fractures ouvertes ce qui atteste de la présence de l'eau (**Figure 7.13**). L'observation sur le terrain de ces fractures ouvertes dirigées N-S, montre qu'elles possèdent deux lèvres : une lèvre du côté est et une autre du côté ouest. Cette observation directe indique que ces deux lèvres s'écartent avec le temps et que c'est précisément la lèvre est qui bascule de l'ouest vers l'est, c'est-à-dire vers la plaine irriguée.

En addition, ces anomalies résistantes se situent à une profondeur de 25 m au niveau de la dune consolidée dans la zone non saturée du modelé karstique car la mesure de la profondeur de l'eau souterraine au niveau des deux puits **B1 (Bir Dar Hamra)** et **B2 (Bir Ghozia)** (**Figure 7.8**) donne successivement une valeur de 52 m et 32 m (**Tableau 7.4**). Ce qui confirme qu'il s'agit bien de la zone non saturée.

Concernant le deuxième niveau électrique, caractérisé par des résistivités moyennes comprises entre 48,3 et 81,6 Ohm.m avec une profondeur moyenne de 40 m, il est attribué à la partie inférieure du Calcaire de Dridrat (10 m d'épaisseur) humide et saturée en eau. Des résultats similaires de résistivités électriques qui varient entre 84 et 200 Ohm.m du Calcaire de Dridrat saturé en eau douce dans le Sahel ont été obtenus (El Achheb et al., 2006 ; Fadili, 2014). En conséquence, ce niveau électrique correspondrait à la zone noyée en permanence du système karstique (Gilli, 2011 ; Gilli et al., 2012).

Le dernier niveau conducteur, caractérisé par de faibles résistivités comprises entre 10 et 28,6 Ohm.m, situé à partir d'une profondeur de 45 m, correspondrait aux Argiles brunes selon les sondages 1939/34 (**Figure 7.15**) et 1940/34 (**Annexe E**). De plus, le niveau de la nappe de l'eau mesuré à 700 m au niveau du puits **B1** (**Figure 7.6**) au sud du profil P1 est de 52 m. Cette profondeur coïncide parfaitement avec ce niveau conducteur observé sur le profil P1. Un écoulement rapide et turbulent de l'eau a été observé au fond de ce puits, ce qui suggère la présence d'un drain ou d'un conduit (Choppy, 2008) qui se serait formé entre le Calcaire de Dridrat et la formation des Argiles brunes. En plus, on observe une anomalie résistante de 138 Ohm.m, entre 185 et 205 m à une profondeur de 67 m qui pourrait correspondre soit au toit de la formation du Calcaire inférieur du Berriasien supérieur-Valanginien inférieur, déduite par le calage du profil P1 avec le sondage 1939/34. Soit elle pourrait correspondre à une cavité d'origine profonde affectant le karst profond du Jurassique supérieur (Weisrock et Lunski, 1987) et qui est en cours de remontée de voûte interrompant ainsi les Argiles brunes et touchant la base du Calcaire de Dridrat (**Figure 7.15**).

Enfin, en s'appuyant sur le sondage 1253/34 (**Figure 7.15**), le conducteur observé au niveau de la plaine irriguée, sur dix mètres d'épaisseur s'explique d'une part, par l'existence des limons alluvionnaires tirsifiés du Quaternaire et d'autre part, par la proximité du canal d'irrigation ; ce qui facilite les infiltrations d'eau vers les grès plioquaternaires. En outre, les mesures d'altitudes de la limite entre les grès plioquaternaires et le Calcaire de Dridrat au niveau des dolines **D1** et **D2** donnent successivement 116 m et 113 m. Par contre, elle est de l'ordre de 115 m au niveau du canal d'irrigation et l'entrée d'eau **E1** (**Figure 7.6**). Ce résultat suggère un abaissement du toit du calcaire de Dridrat à 105-107 m au niveau de la plaine irriguée en se basant sur une puissance moyenne des Grès plioquaternaires entre 10 et 7 m mesurée sur le terrain. On constate ainsi une remontée du toit des Calcaires Dridrat en se déplaçant du SE au NO le long du profil P1 avec une dénivelée de presque 10 m. En outre, une mesure du pendage du toit du calcaire

de Dridrat au niveau de la doline **D2** donne une valeur de 10° vers le SE. Ce changement d'altitude du toit du Calcaire de Dridrat, également observable sur les TRE des Profils P2, P4 et P5, est en relation avec le contexte structural du secteur étudié qui se caractérise par l'existence d'un axe anticlinal à proximité des dolines d'effondrement.

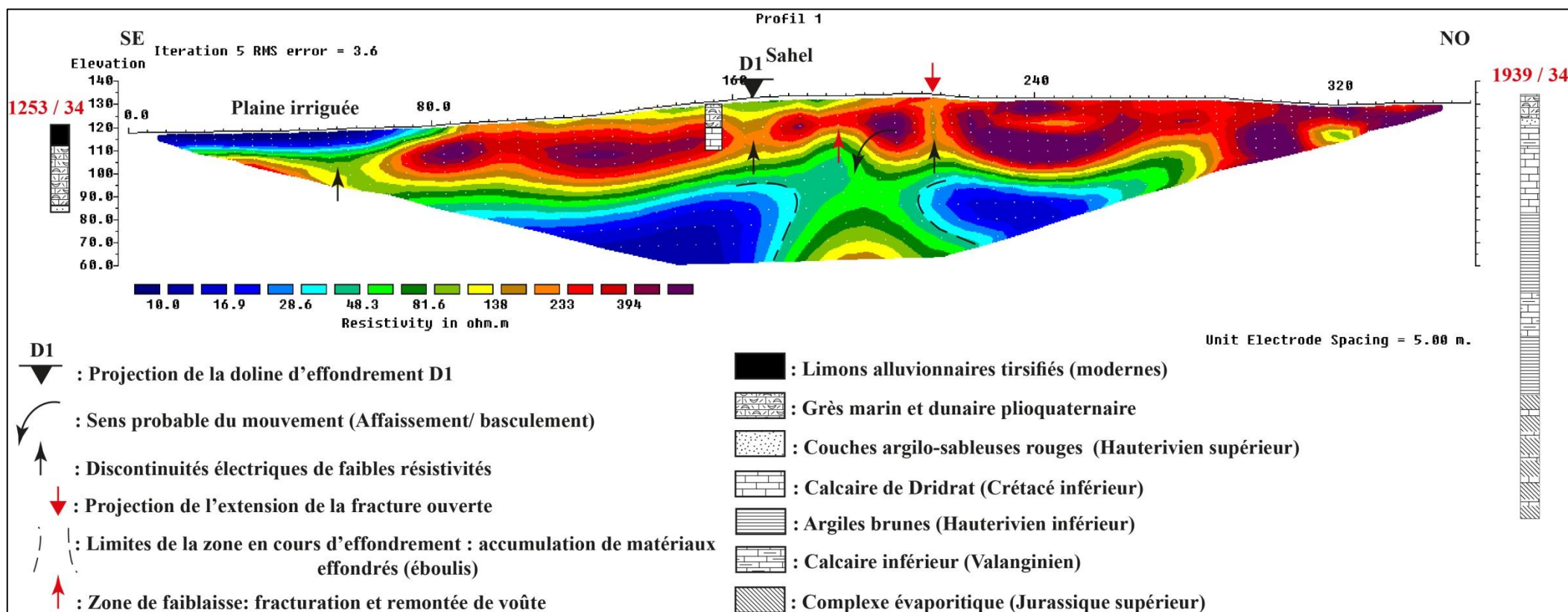


Figure 7.15 - Profil de tomographie de résistivité électrique P1

7.4.3.2 Profil P2

Le profil P2 (**Figure 7.16**), orienté ONO-ESE, se situe à 10 m au sud de la doline d'effondrement **D2**, l'une des plus anciennes dolines. Cette dernière a été mentionnée sur la carte géologique de Gigout (1954b) et elle a été aussi observée sur les photos aériennes datées de 1962. Cette doline a servi pour le calage du profil P2 dont la longueur totale est de 355 m avec une pseudo-profondeur d'investigation de 70 m et une erreur RMS de 2,4%. Ce profil a été exécuté entre les dolines d'effondrement **D2** et **D3** à 200 m au sud du profil P1 (**Figure 7.6**).

Ce profil montre également trois niveaux de résistivités électriques variables, analogues aux niveaux électriques observés sur le profil P1. Le calage du profil P2 par le log stratigraphique de la doline d'effondrement **D2** et par les sondages 1939/34 et 1253/34 permet d'attribuer à chaque niveau électrique une nature lithologique définie.

Le premier niveau électrique est résistant avec des résistivités électriques allant de 138 à plus que 394 Ohm.m, de 30 à 40 m d'épaisseur et qui se situe entre les électrodes 18 et 72. Ce niveau correspond au grès marin et dunaire du Plioquaternaire (10 m) et à la partie supérieure non saturée en eau du Calcaire de Dridrat (30 m) : les anomalies résistantes de plus que 394 Ohm.m peuvent être attribuées à des zones compétentes appartenant à la fois au Grès plioquaternaire et au Calcaire de Dridrat, qui sont plus ou moins fracturées mais non saturées en eau. En effet, la profondeur de l'eau mesurée au niveau du puits **B1** (**Figure 7.6**) est de 52 m. Les anomalies résistantes montrent également des similitudes avec le profil P1 au niveau de leurs positions, leurs géométries et leurs dimensions. Ce qui suggère qu'elles s'agiraient des mêmes formations géologiques qui se prolongent latéralement. Cependant, ces anomalies résistantes sont séparées par des zones de moindres résistivités avec des valeurs comprises entre 81,6 à 138 Ohm.m. Ces dernières se localisent à $x = 85$ m, 135 m et 205 m. Elles correspondent successivement : à la zone la plus basse de la plaine irriguée où stagne les eaux d'inondation lors des fortes pluies, à la zone d'entrée d'eau **E2** au niveau de la doline d'effondrement **D2** lors de l'inondation de la plaine, et à l'emplacement de la première fracture ouverte (**Figure 7.6**). De point de vue hydrogéologie karstique, le premier niveau géoélectrique correspond à l'épikarst (5 à 10 m selon le développement de la dissolution) et à la zone non saturée (30 m). L'épikarst est formée par la partie supérieure du Grès marin et dunaire du Plioquaternaire, tandis que la zone non saturée est formée par la partie inférieure du Grès marin et dunaire plioquaternaire et la partie supérieure des Calcaires de Dridrat (**Figure 7.12** et **Figure 7.16**).

Le deuxième niveau électrique, de moyennes résistivités entre 48,3 et 81,6 Ohm.m, correspondrait à la zone noyée. Sa profondeur n'est pas constante, elle se situe au niveau des électrodes 32 et 48 respectivement à 40 et 45 m de profondeur, et son épaisseur varie de 5 à 10 m. Par conséquent, cette zone coïnciderait à la partie inférieure du Calcaire Dridrat. On remarque aussi de petites remontées du niveau de cette zone noyée entre les électrodes suivantes: 16 et 17, 27 et 28, et entre 40 et 41. Ces remontées pourraient correspondre à l'emplacement des discontinuités ou à des conduits verticaux traversant à la fois la zone non saturée et l'épikarst tels que les fractures et les diaclases. En effet, leurs emplacements concordent avec les zones de moindres résistivités observées sur le premier niveau résistant. En comparant la position et le nombre de ces diaclases probables ou attestées sur le terrain avec celles observées dans le profil P1, on constate qu'elles sont similaires. Ce qui prouve qu'elles s'agissent des mêmes fractures et qu'elles se poursuivent dans l'espace. En outre, l'ouverture de la fracture parallèlement à la direction de pente de la dune consolidée, témoigne de la présence d'une cavité souterraine jouant le rôle d'un drain subhorizontal au niveau de la zone noyée attesté par la remontée électrique observable entre les électrodes 40 et 41 et dont la position est similaire à celle observée sur le profil P1, ce qui suggère qu'il s'agirait du même drain (**Figure 7.15 et Figure 7.16**).

Le troisième niveau électrique qui est caractérisé par une faible résistivité (entre 10 et 28,6 Ohm.m) se situe à une profondeur de 52 m au niveau de la dune consolidée. Selon les sondages 1939/34 (**Figure 7.16**) et 1940/34 (**Annexe E**), il correspondrait à la formation des Argiles brunes. En addition, on observe une anomalie électrique de 81,6 Ohm.m entre les électrodes 38 et 46, à une profondeur de 60 m, analogue à l'anomalie résistante observable sur le profil P1. Cette anomalie résistante pourrait correspondre soit au toit de la formation géologique du Calcaire inférieur appartenant au Berriasien supérieur-Valanginien inférieur, soit à la voûte d'une cavité en cours d'effondrement affectant le karst profond (Weisrock et Lunski, 1987).

Au niveau de la plaine irriguée, entre les électrodes 0 et 16, la résistivité enregistrée est également faible avec des valeurs entre 10 et 28,6 Ohm.m et l'épaisseur de ce niveau électrique est de 10 m sous l'électrode 0. Selon le sondage 1253/34, il correspondrait à la fois au sol arable (moins de 0,5 m) et au Grès marin et dunaire plioquaternaire. Cette faible résistivité est due d'une part à la présence du canal d'irrigation et d'autre part à l'activité agricole qui se base sur l'irrigation de la plaine. Ensuite, la résistivité augmente au fur et à mesure que la profondeur

d'investigation augmente jusqu'à une profondeur de 30 m, cette partie correspondrait au Calcaire de Dridrat. Au niveau de l'électrode 16, une diminution de l'épaisseur de la zone non saturée est observée avec une remontée de la zone noyée. Cette remontée pourrait être liée à la présence de l'entrée d'eau **E2** située dans la doline d'effondrement **D2** qui fonctionne lors des fortes crues (**Figure 7.16**).

Enfin, il faut signaler que ce profil et le profil de tomographie de résistivité électrique P6 s'entrecroisent au niveau de l'électrode 34. Le premier niveau électrique observé sur ces deux profils TRE est résistant et il correspondrait au Grès plioquaternaire.

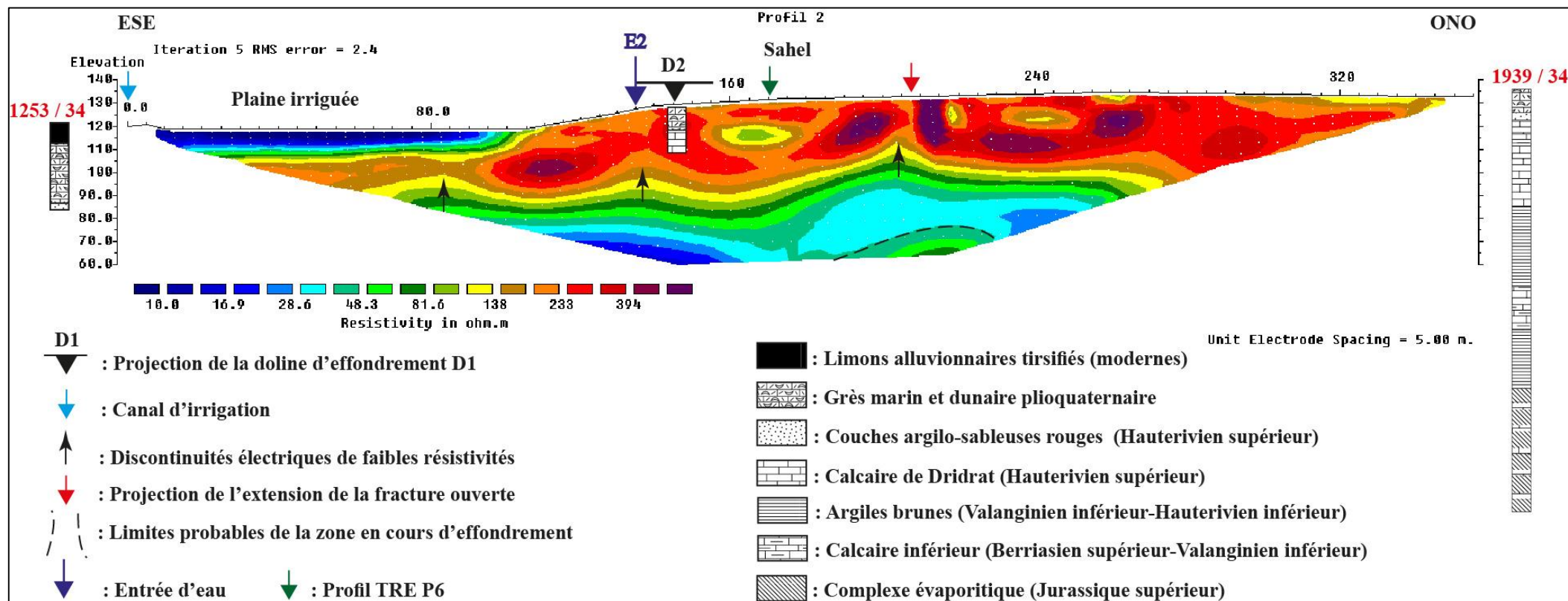


Figure 7.16 - Profil de tomographie de résistivité électrique P2

7.4.3.3 Profil P3

Le profil P3 est orienté NE-SO. Il mesure également 355 m de longueur avec une pseudo-profondeur d'investigation de 70 m et une erreur RMS de 4,4% (**Figure 7.17**). Le choix de cette position se justifie par l'existence des éléments vulnérables (à risque) tels que : les habitats, les pistes, les poteaux électriques et les terres agricoles. Il cerne aussi la zone d'occurrence des dolines d'effondrement du côté sud-ouest. Le calage de ce profil a été fait par la projection de la doline **D3** distante de 170 m vers le nord et par le sondage 1939/34. Il a été exécuté à 200 m au sud du profil P2 (**Figure 7.6**).

Ce profil montre également à l'instar des deux premiers profils P1 et P2, l'existence de trois niveaux de résistivités électriques décroissantes de la surface vers la profondeur :

Le premier niveau de forte résistivité (de 138 à plus de 394 Ohm.m) correspondrait au Grès marin et dunaire plioquaternaire et au Calcaire de Dridrat. Ce niveau électrique montre la présence de plusieurs anomalies résistantes dépassant les 394 Ohm.m qui sont séparées par des zones de moindre résistivité à une distance de $x = 65$ m, 97 m et 235 m. Les deux premières zones coïncident respectivement à la projection de la doline d'effondrement **D3** et à la première fracture ouverte observables sur le terrain (**Figure 7.6**). Ce premier niveau est également surmonté par une résistivité moyenne entre les électrodes 32 et 72, n'excédant pas 5 m d'épaisseur et qui correspondrait au sol cultivé et à une partie de l'épikarst humidifié par le sol qui joue ici le rôle d'une compresse après avoir retenu les pluies d'hiver et d'automne. En outre, l'épikarst est constitué par le Grès marin et dunaire plioquaternaire très altéré et humide, ce constat est déduit par corrélation avec les observations sur le terrain des parois des dolines **D3** et **D5** (**Figure 7.1**). De point de vue hydrogéologie karstique ce niveau électrique correspondrait à la fois à l'épikarst et à la zone non saturée dont la lithologie concorde au Grès marin et dunaire plioquaternaire et au Calcaire de Dridrat déduit par calage du profil P3 avec le log stratigraphique de la doline **D3** et le sondage 1939/34.

Le deuxième niveau électrique, ayant une résistivité moyenne entre 48,3 et 81,6 Ohm.m, sa profondeur est variable avec un minimum de 15 m au niveau de l'électrode 20 et un maximum de 60 m au niveau de l'électrode 37, son épaisseur atteint 5 m à 10 m respectivement au niveau des électrodes 12 et 48. Ce niveau électrique correspondrait au Calcaire de Dridrat. Il coïnciderait également à la zone noyée en permanence. Des remontées du niveau de cette zone noyée s'observent au niveau des électrodes 13, 20 et 47. Ces remontées de résistivités, qui

concordent aux zones de faibles résistivités, pourraient correspondre à des discontinuités de types fractures, failles ou conduits verticaux (Gilli, 2011 ; Gilli et al., 2012). En effet, l'une de ces remontées coïncide exactement à la fracture ouverte observée sur le terrain à $x = 97$ m.

Le troisième niveau électrique caractérisé par une faible résistivité (entre 10 et 28,6 Ohm.m) coïnciderait aux Argiles brunes par calage aux sondages 1939/34 (**Figure 7.6**) et 1940/34 (**Annexe E**).

Enfin, ce profil se croise avec le profil P6 entre les électrodes 15 et 16 où l'on peut observer une anomalie résistante et qui apparaît également sur le profil P6 sous l'électrode 58.

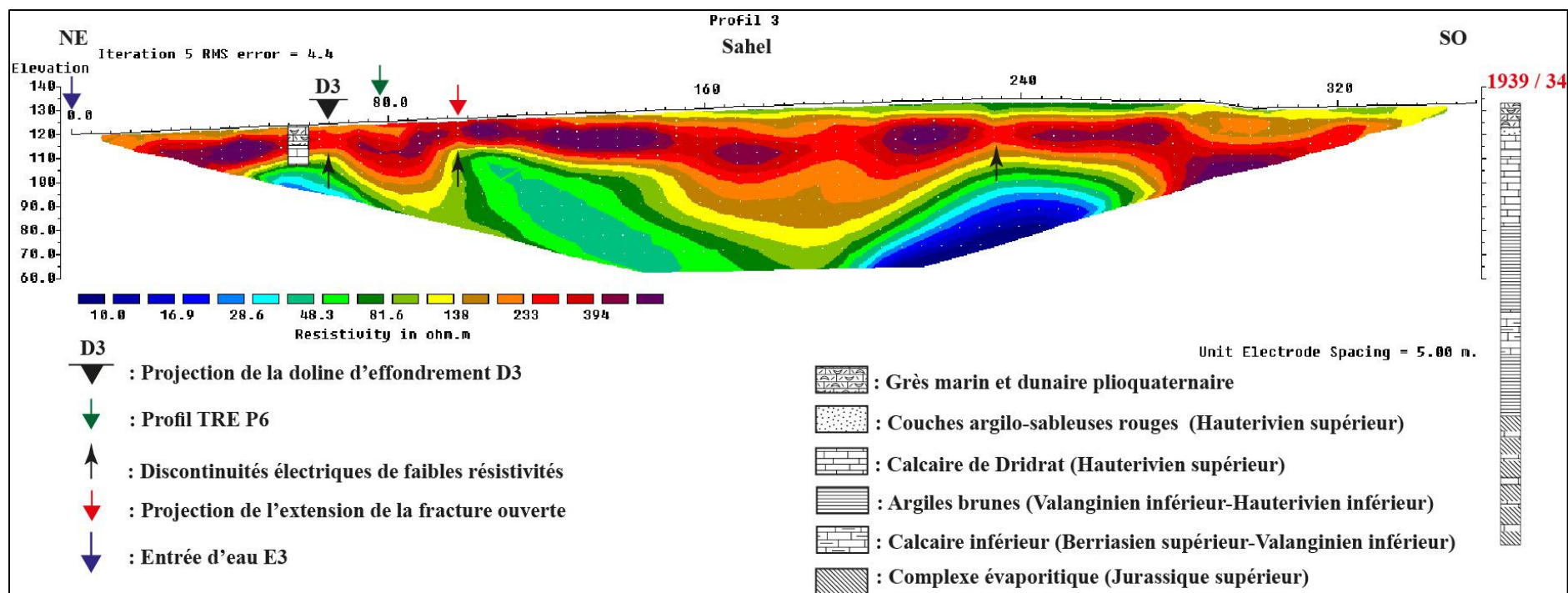


Figure 7.17 - Profil de tomographie de résistivité électrique P3

7.4.3.4 Profil P4

Le profil P4 (**Figure 7.18**), orienté ONO-ESE passe près de la doline d'effondrement **D6** connue localement sous le nom de « Hofrat Haroun » et où s'infiltrent les eaux du canal d'irrigation raccordé à cette doline depuis le début des années quatre-vingt et qui joue le rôle d'un exutoire souterrain pour la plaine irriguée. Aucune date d'occurrence n'est attribuée à cette doline, mais elle s'observe sur les photos aériennes de 1962. La longueur totale du profil est de 355 m avec une pseudo-profondeur d'investigation de 70 m et une erreur RMS de 1,7% (**Figure 7.18**). Ce quatrième profil a été calé par deux sondages et par le log stratigraphique de la doline **D6**. Le premier sondage 1253/34 se situe à 150 m à l'est de l'électrode 0 et se trouve à une altitude de 122 m, le deuxième sondage 1939/34 se situe à 350 m à l'ouest de l'électrode 72 et se trouve à une altitude de 135 m. Comme pour les profils précédents, différents niveaux électriques de résistivité variée s'individualisent de la surface vers la profondeur :

Le premier niveau électrique ayant une résistivité moyenne (de 48,3 à 81,6 Ohm.m), s'observe entre les électrodes 38 et 72, avec une épaisseur de 10 m. Ce niveau coïnciderait à l'épikarst qui est représenté par la formation du Grès marin et dunaire plioquaternaire.

Le deuxième niveau électrique présente une résistivité électrique élevée (de 138 à plus de 394 Ohm.m), avec une épaisseur de 20 à 25 m, mais qui diminue en allant vers la doline d'effondrement **D6** pour atteindre 10 m : ce niveau correspondrait à la zone non saturée dont l'épaisseur diminue lorsqu'on se dirige vers la doline d'effondrement **D6**, cette dernière constitue le point d'entrée d'eau **E6** venant du canal d'irrigation (**Figure 7.6**). Ce qui explique la discontinuité de ce niveau électrique qui disparaît au niveau de la doline d'effondrement **D6** : une forte diminution de ces résistivités y est observée. De point de vue lithologie, cette zone coïnciderait au Calcaire de Dridrat. Des anomalies résistantes y sont également observables dans cet horizon et qui dépassent les 394 Ohm.m. Celles-ci pourraient correspondre à des zones compétentes du Grès plioquaternaire et du Calcaire de Dridrat par analogie avec les trois premiers profils. Elles ont des dimensions différentes, mais en général leurs positions concordent avec les anomalies résistantes observées sur les autres profils, ce qui confirme qu'elles constituent la même continuité lithologique. Une dépression de la topographie entre les électrodes 32 et 38 est observable sur le terrain, elle se situe juste au-dessus d'une anomalie conductrice à 15 m de profondeur. Cette dépression pourrait donc être le résultat d'un

affaissement dû à la présence d'une cavité souterraine remplie d'eau attestée par l'anomalie conductrice enregistrée sur ce profil assimilable à un drain.

Un troisième niveau électrique de résistivité moyenne (de 48,3 à 81,6 Ohm.m) se trouve au-dessous du précédent, avec une épaisseur de 9 m au-dessous de l'électrode 48. Ce niveau correspond à la zone noyée du karst, et elle coïnciderait à la partie inférieure saturée en eau du Calcaire de Dridrat. L'altitude de cette zone est plus élevée par rapport à celles observées dans les profils précédents, ceci est due à la proximité de la doline d'effondrement **D6** qui absorbe l'excédentaire des eaux d'irrigation. En outre, des remontées du niveau de cette zone sont observables au niveau des électrodes 26, 32 et 39, correspondant respectivement à l'emplacement de la doline **D6**, et à deux fractures ouvertes observées sur le terrain à une distance de $x = 160$ m et 200 m. L'observation sur le terrain indique l'existence de petits escarpements à proximité de ces fractures et d'un affaissement de la topographie en cet endroit. En outre, des anomalies conductrices sont observables sous ces fractures ouvertes et qui coïncideraient à des cavités souterraines pleines d'eau assimilables à des drains remplis d'eau.

Un quatrième niveau, cette fois de faible résistivité (10 à 28,6 Ohm.m), est observable entre la doline **D6** et l'électrode 42 à une profondeur de 47 m. Selon le sondage 1939/34, ce niveau électrique correspondrait à la formation des Argiles brunes. En outre, la mesure du niveau de l'eau au niveau du puits **B1** situé à 100 m au nord de la doline d'effondrement **D6** donne 52 m (**Tableau 7.4**), ce qui signifierait que cette formation a probablement subi une érosion mécanique puisque l'eau dépasse son toit de presque 5 m (**Figure 7.18**). En addition, on observe une anomalie électrique de 81,6 Ohm.m entre les électrodes 40 et 46, d'une profondeur de 65 m, analogue aux anomalies résistantes observables sur les profils P1 et P2. Cette anomalie résistante pourrait correspondre soit au toit de la formation géologique du Calcaire inférieur appartenant au Berriasien supérieur-Valanginien inférieur, soit à la voûte d'une cavité en cours d'effondrement affectant le karst profond (Weisrock et Lunski, 1987).

Au niveau de la plaine irriguée, entre les électrodes 0 et 18, le niveau électrique supérieur est un conducteur montrant des résistivités entre 10 et 28,6 Ohm.m. Ce niveau correspondrait au sol arable très humide et au Grès marin et dunaire plioquaternaire également imbibé d'eau, ce qui se répercute sur leurs résistivités qui deviennent faibles. En dessous, un autre niveau électrique de résistivité moyenne de 48,3 à 81,6 Ohm.m et de faible épaisseur (5 m environ) correspondrait à la partie supérieure du Calcaire de Dridrat saturée en eau. Ces deux niveaux

coïncideraient à l'épikarst. Ensuite, vient un niveau électrique de résistivité élevée et qui coïnciderait à la zone non saturée. Cette dernière correspondrait au Calcaire de Dridrat. Elle est poursuivie en dessous par un niveau électrique à résistivité moyenne et qui correspondrait à la zone noyée située également dans la partie inférieure du Calcaire de Dridrat. Cette zone fait suite à un niveau électrique de faible résistivité à une profondeur de 35 m sous l'électrode 18 qui coïnciderait à la formation des Argiles brunes. Le sondage 1253/34 montre un épaissement des limons alluvionnaires tirsifiés ainsi que l'épaisseur du Grès marin et dunaire plioquaternaire qui atteint dans ce sondage une épaisseur de 26 m, puis viennent au-dessous les couches argilo-sableuses rouges avec 3 m d'épaisseur et enfin le Calcaire de Dridrat. Par conséquent, plus on se dirige vers la doline **D6** plus l'épaisseur de ces formations diminue : pour atteindre 0,4 m pour le sol tirsifié, 3 m pour le Grès plioquaternaire et 0 m pour les couches argilo-sableuses rouges qui disparaissent totalement au niveau de la doline d'effondrement **D6**. L'altitude du toit du Calcaire de Dridrat atteint 114 m au niveau de la doline d'effondrement **D6**, alors que son altitude pourrait atteindre 85 m au niveau du sondage 1253/34, ce qui signifie que son toit s'approfondit vers la plaine irriguée. De même pour le sondage 1939/34, l'épaisseur du Grès marin et dunaire plioquaternaire atteint 10 m, celui du Calcaire de Dridrat atteint 37 m, alors que les couches argilo-sableuses rouges de l'Hauterivien supérieur atteignent 3 m. Cette dernière formation, caractérisée par une faible résistivité de l'ordre de 5 à 20 Ohm.m (Ferré, 1969) est absente sur ce profil et elle n'est non plus observée au niveau des dolines d'effondrement étudiées dans ce secteur. Par conséquent, le Plioquaternaire est en contact direct avec l'Hauterivien supérieur représenté par le Calcaire de Dridrat, ce qui facilite les infiltrations d'eau au contact entre la plaine irriguée et la dune consolidée du Sahel. En outre, le toit du Calcaire de Dridrat atteint dans ce sondage 122 m. Ces variations de l'altitude du toit du Calcaire de Dridrat s'expliquent par l'existence d'un pli anticlinal affectant les formations du Crétacé inférieur dans le secteur d'étude (**Figure 7.3, Figure 7.4 et Figure 7.6**), les deux sondages se trouvent sur les flancs du pli et la doline d'effondrement **D6** est proche de l'axe anticlinal qui a une direction NE-SO (**Figure 7.6**). En outre, une ondulation du niveau résistant représenté par le Calcaire de Dridrat s'observe sur le profil P4, ce qui corrobore les précédentes constatations. Enfin, ce profil se croise avec le profil P6 entre les électrodes 28 et 29 où l'on peut observer une anomalie résistante et qui apparaît également sur le profil P6 à une distance de $x = 630$ m.

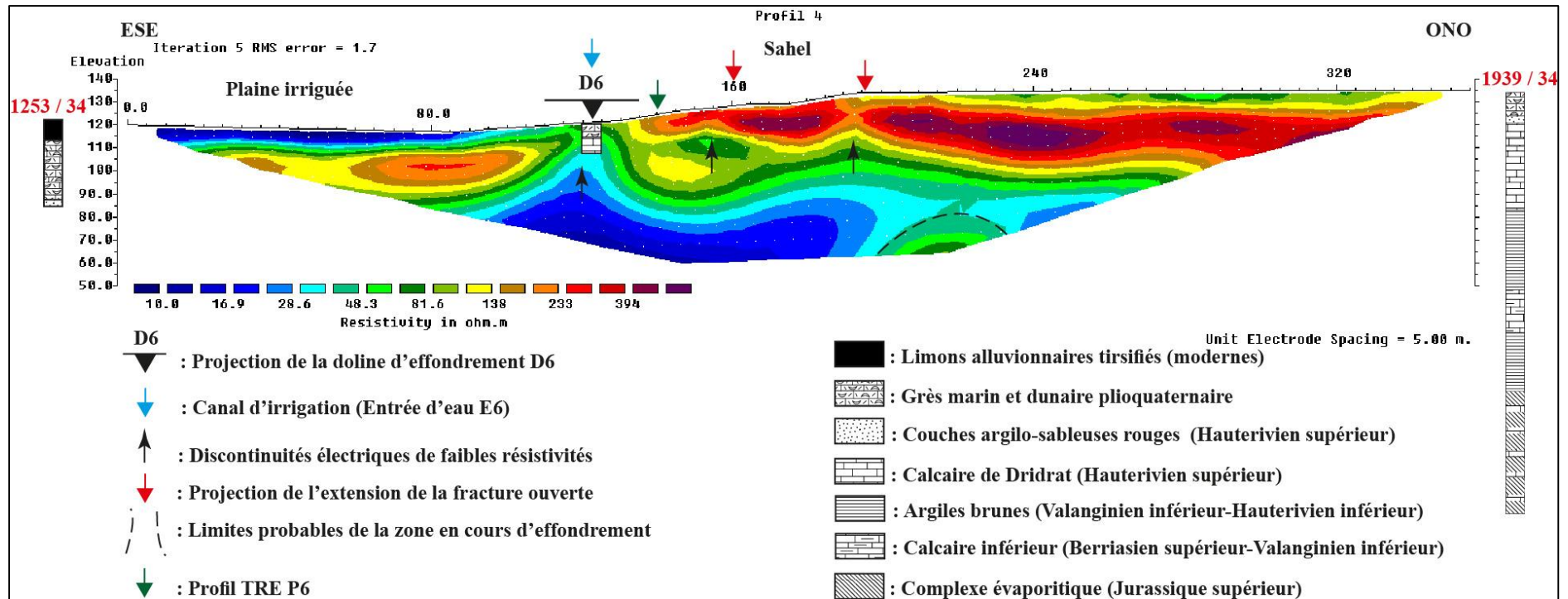


Figure 7.18 - Profil de tomographie de résistivité électrique P4

7.4.3.5 Profil P5

Le profil P5 (**Figure 7.19**), orienté OSO-ENE passe près de la doline d'effondrement **D9** et où s'infiltrent les eaux de la plaine lorsqu'elle est inondée lors des fortes précipitations. Aucune date n'est attribuée à cette doline, mais elle ne s'observe pas sur les photos aériennes de 1962, ce qui signifie que sa date d'occurrence est après 1962. La longueur totale du profil est de 355 m avec une pseudo-profondeur d'investigation de 70 m et une erreur RMS de 1,9%. Ce cinquième profil a été calé à l'aide de deux sondages et par le log stratigraphique de la doline d'effondrement **D9**. Le premier sondage 1253/34 se situe à 160 m à l'est de l'électrode 0 et se trouve à une altitude de 122 m, le deuxième sondage 1939/34 se situe à 350 m à l'ouest de l'électrode 72 et se trouve à une altitude de 135 m. Comme pour les profils précédents, plusieurs niveaux électriques à résistivités variables peuvent être distingués :

Le premier niveau électrique ayant une résistivité moyenne (de 48,3 à 81,6 Ohm.m), s'observe entre les électrodes 26 et 72, avec une épaisseur de 8 m. Ce niveau coïnciderait à l'épikarst qui est représenté par la formation du Grès marin et dunaire plioquaternaire.

Ensuite, un niveau électrique de résistivité élevée est observé sous le premier niveau électrique : il correspondrait à la zone non saturée et il est formé par le Calcaire de Dridrat, déduction faite par le calage du profil P5 avec le log stratigraphique de la doline d'effondrement **D9** et le sondage 1939/34. Ce niveau électrique, d'une épaisseur avoisinant 20 m, montre également de nombreuses poches résistantes de plus de 394 Ohm.m qui sont séparées par des zones de moindres résistivités. L'une de ces zones de moindres résistivités coïncide à l'emplacement de la doline **D9**. Par contre l'emplacement, la géométrie, les dimensions ainsi que le nombre des anomalies résistantes sont presque identiques à celles observées sur les profils P1, P2 et P4. Par conséquent, elles constitueraient la même continuité lithologique représentée par le Calcaire de Dridrat et le Grès marin et dunaire plioquaternaire.

Au-dessous des précédents niveaux électriques, se développe un niveau électrique à résistivité moyenne qui concorderait avec la zone noyée du karst dont la lithologie correspondrait au Calcaire de Dridrat. Une remontée de l'altitude de ce niveau est observable sous la doline **D9**. Cette remontée est expliquée par l'existence de l'entrée d'eau **E9** qui fonctionne lors de l'inondation de la plaine irriguée (**Figure 7.6**).

Au niveau de la plaine irriguée, entre les électrodes 0 et 16, un niveau électrique de faible résistivité coïnciderait au sol arable et au Grès marin et dunaire plioquaternaire. Ce dernier constitue l'épikarst, il atteint au niveau de l'électrode 14 une épaisseur de 10 m. Au-dessous, un niveau électrique de moyenne résistivité et d'une épaisseur de 5 m, correspondrait à la zone de transition entre l'épikarst et la zone non saturée. Cette zone est poursuivie par un niveau de forte résistivité et qui constituerait la zone non saturée. On observe une remontée de la zone noyée sous l'électrode 14 à une profondeur de 27 m interrompant la continuité de la zone non saturée à ce niveau. Cette zone de faible résistivité correspondrait à la zone où stagnent les eaux d'inondation de la plaine irriguée lors des fortes pluies.

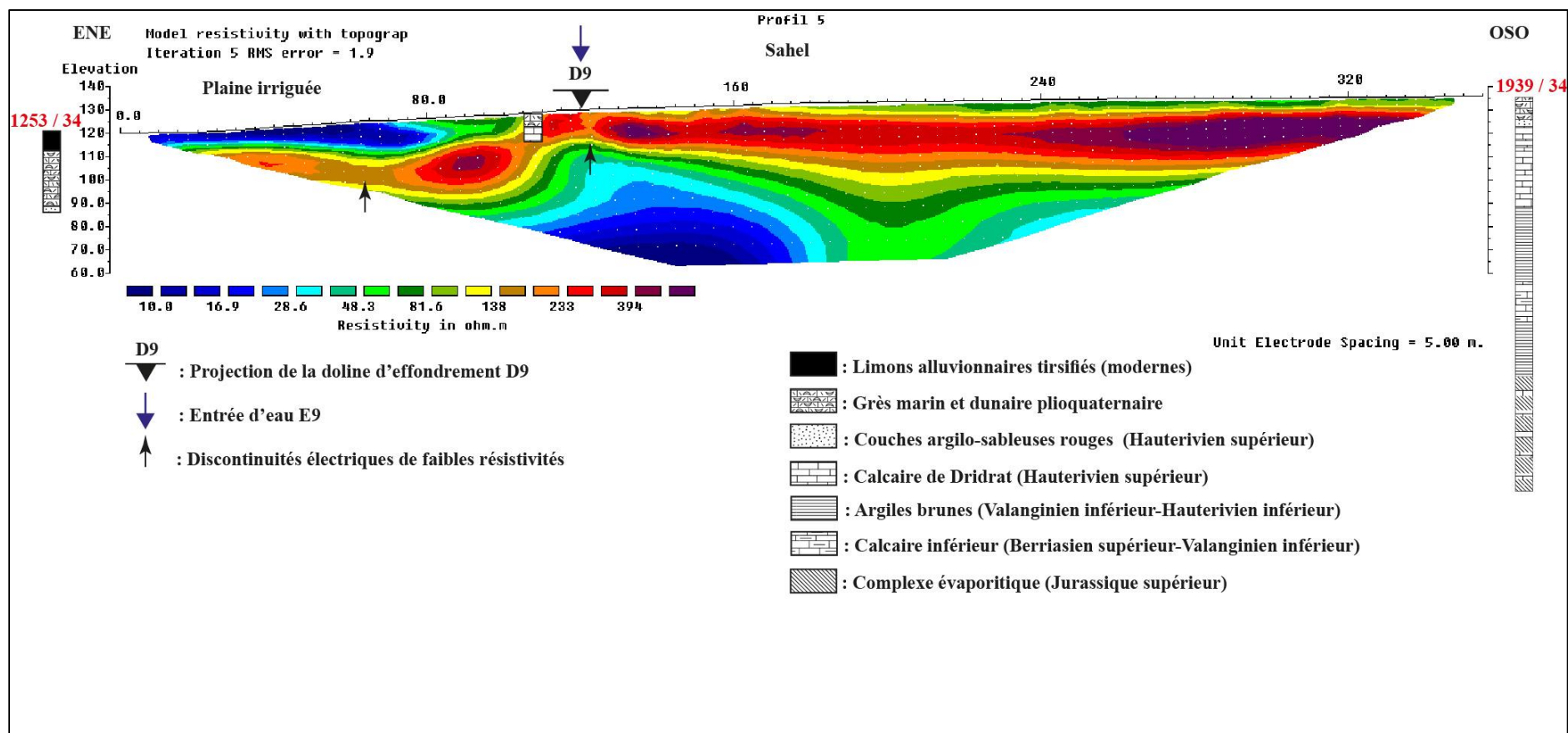


Figure 7.19 - Profil de tomographie de résistivité électrique P5

7.4.3.6 Profil P6

Le profil P6 (**Figure 7.20**), orienté N-S a été exécuté en Roll Along. La longueur totale du profil est de 710 m avec une pseudo-profondeur d'investigation de 70 m et une erreur RMS de 3,9%. Il s'entrecroise avec trois profils TRE, à savoir : le profil P2, le profil P3 et le profil P4. L'objectif de ce dernier profil est de croiser et de comparer les données de résistivités enregistrées avec celles des trois autres profils afin de mieux spatialiser les anomalies rencontrées. Le calage de ce dernier profil a été réalisé par le sondage 1939/34 et les logs stratigraphiques réalisés au niveau des dolines d'effondrement **D2**, **D3**, **D5**, **D6** et **D7** (**Figure 7.11**). Ce profil montre, comme pour les autres profils, trois principaux niveaux électriques de résistivités électriques différentes :

Un niveau résistant de résistivité élevée de 138 à plus que 394 Ohm.m, de 40 m d'épaisseur au niveau de l'électrode 16. Un deuxième résistant avec des résistivités moyennes comprises entre 48,3 et 81,6 Ohm.m et une épaisseur moyenne de 5 m, et un niveau conducteur de faible résistivité entre 10 et 28,6 Ohm.m est observé à partir de 45 m de profondeur.

Le sondage 1939/34 et les logs stratigraphiques permettent d'attribuer à chaque niveau géoélectrique une formation géologique définie. Ainsi, le niveau résistant coïnciderait au Grès dunaire plioquaternaire (3 à 10 m d'épaisseur) et à la partie supérieure sèche du Calcaire de Dridrat (30 m d'épaisseur). Tandis que le deuxième niveau électrique correspondrait à la partie inférieure du Calcaire de Dridrat qui est saturée en eau (5 à 8 m d'épaisseur). Le dernier niveau conducteur coïnciderait aux Argiles brunes.

Le niveau résistant est constitué par l'épikarst ; une zone très altérée de quelques mètres d'épaisseur observable sur le terrain au niveau des parois de certaines dolines d'effondrement (**Figure 7.1**) et par la zone non saturée d'une trentaine de mètre d'épaisseur. Il montre également l'existence de plusieurs anomalies conductrices de faibles à moyennes résistivités (28,6 et 81,6 Ohm.m). Ces anomalies conductrices se trouvent à une profondeur entre 10 et 20 m (**Figure 7.20**). Certaines d'entre elles, concordent parfaitement avec la projection de l'emplacement des dolines d'effondrement **D4**, **D5**, **D6** et **D7**. La même remarque est constatée pour les entrées d'eau **E3**, **E5**, **E6** et **E7** qui coïncident avec ces anomalies conductrices (**Figure 7.6** et **Figure 7.20**). Au-dessus de ces anomalies conductrices, entre 335 et 345, entre 445 et 450, et entre 475 et 490 (**Figure 7.20**) se trouvent des discontinuités électriques de moindre résistivité qui concordent parfaitement aux fractures ouvertes. Le profil P6 montre

clairement ces fractures qui ont une position verticale et se prolongent jusqu'aux anomalies conductrices. On en conclut que ces anomalies conductrices pourraient s'agir de conduits ou de drains (Choppy, 2008 ; Gilli et al., 2012) au niveau desquels circulent les eaux ; soit de façon continue comme pour l'entrée d'eau **E5** au niveau de la doline **D4** et pour l'entrée d'eau **E6** au niveau de la doline **D6**, soit de façon exceptionnelle lors des crues de la plaine irriguée comme pour les entrées d'eaux **E3**, **E4** et **E7** (**Figure 7.6**). Outre leurs relations avec les dolines d'effondrement, les entrées d'eau et les fractures ouvertes, l'allure et la géométrie de ces anomalies conductrices montrent qu'elles communiquent avec les deux niveaux électriques sous-jacents : surtout à $x = 255$ m, 335 m, 370 m, 480 m, 545 m, 575 m et 615 m. Ce qui signifierait que des circulations d'eau pourraient exister entre le karst superficiel et le karst profond mais à condition qu'une grande partie des Argiles brunes soit érodée (**Figure 7.20**). Par conséquent, la zone située entre 10 et 20 m de profondeur, contenant ces anomalies conductrices, pourrait être à l'origine du désordre observé à la surface qui se manifeste par l'apparition des dolines d'effondrement et par l'ouverture des fractures.

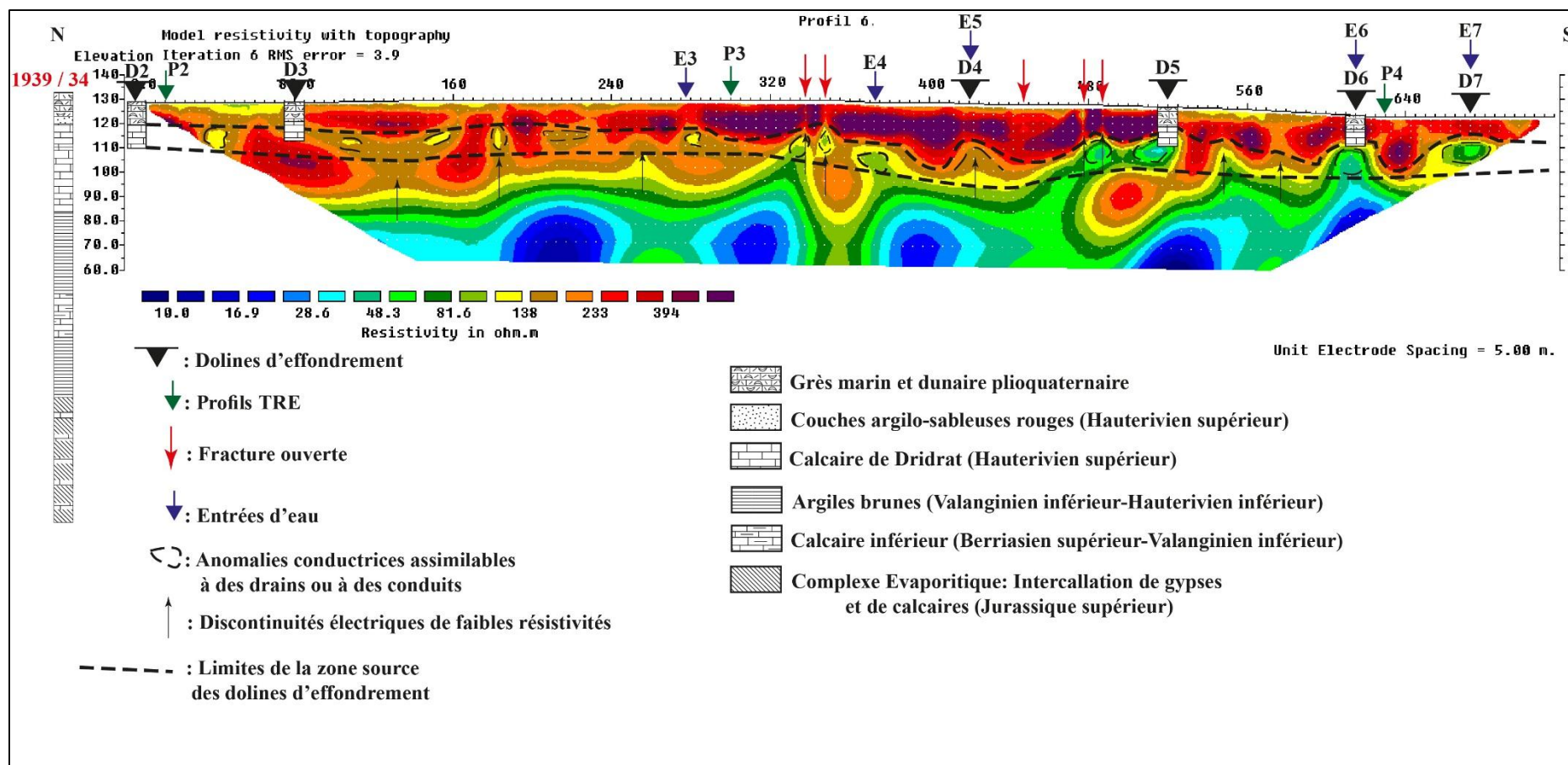


Figure 7.20 - Profil de tomographie de résistivité électrique P6

7.5 Conclusions

Dans cette étude, un inventaire des dolines d'effondrement a été réalisé par une approche géomorphologique basée sur l'interprétation visuelle de photographies aériennes à grande et à moyenne échelle, l'interprétation visuelle des images satellites sur Google Earth Pro, croisée avec des vérifications sur le terrain. Cet inventaire pourrait être croisé avec d'autres couches de données telles que la lithologie, la pente et la direction des pentes afin de réaliser une carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement dans ce secteur (**Chapitre 6**). En outre, les observations directes sur le terrain ont permis d'identifier les différents facteurs de prédisposition, de déclenchement et d'aggravation qui conduisent à l'apparition des dolines d'effondrement et des fractures ouvertes en ce milieu karstique. En effet, la pluviométrie exceptionnelle et l'eau du canal d'irrigation sont les principaux facteurs déclenchants des dolines d'effondrement et des fractures ouvertes observées dans ce secteur d'étude.

En outre, la TRE a permis de déceler les différentes anomalies électriques (résistantes ou conductrices) jusqu'à une profondeur de 70 m et de comprendre les mécanismes qui interviennent dans la survenance des dolines d'effondrement et dans l'ouverture des fractures. En effet, les anomalies conductrices identifiées à une profondeur entre 10 à 20 m pourraient correspondre à des cavités plus ou moins saturées en eau qui sont assimilables à des drains ou à des conduits drainants la plaine irriguée, à partir des entrées d'eau et de certaines dolines d'effondrement qui constituent les points de recharge de la nappe karstique. Ces cavités karstiques sont à l'origine du désordre observé à la surface. Néanmoins, les profils ont également montré une origine profonde des dolines d'effondrement qui pourrait être rattachée au karst profond gypsifère du Jurassique supérieur.

De plus, les fractures ouvertes sont d'une part le résultat de l'action érosive de l'eau, à la fois mécanique et chimique, et d'autre part la présence des anomalies conductrices interprétées en tant que drains ou conduits, au-dessous de ces fractures ouvertes confirme la présence de l'eau qui circule au niveau de ces zones de faiblesse dont les valeurs de résistivités électriques sont inférieures par rapport à l'encaissant de forte résistivité électrique.

Enfin, l'étude par la TRE a également permis de mettre en évidence les différentes composantes hydrogéologique du système karstique de Moul El Bergui : l'épikarst avec une épaisseur de 5 à 10 m constitué essentiellement par le Grès marin et dunaire plioquaternaire, la zone non

saturée composée par la partie non altérée du grès plioquaternaire et par la partie supérieure du Calcaire de Dridrat avec une épaisseur moyenne de 30 m, et finalement la zone noyée formée par la partie inférieure du Calcaire de Dridrat d'une épaisseur moyenne de 5 m. Ces différents constituants du karst superficiel interagissent mutuellement à travers les fractures ouvertes qui s'observent au niveau de l'épikarst, les drains verticaux observables au niveau de la zone non saturée ou les drains subhorizontaux rencontrés au niveau de la zone noyée du système karstique. Ces zones de faibles résistivités électriques constituent les endroits de transit temporaire ou permanent de l'eau d'irrigation et les eaux de crues de la plaine irriguée lors des fortes précipitations. Elles seraient à l'origine des dolines d'effondrement et des fractures ouvertes qui occurrent à Moul El Bergui.

Chapitre 8

Evaluation de la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement par la TRE dans la région de Safi

Sommaire

8.1 Introduction.....	244
8.2 Cadre géologique et géomorphologique du secteur étudié.....	245
8.3 Matériels et méthodes.....	249
8.4 Résultats et discussions.....	250
8.5 Conclusion	267

***L**e secteur de Djorf Lihoudi, situé au sud de la ville de Safi, est connu par son karst côtier et la présence de plusieurs dolines d'effondrement d'origines naturelles. Ces dolines d'effondrement présentent un risque, en particulier pour la population, pour les infrastructures et pour les terres agricoles. Une campagne géophysique a été exécutée dans ce secteur, dont le principal objectif est d'évaluer la carte de la susceptibilité aux dolines d'effondrement déjà réalisée dans le **Chapitre 6**. Ainsi, quatre profils de tomographie de résistivité électrique (TRE) ont été exécutés entre les dolines d'effondrement. L'interprétation de ces profils a permis de mettre en évidence : la subdivision stratigraphique du secteur, la présence de cavités souterraines vides qui sont à l'origine du désordre observé à la surface et la présence de surfaces de rupture au sein du massif karstique.*

***Mots clés :** Tomographie de Résistivité Electrique (TRE), Carte de susceptibilité, Dolines d'effondrement, Karstification.*

8.1 Introduction

La zone située entre la falaise de Djorf Lihoudi (15 km au sud de Safi) et Bled Khatazakane (12 km au sud-est de Safi) a connue depuis des milliers d'années l'occurrence des dolines d'effondrement (Weisrock et Lunski, 1987) (**Figure 8.1**). Le dernier effondrement s'est produit en 1996 ($x = 141,5$; $y = 187,3$).

Dans le **chapitre 6**, la méthode **GMM** utilisée pour la cartographie de la susceptibilité aux dolines d'effondrement a permis de mettre en évidence des zones avec des degrés de susceptibilité forts à très forts dans la partie sud et sud-est de la zone étudiée. Les zones de forte probabilité d'occurrence spatiale vis-à-vis aux dolines d'effondrement ont été ciblées par une campagne de prospection géoélectrique de TRE (**Figure 8.1**).

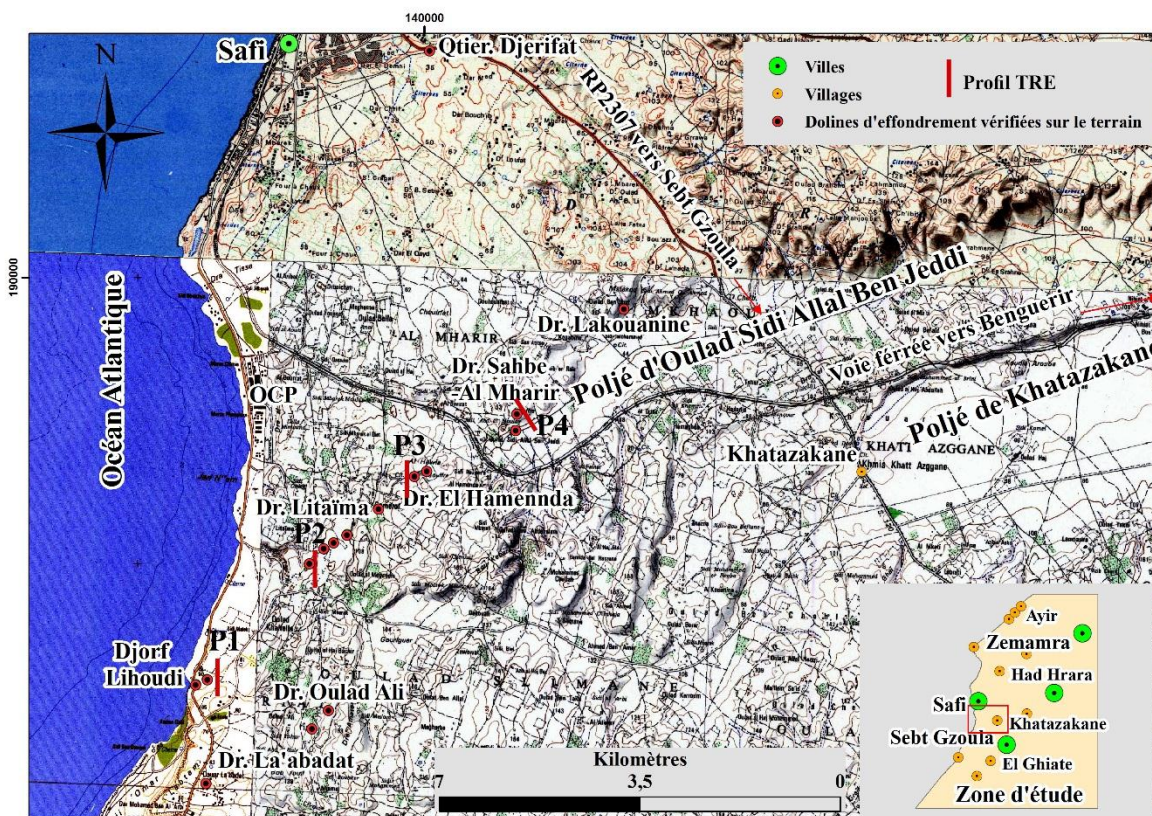


Figure 8.1 - Localisation des quatre profils de TRE (P1, P2, P3 et P4)

L'intégration des données géophysiques dans la cartographie de la susceptibilité aux dolines d'effondrement est très utilisée à l'échelle internationale. En effet, Kaufmann et Quinif (1999), ont réalisé une carte du rapport de la résistivité électrique qui a mis en évidence trois zones

linéaires parallèles dont l'orientation coïncide parfaitement avec des failles. Cette orientation est caractérisée par l'occurrence des dolines d'effondrement affectant une couverture argilo-sableuse. Margiotta et al. (2012), ont réalisé une carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement dans une zone côtière en se basant sur des données stratigraphiques, hydrogéologiques et géophysiques. Néanmoins, l'originalité de ce travail par rapport aux travaux antérieurs demeure dans l'utilisation des données de la TRE pour l'évaluation de la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement. L'objectif est de voir si les résultats des deux méthodes utilisées sont conformes, différents ou complémentaires.

Les objectifs recherchés dans ce chapitre sont : (i) mettre en évidence la subdivision stratigraphique du secteur, la présence de cavités souterraines et la présence de surfaces de rupture par l'interprétation des profils de TRE ; (ii) évaluer la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement par les résultats des pseudosections de TRE.

8.2 Cadre géologique et géomorphologique du secteur étudié

De nombreux géologues ont étudié la localité de Djorf Lihoudi (Etheridge et Maw, 1872 ; Maw, 1878 ; Lemoine, 1905 ; Dresch, 1941 ; Roch, 1950 ; Gigout, 1951 ; Choubert, 1965 ; Witam, 1988). Selon Lemoine (1905), la base de la falaise de Djorf Lihoudi est formée par des passages du Jurassique au Crétacé, puis apparait le Pliocène à +35 m au-dessus du niveau marin ; il comprend essentiellement des grès riches en lamellibranches et en oursins. Le Pliocène marin forme ensuite avec les dunes consolidées villafranchiennes le plateau des Abda qui s'arrête aux collines des Mouissat à l'est. Selon Gigout (1951), la falaise de Djorf Lihoudi est constituée par un soubassement de calcaire jurassique jusqu'à 30 m au-dessus du niveau marin, puis une douzaine de mètres de marnes verdâtres et calcaires fins, avec de nombreux débris d'Huitres et Balanes, enfin des sables calcaires peu argileux, rosés et jaunes, pétris d'Huitres, Pecten et Oursin. Cette dernière formation atteint au sommet la côte 85 m. D'après Choubert (1965), Le pliocène supérieur (Moghrébien) atteint sa plus grande puissance dans cette région avec 55 m à 60 m. Il est formé par des molasses à Huitres, Pectinidés et *Rotuloidea fimbriata*. Lorsqu'on se dirige vers l'est (vers Khatazakane) la moitié supérieure de ces molasses passe à des grès coquillers et seule leur partie inférieure garde son faciès molassique (**Figure 8.2**).

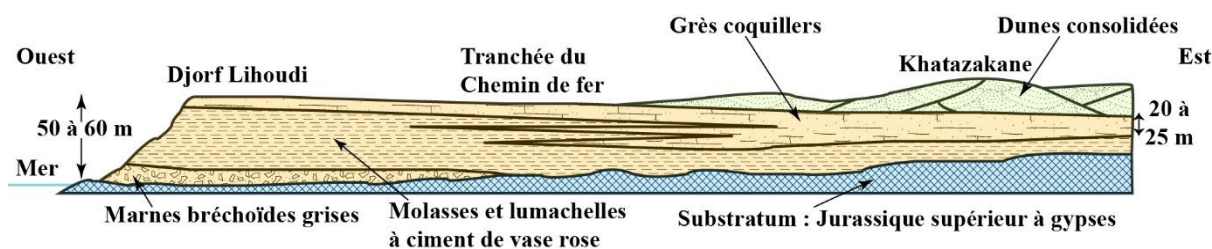


Figure 8.2 – Coupe schématique du Moghrébien de la région de Safi (Choubert, 1965)

La coupe géologique de Djorf Lihoudi la plus récente est celle de Witam (1988). Elle est subdivisée en deux termes ; le Complexe évaporitique appartenant au Jurassique supérieur et le Grès calcaire du Plio-Villafranchien. La base du pliocène est à +22 m (**Figure 8.3**).

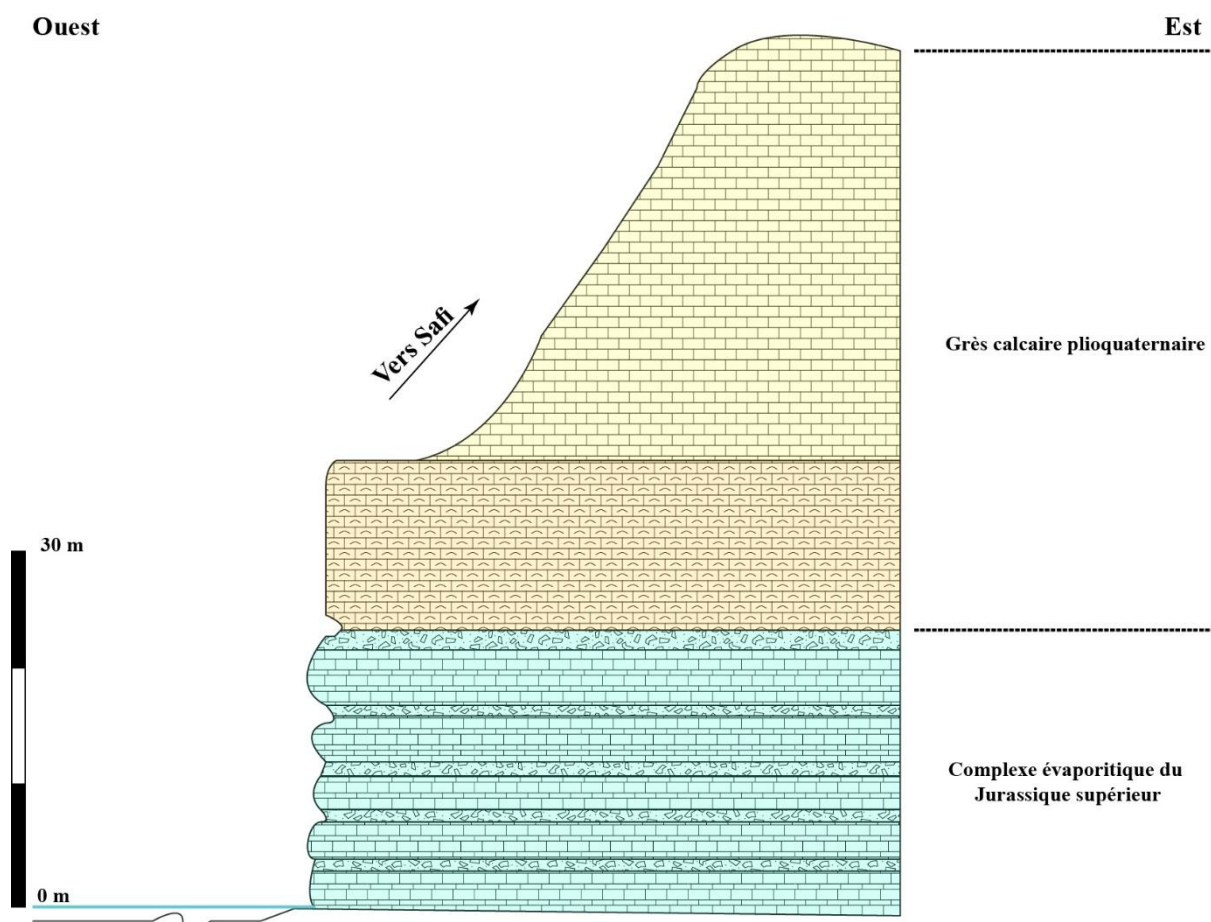


Figure 8.3 – Croquis de la falaise de Djorf Lihoudi (Witam, 1988)

Le secteur étudié est également connu par son modelé karstique (Roch, 1950 ; Gigout, 1951). En effet, selon Weisrock et Lunski (1987), on y trouve deux karsts qui se superposent : le karst

profond du Jurassique supérieur et le karst superficiel constitué par les formations d'âge Plioquaternaire.

Les formes karstiques superficielles sont nombreuses et variées formées par de lapiazs, dolines, ouvalas et poljés (**Figure 8.4**). Ces formes sont généralement alignées suivant trois principales directions : N170-N195, N040-N070 et N080-N115 d'origine tectonique (Weisrock et Lunski, 1987). La première direction correspond à l'orogénèse hercynienne et les deux dernières correspondent à l'orogénèse atlasique. Parmi les différentes formes de l'exokarst, seules les dolines d'effondrement seront discutées dans ce chapitre.

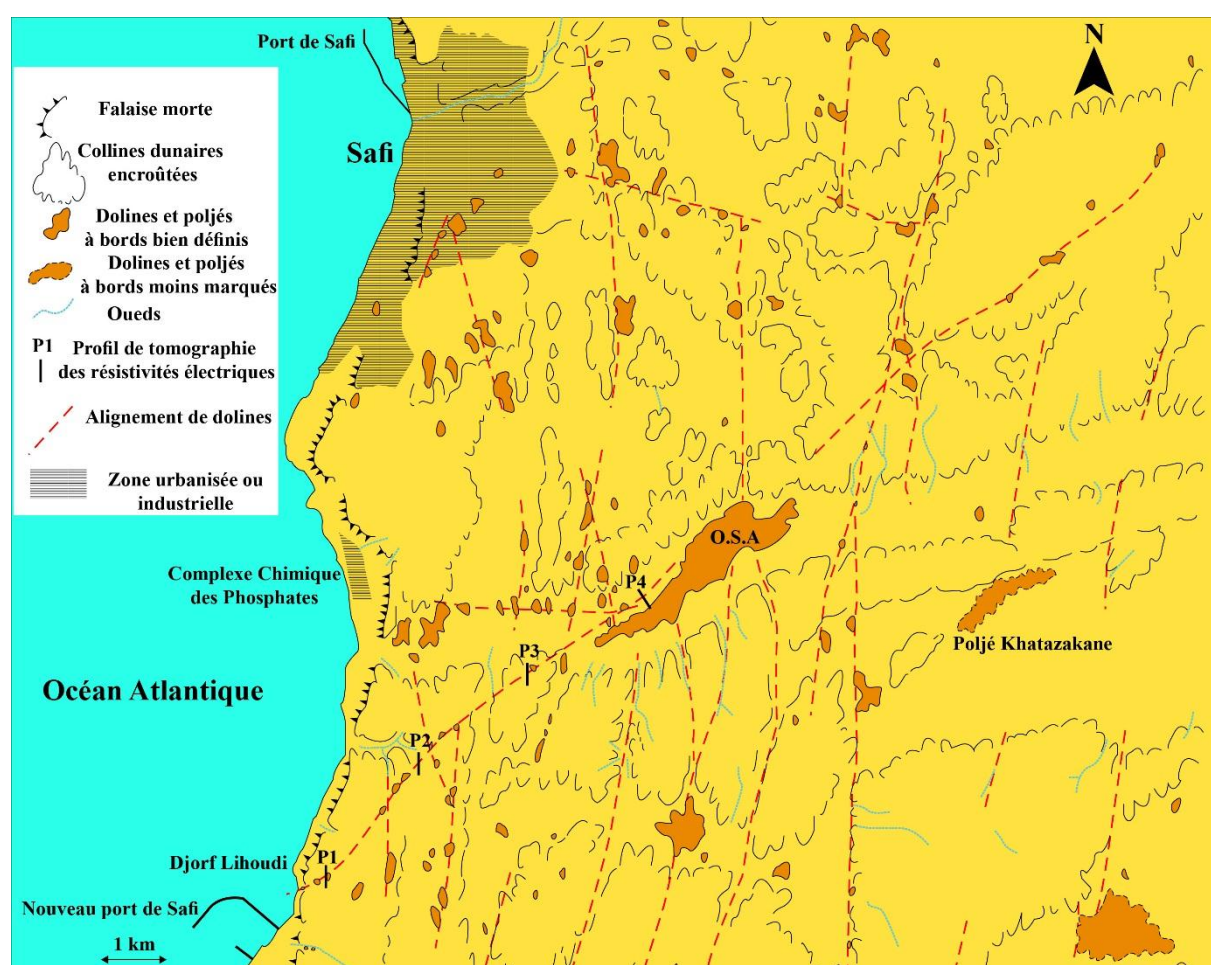


Figure 8.4 – Alignement des formes karstiques superficielles (dolines et poljés) dans le secteur étudié (Weisrock et Lunski, 1987)

Les dolines d'effondrement qui affectent la couverture plioquaternaire auraient une origine profonde, elles sont liées aux phénomènes de dissolution qui touchent le karst profond d'âge Jurassique supérieur. En effet, ces dolines d'effondrements sont la conséquence de la

dissolution des gypses du Jurassique supérieur (Roch, 1950), mais la dissolution a pu également affecter les calcaires qui en forment une grande partie (Gigout, 1951). Weisrock et Lunski (1987), confirment que les phénomènes de dissolutions ne s'observent pas seulement au niveau des gypses et des anhydrites mais aussi ils s'observent au niveau des calcaires qui les surmontent (**Figure 8.5a et b**).

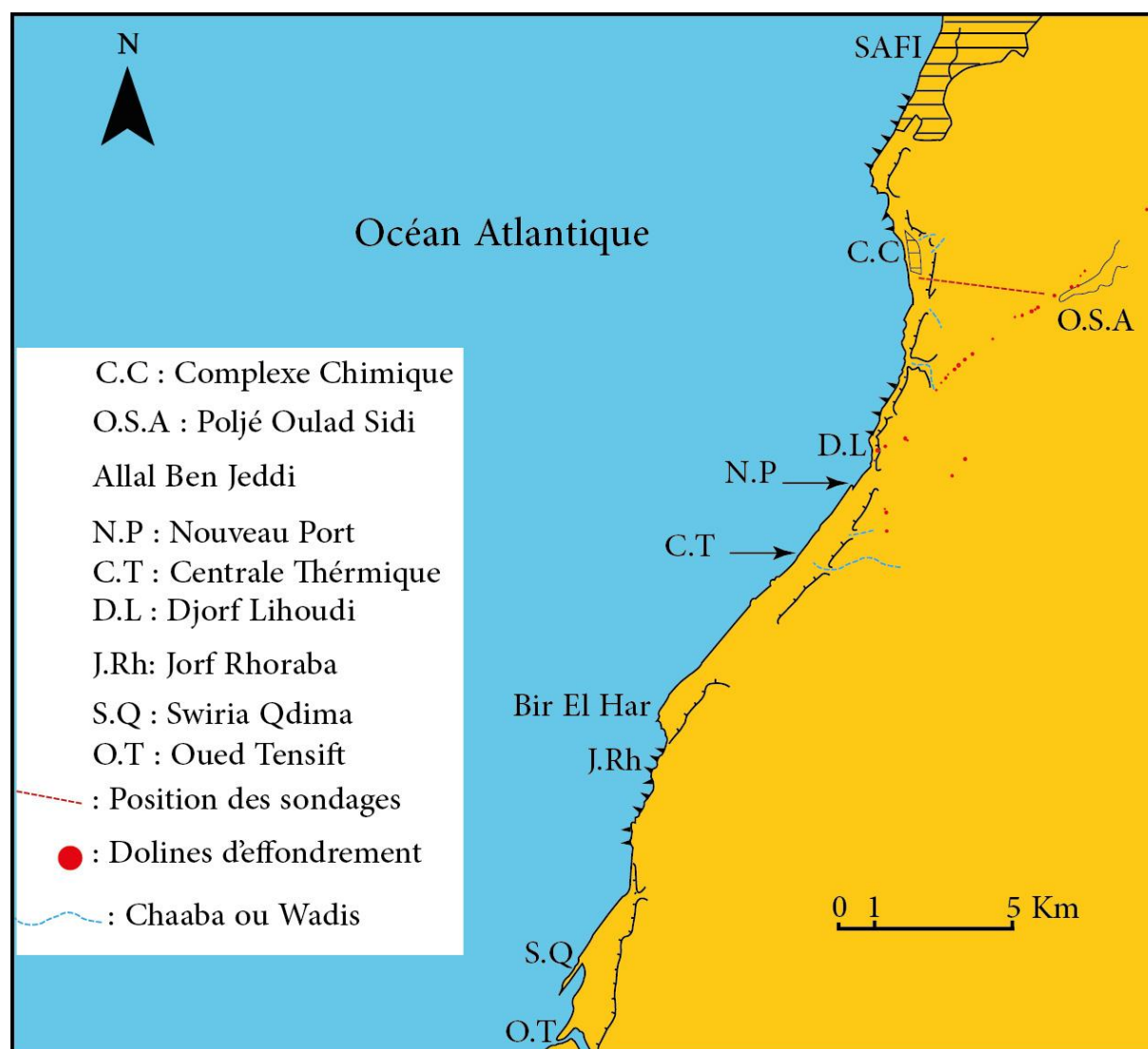


Figure 8.5a – Localisation des sondages et des dolines d'effondrement par rapport à Djorf Lihoudi et le poljé d'Oulad Sidi Allal Ben Jeddi (Weisrock et Lunski, 1987)

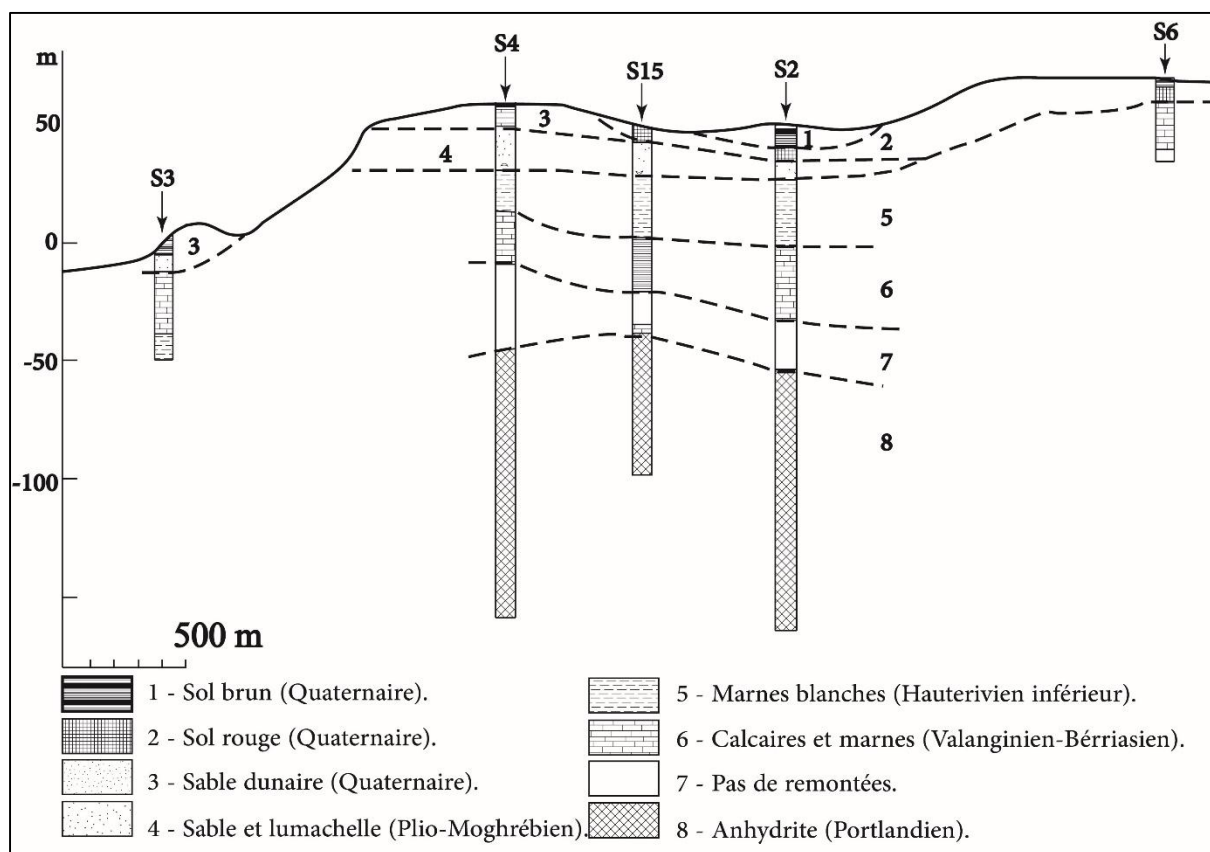


Figure 8.5b – Coupe géologique entre le Complexe Chimique des phosphates de Safi et le poljé d'O.S.A (d'après Figuet, 1981 in Weisrock et Lunski, 1987)

8.3 Matériels et méthodes

8.3.1 L'exploration spéléologique des dolines d'effondrement

L'exploration spéléologique des dolines d'effondrement a pour objectifs la détermination de la nature lithologique, la profondeur et la présence d'anomalies structurales telles que les failles et les plis. Seules les dolines proches des profils tomographiques vont être décrites dans ce chapitre, pour les autres dolines elles sont décrites en **Annexe A**.

8.3.2 L'observation des falaises vives du littoral

C'est une méthode qui consiste à suivre aussi bien le sommet que le pied des falaises vives le long du littoral. Elle permet de déterminer la succession lithologique de ces falaises, de

découvrir les déformations qu'elles soit d'origine karstique ou tectonique et enfin de déterminer la relation entre le karst profond et le karst superficiel (Weisrock et Lunski, 1987).

8.3.3 La prospection géophysique par tomographie des résistivités électriques

Les objectifs principaux de cette campagne de tomographie de résistivité électrique sont les suivants :

1. comprendre le mécanisme engendrant la formation des dolines d'effondrements ;
2. cartographier les anomalies qui peuvent indiquer la présence de cavités souterraines ;
3. délimiter les failles, les fractures et les contacts entre couches ainsi que leurs pendages ;
4. comparer les résultats de la TRE avec les résultats obtenus par la cartographie de la susceptibilité aux dolines d'effondrement (**Chapitre 6**).

Une série de quatre profils de tomographie des résistivités électriques a été réalisée entre les dolines d'effondrement selon un alignement général de direction NE-SO (**Figure 8.1 et Figure 8.4**).

L'acquisition sur le terrain a été faite avec le Syscal junior 72-Swich à deux canaux d'IRIS instrument. Il dispose de 72 électrodes espacées de 5m, connectées via un câble multi-électrode.

Le dispositif électrique utilisé dans cette étude est le Wenner-Schlumberger, la profondeur prospectée est d'environ 70 m. les caractéristiques et les avantages de ce dispositif, ainsi que la méthode d'inversion des données, sont discuté dans le **Chapitre 3**.

8.4 Résultats et discussions

8.4.1 L'exploration spéléologique des dolines d'effondrement

De nombreuses dolines d'effondrement ont été explorées de l'intérieur. Il s'agit surtout des dolines **D25**, **D34** et **D36**, nommées respectivement par les habitants des douars : Bir Hmam, Bir Ennhal et El Haouia (**Chapitre 4**). Cette dernière doline est la plus profonde dans le secteur étudié, elle mesure environ 40 m de profondeur. L'observation des parois de certaines dolines d'effondrement a montré l'existence des diaclases, des failles et des plis (**Chapitre 4**). En outre,

des coupes géologiques ont été réalisées pour le calage des profils de tomographie de résistivité électrique (**section 8.4.3**).

8.4.2 L'observation des falaises vives du littoral

L'observation de la première doline **D1** au pied de la falaise vive de Djorf Lihoudi a confirmé que c'est bien le mécanisme d'effondrement qui a conduit à sa formation. En outre, la cavité à l'origine de cet effondrement se situe au-dessous du niveau 0 de la mer. Néanmoins, des fissures, de part et d'autre de l'effondrement, sont probablement liées à la présence de cette cavité (**Chapitre 4**). En outre, des sources d'eau ont été observées au pied de cette falaise, ce qui confirme l'existence d'un écoulement souterrain qui se dirige vers la mer (**Chapitre 4**). Enfin, d'autres dolines ont été localisées le long des falaises vives entre Djorf Lihoudi et Djorf Ghoraba plus au sud (**Chapitre 4**). Toutes ces observations confirment qu'elles font partie des dolines d'effondrement.

8.4.3 Analyse et interprétation des profils de tomographie de résistivité électrique

Le profil P1 (**Figure 8.6**), orienté N-S (N14) se situe entre la doline d'effondrement **D4** et **D5** qui sont en fait des ouvalas. La longueur totale du profil est de 355 m avec une pseudo-profondeur d'investigation de 70 m et une erreur RMS de 5,4%. Le calage de ce profil a été fait par la coupe de Djorf Lihoudi (**Figure 8.3**)

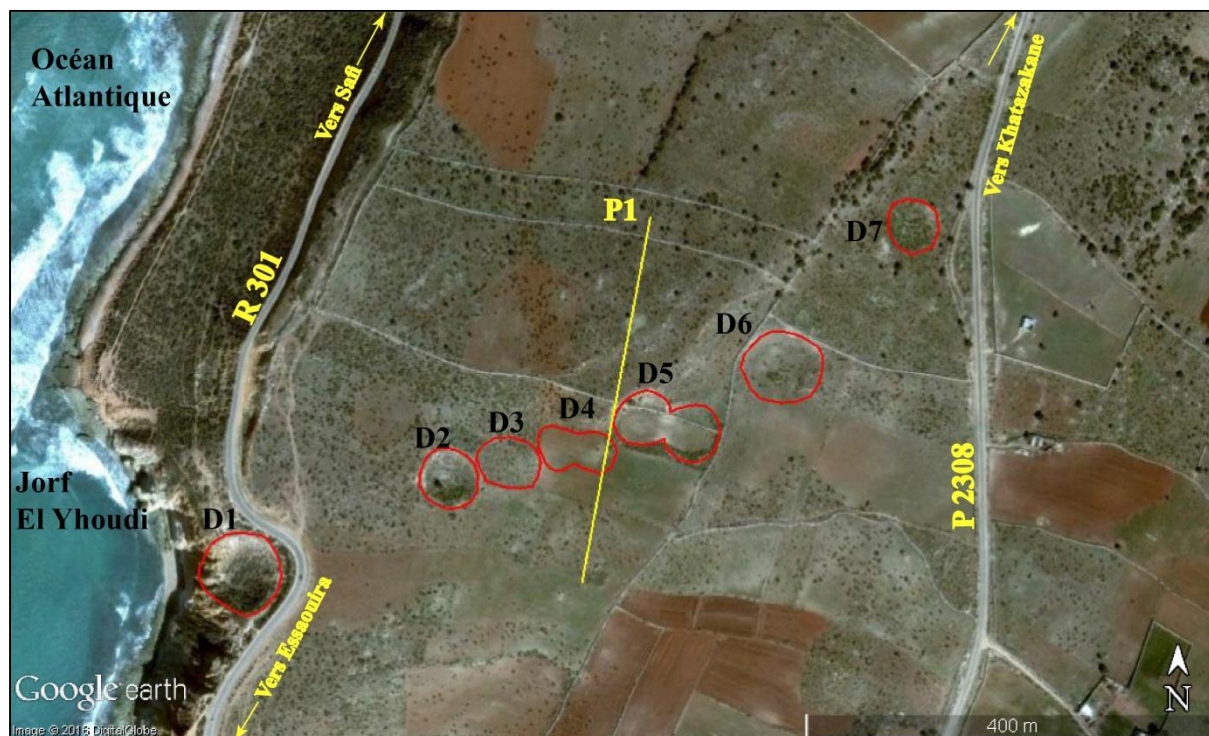


Figure 8.6 - Position du **profil 1** par rapport à la falaise Djorf Lihoudi et à l'alignement des dolines d'effondrement **D1** à **D7**.

Le profil P1 (**Figure 8.7**) montre trois niveaux de résistivités différentes. Entre 10 et 35 m d'altitude, on observe un niveau électrique de moyenne à forte résistivité (entre 48,3 et 233 Ohm.m) suivi par un niveau géoélectrique de faible résistivité (entre 10 et 28,6 Ohm.m) situé entre 35 et 50 m d'altitude. Enfin, un troisième niveau géoélectrique de moyenne à forte résistivité (entre 48,3 et 394 Ohm.m) est situé entre 50 et 87 m. Ce dernier, renferme un niveau de faible épaisseur ayant une faible résistivité comprise entre 10 et 28,6 Ohm.m.

Le calage du profil avec la coupe de Djorf Lihoudi a permis de préciser la nature lithologique de chaque niveau géoélectrique. Ainsi, le premier niveau géoélectrique de moyenne à forte résistivité, observé à une profondeur de 55 m sous l'électrode 25, correspondrait à la formation du Complexe évaporitique appartenant au Jurassique supérieur. Selon Witam (1988), elle est formé par une alternance de calcaires massifs plus ou moins dolomitiques, de calcaire à structures stromatolithiques, de calcaire fin épais et de brèches de dissolution.

Le deuxième niveau géoélectrique de faible résistivité, comprise entre 10 et 28,6 Ohm.m, et dont le toit est situé à une profondeur de 37 m sous l'électrode 15, correspondrait à la partie inférieure du Pliocène caractérisée par la présence des marnes verdâtres et des calcaires fins.

Ce niveau géoélectrique s'interrompt sous la doline **D4** révélant ainsi les limites en profondeur de la zone effondrée. Cette dernière se rattache au Jurassique supérieur confirmant l'influence du karst profond jurassique sur le karst superficiel Post-Pliocène (Roch, 1950 ; Weisrock et Lunski, 1987).

Le troisième niveau géoélectrique de moyenne à forte résistivité, comprise entre 48,3 et 394 Ohm.m, situé à la surface et peut atteindre une trentaine de mètres d'épaisseur, correspondrait à la fois à la partie supérieure du Pliocène et aux dépôts quaternaires. Le Pliocène est constitué dans sa partie supérieure d'un grès calcaire un peu argileux riche en lamelibranches et oursins, ce qui explique l'hétérogénéité de la résistivité électrique enregistrée. De plus, ce niveau géoélectrique montre des discontinuités surtout au niveau des deux dolines **D4** et **D5** et également sous l'électrode 10. En effet, le profil P1 coupe l'ouvala **D4** au niveau de son bord sur presque un tiers de son diamètre. Il montre à cet endroit une forte résistivité qui pourrait être attribué soit aux matériaux effondrés, constituant le toit de cette doline, soit à des matériaux résistants formés probablement par des grès calcaires quaternaires qui l'auraient comblée après son effondrement. Des résultats similaires à ceux du profil P1, concernant l'existence de matériaux effondrés résistants, ont été obtenus dans d'autres travaux utilisant la TRE (Youssef et al., 2012). Les limites de la zone effondrées tracent une forme en entonnoir dans sa partie supérieure et en cône renversé dans sa partie inférieure. Cette forme est typique aux karsts gypsifères et des évaporites associées (Nicod, 1976). Par contre pour l'ouvala **D5**, le profil TRE passe par sa bordure ouest. On y observe un niveau géoélectrique de faible résistivité, de 16,9 à 28,6 Ohm.m, qui pourrait correspondre à des limons quaternaires qui ont comblé la doline après son effondrement. Le comblement des dolines d'effondrement par des limons et des dunes quaternaires est assez fréquent dans le secteur étudié (Weisrock et Lunski, 1987). Un autre niveau géoélectrique de faible résistivité, entre 16,9 et 28,6 Ohm.m, est également observé au niveau de l'électrode 10 à une profondeur de 25 m. En comparant ce niveau avec le niveau géoélectrique de faible résistivité, identifié sous l'ouvala **D5**, on constate qu'ils se ressemblent de point de vue morphologique et il pourrait être l'indicateur de l'existence d'une cavité ou il pourrait être une doline enfouie ou remblayée (**Chapitre 1**). Cet enfouissement peut être fait par des dépôts post effondrement, vraisemblablement d'âge quaternaire (Weisrock et Lunski, 1987). L'observation sur le terrain des grès dunaires et des limons qui affleurent à la surface en cet endroit est en faveur pour cette interprétation (**Chapitre 4**).

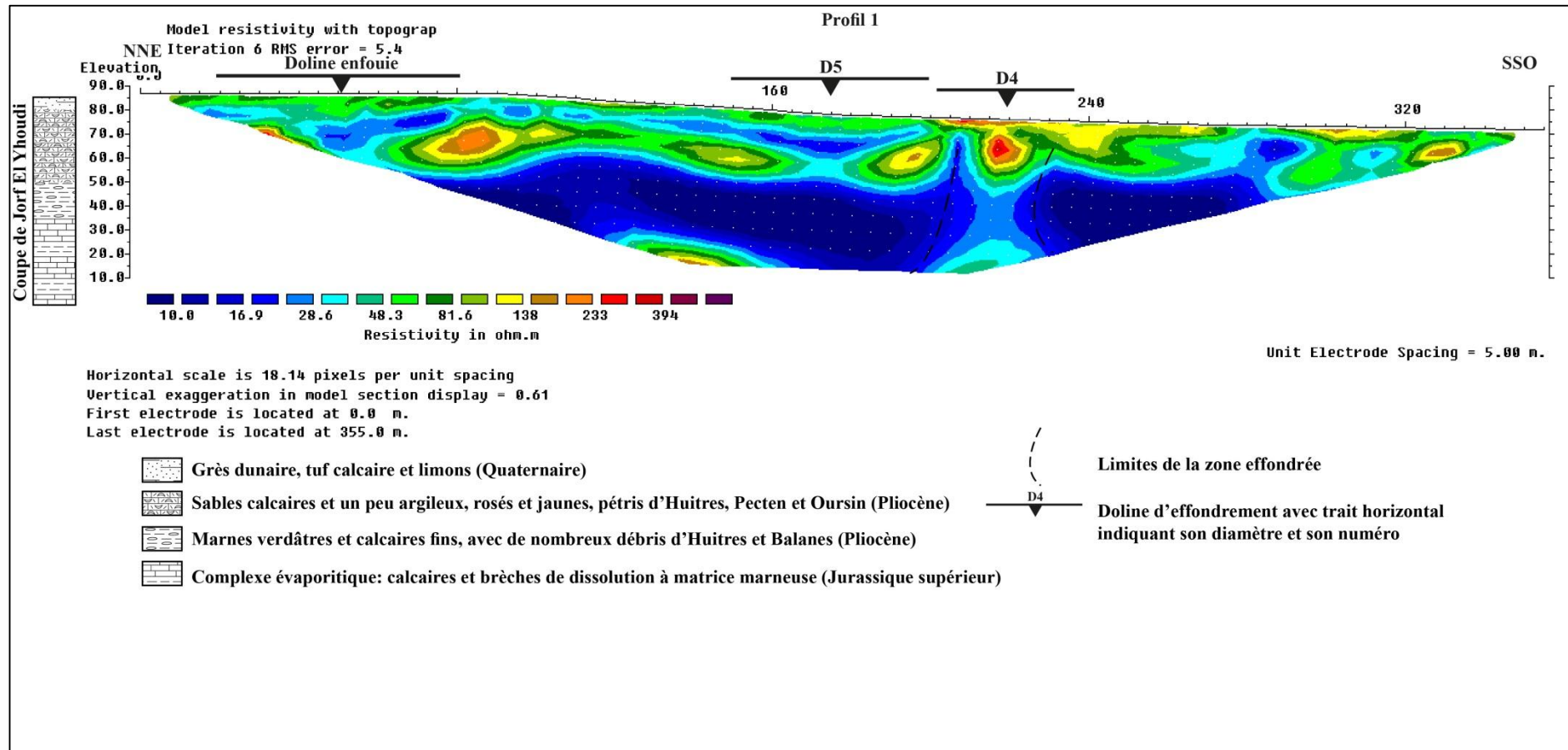


Figure 8.7 - Profil de tomographie de résistivité électrique P1

Le profil P2 est orienté N-S (**Figure 8.8**). Il est exécuté entre les dolines d'effondrement **D17** et **D18**. Le calage du profil P2 s'est appuyé sur les coupes géologiques de Djorf Lihoudi, les logs stratigraphiques réalisés au niveau des dolines **D16** et **D17** et la carte géotechnique de Safi au 20.000^{ème} (**Figure 8.3** et **Figure 8.5b**). La longueur totale du profil P2 est de 355 m avec une pseudo-profondeur d'investigation de 70 m et une erreur RMS de 7,9%.

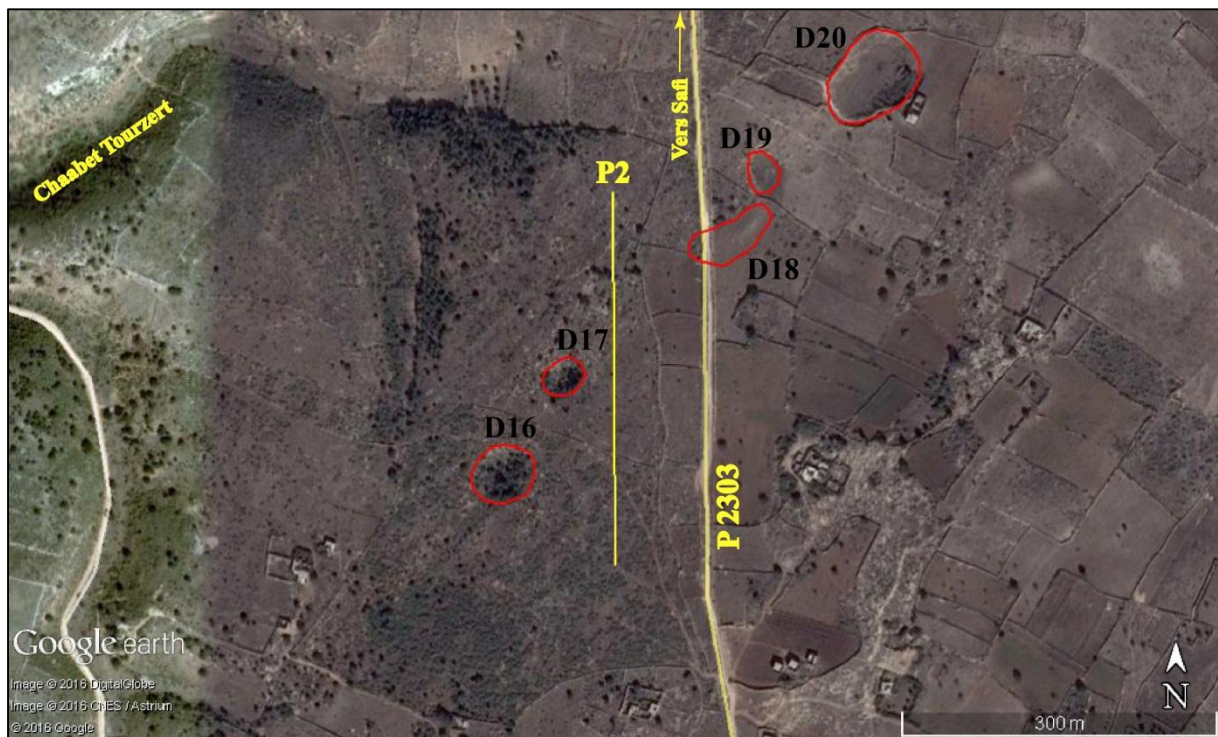


Figure 8.8 - Position du profil 2 par rapport à l'alignement des dolines d'effondrement D16 à D20

Le profil P2, présenté sur la **Figure 8.9**, montre trois niveaux géoélectriques de résistivités différentes ; un niveau résistant en surface, de résistivité dépassant 394 Ohm.m, un niveau de moyenne à forte résistivité (48,3 à 233 Ohm.m) et un niveau conducteur de faible résistivité (entre 16,9 et 28,6 Ohm.m) apparaît au centre de ce profil à une profondeur de 60 m.

Pour le premier niveau résistant dont l'épaisseur varie de 10 à 15 m, et en se basant sur le calage par les forages et la coupe géologique, il correspondrait aux grès calcaires dunaires, tufs et croûtes calcaires d'âge quaternaire. Le deuxième niveau de moyenne à forte résistivité correspondrait aux lumachelles et molasses à ciment de vase rose d'âge Pliocène. Ce niveau se termine sous la doline **D17**, marquant ainsi les limites de la zone effondrée dont la forme ressemble également celui décrit dans le premier profil P1. Le troisième niveau conducteur de

faible résistivité correspondrait aux marnes verdâtres et calcaires fins à débris d'huitres et balanes du Pliocène. Vu l'altitude importante de ce profil, qui atteint les 100 m, le toit du Jurassique supérieur n'a pas pu être atteint.

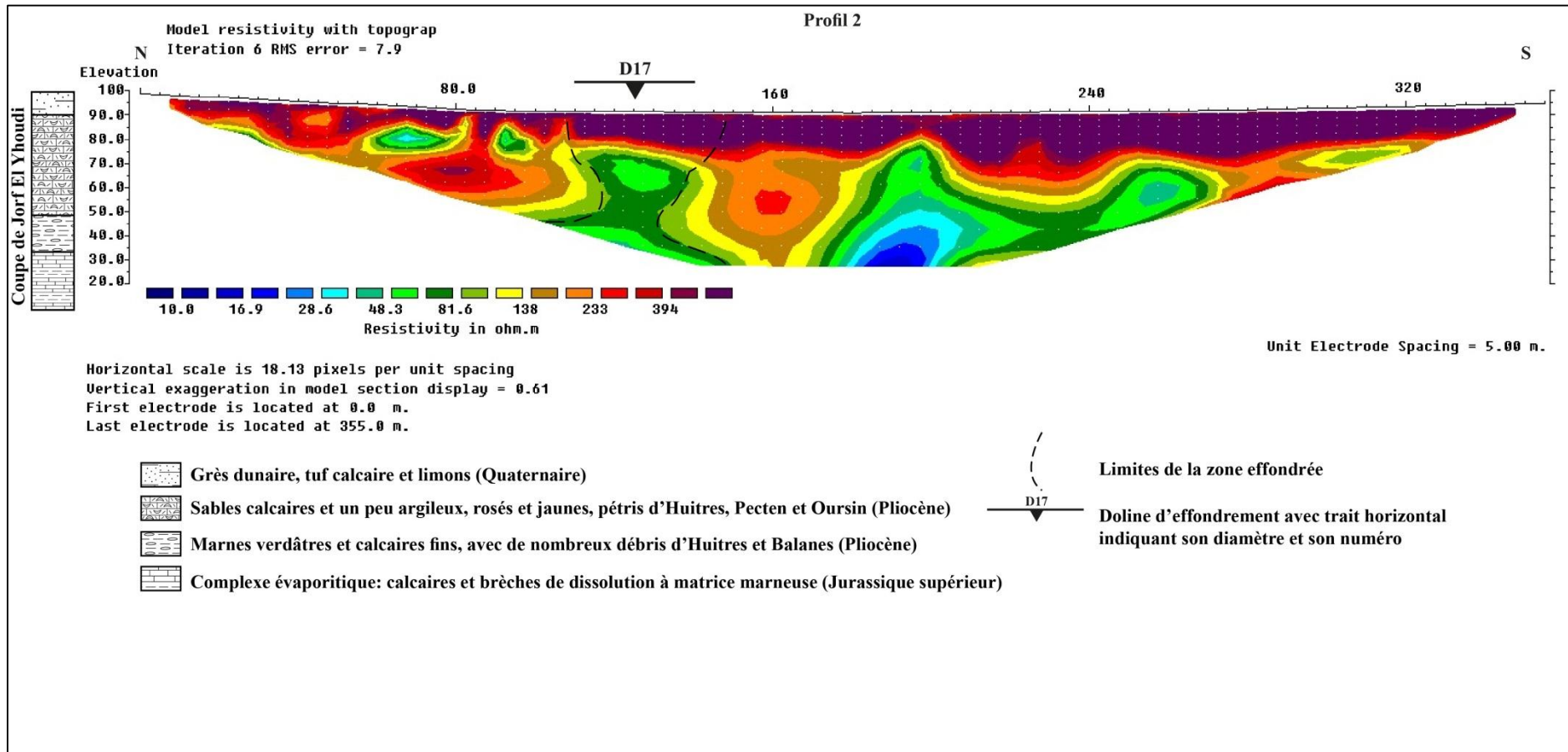


Figure 8.9 - Profil de tomographie de résistivité électrique P2

La **Figure 8.10** représente le résultat de l'inversion du troisième profil **P3**, il est localisé à 2 km au nord-est du deuxième profil **P2** avec une orientation NS et une erreur RMS de 2,4%. Ce profil a été exécuté sur la bordure ouest de la plus profonde doline d'effondrement **D25** nommée « El Hawia » par les habitants des douars proches (**Chapitre 4**). Selon les habitants du douar à proximité, cette doline serait produite il y a une quarantaine d'années, probablement vers la fin des années soixante. Cette période est caractérisée par une forte pluviométrie (485 mm en 1967, 517 mm en 1968 et 634 mm en 1969 - **Maroc météo**).

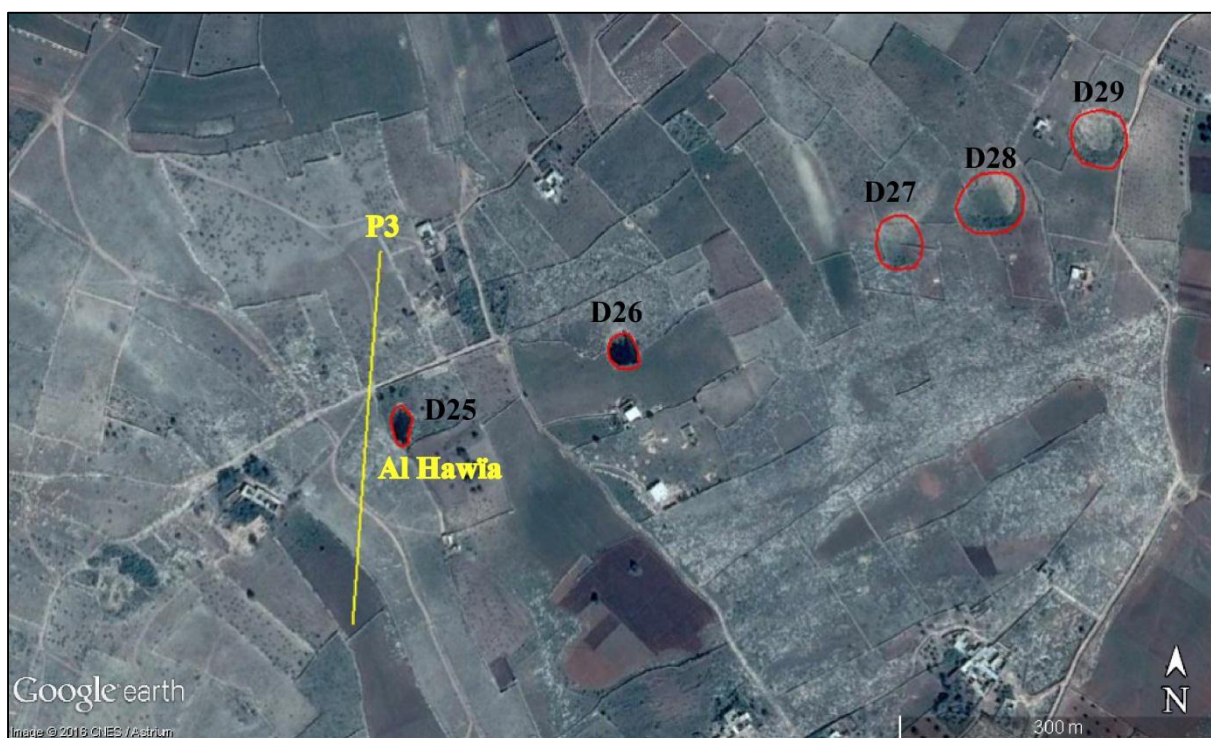


Figure 8.10 - Position du profil P3 par rapport à l'alignement des dolines d'effondrement D25 à D29

Le profil P3 montre trois niveaux électriques de résistivités différentes (**Figure 8.12**). Le premier niveau géoélectrique localisé en surface possède une résistivité moyenne comprise entre 48,3 et 81,6 Ohm.m. Le deuxième niveau géoélectrique résistant observé au milieu du profil avec une forte résistivité allant de 133 à 394 Ohm.m. Le troisième niveau conducteur enregistré en profondeur avec de faibles résistivités qui varient entre 10 et 28,6 Ohm.m.

Après étalonnage par les coupes géologiques du secteur, le premier niveau de moyenne résistivité, dont l'épaisseur varie entre 10 et 15 m, correspondrait aux tufs et aux croûtes calcaires. Ce niveau affleure entre les électrodes 36 et 51, et s'enfonce en profondeur vers le

nord sous une pellicule résistante de 5 m d'épaisseur qui pourrait correspondre aux grès calcaires dunaires du Quaternaire. Le deuxième niveau résistant pourrait correspondre aux grès calcaires et lumachelles d'âge pliocène. L'exploration spéléologique de la doline **D25** a permis de déterminer la lithologie de la formation caractérisée par la présence de l'oursin ***Rotuloidea fimbriata*** (Maw et Etheridge, 1872 ; 1878). Ce niveau résistant continue le long du profil P3. Néanmoins, il s'affaisse avec un pendage au niveau de la doline **D25**. Cette inflexion distorsion des résistivités électriques, serait liée à l'existence d'une cavité au niveau du karst profond jurassique. En outre, l'observation des parois de la doline **D25** a permis également de remarquer la présence des fractures avec mouvements relatifs des blocs fracturés, l'une de ces fractures pourrait coïncider à une faille dont la direction est NE-SO et le pendage est 65° vers le NO (**Figure 8.11**).

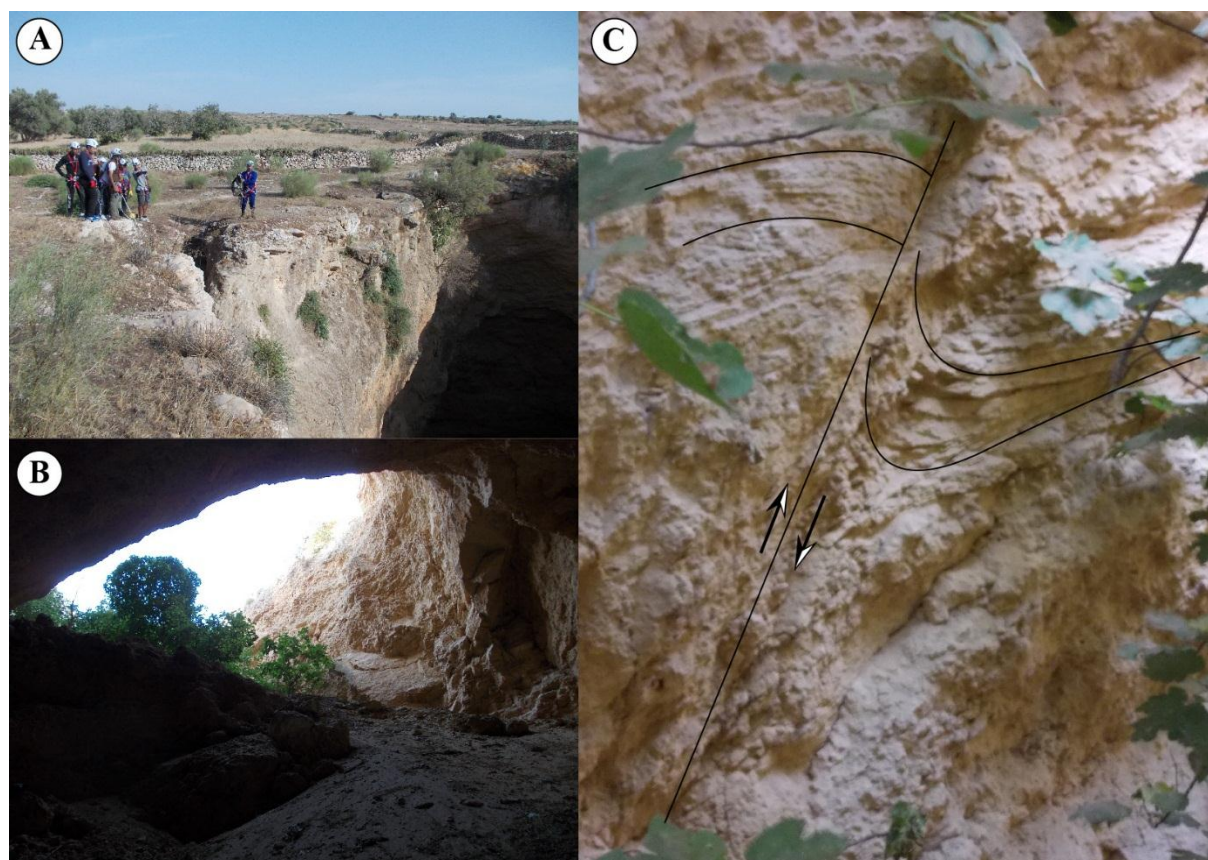


Figure 8.11 – Doline d'effondrement D25 « Al Hawia »

A : Parois de la doline B : Vue de l'intérieur de la doline Al Hawia, C : Faille inverse observée sur la paroi de cette doline

Le troisième niveau conducteur apparaît entre les électrodes 25 et 35 à une profondeur de 55 m. Ce niveau pourrait correspondre soit à la formation du Complexe évaporitique d'âge Jurassique

supérieur, soit il pourrait coïncider aux marnes verdâtres et calcaires fins pliocènes, observables sur les deux profils précédents **P1** et **P2**. Cependant, cette dernière hypothèse semble peu probable, selon Choubert (1965) les marnes s'amincissent et disparaissent à 5 km à l'est de Djorf Lihoudi (**Figure 8.2**). Cependant, si on compare les trois profils **P1**, **P2** et **P3**, on constate une diminution de leur puissance au profit des grès calcaires pliocènes qui deviennent très puissants au niveau du profil **P3**.

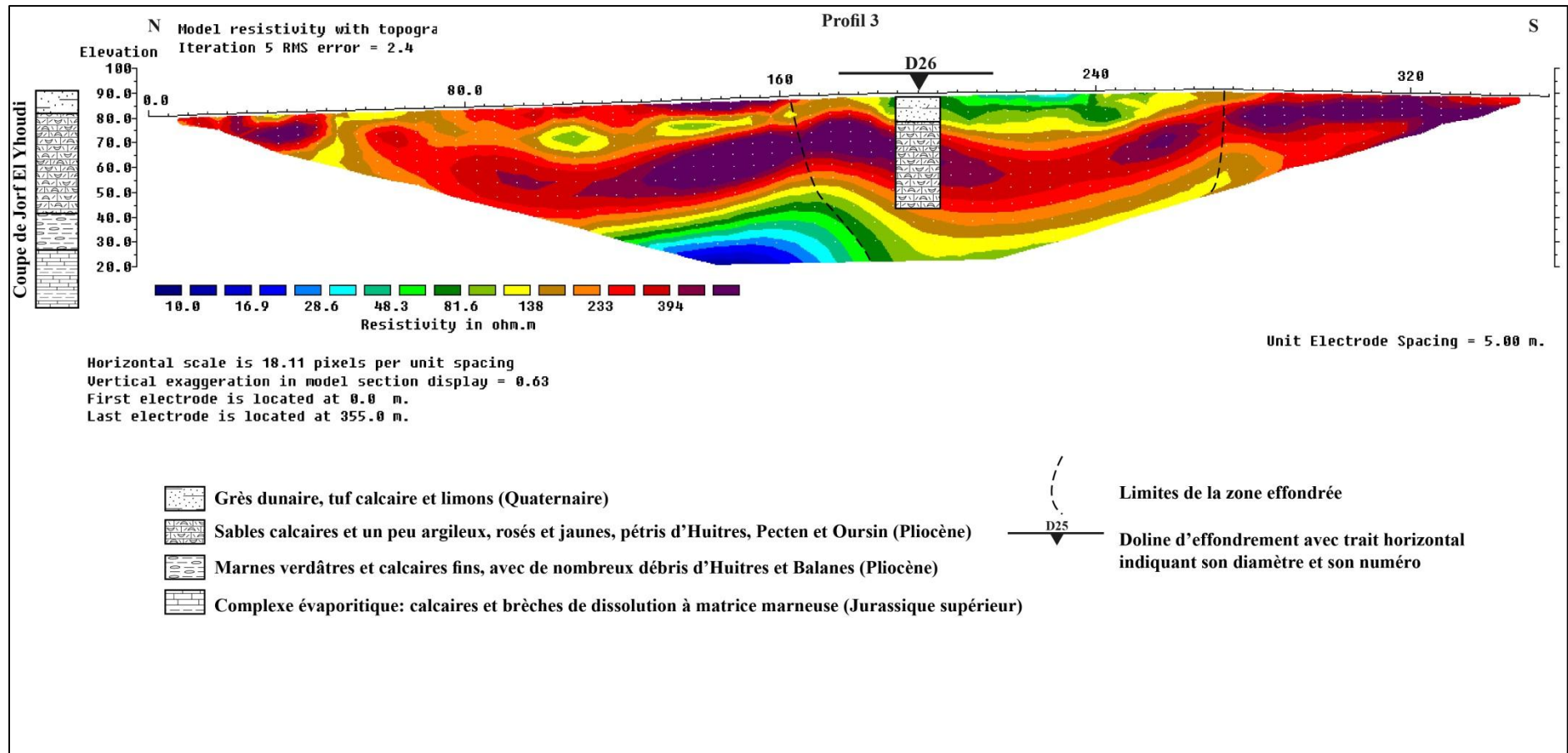


Figure 8.12 - Profil de tomographie de résistivité électrique P3

Le profil P4 est orienté NO-SE et situé à 2 km au NE du troisième profil P3 (Figure 8.13). L'inversion du model obtenu indique une erreur RMS de 4,5%. Ce profil a été exécuté sur le flanc nord du poljé d'Oulad Sidi Allal Ben Jeddi (Figure 8.4). Il passe tout près de trois dolines d'effondrement ; la doline D34, située à 25 m vers l'est du profil, nommée par les habitants des douars « Bir Hmam », et La doline D33 se située à 20 m du profil. Selon les propriétaires des terrains où se trouve cette doline, elle s'est ouverte en 2014 suite à des fortes précipitations. Durant cette période, les précipitations ont atteint une moyenne de 517,2 mm (Direction Provinciale Agricole de Safi). La troisième doline D32, profonde d'une dizaine de mètres et distante du profil de 130 m, elle s'est formée en 1996 selon les habitants des douars. Cette période a connu une forte pluviométrie exceptionnelle qui a atteint 1018,9 mm (Direction Provinciale Agricole de Safi). Cette forte pluviométrie a eu comme conséquence la formation d'un lac au niveau de la partie aval du poljé d'Oulad Sidi Allal Ben Jeddi. L'eau accumulée dans le lac s'est infiltrée dans cette doline qui a joué le rôle d'un ponor (Chapitre 4). Un log stratigraphique réalisé au niveau de la doline d'effondrement D34 (Figure 8.13 et Chapitre 4) a été utilisé pour le calage du profil TRE P4.

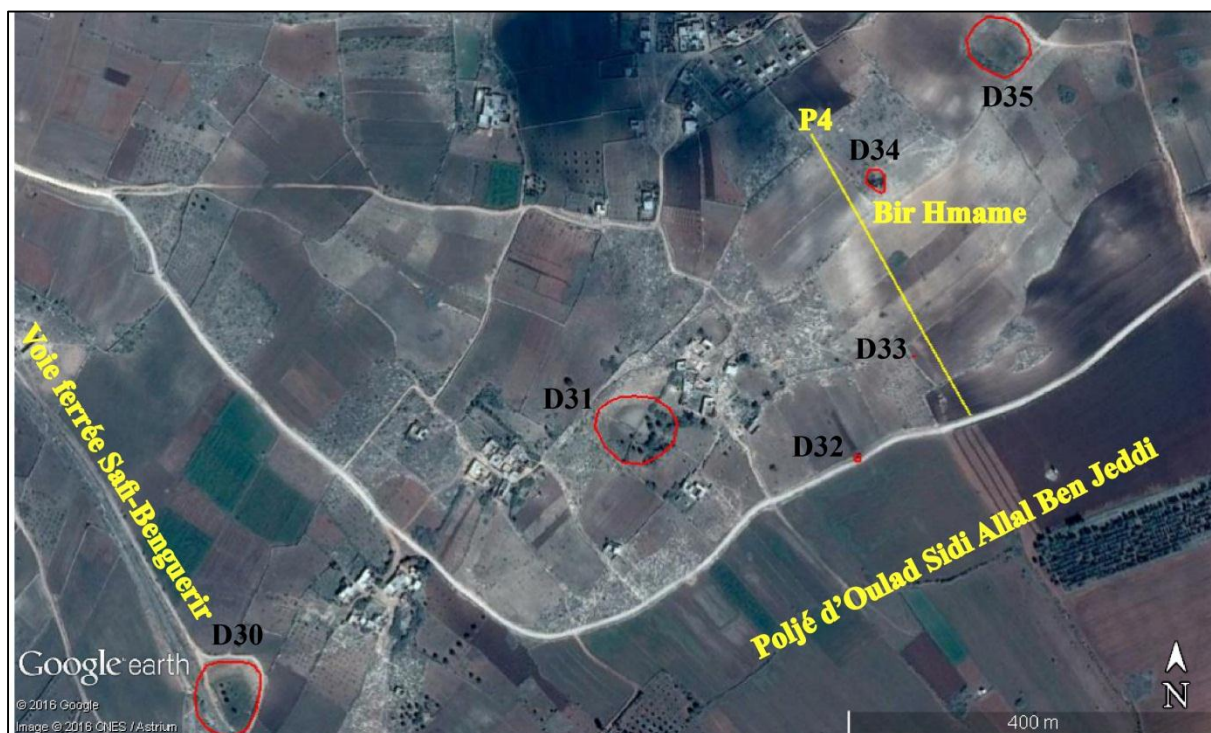


Figure 8.13 - Position du profil 4 par rapport à l'alignement des dolines d'effondrement D30-D35

Le profil P4, montre quatre niveaux géoélectriques de résistivités différentes (**Figure 8.15**). En surface, un niveau résistant de forte résistivité allant de 138 à 394 Ohm.m. Ce niveau est suivi par un conducteur de résistivités comprises entre 10 et 28,6 Ohm.m. Un deuxième niveau résistant à partir de la profondeur 30 m avec des résistivités variant de 138 à plus que 394 Ohm.m. L'épaisseur de ce deuxième résistant est plus importante par rapport au premier. Un deuxième niveau conducteur (entre 10 et 28,6 Ohm.m) apparaît à une profondeur de 60 m.

D'après les observations lithologiques réalisées au niveau de la doline **D34**, le premier niveau résistant dont l'épaisseur varie entre 8 m, au niveau de l'électrode 16, et 15 m au niveau de l'électrode 1 correspondrait aux lumachelles pliocènes et aux tufs calcaires du Quaternaire.

Le premier niveau conducteur observé sur le profil, dont l'épaisseur est de 10 m sous l'électrode 32, correspondrait à des gypses appartenant à la formation du Complexe Evaporitique d'âge jurassique supérieur. Ce niveau géoélectrique paraît discontinu. Ce type d'anomalie et de distorsion électrique rencontrée en TRE, peuvent être la conséquence de la présence de failles. Cependant, cette structure peut expliquer la présence de diaclases ou de failles recoupant ce niveau géoélectrique. Si c'est le cas, ces diaclases ont certainement favorisé la dissolution des gypses, d'où la discontinuité de ce niveau électrique. Le pendage de ce niveau conducteur est faible, approximativement 5° vers le sud-ouest. Ce qui pourrait confirmer l'origine structurale du poljé d'Oulad Sidi Allal Ben Jédi. En-dessous de la doline **D34**, ce niveau conducteur est intersectée par un niveau résistant, révélant ainsi un mouvement vertical vers le bas, dont les limites rappellent encore la forme en entonnoir rencontrée dans les profils P1 et P2. Par contre la doline d'effondrement **D33**, ne présente aucun effet sur les niveaux géoélectriques observables sur le profil P4. Vu ses dimensions qui n'excèdent pas les deux mètres de diamètre sur trois mètres de profondeur, la doline **D33** pourrait être due à un lessivage du sol qui est entraîné à travers les fissures et les diaclases qui traversent les gypses. Il s'agit en effet d'une doline de suffosion plutôt qu'une doline d'effondrement (Waltham et Fookes, 2003) (**Chapitre 1**).

A une profondeur de 25 m sous l'électrode 32, commence le deuxième niveau résistant dont l'épaisseur est de 25 m. Ce niveau électrique correspondrait aux calcaires jurassiques. L'exploration spéléologique de la doline **D37** « Bir Enhale » a permis d'atteindre le fond qui est obstrué par les éboulis (**Chapitre 4**). La profondeur atteinte est de 30 m. A cette profondeur, on observe des bancs calcaires d'une épaisseur qui dépasse les cinq mètres, en forme d'un pli

anticlinal, et qui alternent avec des couches argileuses ou marneuses de faibles épaisseurs n'excédant pas un mètre (**Figure 8.14**).

Le dernier niveau conducteur dont le toit atteint une profondeur de 47 m sous l'électrode 46, pourrait correspondre à des gypses ou à des marnes.



Figure 8.14 – Doline d'effondrement D37 « Bir Enhale »

A : Paroi gypsifère de la doline. B : Fond de la doline montrant un pli anticlinal. C : Eboulis obstruant l'entrée au réseau karstique

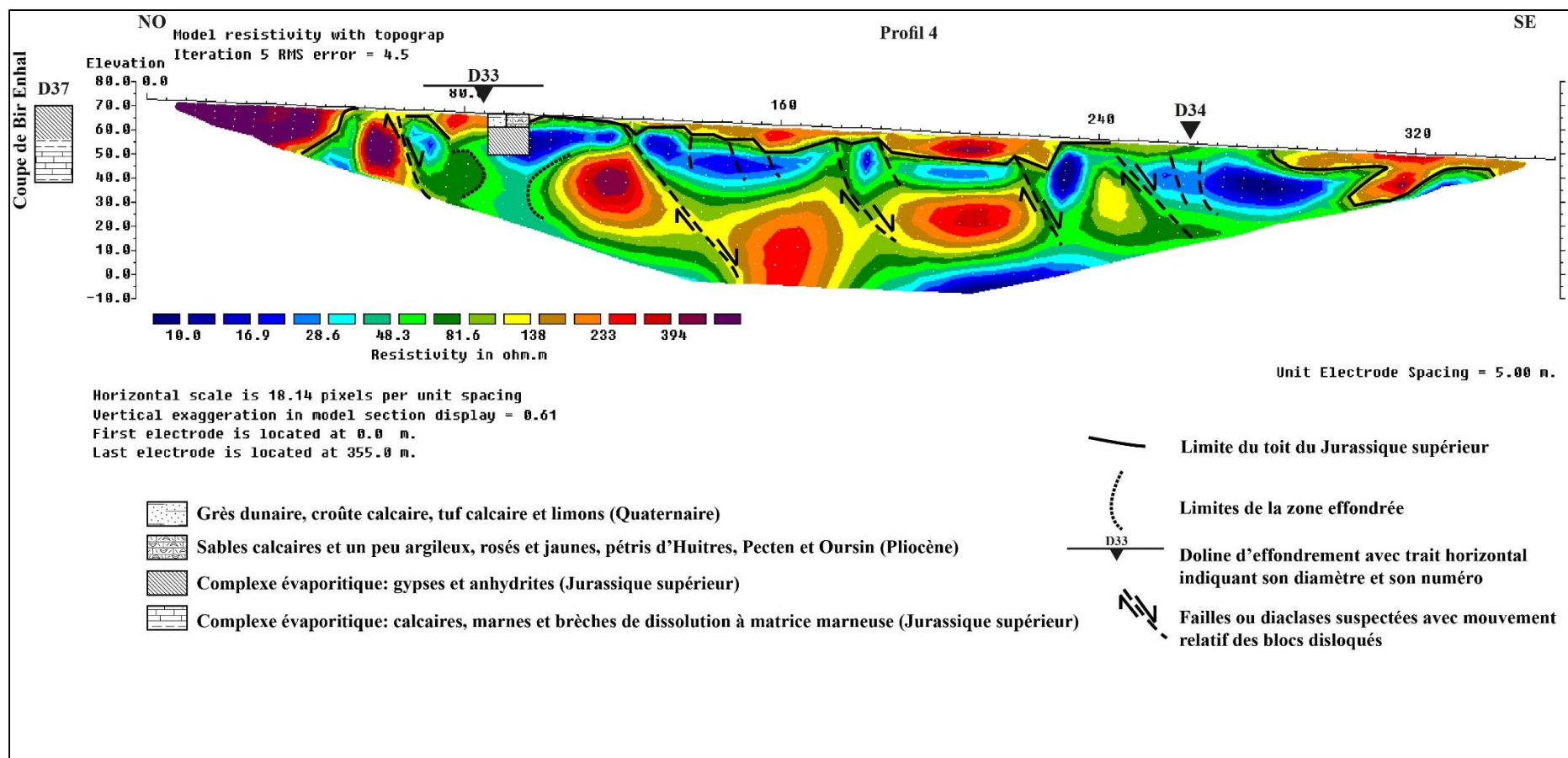


Figure 8.15 - Profil de tomographie de résistivité électrique P4

8.4.4 Comparaison entre les résultats de la TRE et de la cartographie de la susceptibilité aux dolines d'effondrement

Lors de la réalisation de la campagne géoélectrique par TRE dans le secteur d'étude, l'alignement NE-SO des dolines d'effondrement a été ciblé. Vu le terrain accidenté et la présence de pistes difficiles, nous nous sommes contentés de quatre profils de TRE. Trois d'entre eux, les profils **P2**, **P3** et **P4**, font partie de la zone cartographiée par la susceptibilité aux dolines d'effondrement. Tandis que le premier profil **P1** a été exécuté hors de la zone couverte par cette cartographie (**Figure 8.1**). Le but précis de cette étude, est de comparer les résultats de la cartographie de la susceptibilité aux dolines d'effondrement aux résultats de la cartographie géophysique par la TRE. Cette technique qui permet une imagerie en 2D du sous-sol en un temps précis et en un milieu connu.

L'interprétation des résultats des trois profils TRE **P2**, **P3** et **P4** a clairement montré l'existence de plusieurs anomalies souterraines, telles que : la présence de zones effondrées (**Figure 8.9**), le fléchissement ou l'affaissement des formations géologiques en relation à la présence de cavités souterraines profondes (**Figure 8.12**). Elle a également montré la présence de discontinuités structurales telles que les failles et les diaclases (**Figure 8.15**). Ces différentes anomalies mises en évidence, constituent des preuves irréfutables d'une probabilité d'occurrence spatiale des dolines d'effondrement. Le risque d'effondrement reste donc présent tant que d'autres facteurs déclencheurs, comme la pluviométrie, les activités anthropiques, demeurent stables et n'atteignent pas un certain seuil. En effet, il suffit d'une forte pluviométrie pour déclencher ou réactiver les dolines d'effondrement dans le secteur d'étude (**Chapitre 4**). En outre, la TRE pourrait également constituer un outil prévisionnel temporel sur les zones qui pourront subir des effondrements dans un futur plus ou moins proche. Ce côté spatio-temporel de l'imagerie en TRE 2D constitue un apport substantiel à la cartographie de la susceptibilité aux dolines d'effondrement. En effet, la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement déjà réalisée dans ce secteur (**Figure 8.1 et Chapitre 5**) donne une probabilité d'occurrence spatiale en s'appuyant sur des facteurs de prédisposition et sur l'inventaire des dolines d'effondrement réalisé en un temps précis. Or, la TRE cartographie aussi bien les dolines d'effondrement qui se sont produites et les dolines d'effondrement en cours de formation. Par conséquent, les données de subsurface que fournit la TRE complètent celles de la cartographie de la susceptibilité aux dolines d'effondrement. Elles ne sont nullement contradictoires, mais au contraire leurs résultats sont complémentaires. Autrement dit, si on se réfère uniquement à la

carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement, on s'aperçoit que les zones où se sont réalisés les trois profils TRE ont un degré de susceptibilité aux dolines d'effondrement faible à très faible. Il s'agit là, d'une probabilité d'occurrence spatiale des dolines d'effondrement finie dans le temps. Cependant, la TRE ne se limite pas seulement à l'imagerie des anomalies liées aux dolines d'effondrement mises en place, mais elle apporte des résultats supplémentaires sur la probabilité d'occurrence temporelle en imageant les structures en cours d'effondrement. En conséquence, la TRE a été utilisé dans un sens de validation de la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement, ce qui pourrait constituer une nouvelle méthode et un apport original de ce travail.

8.5 Conclusion

En milieu karstique, la TRE s'est révélée un bon outil qui met en évidence le signal des dolines d'effondrement qui se sont produites. Ce signal prend une forme en entonnoir très caractéristique des dolines d'effondrement affectant les karsts gypsifères. En outre, elle a permis de mettre en évidence l'origine profonde des dolines d'effondrement. En effet, les cavités souterraines qui sont à l'origine de ces dolines d'effondrement dans ce secteur remontent au karst profond jurassique. La TRE a permis, dans le cas de cette étude, de montrer l'origine structurale probable du poljé d'Oulad Sidi Allal Ben Jeddi.

De plus, elle constitue un outil très intéressant pour la prédiction des effondrements en cours de formation. Autrement dit, si les profils de TRE sont exécutés à intervalle proche et que leur résultats sont croisés avec des données très détaillées sur la pluviométrie ou sur les dates d'occurrences des dolines d'effondrement, cela permettra de réaliser des cartes d'aléa pour ces phénomènes dangereux.

Conclusion générale

La karstification est un phénomène érosif qui se manifeste par la mise en solution des carbonates après formation de l'acide carbonique, ou par la mise en solution directe des évaporites. En conséquence, divers types de mouvements de terrain sont observés en milieu karstique. Ce travail est focalisé sur la cartographie des glissements de terrain et des effondrements karstiques.

La zone d'étude se caractérise par des formations géologiques méso-cénozoïques et quaternaires dont la nature lithologique très diversifiée et susceptibles à la karstification. De point de vue structurale, la zone d'étude se caractérise par des structures tectoniques d'âge hercynien et alpin, de direction nord-sud et NE-SO à E-O, successivement. Ces structures semblent guider les différentes formes karstiques de la région. Le caractère géomorphologique, géologique, structural, hydrogéologique et climatique, rend la zone d'étude prédisposée aux mouvements de terrain liés essentiellement à la karstification. Cependant, la question qui a suscité l'intérêt de ce travail de thèse est la prévention des risques de mouvements de terrain liés aux phénomènes de karstification. Pour répondre à cette problématique, deux approches ont été appliquées : l'approche cartographique et l'approche géophysique.

Approche cartographique

En première phase de cette étude, la construction des cartes d'inventaire des glissements de terrain a été faite en utilisant les méthodes de la cartographie géomorphologique et l'interprétation visuelle des photographies aériennes. Quatre cartes d'inventaire des glissements de terrain ont été produites : les éboulements rocheux, les écoulements de débris, les basculements et les glissements rocheux. Ces mouvements de terrain sont la conséquence de la karstification qui joue le rôle de facteur de prédisposition. En effet, le facteur déterminant le plus important est la lithologie, représentée par des roches karstiques prédisposées aux glissements. L'eau provenant des nombreuses sources karstiques représente un facteur déclenchant qui est accentué durant les périodes pluvieuses.

Bien que la région soit karstique, la cartographie de l'inventaire a montré que les glissements de terrains n'affectent que 0,49% de la surface cartographiée dans la zone étudiée. L'ensemble des cartes d'inventaire des glissements de terrain a été utilisé avec les facteurs de prédisposition pour construire les cartes de susceptibilité. Le résultat obtenu a montré que les niveaux de susceptibilité forte à très forte représentent moins de 1% de la surface étudiée, principalement au niveau de la falaise de Safi. Néanmoins, ce pourcentage de la surface de la zone d'étude

regroupe des infrastructures économiques, touristiques et aussi des monuments historiques. La qualité des cartes de susceptibilité aux glissements de terrain a été validée par la méthode du degré de concordance. Les résultats obtenus indiquent un bon degré de concordance pour chaque carte de susceptibilité aux différents types de glissements de terrain.

La carte d'inventaire des dolines d'effondrement a été également produite en utilisant les méthodes de la cartographie géomorphologique et l'interprétation visuelle des photographies aériennes. Puisque la taille des plus petites dolines d'effondrement cartographiées est égale à 30 m², alors la qualité de la carte d'inventaire produite a été considérée comme complète. D'une part, le résultat de l'inventaire a montré que seulement 0,041% de la surface de la zone d'étude est affectée par des dolines d'effondrement. Tandis que le résultat de la carte de susceptibilité a montré que les niveaux forts à très forts représentent 4% de la surface étudiée. Néanmoins, ces pourcentages sont limités à une zone relativement réduite, principalement au sud de la ville de Safi. Cette zone est très importante de point de vue activités économiques et logistiques, elle est occupée par les infrastructures industrielles, le chemin de fer, le nouveau port et la centrale thermique de Safi. D'autre part, la zone urbanisée de Safi a montré généralement une susceptibilité très faible aux dolines d'effondrement, alors on peut conclure qu'elle est pour l'instant épargnée des dolines d'effondrement. La qualité de la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement a été validée par la méthode du degré de concordance.

Approche géophysique

En deuxième phase de cette étude, la TRE a permis de mettre en évidence les différentes composantes hydrogéologiques du système karstique dans la partie nord de la zone d'étude. L'épikarst avec une épaisseur de 5 à 10 m constitué essentiellement par le Grès marin et dunaire plioquaternaire. La zone non saturée, formée par les grès plioquaternaires et par la partie supérieure du Calcaire de Dridrat. La zone noyée, est formée par la partie inférieure du Calcaire de Dridrat. Ces différents constituants du karst superficiel interagissent mutuellement à travers les fractures ouvertes de l'épikarst, les drains verticaux de la zone non saturée, ou les drains subhorizontaux de la zone noyée du système karstique. L'étude par la TRE a également permis de déterminer et de comprendre les mécanismes qui interviennent dans la survenance des dolines d'effondrement et l'ouverture des fractures. En effet, les anomalies conductrices, identifiées à une profondeur entre 10 à 20 m, correspondraient à des cavités karstiques plus ou moins saturées en eau. Ces eaux proviennent de la plaine irriguée et de la recharge directe de la nappe karstique à partir de certaines dolines d'effondrement. Les cavités karstiques détectées,

associées à l'effet du karst profond gypsifère, sont à l'origine du désordre observé en surface. L'action érosive de l'eau, à la fois mécanique et chimique, conduit à l'apparition de plusieurs fractures ouvertes observées en surface. Les anomalies conductrices en dessous de ces fractures, interprétées en tant que drains ou conduits, confirment la présence de l'eau qui circule au niveau de ces zones de faiblesse. Le canal d'irrigation, qui débouche dans une doline de la région, participe en tant que facteur aggravant pour les effondrements de terrain et les fractures ouvertes.

Dans la partie sud de la région d'étude, la TRE a permis d'imager les discontinuités structurales qui sont à l'origine de la genèse des poljés. L'interprétation des résultats des profils TRE a montré l'existence de zones effondrées, de fléchissements ou d'affaissements des formations géologiques, en relation avec la présence de cavités souterraines profondes et de discontinuités structurales telles que les failles et les diaclases. Ces différentes anomalies mises en évidence, constituent des preuves irréfutables d'une probabilité d'occurrence spatiale des futures dolines d'effondrement.

Les méthodes de la TRE et de la cartographie de la susceptibilité aux dolines d'effondrement sont complémentaires. Autrement dit, les zones où se sont réalisés les profils TRE sont caractérisées par un degré de susceptibilité faible à très faible. Cependant, la TRE a permis l'imagerie des anomalies en profondeur liées aux dolines d'effondrement mises en place. Elle a apporté des résultats complémentaires sur la probabilité d'occurrence temporelle en imageant les structures en cours d'effondrement. En conséquence, le risque d'effondrement reste présent tant que les facteurs déclencheurs, principalement la pluviométrie, n'atteignent pas un seuil critique.

Recommandations et perspectives

L'étude du risque d'effondrements et de glissements de terrain a pris l'attention des décideurs de la région des Doukkala-Abda. Cependant à la lumière des résultats obtenus dans ce travail de thèse, on peut proposer un certain nombre de recommandations :

- Au niveau régional, les zones contenant les mêmes facteurs plus ou moins liés à la karstification, seraient particulièrement prédisposées aux mouvements de terrain par rapport à d'autres zones.

- Il serait souhaitable d'étudier la variation du débit des sources karstiques et leur relation avec le déclenchement des glissements de terrain.
- Les cartes de susceptibilité aux glissements de terrain et aux dolines d'effondrement obtenues dans cette étude, peuvent être utilisées par les décideurs et les aménageurs du territoire et sont considérées comme une phase primordiale pour une évaluation de l'aléa et du risque dans le futur.
- Les décideurs et les responsables des futurs projets d'infrastructures dans le secteur étudié doivent prendre en considération à la fois les résultats de la cartographie de la susceptibilité aux mouvements de terrain, réalisée à travers les SIG, et les résultats de la TRE.
- La méthode GMM donne des résultats satisfaisants et acceptables et peut être utilisée dans d'autres endroits de la région des Doukkala Abda où prévalent les mêmes facteurs de prédisposition, spécialement dans un environnement karstique.
- La TRE constitue un outil très intéressant pour la prédiction des futurs effondrements. Autrement dit, si les profils de TRE sont exécutés à intervalle proche et que leur résultats sont croisés avec des données très détaillées sur la pluviométrie ou sur les dates d'occurrences des dolines d'effondrement, cela permettra de réaliser des cartes d'aléa pour ces phénomènes dangereux.

Liste bibliographique

Aboumaria, K. (1993). *Les formations quaternaires du Sahel des Doukkala (Meseta occidentale marocaine) : mise en place et évolution post-sédimentaire.* In Ouadia, M. (1998): *Les formations plioquaternaires dans le domaine mesetien occidental du Maroc entre Casablanca et Safi: géomorphologie, sédimentologie, paléoenvironnements quaternaires et évolution actuelle.* Thèse de Doctorat d'Etat Ès Sciences, Université Mohamed V, N° 1646, Rabat, 321 p.

Agence de Développement Social (ADS), Direction Générale des Communes Locales (DGCL) et Initiative Nationale pour le Développement Humain (2010). *Diagnostic Territorial Participatif « DTP » de la commune rurale Moul Elbergui, Province de Safi, Groupement CID-AGRO CONCEPT,* 61 pages.

Agence de l'Eau, Rhône Méditerranée Corse (1999). *Guide technique N° 3, connaissances et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques,* éditions Mai 99, 44p.

Agterberg, F.P., Bonham-Carter, G.F. & Wright, D.F. (1989). *Weights of evidence modeling: a new approach to mapping mineral potential.* In: Agterberg, F.P., Bonham-Carter, G.F. (eds) *Statistical applications in the earth sciences.* *Geol Surv Can* 89(9):171–183.

Ahmed, S. & Carpenter, P.J. (2003). *Geophysical response of filled sinkholes, soil pipes and associated bedrock fractures in thinly mantled karst, east-central Illinois.* *Environ. Geol.* 44, 705–716. DOI 10.1007/s00254-003-0812-3.

Alberto, W., Giardino, M., Martinotti, G. & Tiranti, D. (2008). *Geomorphological hazards related to deep dissolution phenomena in the Western Italian Alps: distribution, assessment and interaction with human activities.* *Engineering Geology* 99, 147–159.

Ali, S.S. (2005). *Effect of slides masses on ground water occurrence in some areas of Sharazoor Plain, N.E. Iraq, in Water Resources and Environmental Problems in Karst (eds Z. Stevanović and P. Milanović), International Association of Hydrogeologists, Belgrade, pp. 215–22.*

Andrejchuk, V. & Klimchouk, A. (2002). *Mechanisms of karst breakdown formation in the gypsum karst of the Fore-Ural region, Russia (from observations in the Kungurskaja Cave). Implication of speleological studies for karst subsidence hazard assessment.* *Int. J. Speleol.* 31, 89–114.

ArcGIS (2008). ESRI® ArcMap™ 9.3 License Type: ArcInfo. ESRI Inc.

Ardau, F., Balia, R., Bianco, M. & De Waele, J. (2007). *Assessment of cover-collapse sinkholes in SW Sardinia (Italy).* In: Parise, M., Gunn, J. (Eds.), *Natural and Anthropogenic Hazards in Karst Areas: Recognition, Analysis and Mitigation.* Geological Society, London, Special Publication. 279, pp. 47–57.

Bălțeanu, D., Chendes, V., Sima, M. & Enciu, P. (2010). *A country-wide spatial assessment of landslide susceptibility in Romania,* *Geomorphology* 124, 102-112, doi:10.1016/j.geomorph.2010.03.005.

Beck, B.F. (ed.) (2005). *Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst,* *Geotechnical Special Publication No. 144,* American Society of Civil Engineers, 677 pp.

Beck, B.F. & Sinclair, W.C. (1986). *Sinkholes in Florida: An Introduction,* Florida Sinkhole Research Institute Report 85–86–4.

Besson, L. (1996). *Les risques naturels en montagne : traitement, prévention, surveillance,* éditions Artès-publialp (Grenoble), 437 pages.

- Bignot, G. (1972).** *Recherches stratigraphiques sur les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Eocène d'Istrie et des régions voisines. Essai de révision du Liburnien, thèse, université de Paris.*
- Bonham-Carter, G.F., Agterberg, F.P. & Wright, D.F. (1988).** *Integration of geological datasets for gold exploration in Nova Scotia. Photogramm Eng Remote Sens 54:1585–1592.*
- Boualla, O., Mehdi, K. & Zourarah, B. (2016).** *Collapse dolines susceptibility mapping in Doukkala Abda (Western Morocco) by using GIS matrix method (GMM), Model. Earth Syst. Environ. 2:9, DOI 10.1007/s40808-015-0064-8.*
- Bourrelier, P.H., Deneufbourg, G. & de Vanssay, B. (2000).** *Les catastrophes naturelles, le grand cafouillage. Ed. Osman Eyrolles, Santé & Société, 262 p.*
- Brunsdon, D. (1985).** *Landslide types, mechanisms, recognition, identification. In: Morgan, C.S. (Ed.), Landslides in the South Wales Coalfield, Proceedings Symposium. The Polytechnic of Wales, pp. 19–28.*
- Calcaterra, D., Parise, M. & Palma, B. (2003).** *Combining historical and geological data for the assessment of the landslide hazard: a case study from Campania, Italy. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 3 (1/2), 3–16.*
- Canérot, J., Durand-Delga, M., Peybernes, B., Rahhali, I., Rey, J. & Saint-Marc, P. (1982).** *Précisions lithostratigraphiques sur le Crétacé inférieur et moyen des bassins côtiers de Safi et d'Essaouira (Maroc), Ser. Géol. Maroc (in press).*
- Caputo, R., Piscitelli, S., Oliveto, A., Rizzo, E. & Lapenna V. (2003).** *The use of electrical resistivity tomographies in active tectonics: examples from the Tyrnavos Basin, Greece. Journal of Geodynamics 36: 19–35.*
- Carbonel, D., Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., McCalpin, J., Guerrero, J. & Rodríguez, V. (2013).** *Differentiating between gravitational and tectonic faults by means of geomorphological mapping, trenching and geophysical surveys. The case of Zenzano Fault (Iberian Chain, N Spain). Geomorphology 189, 93–108.*
- Carbonel, D., Rodríguez, V., Gutiérrez, F., McCalpin, J.P., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., Guerrero, J. & Sasowsky, I. (2014).** *Evaluation of trenching, ground penetrating radar (GPR) and electrical resistivity tomography (ERT) for sinkhole characterization. Earth Surf. Process. Landf. 39 (2), 214–227.*
- Cardinali, M., Antonini, G., Reichenbach, P. & Guzzetti, F. (2001).** *Photo geological and landslide inventory map for the Upper Tiber River basin. CNR, Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche, Publication n. 2116, scale 1:100,000.*
- Cardinali, M., Reichenbach, P., Guzzetti, F., Ardizzone, F., Antonini, G., Galli, M., Cacciano, M., Castellani, M. & Salvati, P. (2002).** *A geomorphological approach to estimate landslide hazard and risk in urban and rural areas in Umbria, central Italy. Natural Hazards and Earth System Sciences 2 (1–2), 57–72.*
- Cardinali, M., Galli, M., Guzzetti, F., Ardizzone, F., Reichenbach, P. & Bartoccini, P. (2006).** *Rainfall induced landslides in December 2004 in south-western Umbria, central Italy: types, extent, damage and risk assessment. Natural Hazards and Earth System Sciences 6, 237–260.*

- Carrara, A., Pugliese-Carratelli, E. & Merenda, L. (1977).** *Computer-based data bank and statistical analysis of slope instability phenomena.* *Zeitschrift für Geomorphologie N.F* 21:187–222
- Carrara, A., Cardinali, M., Guzzetti, F. & Reichenbach, P. (1995).** *GIS technology in mapping landslide hazard.* In: A. Carrara & F. Guzzetti (Editors), *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazard. Advances in Natural and Technological Hazards Research.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 135-176.
- Carruesco, C. (1989).** *Genèse et évolution de trois lagunes du littoral atlantique depuis l'Holocène : Oualidia – Moulay Bou Salham (Maroc) et Arcachon (France), Thèse de Doctorat d'Etat Es Sciences, Tome 1, Université Bordeaux 1, 571 pages.*
- Chacón, J., Irigaray, C., Fernández, T. & El Hamdouni, R. (2006).** *Engineering geology maps: landslides and Geographical Information Systems (GIS).* *Bull Eng Geol Environ* 65:341–411. doi:10.1007/s10064-006-0064-z.
- Chalikakis, K., Plagnes, V., Guerin, R., Valois, R. & Bosch, F.P. (2011).** *Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview,* *Hydrogeology Journal* 19, 1169–1180. Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996. *Landslide types and processes.* In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), *Landslides, Investigation and Mitigation, Special Report 247.* Transportation Research Board, Washington D.C., pp. 36–75. ISSN: 0360-859X, ISBN: 030906208X.
- Choppy, J. (2008).** *Pourquoi se creusent les grottes ?* *Karstologia - Mémoires N°16, Paris, 187 p.*
- Choubert, G. & Faure-Muret, A. (1962).** *Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. Livre à la mémoire du professeur Fallot P., Mém. Hors-série, Soc., Géol., France, I, P. 447-525.*
- Choubert, G. (1965).** *L'étage Moghrébien dans le Maroc occidental. Livre à la mémoire du professeur Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, t. 25 (Quaternaire), N° 185, pp. 47-55, 5 coupes, 1 tabl. Bibl. (29 réf.).*
- Choubert, G. (1956, réimpression 1978).** *Carte géologique du Maroc - 1/500 000 : El Jadida.- 1 carte géol. coul. ; feuille 1. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, N° 70.*
- Choubert, G. (1957, réimpression 1978).** *Carte géologique du Maroc - 1/500 000 : Marrakech. - 1 carte géol. coul. ; feuille 2. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, N° 70.*
- Chung, C.F., Fabbri, A.G. & van Westen, C.J. (1995).** *Multivariate regression analysis for landslide hazard zonation.* In: A. Carrara & F. Guzzetti (Editors), *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazard. Advances in Natural and Technological Hazards Research.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 107-133.
- Chung, C.J. & Fabbri, A.G. (1999).** *Probabilistic prediction models for landslide hazard mapping.* *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 65 (12), 1389–1399.
- Chung, C.J. & Fabbri, A.G. (2003).** *Validation of spatial prediction models for landslide hazard mapping.* *Natural Hazards* 30 (3), 451–472. doi: 10.1023 / B: NHAZ. 0000007172. 62651.2b.
- Chung, C.J. & Fabbri, A.G. (2005).** *Systematic procedures of landslide hazard mapping for risk assessment using spatial prediction models.* In: Glade (Ed.), *Landslide Risk Assessment.* John Wiley, pp. 139–174.

- Clerici, A., Perego, S., Tellini, C. & Vescovi, P. (2002).** A procedure for landslide susceptibility zonation by the conditional analysis method. *Geomorphology* 48:349–364. doi:10.1016/S0169-555X(02)00079-X.
- Colas, B. (2011).** Cartographie de l'aléa mouvement de terrain du département de l'Aude – Echelle 1/50 000. Rapport final BRGM/RP – 60688 – FR, 94 p., 75 ill., 4 ann., 3 cartes hors texte.
- Collignon, B. (1988).** Evaluation des réserves permanentes et renouvelables des aquifères karstiques de l'ouest de l'Algérie à partir du suivi piézométrique des forages d'exploitation. Actes du 4^{ème} Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaire, Besançon. *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, Géologie*, 6, 99-105.
- Coque, R. (2002).** Relief karstique, in *Encycloepædia Universalis* vol.13. Paris, pp. 115-119.
- Costanzo, D., Rotigliano, E., Irigaray, C., Jiménez-Perálvarez, J.D. & Chacón, J. (2012).** Factors selection in landslide susceptibility modelling on large scale following the gis matrix method: application to the river Beiro basin (Spain), *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 327–340, doi:10.5194/nhess-12-327-2012.
- Cross, M. (1998).** Landslide susceptibility mapping using the Matrix Assessment approach: a Derbyshire case study. In: Maund JG, Eddleston M (eds) *Geohazards in engineering geology*. The Geological Society, vol 15. *Engineering Geology Special Publications*, London, pp. 247–261.
- Cruden, D.M. (1985).** Rock slope movements in the Canadian Cordillera. *Canadian Geotechnical Journal*, 22, 528–40.
- Cruden, D.M. & Varnes, D.J. (1996).** Landslide types and processes. In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), *Landslides, Investigation and Mitigation*, Special Report 247. Transportation Research Board, Washington D.C., pp. 36–75. ISSN: 0360-859X, ISBN: 030906208X.
- Cruden, D.M. & Couture, R. (2011).** The Working Classification of Landslides: material matters, 2011 Pan-Am CGS Geotechnical Conference, ESS Contribution No. 2011041, 7 pages.
- Cvijić, J. (1893).** Das Karstphänomen, Versuch einer morphologischen monographie, geographie abhandlungen herausgegeben von A Pench, Bd, V.H, 3, Wien, pp 218-329, 113 p.
- Dahlin, T. (1996).** 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. *First Break*, 14,275-284.
- Dahlin, T. & Zhou, B. (2004).** A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophys. Prospect.* 52, 379–398.
- Dai, F.C., Xu, C., Yao, X., Xu, L., Tu, X.B. & Gong, Q.M. (2010).** Spatial distribution of landslides triggered by the 2008 Ms 8.0 Wenchuan earthquake. *Journal of Asian Earth Sciences* 40 (3), 883–895. doi:10.1016/j.jseaes.2010.04.010.
- Dai, J., Lei, M., Liu, W., Tang, S. & Lai, S. (2008).** An assessment of karst collapse hazards in Guilin, Guangxi Province, China. In: Yuhr, L.B., Alexander, E.C., Beck, B.F. (Eds.), *Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst*. ASCE Geotechnical Special Publication, vol. 183, pp. 156–164.

- DeGraff, J.V. & Romesburg, H.C. (1980).** *Regional landslide-susceptibility assessment for wildland management: a matrix approach.* In: Coates DR, Vitek JD (eds) *Thresholds in geomorphology*, vol 19. Alien & Unwin, Boston, pp 401–414.
- Dewitte, O. (2006).** *Cinématique De glissements de terrain et prédiction de leur réactivation : Approche probabiliste dans la région d'Oudenaarde*, Thèse de Doctorat, Université de Liège, Faculté des Sciences, Département de Géographie, 221 p.
- Dresh, J. (1941).** *Recherches sur l'évolution du relief dans le massif central du Grand Atlas, le Haouz et le Sous « sans édit. », Imprim. Arrault, Tours, XIX-708 pp., 206 fig., 40 pl. phot. ; atlas de 10 pl. h.t. et 3 cartes géol. en coul. Au 1/200 000 « Thèse Lettres, Paris ».*
- Dresh, J. (1975).** *Phénomènes karstiques, tome II, Mémoires et Documents, 1974 nouvelle série, vol.15, Paris, Editions du Centre National de la Recherche Scientifique, 320 p.*
- Dunne, T. (1990).** *Hydrology, mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow.* In: Higgins, C.G., Coates, D.R. (Eds.), *Groundwater Geomorphology: The Role of Subsurface Water in Earth-surface Processes and Landforms. Geological Society of America Special Paper.* pp. 1–28.
- Edmonds, C.N. (2001).** *Predicting natural cavities in chalk. Special Publication-Geological Society of London 18, 29–38.*
- Ejjaouani, H. (1990).** *Séminaire sur la construction à Safi, Particularité régionale (Falaise de Safi), Province de Safi, Municipalité de Safi, Direction Provinciale des Travaux Publics de Safi, Laboratoire Public d'Essais et d'Etudes (LPEE). Safi. 11 p.*
- Ejjaouani, H. (2008).** *Interactions des fondations et des sols gonflants : pathologie, calculs et études expérimentales. Thèse présentée pour l'obtention du diplôme de Docteur de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées. Spécialité : Géotechnique. Paris. 243 p.*
- El Achheb, A., Mdiker, N., Mehdi, K., Boutayeb, K., Guessir, H. & Younsi, A. (2006).** *Rapport sur l'Hydrogéologie, Système de gestion d'information scientifique dans la région de Sahel-Doukkala, Maroc (SaDIN), LIFE03 TCY/MA/000050. 103 pages.*
- El Gharbaoui, A. (1987).** *Les formes et les formations karstiques, La grande Encyclopédie du Maroc, Vol.3, Gremona, pp. 126-129.*
- El Hamdouni, R. (2001).** *Estudio de Movimientos de Ladera en la Cuenca del Río Ízbor mediante un SIG: Contribución al Conocimiento de la Relación entre Tectónica Activa e Inestabilidad de Vertientes. Unpublished PhD Thesis. Department of Civil Engineering. University of Granada, Spain.*
- El Khamari, K., Najine, A., Jaffal, M., Aïfa, T., Himi, M., Vásquez, D. Casas, A. & Andrieux P., (2007).** *Imagerie combinée géoélectrique–radar géologique des cavités souterraines de la ville de Zaouit Ech Cheikh (Maroc). C. R. Geoscience 339: 460–467.*
- El Kharim, Y., El Amrani, N., Darraz Ch. & El Hajjaji, K. (2001).** *Study of the landslide-prone geological formations in the urban area of Tetuan (Morocco). ACTA MONTANA, 121: 65-73.*
- El Khattabi, J. & Carlier, E. (2004).** *Tectonic and hydrodynamic control of landslides in the northern area of the Central Rif, Morocco. Engineering geology 71.3: 255-264.*
- Epting, J., Huggenberger, P. & Glur, L. (2009).** *Integrated investigations of karst phenomena in urban environments. Eng. Geol. 109, 273–289.*

- Ermini, L., Catani, F. & Casagli, N. (2005).** *Artificial Neural Networks applied to landslide susceptibility assessment, Geomorphology* 66, 327–343, doi:10.1016/j.geomorph.2004.09.025
- Etheridge, R. & Maw, G. (1872).** *Notes on the geology of the plain of Morocco. Quart. J. geol. Soc., Londres, vol. 38, pp. 85-97, 2 fig., 1 pl. «with an appendix by R. Etheridge ».*
- Ettachfini, El M., Souhel, A., El Attari, A., Ouadia, M., Maanan, M., & Toufiq, A. (2005).** *Système de gestion d'information scientifique dans la région de Sahel-Doukkala, Maroc (SaDIN). Rapport sur la Géologie.*
- Fadili, A. (2014).** *Etude hydrogéologique et géophysique de l'extension de l'intrusion marine dans le sahel de l'Oualidia (Maroc) : Analyse statistique, hydrochimie et prospection électrique. Thèse de Doctorat. Univ. Chouaib Doukkali. El Jadida, pp.254.*
- Fakir, Y. (2001).** *Contribution à l'étude des aquifères côtiers : Cas du Sahel de Oualidia (Province de Safi - Maroc). Thèse de Doctorat d'Etat Es-Science, Univ. Cadi Ayyad, 143 p.*
- Fares, A. (1994).** *Essai méthodologique de la cartographie des risques naturels liés aux mouvements de terrain. Application à l'aménagement de la ville de Taounate (Rif, Maroc). Thèse de Doctorat, Université de Franche Comté, 177 p.*
- Fauchard, C. & Pothérat, P. (2004).** *Détection de cavités souterraines par méthodes géophysiques, Guide technique, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées « LCPC » IST-Diffusion des éditions, Paris, ISSN : 1151-1516, 170 pages.*
- Fell, R., Corominas, J., Bonnard, C., Cascini, L., Leroi, E. & Savage, W.Z. (2008).** *Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning. Engineering Geology* 102, 85–98. doi:10.1016/j.enggeo.2008.03.022
- Fernández, T., Irigaray, C., El Hamdouni, R. & Chacón, J. (2003).** *Methodology for landslide susceptibility mapping by means of a GIS. Application to the Contraviesa area (Granada,Spain). Nat.Hazards* 30:297–308. doi: 10.1023/B: NHAZ. 0000007092. 51910. 3f.
- Fernández, T., Irigaray, C., El Hamdouni, R. & Chacón, J. (2008).** *Correlation between natural slope angle and rock mass strength rating in the Betic Cordillera, Granada, Spain. Bull Eng Geol Environ* 67:153–164. doi: 10.1007/s10064-007-0118-x
- Ferré, M. & Ruhard J.P. (1975).** *Ressources en eau t. 2, (Plaines et bassins du Maroc atlantique) ; les bassins des Abda-Doukkala et du Sahel d'Azemmour à Safi. Not. Mém. Serv. Géol. Maroc, N°231, pp. 261-298.*
- Ferré, M. (1969).** *Hydrologie et hydrogéologie des Abda-Doukkala. Thèse de Docteur Ingénieur, Nancy.*
- Field, M.S. (2002).** *A lexicon of cave and karst terminology with special reference to environmental karst hydrology. Report EPA/600/R-02/003. United States Environmental Protection Agency. Washington. 214 pp.*
- Figuet, F. (1981).** *Etude potentielle préliminaire du gisement d'anhydrite de Safi. Rapport du B.R.P.M., 463-61.*

- Fiorucci, F., Cardinali, M., Carlà, R., Rossi, M., Mondini, A.C., Santurri, L., Ardizzone, F. & Guzzetti, F. (2011).** Seasonal landslides mapping and estimation of landslide mobilization rates using aerial and satellite images. *Geomorphology* 129 (1–2), 59–70. doi:10.1016/j.geomorph.2011.01.013.
- Flageollet, J.-C. (1988).** *Les mouvements de terrain et leur prévention*, éditions Masson, 224 pages.
- Ford, D.C. & Williams, P.W. (1989).** *Karst Geomorphology and Hydrology*, London: Chapman and Hall, 572 p.
- Ford, D. & Williams, P. (2007).** *Karst hydrogeology and geomorphology*, edition Wiley, 7th edition, ISBN : 978-0-470-84997-2, 562p.
- Foucault, A. & Raoult, J-F. (1988).** *Dictionnaire de géologie*, Paris, Masson Editeur, 352 p.
- Foucault, A. (2007).** *Guide du géologue amateur*, Dunod, Paris, 247 p.
- Frid, V., Averbach, A., Frid, M., Dudkinski, D. & Liskevich, G. (2015).** Statistical Analysis of Resistivity Anomalies Caused by Underground Caves. *Pure Appl. Geophys.* DOI 10.1007/s00024-015-1106-x.
- Frumkin, A., Ezersky, M., Al-Zoubi, A., Akkawi, E. & Abueladas, A.R. (2011).** The Dead Sea sinkhole hazard: geophysical assessment of salt dissolution and collapse. *Geomorphology* 134, 1102–1117.
- Galli, M., Ardizzone, F., Cardinali, M., Guzzetti, F. & Reichenbach, P. (2008).** Comparing landslide inventory maps. *Geomorphology* 94, 268–289. doi:10.1016/j.geomorph.2006.09.023.
- Galve, J.P., Bonachea, J., Remondo, J., Gutierrez, F., Guerrero, J., Lucha, P., Cendrero, A., Gutierrez, M. & Sanchez, J.A. (2008).** Development and validation of sinkhole susceptibility models in mantled karst settings. A case study from the Ebro valley evaporite karst (NE Spain). *Engineering Geology* 99 (3–4), 185–197.
- Galve, J.P., Gutiérrez, F., Remondo, J., Bonachea, J., Lucha, P. & Cendrero, A., (2009).** Evaluating and comparing methods of sinkhole susceptibility mapping in the Ebro Valley evaporite karst (NE Spain). *Geomorphology* 111 (3–4), 160–172.
- Gao, Y. & Alexander, E.C.Jr. (2003).** A mathematical model for a sinkhole probability map in Fillmore County, Minnesota. In: Beck, B.F. (Ed.), *Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karsts. Proceedings of the Ninth Multidisciplinary Conference, Huntsville, Alabama, 6–10 September: ASCE Geotechnical Special Publication, 122, pp. 439–449.*
- Gigout, M. (1951).** *Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi). Travaux de l'Institut Scientifique Chérifien n° 3, et notes et mémoires du Service géologique. N° 86. Rabat, Imprimerie Maroc-Matin, 2 tomes ; t. 1 : 507 pp., 65 figures et t. 2 : 18 planches de photographies, 9 planches de cartes et figures hors texte, 1 tableau.*
- Gigout, M. (1954a).** *Carte géologique de la Meseta entre Settât et Mazagan (El Jadida) (Doukkala et Chaouia occidentale, feuille Settât et Oualidia) au 1/200.000, Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, N° 75.*
- Gigout, M. (1954b).** *Carte géologique de la Meseta entre Mechrâ Benâbbou et Safi (Abda, Doukkala et massif des Rhamna) au 1/200.000, Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, N° 84.*

- Gilli, É. (1984).** *Recherches sur le creusement et la stabilité des grands volumes karstiques souterrains. Applications au creusement des cavités artificielles de grande taille*, Thèse, Université de Marseille, 287 pages.
- Gilli, E. (2011).** *Karstologie : Karsts, grottes et sources*, Collection: Sciences Sup, Dunod, Paris, 256 p.
- Gilli, É., Mangan, C. & Mudry, J. (2012).** *Hydrogéologie : Objets, méthodes, applications*. 3ème édition, Dunod, Paris, 340 pages.
- Glade, T. & Crozier, M.J. (2005).** *A review of scale dependency in landslide hazard and risk analysis*. In: Glade, T., Anderson, M., Crozier, M.J. (Eds.), *Landslide Hazard and Risk*. Wiley, Chichester, pp. 75–138.
- Gleyze, J.-F. (2002).** *Le risque*, Institut Géographique Nationale, Laboratoire COGIT, 256 p.
- Goldie, H.S. (2004).** *Karren*, in : Goudie, A.S. (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology, Volume 2*, International Association of Geomorphologists, Routledge, New York, pp. 583-585.
- Goodchild, M.F. (1986).** *Spatial autocorrelation*, CATMOG 47. Geo Books, Norwich.
- Goodings, D.J. & Abdulla, W.A. (2002).** *Stability charts for predicting sinkholes in weakly cemented sand over karst limestone*. *Engineering Geology* 65, 179–184.
- Gorum, T., Fan, X., van Westen, C.J., Huang, R.Q., Xu, Q., Tang, C. & Wang, G. (2011).** *Distribution pattern of earthquake-induced landslides triggered by the 12 May 2008 Wenchuan earthquake*. *Geomorphology*. doi:10.1016/j.geomorph.2010.12.030.
- Goudie, A. (2013).** *The Human Impact on the Natural Environment*, 7th Edition. Wiley Blackwell, Chichester, (410 pp.).
- Guerrero, J., Gutiérrez, F., Bonachea, J. & Lucha, P. (2008).** *A sinkhole susceptibility zonation based on paleokarst analysis along a stretch of the Madrid–Barcelona high-speed railway built over gypsum- and salt-bearing evaporites (NE Spain)*. *Engineering Geology* 102 (1–2), 62–73.
- Guglielmi, Y., Bertrand, C., Compagnon, F., Follaci, J.P. & Mudry, J. (2000).** *Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif: its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapière landslide (Mercantour massif, Southern Alps, France)*. *Journal of Hydrology* 229, 138–148.
- Gunn, J., & Lowe, D.J. (2000).** *Speleogenesis of tectonically active carbonate islands, in speleogenesis; evolution of karst aquifers* (Klimchouk, A.V., Ford, D.C., Palmer, A.N., Dreybrodt, W.), National speleological society of America, Huntsville, Alabama, USA, pp 238-243, 6p.
- Gutiérrez, É., Guerrero, J. & Lucha, P. (2008a).** *A genetic classification of sinkholes illustrated from evaporite paleokarst exposures in Spain*, *Environmental Geology* 53:993–1006, DOI 10.1007/s00254-007-0727-5.
- Gutiérrez, F., Cooper, A.H. & Johnson, K.S. (2008b).** *Identification, prediction and mitigation of sinkhole hazards in evaporite karst areas*. *Environmental Geology* 53, 1007-1022.
- Gutiérrez F., Carbonel D, Guerrero J, McCalpin JP, Linares R, Roque C. & Zarroca M. (2012a).** *Late Holocene episodic displacement on fault scarps related to interstratal dissolution of evaporites (Teruel Neogene Graben, NE Spain)*. *Journal of Structural Geology* 34: 2–19.

- Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., Rosell, J., Galve, J.P. & Carbonell, D. (2012b).** Investigating gravitational grabens related to lateral spreading and evaporite dissolution subsidence by means of detailed mapping, trenching, and electrical resistivity tomography (Spanish Pyrenees). *Lithosphere* 4, 331–353.
- Gutiérrez, F., Parise, M., DeWaele, J. & Jourde, H. (2014).** A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst, *Earth-Science Reviews* 138, 61–88.
- Gutiérrez-Santolalla, F., Gutiérrez-Elorza, M., Marín, C., Maldonado, C. & Younger, P.L. (2005).** Subsidence hazard avoidance based on geomorphological mapping. The case study of the Ebro River valley mantled karst (NE Spain). *Environmental Geology* 48, 370–383.
- Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M. et Reichenbach, P. (1999).** Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology* 31:181–216.
- Guzzetti, F., Cardinali, M., Reichenbach, P. & Carrara, A. (2000).** Comparing landslide maps: a case study in the upper Tiber River Basin, Central Italy. *Environmental Management* 25 (3), 247–363.
- Guzzetti, F., Reichenbach, P., Cardinali, M., Galli, M. & Ardizzone, F. (2005).** Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. *Geomorphology*, 72(1-4): 272-299.
- Guzzetti, F., Reichenbach, P., Ardizzone, F., Cardinali, M. & Galli, M. (2006).** Estimating the quality of landslide susceptibility models. *Geomorphology* 81, 166–184.
- Guzzetti, F., Mondini, A. C., Cardinali, M., Fiorucci, F., Santangelo, M. & Chang, K.-T. (2012).** Landslide inventory maps: New tools for an old problem, *Earth-Science Reviews* 112, 42–66.
- Harp, E.L. et Jibson, R.L. (1995).** Inventory of landslides triggered by the 1994 Northridge, California earthquake. U.S. Geological Survey Open File Report, pp. 95–213.
- Hazan, R. & Monition, L. (1963).** Etat des connaissances sur l'hydrogéologie karstique au Maroc. in : Congr. Berkeley (Calif.), 1963, Eaux souterr., Ass. int. Hydrol. sci., publ. n°64, Gentbrugge, pp. 455-472.
- Highland, L.M., & Bobrowsky, P. (2008).** *The Landslide Handbook - A Guide to Understanding Landslides*: Reston, Virginia, U.S. Geological Survey Circular 1325, 129 p.
- Horoi, V. (2001).** *L'influence de la géologie sur la karstification. Etude comparative entre le Massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare (Roumanie) et le Massif d'Arbas (France)*. Thèse pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Toulouse III – Paul Sabatier. 175 pages.
- Institut National de l'Environnement Industriel et des Risques « INERIS » (2004).** *Glossaire grand public*.
- Irigaray, C. (1995).** *Movimientos de Ladera: Inventario, Análisis y Cartografía de la Susceptibilidad Mediante un Sistema de Información Geográfica. Aplicación a las Zonas de Colmenar (Málaga), Rute (Córdoba) y Montefrío (Granada)*. Unpublished PhD Thesis. Department of Civil Engineering. University of Granada, Spain.
- Irigaray, C. (1995).** *Movimientos de Ladera: Inventario, Análisis y Cartografía de la Susceptibilidad Mediante un Sistema de Información Geográfica. Aplicación a las Zonas de Colmenar (Málaga), Rute*

(Córdoba) y Montefrío (Granada). Unpublished PhD Thesis. Department of Civil Engineering. University of Granada, Spain.

Irigaray, C., Fernández, T., El Hamdouni, R. & Chacón, J. (1999). Verification of landslide susceptibility mapping. A case study. *Earth Surf Process Landf* 24:537–544.

Irigaray, C., Fernández, T., El Hamdouni, R. & Chacón, J. (2007). Evaluation and validation of landslide-susceptibility maps obtained by a GIS matrix method: examples from the Betic Cordillera (southern Spain). *Nat Hazards* 41:61–79.

Jaboyedoff, M., Crosta, G.B., Stead, D. (2011). Slope tectonics: a short introduction. In: Jaboyedoff, M. (Ed.), *Slope Tectonics* Geological Society, London, Special Publication 351, 1–10.

Jancin, M. & Clark, D.D. (1993). Subsidence-sinkhole developments in light of mud infiltrate structures within interstratal karst of the coastal plain, Southeast United States. *Environ. Geol.* 22, 330–336.

Jennings, J.N. (1985). *Karst Geomorphology*, Oxford: Blackwell.

Jiménez-Perálvarez, J.D. (2012). Movimientos de ladera en la vertiente meridional de Sierra Nevada (Granada, España): Identificación, análisis y cartografía de susceptibilidad y peligrosidad mediante SIG, Tesis Doctoral, Programa de doctorado : Ciencias y Tecnología del Medio Ambiente, Universidad de Granada, E.T.S. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Grupo de Investigaciones Medioambientales: Riesgos Geológicos e Ingeniería del Terreno; RNM-121, Departamento de Ingeniería Civil, 210 p.

Jiménez-Perálvarez, J.D., Irigaray, C., El Hamdouni, R. & Chacón, J. (2009). Building models for automatic landslide-susceptibility analysis, mapping and validation in ArcGIS. *Nat Hazards* (2009) 50:571–590. DOI 10.1007/s11069-008-9305-8.

Kaid Rassou, K. (2009). Études des interactions entre les eaux souterraines et les eaux de surface dans le bassin côtier d'Oualidia, Thèse doctorat es science, Université Cadi Ayyad, Faculté Des Sciences, Semlalia Marrakech, 193 pages.

Kaufmann, O. & Quinif, Y. (1999). Cover-collapse sinkholes in the 'Tournaisis' area, southern Belgium. *Engineering Geology* 52, 15–22.

Kaufmann, O. & Quinif, Y. (2002). Geohazard map of cover-collapse sinkholes in the 'Tournaisis' area, southern Belgium. *Engineering Geology* 65, 117-124.

Kaufmann, O., Deceuster, J. & Quinif, Y. (2012). An electrical resistivity imaging-based strategy to enable site-scale planning over covered palaeokarst features in the Tournaisis area (Belgium). *Eng. Geol.* 133–134, 49–65.

Keqiang, H., Xiangran, L., Xueqing, Y. & Dong, G. (2008). The landslides in the Three Gorges Reservoir Region, China and the effects of water storage and rain on their stability. *Environmental geology*, 55(1), 55-63.

Klimchouk, A.B. & Andrejchuk, V. (2005). Karst breakdown mechanisms from observations in the gypsum caves of the western Ukraine: implications for subsidence hazard assessment. *Environ. Geol.* 48, 336–359.

- Krautblatter, M., Moser, M., Schrott, L., Wolf, J. & Morche, D. (2012).** *Significance of rockfall magnitude and carbonate dissolution for rock slope erosion and geomorphic work on Alpine limestone cliffs (Reintal, German Alps).* *Geomorphology* 167–168, 21–34.
- Kumar, D., Krishnamurthy, N.S., Ahmed, S., Jain, S.C. & Dhar, R.L. (2012).** *Efficacy of Electrical Resistivity Tomography Technique in Mapping Shallow Subsurface Anomaly.* *Jour. Geol. Soc. India*, v.80, pp.304-307.
- Lamelas, M.T., Marinoni, O., Hoppe, A. & de la Riva, J. (2008).** *Doline probability map using logistic regression and GIS technology in the central Ebro Basin (Spain).* *Environmental Geology* 54, 963–977.
- Lemoine, P. (1905).** *Mission dans le Maroc occidental. Etudes géographiques. B. Com. Afr. Franç., Paris, Rens. Col., n°2 bis (pp. 65-92), n°3 bis (pp. 141-155), n°4 “observations géologiques personnelles” (pp. 157-162), 51 fig., 2 cartes, 11 croquis.*
- Loke, M.H. & Barker, R.D. (1996).** *Rapid least-squares inversion of apparent resistivity of pseudosections by a quasi-Newton method: Geophysical Prospecting*, v. 44, p. 131–152, doi:10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x.
- Loke, M.H. et Dahlin, T. (2002).** *A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion.* *Journal of Applied Geophysics* 49, 149-162.
- Loke, M.H. (2007).** *Res2dinv Software User`s Manual, Version 3.57. Geotomo Software, Penang, Malaysia, p. 86.*
- Loke, M.H., Wilkinson, P.B. & Chambers, J.E. (2010).** *Fast computation of optimized electrode arrays for 2D resistivity surveys.* *Jour. Comput. Geosci.*, 36(11), 1414-1426.
- Loke, M.H. (2011).** *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies - A practical guide to 2D and 3D surveys: Penang, Malaysia, <http://www.geoelectrical.com/coursenotes.zip> (accessed 2011).*
- Loke, M.H. (2014).** *Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys. Geotomo Software Company.*
- Lollino, P., Martimucci, V. & Parise, M. (2013).** *Geological survey and numerical modeling of the potential failure mechanisms of underground caves.* *Geosyst. Eng.* 16 (1), 100–112.
- Ma, T., Li, C., Lu, Z. & Bao, Q. (2015).** *Rainfall intensity–duration thresholds for the initiation of landslides in Zhejiang Province, China.* *Geomorphology*, 245, 193-206.
- Maharaj, R.J. (1993).** *Landslide processes and landslide susceptibility analysis from an upland watershed a case study from St. Andrew, Jamaica, West Indies.* *Eng Geol* 34:53–79.
- Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Guzzetti, F. & Reichenbach, P. (2004).** *Landslide inventories and their statistical properties.* *Earth Surface Processes and Landforms* 29 (6), 687–711.
- Maquaire, O. (2002).** *Aléas géomorphologiques (mouvements de terrain) –processus, fonctionnement et cartographie- Diplôme d`habilité à diriger des recherches, Université Louis Pasteur – Strasbourg I. Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre. Institut du Physique du Globe de Strasbourg (IPGS), UMR 7516 ULP-CNRS. 223 p.*
- Marescot L. (2008).** *Imagerie électrique pour géologues : acquisition, traitement, interprétation p73.*

- Margiotta, S., Negri, S., Parise, M. & Valloni, R. (2012).** Mapping the susceptibility to sinkholes in coastal areas, based on stratigraphy, geomorphology and geophysics. *Nat. Hazards* 62, 657–676.
- Martínez-López, J., Rey, J., Dueñas, J., Hidalgo, C. & Benavente, J. (2013).** Electrical tomography applied to the detection of subsurface cavities. *Journal of Cave and Karst Studies*, v. 75, no. 1, p. 28–37. DOI: 10.4311/2011ES0242.
- Martínez-Moreno, F.J., Galindo-Zaldívar, J., Pedrera, A., González-Castillo, L., Ruano, P., Calaforra, J.M. & Guirado, E. (2015).** Detecting gypsum caves with microgravity and ERT under soil water content variations (Sorbas, SE Spain), *Engineering Geology*, doi: 10.1016/j.enggeo.2015.04.011.
- Maw, G. (1878).** Appendix in Hooker and Ball. *Journal of a tour in Morocco and the Great Atlas*. Un vol. in-8° de 489 p. avec planches gravées. London.
- Mazéas, J.-P. (1967).** Carte géotechnique de Safi au 1/20000, Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, N° 189.
- Mazet-Brachet, D. (2005).** La définition de l'aléa « mouvement de terrain » : une démarche d'expert, *Risques Infos, Bulletin de liaison n°16*, l'Institut des Risques Majeurs, Grenoble.
- Mdaghri, D. A., Azza, A., Benali, A., Bensaid, M., Karbid, M., Belfkira, O., Bennani, A., Hafdi, A., Malki, M., Tabit L. & Zine Eddine, M. (1992).** Minéraux du Maroc, Ministère des Energies et des Mines, Rabat, 186 pages.
- Mead, S., Magill, C. & Hilton, J. (2016).** Rain-triggered lahar susceptibility using a shallow landslide and surface erosion model. *Geomorphology*, 273, 168-177.
- Mebrahatu, S. G. (2011).** Landslide Mapping Assessment using GIS Techniques in Dessia area, Northern Ethiopia. Master dissertation in partial fulfillment of the requirements for the Degree of Master of Science in Physical Land Resources. Interuniversity Programme Master of Science in Physical Land Resources. Universiteit Gent, Vrije Universiteit Brussel, Belgium, 111 pages.
- Mège, D., Le Deit, L., Rango, T. & Korme, T. (2013).** Gravity tectonics of topographic ridges: halokinesis and gravitational spreading in the western Ogaden Ethiopia. *Geomorphology* 193, 1–13.
- Metwaly, M. & AlFouzan F. (2013).** Application of 2-D geoelectrical resistivity tomography for subsurface cavity detection in the eastern part of Saudi Arabia. *Geoscience Frontiers* 4: 469-476.
- Michard, A. (1976).** *Éléments de géologie marocaine. Notes et mémoires du Service géologique n° 252.* Rabat, Editions du service géologique du Maroc, 422 pages.
- Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, Ministère de l'Équipement, du Logement et des Transports (1999).** *Plans de Prévention des Risques naturels (PPR) - Risques de mouvements de terrain : guide méthodologique*, éd. La Documentation française (Paris).
- Ministère de l'Écologie et du Développement durable (2004).** *Les mouvements de terrain, Risques naturels majeurs*, 24 pages.
- Mohammady, M., Pourghasemi, H.R. & Pradhan, B. (2012).** Landslide susceptibility mapping at Golestan Province Iran: a comparison between frequency ratio, Dempster-Shafer, and weights-of-evidence models. *J Asian Earth Sci* 61:221–236.

- Morin, P. (1965).** *Bibliographie analytique des Sciences de la Terre : Maroc et régions limitrophes (depuis le début des recherches géologiques à 1964). Notes et mémoires du Service géologique n° 182.* Rabat, Editions de la Division de la géologie, 2 tomes ; t. 1 : 824 pages et t. 2 : 900 pages.
- Nachbaur, A. & Rohmer, J. (2011).** *Managing expert-information uncertainties for assessing collapse susceptibility of abandoned underground structures. Engineering Geology 123, pp.166–178.*
- Nicod, J. (1972).** *Pays et paysages du calcaire, Paris, collection « Sup, Le géographe », PUF, 224 pages.*
- Nicod, J. (1976).** *Karst des gypses et des évaporites associées, In : Annales de Géographie. 1976, t.85, n°471, pp. 513-554.*
- Nicod, J. (1982).** *Phénomènes karstiques, tome III, Mémoires et Documents, 1979 nouvelle série, vol.15, Paris, Editions du Centre National de la Recherche Scientifique, 202 p.*
- Nouioua, I., Rouabhia, A., Fehdi, C., Boukelloul, M.L., Gadri, L., Chabou, D. & Mouici, R. (2012).** *The application of GPR and electrical resistivity tomography as useful tools in detection of sinkholes in the Cheria Basin (northeast of Algeria). Environ Earth Sci. DOI 10.1007/s12665-012-1859-9.*
- Oh, H.J. & Lee, S. (2010a).** *Cross-validation of logistic regression model for landslide susceptibility mapping at Geneoung areas, Korea. Disaster Adv 3(2):44–55.*
- Oh, H.-J. & Lee, S. (2010b):** *Assessment of ground subsidence using GIS and the weights-of-evidence model. Engineering Geology 115, 36-48.*
- Oh, H.J. & Lee, S. (2011).** *Cross application used to validate landslide susceptibility maps using a probabilistic model from Korea. Environ Earth Sci 64(2):395–409.*
- Office National des Eaux Potables (ONEP) (2012).** *Étude de délimitation des périmètres de protection des captages ONEP (Branche Eau) situés dans les aquifères du Sahel de Safi, (M II : définition des zones de protection et les zones de servitudes). Waman Consulting, Marrakech. 125 pages.*
- Ouadia, M. (1998).** *Les formations plioquaternaires dans le domaine mesétien occidental du Maroc entre Casablanca et Safi : géomorphologie, sédimentologie, paléoenvironnements quaternaires et évolution actuelle. Thèse de Doctorat d'Etat Ès Sciences, Université Mohamed V, N° 1646, Rabat, 321 p.*
- Ouadia, M., Aberkan, M. & Boualla, O. (2008).** *Les merveilles et les risques de la karstification dans les formations plio-quaternaires de la zone côtière des Doukkala-Abda (Maroc). Actes RQM4, Oujda, pp 40–48.*
- Ozdemir, A. (2009).** *Landslide susceptibility mapping of vicinity of Yaka Landslide (Gelendost, Turkey) using conditional probability approach in GIS. Environ Geol 57:1675–1686.*
- Palma, B., Parise, M., Reichenbach, P. & Guzzetti, F. (2012).** *Rockfall hazard assessment along a road in the Sorrento Peninsula, Campania, southern Italy. Nat Hazards 61:187–201, DOI 10.1007/s11069-011-9899-0.*
- Pánek, T., Hradecký, J., Šilhán, K., Smolková, V. & Altová, V. (2009).** *Time constraints for the evolution of a large slope collapse in karstified mountainous terrain of the southwestern Crimean Mountains, Ukraine. Geomorphology, 108(3), 171-181.*

- Pánek, T., Margielewski, W., Tábořík, P., Urban, J., Hradecký, J. & Szura, C. (2010).** Gravitationally induced caves and other discontinuities detected by 2D electrical resistivity tomography: Case studies from the Polish Flysch Carpathians, Ukraine. *Geomorphology* 123, 165–180.
- Papadopoulou-Vrynioti, K., Bathrellos, G.D., Skilodimou, H.D., Kaviris, G. & Makropoulos, K. (2013).** Karst collapse susceptibility mapping considering peak ground acceleration in a rapidly growing urban area, *Engineering Geology*, doi: 10.1016/j.enggeo.2013.02.009.
- Parise, M. (2001).** Landslide mapping techniques and their use in the assessment of the landslide hazard. *Physics Chemistry of Earth, C*, 26(9):697–703.
- Parise, M. (2008).** Rock failures in karst. *Landslides and Engineered Slopes – Chen et al. (eds)*, Taylor and Francis Group, London, ISBN 978-0-415-41196-7.
- Park, M.K., Park, S., Yi, M.-J., Kim, C., Son, J.-S., Kim, J.-H. & Abraham, A.A. (2013).** Application of electrical resistivity tomography (ERT) technique to detect underground cavities in a karst area of South Korea. *Environ Earth Sci*. DOI 10.1007/s12665-013-2658-7.
- Parker, R.N., Densmore, A.L., Rosser, N.J., de Michele, M., Li, Y., Huang, R., Whadcoat, S. & Petley, D.N. (2011).** Mass wasting triggered by the 2008 Wenchuan earthquake is greater than orogenic growth. *Nature Geoscience* 4 (7), 449–452. doi:10.1038/ngeo1154.
- Perritaz, L. (2004).** Africa, North, in: Gunn, J. (Ed.), *Encyclopedia of Caves and Karst Science*, Fitzroy Dearborn. An Imprint of the Taylor and Francis Group, New York, pp. 26-33.
- Peyraube, N. (2011).** Apports des équilibres calco-carboniques et du carbone 13 pour l'étude de l'air et des écoulements d'eau dans la zone non saturée du karst. Application au système karstique perché de la grotte de Cussac (Dordogne, France), Thèse de Doctorat Université de Bordeaux 1 Ecole Doctorale Sciences et Environnements, France, 345 p.
- Poiraud, A. (2014).** Landslide susceptibility–certainty mapping by a multi-method approach: A case study in the Tertiary basin of Puy-en-Velay (Massif central, France), *Geomorphology* 216, 208–224, <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.04.001>.
- Polì, S. & Sterlacchini, S. (2007).** Landslide representation strategies in susceptibility studies using weights-of-evidence modeling technique. *Nat Resour Res* 16:121–134.
- Pothérat P., Doridot M. & Chahine M. (1999).** L'utilisation de la photo-interprétation dans l'établissement des plans de prévention des risques liés aux mouvements de terrain, *Guide Technique*, Collection environnement – les risques naturels, Paris, Edition du Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, 128 pages.
- Pourghasemi, H.R., Moradi, H.R., Fatemi Aghda, S.M., Gokceoglu, C. & Pradhan, B. (2013).** GIS-based landslide susceptibility mapping with probabilistic likelihood ratio and spatial multi-criteria evaluation models (North of Tehran, Iran), *Arab J Geosci*, doi:10.1007/s12517-012-0825-x.
- Pourghasemi, H.R., Pradhan, B., Gokceoglu, C. & Deylami Moezzi, K. (2012a).** A comparative assessment of prediction capabilities of Dempster-Shafer and weights-of-evidence models in landslide susceptibility mapping using GIS. *Geomatics Nat Hazards Risk*. doi:10.1080/19475705.2012.662915.
- Pourghasemi, H.R., Pradhan, B., Gokceoglu, C., Mohammadi, M. & Moradi, H.R. (2012b).** Application of weights-of-evidence and certainty factor models and their comparison in landslide susceptibility mapping at Haraz watershed, Iran. *Arab J Geosci*. doi:10.1007/s12517-012-0532-7.

- Pueyo-Anchuela, Ó., Casas-Sainz, A.M., Pocoví, J.A. & Ansón-López, D. (2011).** *Multidisciplinary approach for urban planning in alluvial karstic zones Case study from the Central Ebro Basin (Spain).* *Engineering Geology* 122, 222-238.
- Remondo, J., González, A., Díaz de Terán, J.R., Cendrero, A., Fabbri, A. & Cheng, C.F. (2003).** *Validation of landslide susceptibility maps: examples and applications from a case study in Northern Spain.* *Nat Hazards* 30:437-449.
- Renault, P. (1970).** *La formation des cavernes, Que sais-je ? N°1400, Presse Universitaire de France, Paris, 126 p.*
- Reuter, H.I. & Nelson, A. (2009).** *Geomorphometry in ESRI Packages, in GEOMORPHOMETRY Concepts, Software, Applications. Edited by Hengl T. and Reuter H.I., Developments in Soil Science – Volume 33. Elsevier, Radarweg 29, PO Box 211, 1000 AE Amsterdam, the Netherlands. Linacre House, Jordan Hill, Oxford OX2 8DP, UK. 775 p.*
- Roch, E. (1930a).** *Etudes géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental. Note et Mém., Serv., Géol., Maroc, t. 9, p. 1-152.*
- Roch, E. (1930b).** *Carte géologique provisoire des Abda et des Djebilet occidentales, au 1/200000. Notes et mémoires du Service Mines et Carte géologique. Maroc, n°10.*
- Roch, E. (1950).** *Histoire stratigraphique du Maroc. Notes et mémoires du Service Géologique n° 80. Les Frères DOULADOURE. Toulouse, 435 p.*
- Roques, G. & Erling, J.-C. (1983).** *Reconnaissance et traitement de cavités naturelles ou artificielles dans le domaine ferroviaire, Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur, N° 26-27, Paris, pp. 299-308.*
- Rouai, M. & Jaaidi, E. B. (2003).** *Scaling properties of landslides in the Rif Mountains of Morocco. Engineering geology, 68(3), 353-359.*
- Saaidi, E. (1987).** *Précis de Géologie. Rabat, Société Marocaine des Editeurs Réunis, 360 pages.*
- Saaidi, E. (1988).** *Géologie du Quaternaire marocain. Société Marocaine des Editeurs Réunis, Rabat, 440 p.*
- Salomon, J.-N. (2000).** *Précis de karstologie, Presses Universitaires de Bordeaux, Collection « Scieteren », Pessac. 250 p.*
- Santangelo, M., Cardinali, M., Rossi, M., Mondini, A.C. & Guzzetti, F. (2010).** *Remote landslide mapping using a laser rangefinder binocular and GPS. Natural Hazards and Earth System Sciences 10, 2539-2546. doi:10.5194/nhess-10-2539-2010.*
- Santo, A., Del Prete, S., Di Crescenzo, G. & Rotella, M. (2007).** *Karst processes and slope instability: some investigations in the carbonate Apennine of Campania (southern Italy), in: Parise, M. & Gunn, J. (eds) Natural and Anthropogenic Hazards in Karst Areas: Recognition, Analysis and Mitigation. Geological Society, London, Special Publications, 279, 59-72. DOI: 10.1144/SP279.6*
- Sasaki, Y. (1992).** *Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. Geophysical Prospecting 40, 453-464.*

Satriani, A., Loperte, A., Imbrenda, V. & Lapenna, V. (2012). *Geoelectrical Surveys for Characterization of the Coastal Saltwater Intrusion in Metapontum Forest Reserve (Southern Italy).* Hindawi Publishing Corporation *Int. J. of Geophys.* Art. ID 238478, 1-8 doi:10.1155/2012/238478.

Secrétariat d'Etat auprès du Ministère de l'Energie, des Mines, de l'Eau et de l'Environnement chargé de l'Eau et de l'Environnement (2008). *Etude Pour La Réalisation D'une Cartographie Et D'un Système D'information Géographique Sur Les Risques Majeurs Au Maroc, Mission 1 : Identification Des Risques Les Glissements De Terrain, Département de l'Environnement Direction de la Surveillance et de la Prévention des Risques, 49 pages.*

Seijmonsbergen, A.C. & de Graaff, L.W.S. (2006). *Geomorphological mapping and geophysical profiling for the evaluation of natural hazards in an alpine catchment.* *Natural Hazards and Earth System Sciences* 6, 185–193.

Selby, M.J. (1993). *Hillslope materials and processes.* Oxford University Press, Oxford, 466 pp.

Soeters, R. & van Westen, C.J. (1996). *Slope instability recognition, analysis and zonation.* In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), *Landslide Investigation and Mitigation, National Research Council. Transportation Research Board Special Report, vol. 247, pp. 129–177.*

Süzen, M. L. & Doyuran, V. (2004). *Data driven bivariate landslide susceptibility assessment using geographical information systems: a method and application to Asarsuyu catchment, Turkey.* *Engineering Geology* 71: 303–321.

Tabyaoui, H., Deffontaines, B., Chaouni, A., El Hammichi, F., Lahsaini, M., Mounadel, A., Magalhaes, S. & Fortunato, G. (2015). *Neotectonic and Mass Movements on the New Fez-Taza Highway (Northern Morocco).* *Engineering Geology for Society and Territory-Volume 6.* Springer International Publishing, pp. 95-99.

Taj-Eddine, K., Rey, J. & Du Dresnay, R. (1985). *La série mésozoïque des bassins de Safi et d'Essaouira. Livret-guide Vème Conférence Scientifique Internationale, P.I.C.G., UNESCO, Marrakech, N° 183.*

Theilen-Willige, B., Ait Malek, H., Charif, A., El Bchari, F. & Chaïbi, M. (2014). *Remote sensing and GIS contribution to the investigation of karst landscapes in NW-Morocco.* *Geosciences* 4:50–72. Doi: 10.3390/geosciences4020050.

Tribak, A. (1997). *Quelques exemples de mouvements de terrain dans le Prérif oriental (Maroc).* In: *Méditerranée, Tome 86, pp. 61-66.*

Tsai, F., Hwang, J.-H., Chen, L.-C. & Lin, T.-H. (2010). *Post-disaster assessment of landslides in southern Taiwan after 2009 Typhoon Morakot using remote sensing and spatial analysis.* *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10, 2179–2190. doi:10.5194/nhess-10-2179-2010.

Tsui, P.C. & Cruden, D.M. (1984). *Deformation associated with gypsum karsat in the Salt River Escarpment, northeastern Alberta.* *Canadian Journal of Earth Sciences* 21, 949–959.

UNESCO-WP/WLI (1993). *Multilingual Landslide Glossary.* Bitech Publishers Ltd., Richmond, Canada. 34 pp.

Vallejo, L.E. (2012). *The influence of notches on the stability of soil and rock slopes.* In: Eberhardt, E., Froese, C., Turner, A.K., Leroueil, S. (Eds.), *Landslides and Engineered Slopes. Proc. 11th Int. Symp. on Landslides 1.* CRC Press, Banff, Canada, pp. 415–419.

- Valois, R., Camerlynck, C., Dhemaied, A., Guerin, R., Hovhannissian, G., Plagnes, V., Rejiba, F. & Robain, H. (2011).** Assessment of doline geometry using geophysics on the Quercy plateau karst (South France). *Earth Surf. Process. Landf.* 36, 1183–1192.
- van Gassen, W. & Cruden, D.M. (1989).** Momentum transfer and friction in the debris of rock avalanches. *Canadian Geotechnical Journal*, 26, 623–8.
- van Nostrand, R.G. & Cook, K.L. (1966).** Interpretation of resistivity data, U.S.G.S., Paper 499.
- van Westen, C.J. (1993).** Application of geographic information systems to landslide hazard zonation. PhD Dissertation, Technical University Delft, ITC-Publication Number 15, ITC, Enschede. The Netherlands.
- van Westen, C.J., Rengers, N., Terlien, M.T.J. & Soeters, R. (1997).** Prediction of the occurrence of slope instability phenomena through GIS-based hazard zonation. *Geol Rundsch* 86:404–414.
- van Westen, C.J., Rengers, N. & Soeters, R. (2003).** Use of geomorphological information in indirect landslide susceptibility assessment. *Natural Hazards*, 30(3): 399-419.
- van Westen, C.J., Castellanos Abella, E.A. & Sekhar, L.K. (2008).** Spatial data for landslide susceptibility, hazards and vulnerability assessment: an overview. *Engineering Geology* 102, 112–131.
- Varnes, D.J. (1978).** Slope movement 43. types and processes, in Schuster, R.L., and Krizek, R.J., eds., *Landslides—Analysis and control: Transportation Research Board Special Report 176*, National Research Council, Washington, D.C., p. 11–23.
- Vega, J. A. & Hidalgo, C. A. (2016).** Quantitative risk assessment of landslides triggered by earthquakes and rainfall based on direct costs of urban buildings. *Geomorphology*, 273, 217-235.
- Veyret, Y. (2004).** *Les Risques - Dossiers des Images Economiques du Monde*, Ed. SEDES, 255 p.
- Waltham, A.C. & Fookes, P.G. (2003).** Engineering classification of Karst ground conditions, *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 36(2), 101–118.
- Waltham, T., Bell, F. & Culshaw, M. (2005).** *Sinkholes and Subsidence, Karst and Cavernous Rocks in Engineering and Construction*. Praxis Publishing, UK, ISBN 3-540-20725-2.
- Weisrock, A. (1985).** Les falaises côtières entre Safi et Beddouza (Cap Cantin). In Saaidi, E. (1988): *Géologie du Quaternaire marocain*. Société Marocaine des Editeurs Réunis, Rabat, 440 p.
- Weisrock, A. & Lunski, S. (1987).** Le karst pliocène de la région de Safi (Maroc atlantique). *Karstologia*, 9, 31–36.
- White, W.B. (1988).** *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*, New York: Oxford University Press.
- Williams, P.W. (2003).** Dolines, in *Encyclopedia of Caves and Karst Science* (ed. J. Gunn), Taylor & Francis e-Library, New York, pp. 628–642.
- Williams, P.W. (2004a).** Karst, in : Goudie, A.S. (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology, Volume 2*, International Association of Geomorphologists, Routledge, New York, pp. 586-594.

- Williams, P.W. (2004b).** Dolines, in: Gunn, J. (Ed.), *Encyclopedia of Caves and Karst Science*, Fitzroy Dearborn. An Imprint of the Taylor and Francis Group, New York, pp. 628-642.
- Williams, P.W. (2006).** Doline, in A.S. Goudie (ed.) *Encyclopedia of Geomorphology*, London: Routledge.
- Witam, O. (1988).** *Etude stratigraphique et sédimentologique de la série mésozoïque du bassin de Safi, action intégré 86-210. Mémoire n°3 Thèse de Doctorat de 3ème Cycle Faculté des Sciences Marrakech., 194 p.*
- Xuewen, Z. and Weihai, C. (2006).** Tiankengs in the karst of China, *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 4 (1), p.1-18, *The Online Scientific Journal*, ISSN 1814-294X.
- Yilmaz, I. (2007).** GIS based susceptibility mapping of karst depression in gypsum: a case study from Sivas basin (Turkey). *Engineering Geology* 90, 89-103.
- Yilmaz, I. (2010).** Comparison of landslide susceptibility mapping methodologies for Koyulhisar, Turkey: conditional probability, logistic regression, artificial neural networks, and support vector machine. *Environ Earth Sci* 61:821–836.
- Youssef, A.M., El-Kaliouby, H.M. & Zabramawi, Y.A. (2012).** Integration of remote sensing and electrical resistivity methods in sinkhole investigation in Saudi Arabia. *Journal of Applied Geophysics* 87: 28–39.
- Zadeh, L.A. (1965).** Fuzzy sets. *Inf Control* 8:338–353
- Zadeh, L.A. (1978).** Fuzzy sets as a basis for a theory of possibility. *Fuzzy Sets Syst* 1:3–28.
- Zarroca, M., Linares, R., Roqué, C., Fabregat, I., Gutiérrez, F., Carbonel, D., Guerrero, J. (2016).** Aplicación de la tomografía eléctrica de resistividades (ERT) a la investigación de dolinas en el karst evaporítico del Valle del Fluvià (NE de España). Poster. DOI: 10.13140/RG.2.1.3372.9526.
- Zêzere, J.L., Rodrigues, M.L., Reis, E., Garcia, R., Oliveira, S., Vieira, G. & Ferreira, A.B. (2004).** Spatial and temporal data management for the probabilistic landslide hazard assessment considering landslide typology, *Ninth International Symposium on Landslides*, Rio de Janeiro, pp. 117-123.
- Zhou, W.F., Beck, B.F. & Adams, A.L. (2002).** Effective electrode array in mapping karst hazards with electrical resistivity tomography. *Environ. Geol.* 42, 922–928. DOI 10.1007/s00254-002-0594-z.

Annexes

Annexe A : La base de données des dolines d’effondrement

Annexe B : La base de données des glissements de terrain

Annexe C : La base de données des sources d’eau

Annexe D : Les mesures physico-chimiques de l’eau en milieu karstique

Annexe E : Les forages

Annexe F : Mode opératoire du modèle de la susceptibilité et de la validation

Annexe G : Grotte Goraan : des atouts pour un site touristique (Poster)

Annexe A : La base de données des dolines d'effondrement

Tableau A.1 : La base de données des dolines d'effondrement des Doukkala (Sahel)

Dolines d'effondrement	Localité	Date de l'effondrement	X	Y	Altitude en m	Forme de l'ouverture	Diamètre en m	Profondeur en m	Nature lithologique	Date de la mission de terrain
1	Ghnadra-Douar Sidi Mhamed Brahim	Mars 2011	183 313,05	236 177,11	138	Ellipsoïdale	11 sur 6	17	Grès dunaire pliocène	04/09/2011
2	Ghnadra-Douar Sidi Mhamed Brahim	Avril 2012	183 226,87	236 734,49	118	Circulaire	5	10	Grès dunaire pliocène + Argiles et calcaires du Crétacé inférieur	04/09/2011
3	Oualidia	Ind	162 567,24	239 921,34	94	Ellipsoïdale	10 sur 6	7	lumachelle quaternaire	04/09/2011
4	Oualidia	Ind	162 595,39	239 981,99	89	Ellipsoïdale	Ind	1	lumachelle quaternaire	04/09/2011
5 Effondrement	Oualidia	2008-2009	157 511,97	242 870,30	10	Ellipsoïdale	15 sur 11	6	Grès dunaire quaternaire	04/09/2011
6	Oualidia	Ind	161 109,83	242 221,07	62	Ellipsoïdale	26 sur 10	3	lumachelle quaternaire	04/09/2011
7	Oualidia	Ind	160 809,39	242 570,43	62	Ellipsoïdale	Ind	Ind	lumachelle quaternaire	04/09/2011

Ind : indéterminé(e)

Tableau A.2 : La base de données des dolines d'effondrement des Abda (Sahel de Safi)

Dolines d'effondrement	Localité	Date de l'effondrement	X	Y	Altitude en m	Forme de l'ouverture	Diamètre en : m	Profondeur en : m	Nature lithologique	Date de la mission de terrain
1	Lamaachat-Jorf Ghoraba	Ind	129 064,90	171 612,28	3	Ind	Ind	Ind	Grès calcaire lumachellique plio-villafranchien et Complexe évaporitique jurassique	23/08/2012
2	Lamaachat-Jorf Ghoraba	Ind	129 031,05	172 106,64	11	Ind	Ind	Ind	Grès calcaire lumachellique plio-villafranchien et Complexe évaporitique jurassique	23/08/2012
3	Lamaachat-Jorf Ghoraba	Ind	129 009,48	172 230,73	10	Ind	Ind	Ind	Grès calcaire lumachellique plio-villafranchien et Complexe évaporitique jurassique	23/08/2012
4	Lamaachat-Jorf Ghoraba	Ind	129 017,60	172 446,15	18	Ind	Ind	Ind	Grès calcaire lumachellique plio-villafranchien et Complexe évaporitique jurassique	23/08/2012
5	Lamaachat-Jorf Ghoraba	Ind	129 019,92	172 507,70	9	Ind	Ind	Ind	Grès calcaire lumachellique plio-villafranchien et Complexe évaporitique jurassique	23/08/2012
6	Lamaachat-Jorf Ghoraba	Ind	129 436,12	173 108,38	3	Ind	Ind	Ind	Grès calcaire lumachellique plio-villafranchien et Complexe évaporitique jurassique	23/08/2012
7	Lamaachat-Jorf Ghoraba	Ind	129 603,74	173 379,43	2	Ind	Ind	Ind	Grès calcaire lumachellique plio-villafranchien et Complexe évaporitique jurassique	23/08/2012
8	Lamaachat-Jorf Ghoraba	Ind	130 052,25	174 841,82	6	Ind	Ind	Ind	Grès calcaire lumachellique plio-villafranchien et Complexe évaporitique jurassique	23/08/2012
9	Had Hrara-Douar Zouahar	Ind	137 496,75	204 518,25	122	Circulaire	20	6	Grès calcaire lumachellique pliocène	11/09/2012
10	Had Hrara-Douar Zouahar	Ind	137 471,77	204 549,99	119	Ellipsoïdale	7 sur 14	7	Grès calcaire lumachellique pliocène	11/09/2012
11	Oulad Selman-Jorf Lihoudi	Ind	136 016,94	182 909,17	65	Circulaire	70	11	Grès calcaire lumachellique plio-villafranchien et Complexe évaporitique jurassique	09/02/2012
12	Oulad Selman-Jorf Lihoudi	Ind	136 203,57	182 994,71	77	Circulaire	Ind	Ind	Grès calcaire lumachellique plio-villafranchien	09/02/2012
13	Oulad Selman-Douar La'abadat	Plus de 150 ans	136 188,75	181 177,07	82	Ellipsoïdale	70 sur 40	25	Grès calcaire lumachellique pliocène	09/02/2012
14	Oulad Selman-Douar Oulad Ali	Ind	138 032,46	182 125,99	123	Circulaire	15	20	Complexe évaporitique jurassique	09/02/2012
15	Oulad Selman-Douar Oulad Ali	Ind	138 332,84	182 453,92	108	Ellipsoïdale	6 sur 3	10	Complexe évaporitique jurassique	09/02/2012

16	Douar Litaïma	Ind	138 252,67	185 261,17	102	Ellipsoïdale	Ind	Ind	Grès calcaire lumachellique plio-villafranchien	09/02/2012
17	Douar Litaïma	Ind	138 414,20	185 378,49	107	Ellipsoïdale	80 sur 65	15	Croûte calcaire + grès dunaire + grès lumachellique marin d'âge Pliocène	09/02/2012
18	Douar Litaïma	Ind	138 655,36	185 523,70	105	Circulaire	65	15	Croûte calcaire + grès dunaire + grès lumachellique marin d'âge Pliocène	09/02/2012
19	Douar Litaïma	Ind	137 980,79	184 993,83	101	Circulaire	30	7	Grès calcaire lumachellique pliocène	09/02/2012
20	Al Hawïa	Ind	139 195,64	185 966,10	93	Ellipsoïdale	60 sur 50	11	Grès calcaire lumachellique pliocène	09/02/2012
21	Al Hawïa	+40 ans	139 818,88	186 528,76	87	Ellipsoïdale	40 sur 20	30-40	Croûte calcaire + Tuf calcaire + Grès dunaire	09/02/2012
22	Al Hawïa	Ind	140 031,58	186 613,41	84	Ellipsoïdale	35 sur 29	30	Croûte calcaire + Tuf calcaire + Grès dunaire	09/02/2012
23	Safi-Djerifat	Ind	140 090,64	193 945,45	68	Ellipsoïdale	Ind	Ind	Grès lumachellique pliocène	09/02/2012
24	Khatt Azggane-Al Mharir-Bir Hmam	Ind	139 862,86	187 728,97	79	Ellipsoïdale	30 sur 20	14	Grès lumachellique pliocène + Gypses du Complexe évaporitique jurassique	09/02/2012
25	Khatt Azggane-Al Mharir	1996	141 603,31	187 326,38	48	Circulaire	5	11	Hamri + Tuf calcaire quaternaire	09/02/2012
26	Khatt Azggane-Al Mharir	Ind	143 487,78	189 445,76	73	Ellipsoïdale	31 sur 20	25	Grès calcaire lumachellique pliocène + gypses et marnes du Complexe évaporitique jurassique.	10/04/2012
27	Had Touabet-Brrakat Lamine	Ind	142 283,60	155 529,68	256	Ellipsoïdale	33 sur 28	45	Grès dunaire quaternaire	10/04/2012
28	Had Touabet-Brrakat Lamine	Ind	146 230,39	266 475,35	260	Ellipsoïdale	23 sur 14	15	Grès dunaire quaternaire	10/04/2012
29	Jemaâ Shim-Ayn Quaquar	Ind	173 532,13	199 093,55	159	Ind	Ind	Ind	Tirs + Grès calcaire lumachellique pliocène	04/09/2011
30	Jemaâ Shim-Ayn Quaquar 2	Ind	173 530,08	199 032,00	165	Circulaire	6	6	Sol (Tirs) et Blocs de grès calcaire lumachellique pliocène	06/09/2012
31	Jemaâ Shim-1 Km Est	Ind	178 777,53	200 307,03	164	Circulaire	60	9	Gypses du Complexe évaporitique jurassique et Grès calcaire lumachellique pliocène	06/09/2012
32	Moul Berguidouar Oulad Alioua	Ind	166 125,51	216 659,26	133	Circulaire	30	14	Grès calcaire lumachellique pliocène	06/09/2012
33	Moul Berguidouar Oulad Alioua	Ind	166 122,36	216 566,94	133	Circulaire	22	16	Grès calcaire lumachellique pliocène + Calcaires crétacés	06/09/2012
34	Moul Berguidouar Oulad Alioua	Ind	166 189,08	216 225,73	120	Circulaire	Ind	Ind	Grès calcaire lumachellique pliocène	06/09/2012
35	Moul Berguidouar Oulad Alioua	Ind	166 134,81	216 165,95	123	Circulaire	35	19	Grès calcaire lumachellique pliocène	06/09/2012

36	Moul Berguidouar Oulad Alioua	Ind	166 078,45	216 044,62	134	Circulaire	38	13	Grès calcaire lumachellique pliocène	06/09/2012
37	Moul Berguidouar Oulad Alioua	Ind	166 018,94	215 830,96	141	Ellipsoïdale	16 sur 23	6	Grès calcaire lumachellique pliocène	06/09/2012
38	Cap Beddouza-Grotte Goraan	Ind	138 204,02	224 368,12	38	Circulaire	4	10	Grès calcaire lumachellique pliocène	26/06/2011
39	Lamaachat-Souiria Kdima	Ind	127 728,61	168 889,07	4	Circulaire	2	3	Grès du cordon dunaire quaternaire	23/08/2012
40	Oulad Selman-El Maleh	Ind	129 929,80	175 770,96	11	Ellipsoïdale	0.6 sur 1.5	8	Grès dunaire quaternaire de la falaise vive	25/08/2012
41	Had Hrara-Lalla Fatna	Ind	137 657,02	208 148,59	139	Circulaire	Ind	Ind	Gypses du Complexe évaporitique jurassique	10/09/2012
42	Beddouza-Cap	Ind	135 287,77	223 151,24	9	Ellipsoïdale	2 sur 4	4	Grès dunaire quaternaire	08/09/2012

Ind : indéterminé(e)

Annexe B : La base de données des glissements de terrain

Tableau B.1 : La base de données des glissements de terrain des Abda (Sahel de Safi)

Glissements de terrain	Localité	Date du glissement	Type du glissement	X	Y	Altitude en m	Présence de sources d'eau	Nature lithologique	Date de la mission de terrain
1	Safi-Sidi Bouzid	Indéterminée	Niche+langue+bourrelet	137 888,63	197 416,14	21	Non	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup.	26/04/2012
2	Safi-Sidi Bouzid	Indéterminée	Niche+langue+bourrelet	137 840,90	197 541,16	23	Oui	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup.	26/04/2012
3	Safi-Sidi Bouzid	Indéterminée	Niche+langue+bourrelet	137 869,31	197 601,75	54	Oui	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup.	26/04/2012
4	Safi-Sidi Bouzid	Indéterminée	Niche+langue+bourrelet	137 870,44	197 632,52	70	Oui	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup.	26/04/2012
5	Safi-Sidi Bouzid	Indéterminée	Niche+langue+bourrelet	137 795,44	197 727,74	72	Oui	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup.	26/04/2012
6	Safi-Sidi Bouzid	Indéterminée	Niche+langue+bourrelet	137 744,31	197 760,44	66	Oui	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup.	26/04/2012
7	Safi-Sidi Bouzid	Indéterminée	Niche+langue+bourrelet	137 668,18	197 824,88	60	Non	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup.	26/04/2012
8	Safi-Sidi Bouzid	Indéterminée	Niche+langue+bourrelet	137 669,31	197 855,65	65	Oui	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup.	26/04/2012
9	Safi-Sidi Bouzid	Indéterminée	Niche+langue+bourrelet	137 645,45	197 918,17	71	Oui	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup.	26/04/2012
10	Safi-Sidi Bouzid	Indéterminée	Niche+langue+bourrelet	137 621,59	197 980,68	68	Oui	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup.	26/04/2012
11	Safi-Sidi Bouzid	Indéterminée	Niche+langue+bourrelet	137 348,90	198 391,36	96	Oui	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup.	26/04/2012
12	Safi-Sidi Bouzid	Indéterminée	Niche+langue+bourrelet	136 624,02	198 603,05	60	Oui	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup.	26/04/2012
13	Safi-Sidi Bouzid	Indéterminée	Niche+langue+bourrelet	136 466,08	198 578,09	38	Non	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup.	26/04/2012

14	Safi-Sidi Bouzid	Indéterminée	Niche+langue+bourrelet	136 671,73	198 478,02	15	Non	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup.	26/04/2012
15	Safi-Sidi Bouzid	Indéterminée	Niche+langue+bourrelet	136 723,99	198 476,09	14	Oui	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup.	26/04/2012
16	Safi-Bordj Nador	Indéterminée	Pan de falaise	134 830,46	200 333,68	158	Non	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup + Grès calcaire plio-villafranchien.	26/04/2012
17	Had Hrara-Sidi Khelil	Indéterminée	Pan de falaise	134 681,01	201 941,68	136	Oui	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup + Couche Argilo-sableuses de l'Hautérvien sup + Grès calcaire lumachellique plio-villafranchien.	11/09/2012
18	Had Hrara-Sid El Boudali	Indéterminée	Niche+langue+bourrelet	135 940,36	206 270,76	3	Oui	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup.	10/09/2012
19	Had Hrara-Lalla Fatna	Indéterminée	Niche+langue+bourrelet	136 509,23	206 804,35	37	Oui	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf	10/09/2012
20	Had Hrara-Lalla Fatna	Indéterminée	Niche+langue+bourrelet	136 749,92	206 949,51	58	Non	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf	10/09/2012
21	Had Hrara-Lalla Fatna	Indéterminée	Niche+langue+bourrelet	138 141,71	209 240,05	74	Oui	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf	10/09/2012
22	Cap Beddouza	Indéterminée	Pan de falaise	135 900,55	222 080,71	61	Oui	Grès calcaire lumachellique quaternaire	09/09/2012
23	Cap Beddouza	Indéterminée	Pan de falaise	136 444,38	221 259,30	67	Oui	Grès calcaire lumachellique quaternaire + Marnes? + Calcaire Dridrat Hautérvien sup.	09/09/2012
24	Cap Beddouza-Douar Oulad Bouchta	Indéterminée	Pan de falaise	136 407,83	220 274,56	60	Non	Grès calcaire lumachellique quaternaire + Marnes? + Calcaire Dridrat Hautérvien sup.	09/09/2012
25	Cap Beddouza-Sidi Ali Tayr	Indéterminée	Pan de falaise	139 833,03	216 142,05	90	Non	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup. + Couches argilo-sableuses rouges de l'Hautérvien sup.	09/09/2012
26	Cap Beddouza-Après Sidi Ali Tayr	Indéterminée	Pan de falaise	139 945,45	214 936,13	83	Non	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérvien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérvien sup. + Couches argilo-sableuses rouges de l'Hautérvien sup.	09/09/2012

Annexe C : La base de données des sources d'eau

Tableau C.1 : La base de données des sources d'eau des Abda (Sahel de Safi)

Sources d'eau	Localité	X	Y	Altitude en m	Nature lithologique	Date de la mission de terrain
1	Safi-Sidi Bouzid	137 840,90	197 541,16	23	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérivien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérivien sup.	26-04-2012
2	Safi-Sidi Bouzid	137 869,31	197 601,75	54	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérivien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérivien sup.	26-04-2012
3	Safi-Sidi Bouzid	137 870,44	197 632,52	70	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérivien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérivien sup.	26-04-2012
4	Safi-Sidi Bouzid	137 795,44	197 727,74	72	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérivien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérivien sup.	26-04-2012
5	Safi-Sidi Bouzid	137 744,31	197 760,44	66	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérivien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérivien sup.	26-04-2012
6	Safi-Sidi Bouzid	137 669,31	197 855,65	65	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérivien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérivien sup.	26-04-2012
7	Safi-Sidi Bouzid	137 645,45	197 918,17	71	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérivien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérivien sup.	26-04-2012
8	Safi-Sidi Bouzid	137 621,59	197 980,68	68	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérivien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérivien sup.	26-04-2012
9	Safi-Sidi Bouzid	137 348,90	198 391,36	96	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérivien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérivien sup.	26-04-2012
10	Safi-Sidi Bouzid	136 624,02	198 603,05	60	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérivien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérivien sup.	26-04-2012

11	Safi-Sidi Bouzid	136 723,99	198 476,09	14	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérivien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérivien sup.	26-04-2012
12	Had Hrara-Sidi Khelil	134 681,01	201 941,68	136	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérivien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérivien sup + Couche Argilo-sableuses de l'Hautérivien sup + Grès calcaire lumachellique plio-villafranchien.	11-09-2012
13	Had Hrara-Sid El Boudali	135 940,36	206 270,76	3	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérivien inf + calcaires de Dridrat de l'Hautérivien sup.	10-09-2012
14	Had Hrara-Lalla Fatna	136 509,23	206 804,35	37	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérivien inf	10-09-2012
15	Had Hrara-Lalla Fatna	138 141,71	209 240,05	74	Argiles Brunes du Valanginien sup-Hautérivien inf	10-09-2012
16	Cap Beddouza	135 900,55	222 080,71	61	Grès calcaire lumachellique quaternaire	09-09-2012
17	Cap Beddouza	136 444,38	221 259,30	67	Grès calcaire lumachellique quaternaire + Marnes? + Calcaire Dridrat Hautérivien sup.	09-09-2012

Annexe D : Les mesures physico-chimiques de l'eau en milieu karstique

Tableau D.1 : Les mesures physico-chimiques de l'eau du canal d'irrigation, des eaux souterraines à Moul El Bergui et des eaux usées à Khemis Zemamra et Jemaat Shaim

X	Y	Puits	Z	Profondeur de l'eau	Date	Heure	°C	pH	pH mV	Rédox	O.D. %	O.D. ppm	µS/cm	µS/cm A	MOhm·cm	SDT ppm	Salinité
166192,782	215874,341	Dar Hamra	130m	52m	2015/06/01	13:37:55	19,28	5,50	25,2	127,5	16,0	1,45	1412	1259	0,0007	706	0,71
166268,001	215782,424	Seguia Haroune	122m	1m	2015/06/01	13:53:40	27,81	6,31	-19,2	53,4	23,7	1,84	1667	1756	0,0006	834	0,84
163771,34	214034,412	Bir Ghozia	117m	32m	2015/06/01	14:52:10	23,86	5,66	17,4	93,6	43,2	3,60	780	764	0,0013	390	0,38
173687,237	198801,844	Ayn Karkar	154m	1m	2015/06/01	11:54:26	24,44	5,78	10,8	146,3	3,8	0,31	3197	3163	0,0003	1599	1,67
166715,118	217640,591	Bir Bkhayta 1	132m	21m	2015/06/01	17:04:14	20,34	6,00	-2,6	47,6	28,1	2,50	1747	1593	0,0006	874	0,89
166752,26	217657,815	Bir Bkhayta 2	130m	21m	2015/06/01	17:09:39	21,83	6,15	-11,1	51,0	44,6	3,85	1132	1064	0,0009	566	0,56
163802,482	214942,315	Bir Boukhachba	117m	15m	2015/06/01	16:27:14	20,09	5,76	11,0	32,4	53,4	4,79	568	516	0,0018	284	0,28
187434,423	230837,667	Zemamra	156m	1m	2015/06/02	10:27:07	23,16	6,32	-20,6	-3,4	26,2	2,18	3344	3227	0,0003	1672	1,75

Annexe E : Les forages

Ouest

Est

1940 / 34

1939 / 34

1253 / 34



Terre végétale (Q)
 Calcaire rose et marne sableuse jaune (PQ)
 Argile rouge (CASR)
 Marne grise, calcaire marneux blanc et jaune (CD)
 Marne grise plastique (AB)
 Calcaire marneux jaune (CI)
 Calcaire beige fracturé (DJ)
 Intercallation de calcaire et de gypse (CE)



Marne sableuse jaune (PQ)
 Argile rouge (CASR)
 Marno-calcaire grise, calcaire marneux jaune et calcaire jaune (CD)
 Marne plastique jaune (AB)
 Calcaire marneux jaune (CI)
 Calcaire jaune très dur (DJ)
 Intercallation de calcaire et de gypse (CE)



Limon quaternaire (Q)
 Grès marin et dunaire (PQ)
 Argile rouge (CASR)

20 m

Q	: Limons alluvionnaires tirsifiés modernes
PQ	: Plioquaternaire
CASR	: Couches argilo-sableuses rouges de l'Hauterivien supérieur
CD	: Calcaire de Dridrat de l'Hauterivien supérieur
AB	: Argiles brunes de l'Hauterivien inférieur
CI	: Calcaire inférieur du Valanginien inférieur - Berriasien supérieur
DJ	: Dolomies jaunes du Kimmeridgien - Portlandien (Jurassique supérieur)
CE	: Complexe évaporitique du Kimmeridgien - Portlandien (Jurassique supérieur)

Annexe F : Mode opératoire du modèle de la susceptibilité et de la validation

1. Évaluation et cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain

1.1. Méthode d'analyse : la méthode de la matrice par SIG (GMM : GIS matrix method)

Selon Jiménez-Perálvarez et al. (2009), la susceptibilité aux glissements de terrain peut être évaluée en délimitant les unités de terrain différemment sujettes aux glissements de terrain. D'après les mêmes auteurs la méthode **GMM** a été appliquée avec succès dans différents contextes géologiques et dans différents pays. Elle est fondée sur le calcul de trois matrices : (1) la matrice de la surface totale de la zone d'étude (**TSM**), (2) la matrice des glissements de terrain (**LM**), et (3) la matrice de la susceptibilité (**SM**).

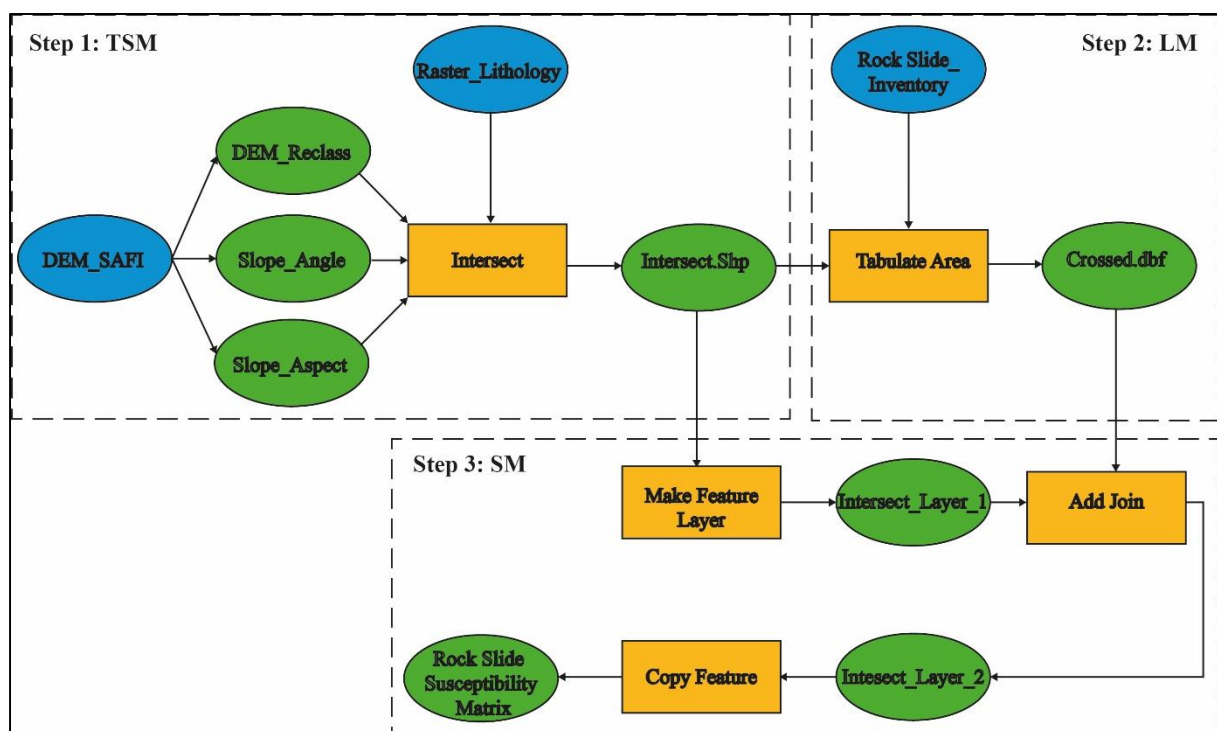


Figure F.1 - Diagramme montrant la méthodologie adoptée pour la réalisation de la susceptibilité aux glissements rocheux

TSM : la matrice de la surface totale du secteur étudié, *LM* : la matrice des glissements de terrain, *SM* : la matrice de la susceptibilité.

Tout d'abord, la matrice de la surface totale de la zone d'étude (**TSM**) (**Figure F.1, étape : 1**) a été calculée en faisant toutes les combinaisons possibles entre les classes de facteurs déterminants sélectionnés, puis en calculant la surface occupée par chaque combinaison. Trois cartes dérivées (l'angle de la pente, l'altitude, l'aspect de la pente) ont été produites à partir du MNT de la zone d'étude "DEM_SAFI" en utilisant respectivement les outils : "Slope", "Reclassify" et "Aspect" qui se trouvent dans l'extension Analyse Spatiale d'ArcGIS. L'élévation a été reclassée en dix nouvelles valeurs. Puis l'angle de la pente et l'aspect de la pente ont été également reclassés en cinq nouvelles valeurs en utilisant la méthode « Natural breaks ». Les trois couches obtenues ont été transformées en format vectoriel ".shp" pour analyser les diverses tables d'attributs de chaque carte de facteur déterminant. Cette transformation a été faite par l'outil "Raster to Polygon" et qui a l'avantage de conserver les mêmes valeurs de chaque pixel du format raster au format vectoriel, et il n'y a donc pas de perte d'informations. Puis les trois formats vectoriels ont été homogénéisés afin d'avoir dans la table d'attribut un nombre de fichiers correspondant au nombre de classes de la carte ; cette opération a été réalisée par l'outil "Dissolve". Les trois couches dissoutes ont été ensuite croisées avec le quatrième facteur déterminant ; la couche lithologie : "Rastert_lithology", en utilisant l'outil "Intersection". Cette intersection permet de faire toutes les combinaisons possibles entre toutes les classes des facteurs déterminants précédemment désignés. Un nouveau champ appelé "value" a été ajouté à la couche générée **TSM** désignée ici par "Intersect.shp". Ensuite, la valeur de ce champ, qui est un simple identifiant, a été créée par une expression de calcul simple "[FID]" à l'aide de l'outil "Calculate Field". Cette valeur de champ sera utilisée dans l'étape suivante pour plus de calculs.

La matrice des glissements de terrain (**LM**) (**Figure F.1, étape : 2**) a été établie par le calcul des zones affectées par les zones sources des glissements de terrain dans chaque combinaison de classes des facteurs déterminants sélectionnés. L'inventaire des glissements de terrain est sous forme d'une couche vectorielle et il a été reclassé en deux valeurs : "1" pour indiquer l'absence de zones sources de glissements de terrain et "2" pour désigner leur présence. Le (**LM**) a été calculé en croisant l'inventaire des glissements de terrain reclassé avec le (**TSM**) en utilisant l'outil "Tabulate Area". Les résultats ont été présentés dans le tableau "Crossed.dbf", avec trois champs : le champ "value", précédemment ajouté à partir de la **TSM** et correspondant à l'identifiant de chaque combinaison de classes des facteurs déterminants sélectionnés, "value_2" avec la zone affectée par la zones sources des glissements de terrain dans chaque

combinaison, et "value_1" avec la zone non affectée dans chaque combinaison. La somme des deux valeurs représente la surface totale de la zone d'étude.

Enfin, dans la matrice de la susceptibilité (**SM**), chaque cellule représente une valeur qui a été calculée en divisant la valeur de la cellule dans la matrice (**LM**) par la valeur de la cellule dans la matrice (**TSM**) (**Figure F.1, étape : 3**). Les valeurs des cellules dans le (**SM**) représentent une évaluation de la susceptibilité relative correspondant à chaque combinaison des facteurs déterminants dans la cellule. Chaque valeur (**SM**) indique le pourcentage des zones sources dans chaque combinaison des facteurs déterminants en ce qui concerne la surface totale occupée par la combinaison respective des facteurs déterminants. Ces calculs ont été effectués à l'aide des outils "Add Field" et "Calculate Field". Tout d'abord, un nouveau champ " Totale_Value " a été ajouté et calculé en utilisant l'expression "[value_1] + [value_2]". Ensuite, un deuxième champ "Percent" a été également ajouté et calculé en utilisant l'expression de calcul $\frac{[value_2] \times 100}{[Total_value]}$.

Puis, en utilisant l'outil " Make Feature Layer ", une couche d'entités a été créée et jointe à une table (Table view) nommée "Crossed.dbf" en utilisant l'outil "Add Join". L'outil "Add Attribute Index" a été également utilisé pour améliorer les performances de la jointure qui, dans le géotraitement ArcGIS, n'est que temporaire en tant qu'une couche et ne persiste pas d'une session à l'autre, à moins qu'elle soit enregistrée. Ainsi, la couche obtenue a été enregistrée dans une classe d'entités à l'aide de l'outil "Copy Features". Le résultat de cette dernière étape est "Susceptibility_matrix.shp" avec une table d'attribut composée par un ensemble de champs où "Tabulate_5" représente la valeur de la susceptibilité.

Cette méthodologie de calcul a été appliquée de la même manière pour les trois autres cartes de susceptibilité (Eboulements, Coulées de débris et Basculement de rochers).

1.2. Validation des cartes de susceptibilité aux glissements de terrain

Pour tester et valider les cartes de susceptibilité aux différents types de glissements de terrain, l'étude s'est appuyée sur deux inventaires de glissements de terrain appartenant à des périodes différentes. Le plus ancien d'entre eux représente les différents types de glissements de terrain produits avant mai 1983, il a été utilisé pour générer les cartes de susceptibilité aux différents types de glissements de terrain. Ensuite, elles ont été combinées avec la carte d'inventaire des différents types de glissements de terrain la plus récente représentant les glissements de terrain générés avant avril 2010. La méthode adoptée utilise le degré d'ajustement (the degree of fit) pour évaluer la corrélation entre l'inventaire et la carte de susceptibilité aux glissements de

terrain obtenue. La qualité des cartes a été évaluée par des techniques d'autocorrélation spatiale et de mesure du degré d'ajustement entre un ensemble déterminé de données et les cartes (Goodchild, 1986 et Jiménez-Perálvarez et al., 2009).

Le degré de concordance (DF_i), tel qu'il a été appliqué aux cartes de susceptibilité aux glissements de terrain, est défini comme suit :

$$DF_i = \frac{m_i/t_i}{\sum m_i/t_i}$$

Où m_i est la surface occupée par les zones sources de glissements de terrain pour chaque niveau de susceptibilité i , et t_i est la superficie totale occupée par ce niveau de susceptibilité. Le degré de concordance pour chaque niveau de susceptibilité représente le pourcentage de la superficie mobilisée situé dans chaque classe de susceptibilité. Plus le degré de concordance est faible dans les basses et très basses classes de susceptibilité (l'erreur relative), et plus le degré de concordance est grand dans les hautes ou très hautes classes de susceptibilité (la précision relative), plus la qualité de la carte de susceptibilité sera bonne (Fernández et al., 2003 ; Irigaray et al., 2007).

Pour la réalisation du processus de validation un modèle a été adopté (Jiménez-Perálvarez et al., 2009) dans cette étude en utilisant le géotraitement d'ArcGIS (**Figure F.2**)

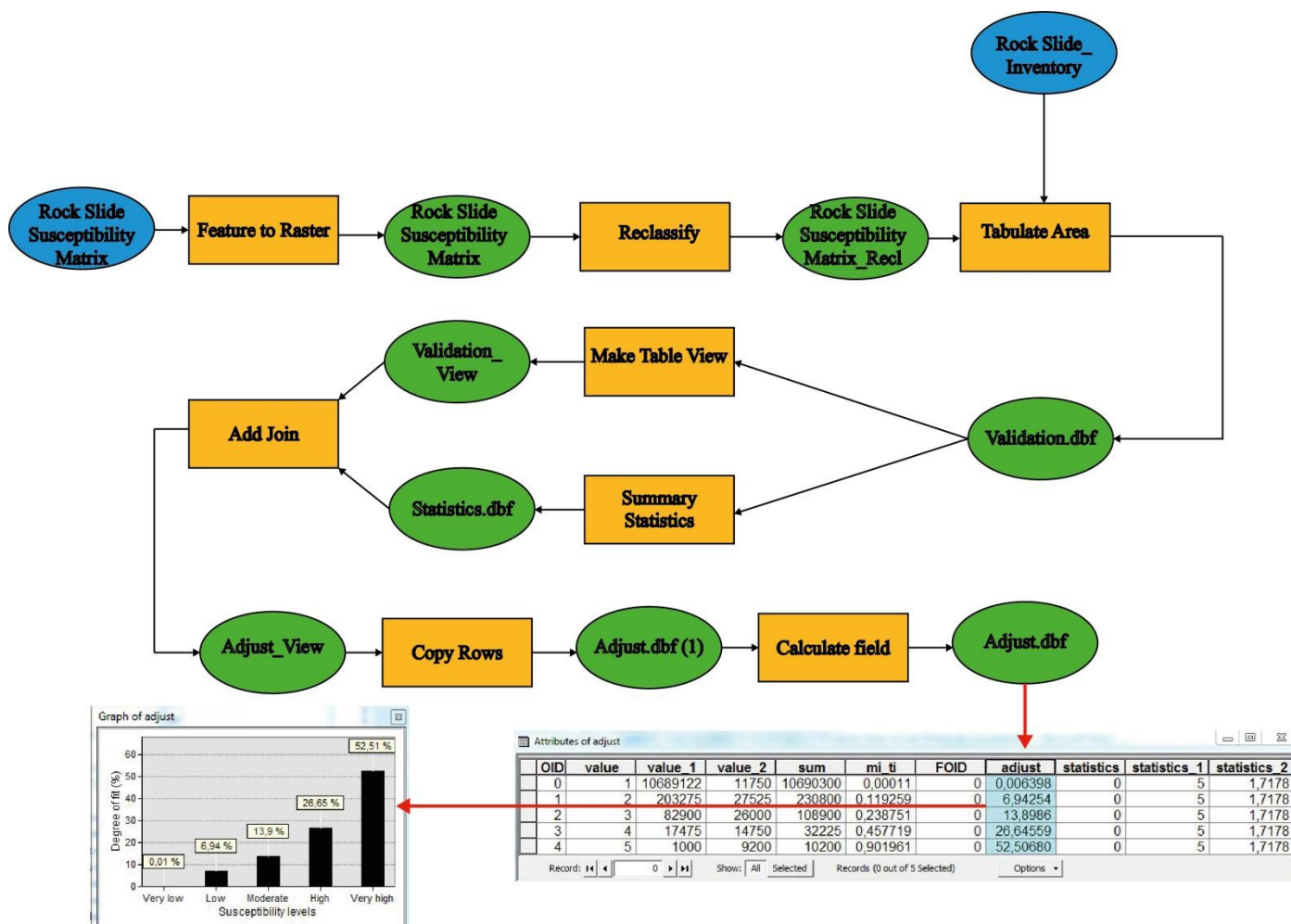


Figure F.2 - la méthodologie adoptée pour la validation de la carte de susceptibilité aux glissements rocheux.

Tout d'abord, un nouveau champ "value" a été ajouté à la **SM** et calculé en utilisant l'expression "Int ([Tabulate_5])", puis la **SM** a été transformée en format raster en utilisant l'outil "Feature to Raster" et reclassée en un ensemble de classes de susceptibilité précédemment sélectionnées: très faible, faible, modérée, élevée et très élevée. Cette carte reclassée a été croisée avec l'inventaire des glissements de terrain en utilisant l'outil "Tabulate Area". L'inventaire des glissements de terrain utilisé dans ce procédé de validation est différent de celui utilisé précédemment dans le modèle de susceptibilité. Ensuite, une table a été construite ; de nouveaux champs ont été ajoutés et calculés avec des valeurs de : m_i , t_i , m_i/t_i , etc. L'opération ($\sum m_i/t_i$) a été calculée par l'outil "Summary Statistics", qui peut ensuite être ajoutée par l'outil "Add join" pour les calculs requis et enfin une table "adjust.dbf" a été obtenue dont l'une de ses colonnes représente les valeurs du degré de concordance pour chaque niveau de susceptibilité.

Cette méthodologie de calcul a été appliquée de la même manière pour les trois autres validations des cartes de susceptibilité (Eboulements de rochers, coulées de débris, basculements de rochers).

2. Cartographie et évaluation de la susceptibilité aux dolines d'effondrement

2.1. Méthode d'analyse : GIS Matrix Method (GMM)

La méthode de la matrice par SIG (GMM) a été appliquée avec succès dans différents contextes géologiques et dans divers pays (Jiménez-Perálvarez et al., 2009). La susceptibilité aux dolines d'effondrement peut être évaluée en délimitant les unités de terrain différemment prédisposées aux dolines d'effondrements. Cette méthode est basée sur le calcul de trois matrices (**Figure F.3**) : la matrice de la surface totale de la zone d'étude (MST), la matrice des dolines d'effondrement (MDE), et la matrice de la susceptibilité (MS).

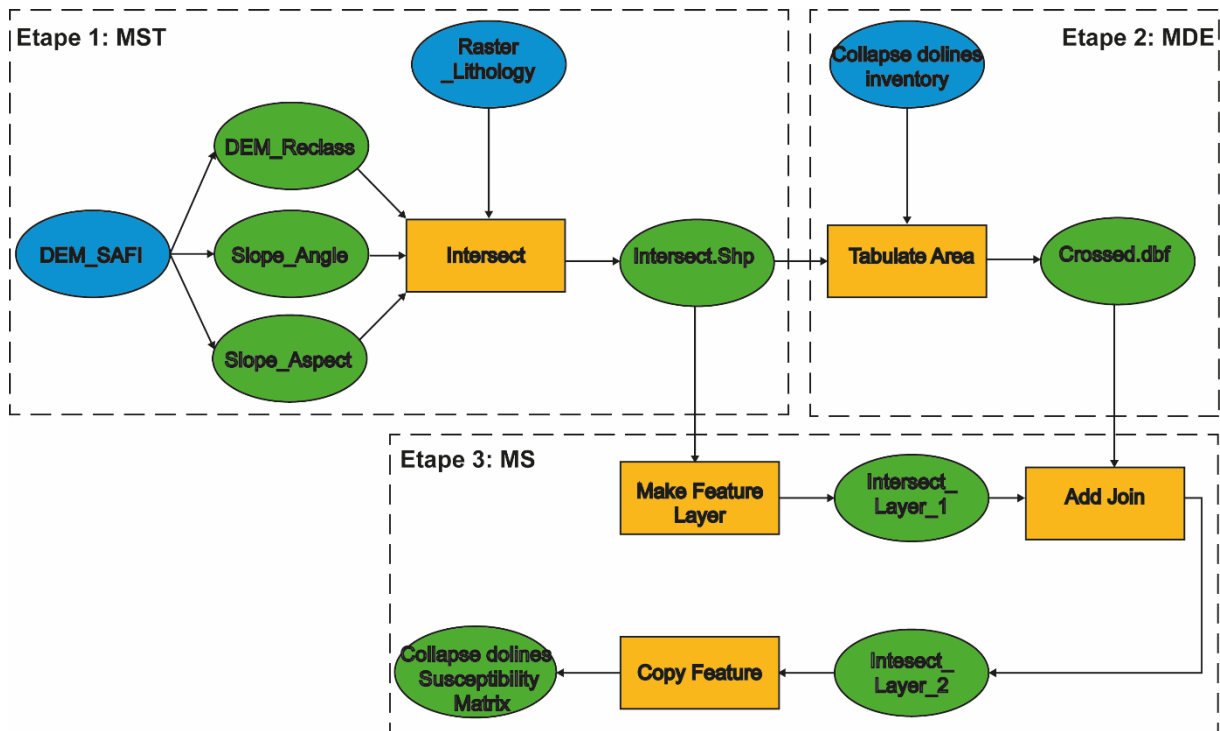


Figure F.3 - Diagramme illustrant le modèle adopté sur ArcGIS pour la réalisation de la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement

Tout d'abord, la matrice de la surface totale de la zone d'étude MST (**Figure F.3, étape : 1**) a été calculée en faisant toutes les combinaisons possibles entre les classes des facteurs de prédisposition sélectionnés, puis en calculant la surface occupée par chaque combinaison. Trois cartes dérivées (la carte des pentes, la carte des altitudes et la carte des directions des pentes) ont été produites à partir du MNT de la zone d'étude "DEM_SAFI" en utilisant respectivement les outils : "Slope", "Reclassify" et "Aspect" qui se trouvent dans l'extension « Spatial Analyst » d'ArcGIS.

L'altitude a été reclassée en cinq nouvelles valeurs. Puis la pente et la direction de la pente ont été également reclassées en cinq nouvelles valeurs en utilisant la méthode «Natural breaks». Les trois couches obtenues ont été transformées en format vectoriel ".shp" pour analyser les diverses tables d'attributs de chaque carte de facteur de prédisposition. Cette transformation a été faite par l'outil "Raster to Polygon" et qui conserve les mêmes valeurs pour chaque pixel en allant du format raster au format vectoriel : il n'y a donc pas de perte d'informations. Puis les trois formats vectoriels ont été homogénéisés afin d'avoir dans la table d'attribut un nombre de fichiers correspondant au nombre de classes de la carte ; cette opération a été réalisée par l'outil "Dissolve". Les trois couches fusionnées ont été ensuite croisées avec le quatrième facteur de

prédisposition qui représente la couche lithologie : "Raster_Lithology", en utilisant l'outil "Intersection". Cette intersection permet de faire toutes les combinaisons possibles entre toutes les classes des facteurs de prédisposition précédemment désignés. Un nouveau champ appelé "value" a été ajouté à la couche générée MST désignée ici par "Intersect.shp". Ensuite, la valeur de ce champ a été créée par une expression de calcul simple "[FID]" à l'aide de l'outil "Calculate Field". Cette valeur de champ sera utilisée dans l'étape suivante pour plus de calculs.

La matrice des dolines d'effondrement MDE (**Figure F.3, étape : 2**) a été établie par le calcul des zones affectées par les dolines d'effondrement dans chaque combinaison de classes des facteurs de prédisposition sélectionnés. L'inventaire des dolines d'effondrement "Collapse dolines inventory" est sous forme d'une couche vectorielle et il a été reclassé en deux valeurs : "1" pour indiquer l'absence des dolines d'effondrement et "2" pour désigner leur présence. La matrice MDE a été calculée en croisant l'inventaire des dolines d'effondrement reclassé avec la matrice MST en utilisant l'outil "Tabulate Area". Les résultats ont été présentés dans le tableau "Crossed.dbf", avec trois champs : le champ "value", précédemment ajoutés à partir de la matrice MST et correspondant à l'identifiant de chaque combinaison de classes des facteurs de prédisposition sélectionnés, "value_2" avec la zone affectée par les dolines d'effondrement dans chaque combinaison, et "value_1" avec la zone non affectée dans chaque combinaison. La somme des deux valeurs représente la surface totale de la zone d'étude.

Enfin, dans la matrice de la susceptibilité MS, chaque cellule représente une valeur calculée en divisant la valeur de la cellule dans la matrice MDE par la valeur de la cellule dans la matrice MST (**Figure F.3, étape : 3**). Les valeurs des cellules dans la matrice MS représentent une évaluation de la susceptibilité relative correspondant à chaque combinaison des facteurs de prédisposition dans la cellule. Chaque valeur de la matrice MS indique le pourcentage des dolines d'effondrement dans chaque combinaison des facteurs de prédisposition en ce qui concerne la surface totale occupée par la combinaison respective des facteurs de prédisposition. Ces calculs ont été effectués à l'aide des outils "Add Field" et "Calculate Field". Tout d'abord, un nouveau champ "Total_value" a été ajouté et calculé en utilisant l'expression "[value_1] + [value_2]". Ensuite, un deuxième champ "Percent" a été également ajouté et calculé en utilisant l'expression de calcul $\frac{[value_2] \times 100}{[Total_value]}$. Puis, en utilisant l'outil "Make Feature Layer", une couche d'entités a été créée et jointe à une table (Table view) nommée "Crossed.dbf" en utilisant l'outil "Add Join". L'outil "Add Attribute Index" a été également utilisé pour améliorer les performances de la jointure qui, dans le géotraitement ArcGIS, n'est que temporaire en tant

qu'une couche et ne persiste pas d'une session à l'autre, à moins qu'elle soit enregistrée. Ainsi, la couche obtenue a été enregistrée dans une classe d'entités à l'aide de l'outil "Copy Features". Le résultat de cette dernière étape est la matrice de susceptibilité nommée "Collapse doline Susceptibility Matrix.shp" avec une table d'attribut composée par un ensemble de champs où "Crossed_pe" représente la valeur de la susceptibilité.

2.2. Validation de la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement

Pour valider la carte de la susceptibilité aux dolines d'effondrement, ce travail s'est appuyé sur deux inventaires des dolines d'effondrement à des périodes différentes. L'inventaire le plus ancien regroupe seize dolines d'effondrement qui ont eu lieu avant 1962, il a été utilisé pour construire la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement. Ensuite, elle a été combinée avec la carte d'inventaire la plus récente représentant quatre dolines d'effondrement survenues après 1962. La méthode adoptée utilise le degré de concordance (Degree of fit method) pour évaluer la corrélation entre l'inventaire récent et la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement déjà obtenue. La qualité de la carte a été évaluée par des techniques d'autocorrélation spatiale et de mesure du degré de concordance entre un ensemble déterminé de données et la carte (Goodchild, 1986 ; Jiménez-Perálvarez et al., 2009).

Le degré de concordance (DF_i), tel qu'il a été appliqué à la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement, est défini comme suit :

$$DF_i = \frac{m_i/t_i}{\sum m_i/t_i}$$

Où m_i est la surface occupée par les dolines d'effondrement pour chaque niveau de susceptibilité i , et t_i est la superficie totale occupée par ce niveau de susceptibilité. Le degré d'ajustement pour chaque niveau de susceptibilité représente le pourcentage de la superficie mobilisée situé dans chaque classe de susceptibilité.

Plus le degré de concordance est faible dans les classes de susceptibilité faible à très faible, plus l'erreur relative est minime, et plus le degré de concordance est grand dans les classes de susceptibilité forte à très forte, plus la précision relative de la carte est bonne et par conséquent sa qualité est meilleure (Fernández et al., 2003 ; Irigaray et al., 2007).

Pour la réalisation du processus de la validation, un modèle a été adopté (Jiménez-Perálvarez et al., 2009) dans cette étude en utilisant le géotraitement d'ArcGIS (Figure F.4).

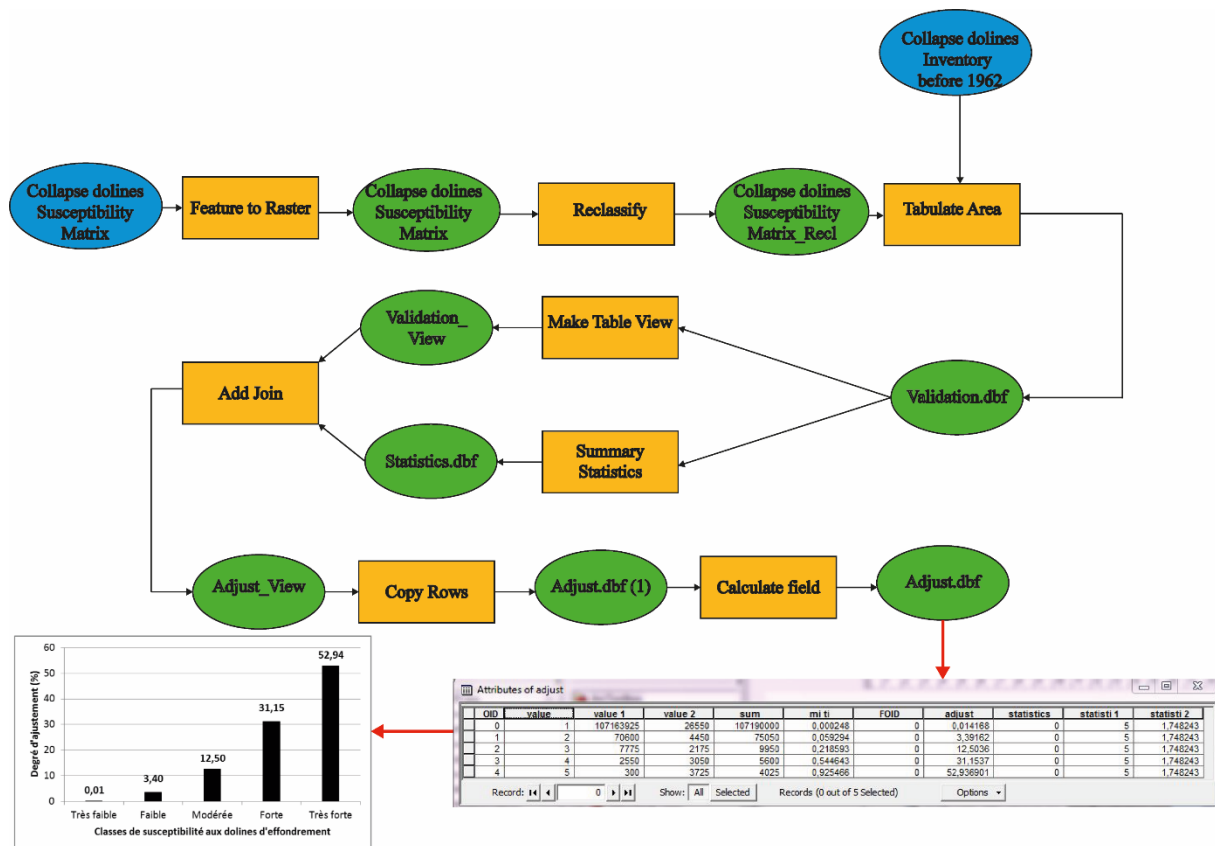


Figure F.4 - Diagramme illustrant le modèle adoptée pour la validation de la carte de susceptibilité aux dolines d'effondrement

Tout d'abord, un nouveau champ « Value » a été ajouté à la matrice MS et calculé en utilisant l'expression « Int ([Crossed_pe]) », puis la matrice MS a été transformée en format raster en utilisant l'outil « Feature to Raster » et reclassée en un ensemble de classes de susceptibilité précédemment sélectionnées : très faible, faible, modérée, forte et très forte. Cette carte reclassée a été croisée avec l'inventaire des glissements de terrain en utilisant l'outil « Tabulate Area ». L'inventaire des glissements de terrain utilisé dans ce procédé de validation est différent de celui utilisé précédemment dans le modèle de susceptibilité. Après avoir construit le tableau, de nouveaux champs ont été ajoutés et calculés avec des valeurs de : m_i , t_i , m_i/t_i , etc. L'opération ($\sum m_i/t_i$) a été calculée par l'outil « Summary Statistics », qui peut ensuite être ajoutée par l'outil « Add join » pour les calculs requis et enfin un tableau « adjust.dbf » a été obtenu dont l'un de ses colonnes « adjust » représente les valeurs du degré de concordance pour chaque niveau de susceptibilité (Figure F.4).

Annexe G : Grotte Goraan : des atouts pour un site touristique (Poster)

GROTTE GORAAN : DES ATOUTS POUR UN SITE TOURISTIQUE



BOUALLA OTHMANE ¹ & MEHDI KHALID ¹

¹ Université Chouaib Doukkali, Département de Géologie, Faculté des Sciences, El Jadida
Laboratoire Géosciences Marines et Sciences du Sol-Unité de Recherche Associée CNRST 45.



1. Introduction :

Très riche par ses phénomènes karstiques, la région de Doukkala-Abda livre les formes karstiques les plus diversifiées; allant de l'exokarst à l'endokarst : lapiez, dolines, ouvalas, poljés, avens ou gouffres, grottes munies de salles, de galeries ...

Parmi ces formes les plus attrayantes, citons, entre autres, la grotte Goraan qui est un site touristique suscitant beaucoup d'intérêts (Ecotourisme, Spéléologie, Archéologie, Biospéléologie, Hydrogéologie, ...), mais qui est malheureusement délaissé sans aucun aménagement, ni protection, devenant très vulnérable.

2. Le cadre géographique:

La grotte Goraan est située au Sud Ouest du Sahel de la région de Doukkala-Abda qui fait partie de la **Méséta côtière marocaine**. Ses coordonnées géographiques sont : 32°33'27"N, 9°15'15"O, ses coordonnées Lambert sont : (138 Km- 224,5 Km) et son altitude est de 38 m. Elle est à 2 Km au Nord-Est de la commune rurale de **Beddouza** et à 37 km au Nord de la ville de **Safi**.



Figure 1 : Situation de la grotte Goraan sur une partie de la carte topographique de Cap Cantin - Oualidia.

3. Le cadre géologique:

La formation géologique qui est affectée par cette grotte possède un faciès de type **grès calcaire lumachelique** faisant partie des dunes consolidées du Sahel d'âge **Plioquaternaire** (Ferré M. - Ruhard J.P., 1975).

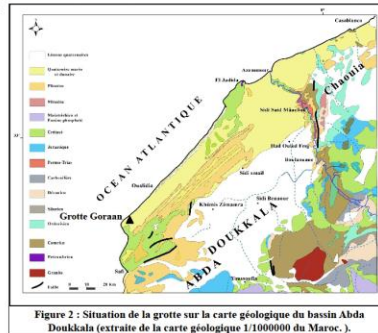


Figure 2 : Situation de la grotte sur la carte géologique du bassin Abda Doukkala (extraite de la carte géologique 1/1000000 du Maroc).

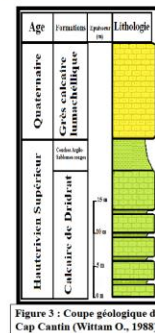


Figure 3 : Coupe géologique de Cap Cantin (Wittam O., 1988).

5. Les atouts de la grotte Goraan :

La grotte Goraan est une merveille spéléologique dont les atouts sont multiples, surtout pour le développement d'un tourisme vert ou scientifique, ce qui pourra engendrer des retombées économiques sur la région. Parmi ces atouts nous citons :

a. Les spéléothèmes :

Les spéléothèmes ou concrétions calcaires sont tellement diversifiés et constituent des paysages souterrains fascinants. On trouve des stalactites, des stalagmites, des piliers, des fistuleuses, des draperies ou rideaux calcaires, des excentriques, des coulées stalagmitiques, ...

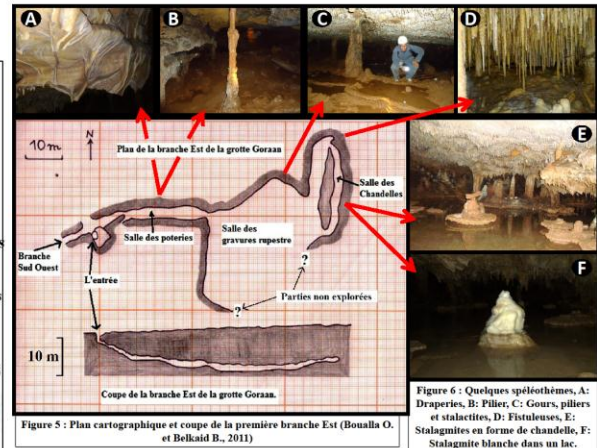


Figure 6 : Quelques spéléothèmes, A: Draperies, B: Piliers, C: Gours, piliers et stalactites, D: Fistuleuses, E: Stalagmites en forme de chandelle, F: Stalagmite blanche dans un lac.

4. Description de la grotte :

La grotte se divise en trois branches principales et dont la longueur totale est de 1700 m.

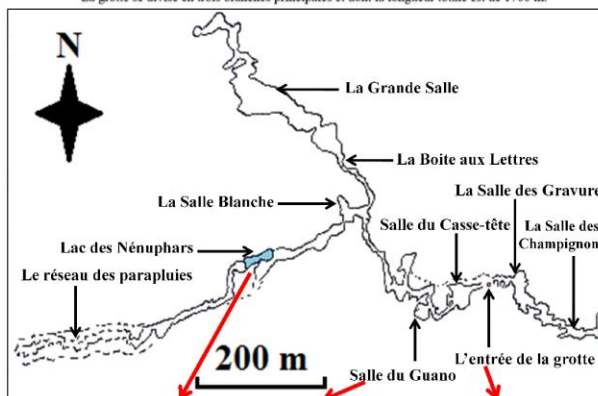


Figure 5 : Plan cartographique et coupe de la première branche Est (Boualla O. et Belkaid B., 2011).

6. Les risques de dégradation de la grotte :

Faisant face aux dangers qu'elle encoure, la grotte Goraan est un site fragile car il souffre de plus en plus de pollution résultant d'une part des ordures laissées sur place par certains de ses visiteurs et d'autre part, des graffiti dessinés sur ses parois.

En plus, ses concrétions calcaires sont détruites, surtout au niveau des galeries accessibles aux visiteurs.

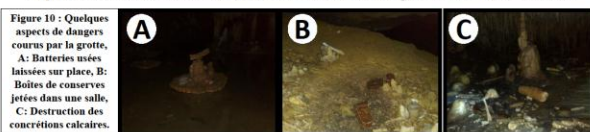


Figure 10 : Quelques aspects de dangers courus par la grotte, A: Batteries usées laissées sur place, B: Boîtes de conserves jetées dans une salle, C: Destruction des concrétions calcaires.

7. Conclusion et recommandations :

La grotte Goraan est un site touristique suscitant beaucoup d'intérêts, mais qui n'est malheureusement ni aménagée, ni protégée, ce qui la rend très vulnérable. Face à cette situation, nous recommandons de :

- ❖ sensibiliser les autorités locales et régionales pour la préservation de ce site et lui donner un intérêt touristique dans la région,
- ❖ protéger ce site contre toutes formes de dégradation,
- ❖ aménager ce site pour qu'il soit ouvert au visiteur de façon officielle,
- ❖ Sensibiliser la population locale.

b. Les poteries :

Elles ont été découvertes en grandes quantités dans la première salle de la première branche, malheureusement elles sont en état fragmentaire. Des études antérieures ont montré qu'elles s'agissaient de poteries d'âge Néolithique, d'autres appartiennent à l'époque phénicienne et à l'époque romaine.



Figure 7 : Quelques fragments de poteries trouvés dans la salle des Poteries (Boualla O., 2011).

c. Les gravures rupestres :

Des gravures rupestres montrant des scènes de chasse par boomerang ont été découvertes également dans la première branche. Selon des études antérieures, leurs âges remonteraient entre - 6000 ans et -7000 ans avant J.C.



Figure 8 : Gravures rupestres trouvées dans la grotte Goraan d'après l'Association Assif pour la Sauvegarde du Patrimoine Culturel et Architectural à Safi.

d. La faune cavernicole :

Une faune diversifiée caractérise la grotte Goraan. Ainsi, on trouve des chauves-souris, des grenouilles, des crapauds, des salamandres, des araignées, des cloportes,...



Figure 9 : A: Salamandre trouvée dans la grotte Goraan, B: Guano des Chauves-souris où vivent une multitude d'arthropodes comme les Cloportes.

