



HAL
open science

Instabilités de terrain de la côte ouest méditerranéenne du Maroc : cartographie, inventaire et facteurs causatifs

Haytam Tribak

► To cite this version:

Haytam Tribak. Instabilités de terrain de la côte ouest méditerranéenne du Maroc : cartographie, inventaire et facteurs causatifs. Géologie appliquée. Université Côte d'Azur; Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, 2023. Français. NNT : 2023COAZ4029 . tel-04397117

HAL Id: tel-04397117

<https://hal.science/tel-04397117>

Submitted on 16 Jan 2024

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.

Copyright

THÈSE DE DOCTORAT

Instabilités de terrain de la côte ouest
méditerranéenne du Maroc :
cartographie, inventaire et facteurs
causatifs

Haytam TRIBAK

Laboratoire Géoazur - UMR 7329

**Présentée en vue de l'obtention
du grade de docteur en Sciences de la
Planète et de l'Univers
d'Université Côte d'Azur
et de l'Université Sidi Mohamed Ben
Abdellah**

Dirigée par : Muriel Gasc-Barbier /
Abdelkader El Garouani

Soutenue le : 18 mars 2023

Devant le jury, composé de :

Muriel Gasc-Barbier, Directrice de
recherche, Université Côte d'Azur
Abdelkader El Garouani, Professeur,
Faculté des Sciences et Techniques de Fès
Abderrahim Lahrach, Professeur, Ecole
Nationale des Sciences Appliquées de Fès
Lehcen Benaabidate, Professeur, Faculté
des Sciences et Techniques de Fès
Marc Vinches, Professeur, IMT-Mines Alès
Hmidou El Ouardi, Professeur, Faculté des
Sciences de Meknès
Stéphane Bouissou, Professeur, Université
Côte d'Azur
Imad Kadiri, Professeur, Ecole Supérieure
de Technologie de Meknès



N° d'ordre :

Centre des Etudes Doctorales : Sciences et Techniques et Sciences Médicales
Formation Doctorale : Sciences et Génie de la Matière Sciences et Génie de la Matière, de
la Terre et de la Vie
Discipline : Géologie
Spécialité* : Géotechnique et Ingénierie Géologique
Laboratoire : Laboratoire d'Ecologie Fonctionnelle et Génie de l'Environnement « LEFGE »

Thèse pour l'obtention de DOCTORAT

Instabilités de terrain de la côte ouest méditerranéenne du Maroc : cartographie, inventaire et facteurs causatifs

Préparée par : Mr HAYTAM TRIBAK

Soutenue le 18/03/2023 devant le jury :

Nom et Prénom	Grade	Etablissement	Qualité
LAHRACH Abderrahim	PES	ENSA-Fès, Université Sidi Mohamed Ben Abdellah	Président
BENAABIDATE Lehen	PES	FST-Fès, Université Sidi Mohamed Ben Abdellah	Rapporteur & examinateur
EL OUARDI Hmidou	PES	FS-Meknès, Université Moulay Ismail	Rapporteur & examinateur
VINCHES Marc	PES	IMT-Mines Alès	Rapporteur & examinateur
BOUISSOU Stéphane	PES	Université Côte d'Azur	Examineur
KADIRI Imad	PH	EST-Meknès, Université Moulay Ismail	Examineur
EL GAROUANI Abdelkader	PES	FST-Fès, Université Sidi Mohamed Ben Abdellah	Directeur de thèse
GASC-BARBIER Muriel	HDR	Université Côte d'Azur	Directeur de thèse

Instabilités de terrain de la côte ouest méditerranéenne du Maroc : cartographie, inventaire et facteurs causatifs

Jury :

Président du jury

Abderrahim Lahrach, Professeur, Ecole Nationale des Sciences Appliquées de Fès

Rapporteurs

Marc Vinches, Professeur, IMT-Mines Alès

Hmidou El Ouardi, Professeur, Faculté des Sciences de Meknès

Lehcen Benaabidate, Professeur, Faculté des Sciences et Techniques de Fès

Examineurs

Stéphane Bouissou, Professeur, Université Côte d'Azur

Imad Kadiri, Professeur, Ecole Supérieure de Technologie de Meknès

Instabilités de terrain de la côte ouest méditerranéenne du Maroc : cartographie, inventaire et facteurs causatifs

Les montagnes sont le théâtre de manifestations des instabilités de terrain dont les causes sont difficilement concevables et les conséquences sont le plus souvent désastreuses. Face aux contraintes liées à l'incompréhension complète de leur mécanisme et à leur imprévisibilité spatio-temporelle, les instabilités de terrain représentent un axe de recherche d'actualité. Dans ce sens, ce travail vise à étudier les instabilités de terrain existantes en vue de comprendre l'influence de leurs facteurs causatifs. Nous nous sommes intéressés donc à la région côtière du Rif nord-occidental qui est très connue par la diversification de ses composantes naturelles et des typologies des instabilités de terrain. Le travail consiste en premier temps à dévoiler les différentes typologies des instabilités de terrain et les facteurs causatifs de prédisposition associés, grâce à des missions de reconnaissance analytiques sur le terrain. Différents types de facteurs sont ainsi déterminés : lithologiques, structuraux, géométriques, hydrologiques, hydrogéologiques, géo-biologique et anthropiques. Le mécanisme d'influence de chaque facteur a été bien détaillé et son intérêt dans le travail a été justifié par des exemples de la région d'étude. Le tour vient ensuite pour la cartographie d'inventaire des instabilités existantes ; le recensement a été effectué à travers l'analyse visuelle des images satellitaires de hautes résolutions et des missions de terrain pour un but confirmatoire et complémentaire. Grâce au « Système d'information géographique » (SIG), les instabilités recensées ont pu être transformées en données numériques figurant dans des cartes d'inventaires multi-temporels. Parmi les instabilités recensées, trente sites d'études typiques, représentatifs de tous les paramètres du milieu, ont été minutieusement sélectionnés pour constituer le descriptif du terrain d'étude. Ce dernier comprend la description de toutes les caractéristiques physiques de l'instabilité, les facteurs causatifs probables et les répercussions sur le milieu. Finalement, l'évaluation de l'influence des facteurs causatifs a été réalisée à travers des approches multi-méthodologiques, basées sur des méthodes d'analyses statistiques multivariées et bivariées, développées dans le cadre de ce travail. Les inventaires et le descriptif du terrain sont deux éléments clés dans ces approches méthodologiques. L'Analyse en Composante Principale (ACP) et l'Analyse des Correspondances Multiples (ACM), ont constitué des méthodes statistiques de hiérarchisation des facteurs afin de déterminer ceux les plus prépondérants. Le principe de l'évaluation se base sur « l'analyse des corrélations multiples » ; le facteur ayant le plus grand nombre de corrélation avec les autres facteurs est le plus prépondérant. A travers le graphe des variables, l'ACM a montré que les facteurs géologiques sont les plus influents. Les cercles de corrélation des ACP-glissement ont montré que la lithologie est un facteur très influent quand il s'agit des glissements de terrain. Quant aux éboulements, les cercles de corrélation des ACP-éboulement ont montré que les facteurs structuraux sont les plus prépondérants. L'intérêt des analyses statistiques bivariées est centré sur l'évaluation de l'influence des modalités des facteurs. A travers le calcul de la densité d'instabilité dans chaque modalité de facteur, les modalités les plus influentes ont été déterminées.

Mot clés : instabilités de terrain, évaluation des facteurs causatifs, levées de terrain, inventaire, télédétection, SIG, cartographie, approches multi-méthodologiques, statistique multivariée, statistique bivariée, ACP, ACM, Rif nord-occidental, Maroc.

Ground instabilities of the western Mediterranean coast of Morocco: mapping, inventory and causative factors

Mountains are the scene of manifestations of ground instabilities whose causes are difficult to conceive and whose consequences are most often disastrous. Faced with the constraints related to the complete incomprehension of their mechanism and their spatio-temporal unpredictability, the ground instabilities represent a current research axis. In this regard, this work aims to study the existing ground instabilities in order to understand the influence of their causative factors. We are interested in the coastal region of the north-western Rif, which is well known for the diversification of its natural components and ground instability typologies. The work consists firstly in revealing the different typologies of the ground instabilities and the associated predisposition causative factors, thanks to analytical field works. Different types of factors are thus determined: lithological, structural, geometrical, hydrological, hydrogeological, geobiological and anthropogenic. The mechanism of influence of each factor was well detailed and its interest in the work was justified by examples from the study area. The turn comes then for the mapping of inventory of existing instabilities; the census was made through visual analysis of high resolution satellite images and field investigations for confirmatory and complementary purposes. Thanks to the "Geographic Information System" (GIS), the instabilities identified could be transformed into digital data appearing in multi-temporal inventory maps. Among the instabilities identified, thirty typical study sites, representative of all parameters of the environment, were carefully selected to constitute the descriptive of the study terrain. The latter includes the description of all physical characteristics of the instability, the probable causative factors and the repercussions on the environment. Finally, the evaluation of the influence of the causative factors was carried out through multi-methodological approaches, based on multivariate and bivariate statistical analysis methods, developed in the framework of this work. Inventories and field description are two key elements in these methodological approaches. Principal Component Analysis (PCA) and Multiple Correspondence Analysis (MCA) were used as statistical methods to prioritize the factors in order to determine the most important ones. The principle of the evaluation is based on "multiple correlation analysis"; the factor with the highest number of correlations with the other factors is the most preponderant. Through the graph of variables, the MCA showed that the geological factors are the most influential. The correlation circles of the PCA-slide showed that lithology is a very influential factor about landslides. As for rockfalls, the correlation circles of the PCA-rockfall showed that structural factors are the most preponderant. The interest of the bivariate statistical analyses is centered on the evaluation of the influence of the factors' modalities. Through the calculation of the density of instability in each factor modality, the most influential modalities were determined.

Keywords: ground instabilities, causative factors assessment, field surveys, inventory, remote sensing, GIS, mapping, multi-methodological approaches, multivariate statistics, bivariate statistics, PCA, MCA, northwestern Rif, Morocco.

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE ET CONCEPTS DE BASE	9
1) Problématique.....	9
1.1. Problèmes liés aux origines, aux conséquences et à la gestion des instabilités de terrain.....	9
1.2. Problèmes de prévision, de perception et d'évaluation du risque d'instabilité de terrain.....	10
2) Méthodes d'analyse de l'aléa instabilité de terrain.....	12
3) Objectifs.....	13
4) Organisation de la thèse.....	16
CHAPITRE I : Présentation de la région d'étude	18
1) Cadre géographique.....	19
1.1. Choix de la zone d'étude.....	19
1.2. Localisation géographique.....	19
2) Contexte géologique et géodynamique.....	20
2.1. Evolution géodynamique de la chaîne rifaine.....	22
2.2. Structure actuelle de la chaîne rifaine.....	28
2.2.1. Le domaine externe.....	29
2.2.2. Le domaine des flysch.....	29
2.2.3. Le domaine interne.....	31
3) Cadre géomorphologique actuel.....	33
4) Cadre sismologique.....	35
5) Cadre climatique, hydrologique et hydrogéologique.....	37
5.1. Cadre climatique.....	38
5.2. Cadre hydrologique.....	39
5.3. Cadre hydrogéologique.....	40
6) Conclusion.....	41
CHAPITRE II : Les instabilités de terrain : classification et origine	42
1) Notions sur les instabilités de terrain.....	43
2) Classification des instabilités de terrain.....	43
2.1. Généralités sur les classifications.....	43
2.2. Typologies des instabilités de terrain de la zone d'étude.....	44
3) Origine des instabilités de terrain.....	50
3.1. Notions mécanique sur la stabilité des pentes (stabilité des pentes)....	50
3.2. Les mécanismes du rupture des instabilités de terrain.....	50
3.3. Les facteurs de prédisposition.....	53
3.4. Les facteurs déclenchants.....	72
CHAPITRE III : Cartographie d'inventaire des instabilités de terrain	75

1) Introduction.....	76
2) Cadre théorique de l'inventaire.....	76
3) Cadre pratique de l'inventaire.....	77
4) Techniques et méthodologie d'inventaire.....	79
5) Cartes d'inventaire des instabilités de terrain.....	82
6) Facteurs affectant la qualité de l'inventaire.....	86
7) Comparaison avec des études antérieures.....	87
8) Présentation des instabilités de terrain de la région d'étude.....	88
9) Conclusion.....	92
CHAPITRE IV : Cas-typiques d'instabilités : présentation et description.....	94
1) Introduction.....	95
2) Choix des sites d'études.....	95
3) Descriptif et caractéristiques des sites d'études.....	96
CHAPITRE V : Analyse de l'influence des facteurs causatifs des instabilités de terrain.....	112
1) Introduction.....	113
2) Analyses statistiques multivariées des facteurs causatifs.....	113
2.1. Introduction.....	113
2.2. Description de la méthodologie.....	113
2.3. Sites d'études et données d'entrées.....	114
2.4. Application numérique.....	117
2.5. Analyse des Correspondances Multiples des facteurs causatifs.....	118
2.6. Analyse en Composantes Principale des glissements de terrain.....	123
2.7. Analyse en Composantes Principale des éboulements.....	128
2.8. Synthèse des analyses statistiques multivariées.....	133
3) Analyses statistiques bivariées des facteurs causatifs.....	133
3.1. Introduction.....	133
3.2. Analyse des modalités du facteur « Lithologie ».....	135
3.3. Analyse des modalités du facteur « persistance des fractures ».....	136
3.4. Analyse des modalités du facteur « densité des joints ».....	138
3.5. Analyse des modalités du facteur « pente ».....	139
3.6. Analyse des modalités du facteur « élévation ».....	140
3.7. Analyse des modalités du facteur « exposition du versant ».....	141
3.8. Analyse des modalités du facteur « densité du réseau hydrographique ».....	143
3.9. Analyse des modalités du facteur « Occupation du sol ».....	145
4) Synthèse et conclusion des analyses statistiques.....	145
CONCLUSION GENERALE.....	147
Recommandations et intérêt.....	150

Perspectives.....	151
Références bibliographiques.....	153
Liste des figures.....	176
Liste des tableaux.....	178
Liste des Photos.....	178
Annexes.....	179

INTRODUCTION GENERALE ET CONCEPTS DE BASE

Un milieu naturel (mers, continent, montagne, plaine, etc.) est le produit d'un ensemble de processus naturels, dans lequel l'environnement paysager subit un changement évolutif constant. Les mouvements de terrain, les inondations, les incendies, les tremblements de terre, les tsunamis, les éruptions volcaniques, que l'homme a nommé « catastrophes naturelles », ne sont en vérité que des conséquences de cette évolution permanente qui préserve l'équilibre terrestre, et qu'à travers eux la terre a été façonnée et sculptée comme nous la connaissons aujourd'hui. Ces événements, bien qu'ils soient essentiels pour la vie, s'avèrent parfois très catastrophiques pour l'homme.

Dans les temps anciens, les instabilités de terrain étaient considérées comme des manifestations des colères divines. Depuis le 19^{ème} siècle, des scientifiques de par le monde se sont attachés à comprendre ces phénomènes (Heim, 1882 ; Sintsov, 1898 ; Howe, 1909 ; Reynolds, 1932 ; Terzaghi, 1950 par exemple) et à les expliquer en se basant sur des critères morphologiques simples. Plus récemment, avec l'évolution de la connaissance, ces critères se sont étendus, en prenant en considération de nouveaux critères qui influent directement ou indirectement sur les instabilités de terrain. Parmi ces critères, des facteurs morphologiques et géométriques ont été proposés (Carson et Kirkby, 1972 ; Crozier, 1973, Flageollet, 1989 ; Varnes, 1978 et Hutchinson, 1988 par exemple), des critères géotechniques (Hutchinson, 1978 par exemple), des critères dynamiques et cinématiques (Milliés-Lacroix, 1981 ; Sirieys, 1984 et Rizzo, 1988 par exemple), ainsi, bien entendu, que des combinaisons de ces critères.

1. Problématiques

1.1. Problèmes liés aux origines, aux conséquences et à la gestion des instabilités de terrain

Problème d'instabilités de terrain à l'échelle internationale

Les instabilités de terrain font partie des catastrophes les plus répandues dans le monde (Petley 2012), dont les causes et les conséquences sont multiples. Elles ont longtemps été sous-estimées car elles sont souvent liées à des facteurs externes tels que les précipitations ou les séismes (Foster et al. 2012). Le développement des infrastructures (infrastructures routières, ferroviaires, ouvrages d'art, etc.), qui peut nécessiter la construction sur des terrains instables ou dans des zones à forts risques d'instabilité (Gasc-Barbier et al., 2008 ; Mahé et al., 2014 ; Nguyen et al., 2016 ; Tribak et al., 2020), montre l'importance de prendre en compte les instabilités de terrain lors de la planification et de la réalisation des projets. Par ailleurs, l'anthropisation inconsidérée de l'environnement peut accélérer, ralentir ou stopper les phénomènes naturels. Elle peut induire un déséquilibre qui, à son tour, entraîne des conséquences pouvant aller jusqu'à la catastrophe. Les instabilités de terrain sont les phénomènes les plus sensibles liés à l'anthropisation de l'environnement (Meusburger et Alewell 2008).

Les instabilités de terrain provoquent la mort de plusieurs personnes chaque année dans le monde. Les dégâts matériels sont aussi estimés à des milliards de dollars (le Japon avec plus de 5 milliards de dollars/an (Glade, 1998), les Etats-Unis et l'Italie avec plus de 1,5 milliard de dollar/an (Catenacci, 1992)). Ainsi, pour être à même de garantir plus de sécurité aux

populations, il est nécessaire de repérer les zones à risques le plus en amont possible et de les étudier afin d'éviter toute situation critique qui peut être susceptible de poser des problèmes. Certains pays sont plus avancés que d'autres dans cette politique de gestion des risques naturels : les pays du tiers monde à titre d'exemple, sont plus défavorisés en terme de prévention contre les aléas des instabilités des terrains, à cause, souvent, d'une méconnaissance des structures géologiques constituant leurs terrains, de topographies souvent complexes, d'un urbanisme pas toujours maîtrisé, et de priorités politiques qui peuvent être mises sur le développement économique au détriment de la prévention des risques naturels.

La réalité des dégâts imputables à ces phénomènes a poussé les décideurs, dans les différents continents, à gérer ces risques naturels, en même temps que d'autres phénomènes, tels que les inondations, les cyclones, les séismes, etc. Cependant, compte tenu de leur diversité, de la complexité de leurs mécanismes, et de la grande variabilité des dommages qu'ils sont susceptibles de générer et de la rareté de bilans liés à leurs conséquences, les instabilités de terrain ne sont pas toujours aussi bien comprises, en termes de causes et de risque associé, que d'autres phénomènes naturels.

Problème d'instabilités de terrain à l'échelle nationale

Le Maroc a connu un développement socio-économique non négligeable ces dernières années. De grands projets d'infrastructure ont été réalisés, par exemple : la rocade méditerranéenne reliant Tanger à Saida ; la ligne à grande vitesse Casablanca-Tanger, le complexe industrialoportuaire Tanger-Med, etc. ; d'autres sont en cours de planification ou d'achèvement, par exemple : le complexe industrialoportuaire Nador-Med, la ligne à grande vitesse Casablanca-Marrakech, l'autoroute Fès-Marrakech, etc. Ces projets vont permettre de désenclaver de nombreuses zones, de favoriser un développement touristique des côtes méditerranéennes et atlantiques et de créer des plateformes d'accueil (Yazidi et al., 2017). Néanmoins, au cours de la mise en place d'un projet, des problèmes d'instabilités des terrains de toutes sortes surgissent, menaçant ainsi l'infrastructure achevée ou en cours de construction, sans oublier le danger quotidien sur les populations locales et leurs biens causant ainsi d'énormes préjudices socio-économiques.

Le Maroc connaît depuis toujours des problèmes d'instabilités, en raison de l'abondance des terrains fortement accidentés et de la fragilité des formations superficielles. Chaque année, des dizaines de personnes périssent à cause des mouvements de terrains ; les pertes matérielles sont aussi assez élevées, et qui se conjuguent par une dégradation partielle d'une zone d'habitation, des infrastructures routières, des infrastructures ferroviaires, etc. ; cela bien évidemment, impose à l'état de fournir des gros budgets pour les travaux de reconstruction et de réaménagement, sans oublier le remboursement de la population touchée. Le géosystème montagneux du Rif marocain est considéré comme l'une des régions les plus sensibles aux processus de dégradation. Le fort compartimentage morpho-structural, la complexité des systèmes des pentes, la prédominance des roches tendres, la grande variabilité du climat, le recul excessif des espaces boisés, font ensemble que cet espace soit, naturellement, très vulnérable, notamment face au changement climatique, et dispose ainsi d'un potentiel élevé du point de vue dégradation. Les fortes pressions anthropiques qui y ont profondément affecté l'écosystème depuis plus d'un siècle, sont relayées actuellement par les effets de forçages naturels qui portent l'empreinte des changements climatiques. Bien que les moyennes pluviométriques ont diminué et les sécheresses se sont accentuées, les événements

pluviométriques exceptionnels sont de plus en plus fréquents, aboutissant parfois à des dynamiques intenses des versants ayant de lourdes conséquences sur les milieux et les populations. De même, la poussée démographique qui a accompagné l'indépendance a entraîné une distorsion entre les besoins des populations et les ressources disponibles. Phénomène qui a eu pour corollaire une forte emprise humaine sur les milieux et une accélération des processus de dégradation des environnements.

Ainsi, Le Rif présente un exemple concret des instabilités provoquées par différents mécanismes dynamiques. Le Rif, de par sa position géographique et ses prédispositions naturelles, fait partie des montagnes méditerranéennes parmi les plus vulnérables aux mouvements de terrain (Kirat, 2017). En effet, cette fameuse chaîne de montagne, constituant l'extrême nord du Maroc, pose énormément de problèmes environnementaux liés aux instabilités des versants. Les événements pluviométriques exceptionnels favorisent annuellement la mise en place d'une variété de mouvements de terrain et l'évolution de ceux déjà existants.

Le Rif interne, où se situe notre région d'étude, est parmi les zones les plus concernées par les différents types d'instabilité. Ces derniers regroupent un certain nombre de processus ayant pour conséquence la rupture et le déplacement de quantités de matériaux dont le volume varie en fonction de la nature et l'ampleur du phénomène. Leur genèse relève de la combinaison d'une série de facteurs : géométriques, liés à la forte inclinaison des surfaces topographiques ; structuraux, dépendant de la complexité de la structure et de la disposition structurale des roches ; et enfin lithologiques, liés à la présence de certaines formations peu cohérentes dont le comportement rhéologique est très favorable aux mouvements de terrain. On peut observer des formes mineures dont l'effet ne dépasse pas les horizons supérieurs des formations, comme on peut assister à des déplacements spectaculaires dont les conséquences sont catastrophiques pour les biens et pour les hommes.

1.2. Problèmes de prévision, de perception et d'évaluation du risque d'instabilité de terrain

Une grande partie de la population qui entendait parler du risque de déclenchement d'instabilités de terrain, pensait que les endroits qui ont fait l'objet d'une étude préalable sont très sûrs et que les zones non étudiées sont les plus confrontées. Or, ce raisonnement n'est pas vrai, parfois c'est même l'inverse qui se produit. Ceci n'est pas l'œuvre du hasard, mais en relation avec des facteurs bien précis qui sont omniprésents dans la nature et n'attendent que les conditions favorables pour que leur influence se fasse sentir. Les décideurs ont tendance à louper des facteurs de prédispositions très importants soit par négligence soit par sous-estimation soit par méconnaissance. Mais dans la plupart des cas, c'est la méconnaissance de l'existence ou de la présence du facteur qui fait que les décideurs ne les prennent pas en considération dans leurs études, jusqu'à ce que l'instabilité apparaisse et qu'il soit trop tard pour s'en rendre compte. De plus, certaines approches d'évaluation du risque d'instabilité de terrain, qui se limitent à des critères déterminés, peuvent être trompeuses. Si nous prenons un exemple du terrain d'étude, les roches les plus compétentes qui ont les résistances mécaniques les plus élevées et qui sont censées avoir une meilleure stabilité que les autres, sont au contraire celles qui connaissent la fréquence la plus élevée d'instabilités de terrain. Dans ce cas, les propriétés mécaniques de la nature de roche n'est tout simplement pas le facteur déterminant. Certains scientifiques reprochent aux méthodes d'évaluation qualitatives d'être très subjectives et qu'il est préférable d'avoir recours aux méthodes quantitatives. Certes, il existe bien des méthodes

plus pertinentes que d'autres, mais le problème n'est pas du tout lié à la méthode elle-même et si elle est qualitative ou quantitative, les deux sont très importantes et essentielles dans chaque type d'évaluation, c'est plutôt les types et la qualité de données collectées ou introduites qui comptent vraiment et qui déterminent si le modèle ou la méthodologie appliquée est réussie ou non. Plus important encore, l'approche méthodologique suivie vis-à-vis de l'objectif à atteindre a également sa part d'intérêt. L'étude des instabilités de terrain est plus pertinente si plusieurs méthodes qualitatives et quantitatives sont appliquées. Mais elle l'est plus encore si ces méthodes sont combinées dans une seule approche méthodologique. **Les approches multi-méthodologiques sont fortement recommandées ; elles sont même la clé de la réussite des études des instabilités de terrain.**

C'est dans cette optique que vient le présent travail ; nous avons choisi de mener une étude systématique, sans à priori, pour identifier les facteurs d'instabilité, qu'il soient largement reconnus comme tel, ou pas. Dans un second temps, nous avons mis en point des approches méthodologiques efficaces qui visent l'étude des instabilités en vue d'évaluer leur occurrence.

Ainsi, le cadre général de la recherche engagée est centré sur certaines hypothèses bien déterminées :

- A quoi correspondent les typologies d'instabilité de terrain de la région d'étude ? par quel moyen peut-on les recenser et les cartographier ? quels sont les facteurs responsables quant à leur apparition ?
- Par quel moyen peut-on évaluer l'influence réelle des facteurs causatifs, de reconnaître les plus prépondérants d'entre eux dans un terrain complexe où les facteurs sont très divers ?
- Peut-on estimer la susceptibilité aux instabilités de terrain à partir de l'étude de phénomènes déjà existants ?

Avant d'aborder les objectifs de la thèse qui détiennent les réponses à ces questions, il est judicieux de mettre le point sur quelques notions des différentes méthodes d'analyses de l'aléa instabilité de terrain.

2. Méthodes d'analyse de l'aléa instabilité de terrain

L'aléa (*hazard* en anglais) est une manifestation d'un phénomène ou événement naturel (inondation, mouvement de terrain, séisme, avalanche, etc.) ou anthropique d'occurrence et d'intensité données.

L'analyse de l'aléa « instabilité de terrain » consiste à répondre à ces quatre questions : où, quand, comment et pourquoi le phénomène s'est produit ou se produira ?. Cela nécessite donc de trouver les méthodes et les méthodologies adéquates pour comprendre les phénomènes et répondre ainsi à ces questions.

Les méthodes d'analyse de l'aléa instabilité de terrain sont souvent regroupées en deux catégories distinctes : les méthodes qualitatives et les méthodes quantitatives (Fig. 1) (Aleotti et Chowdhury, 1999 ; van Westen et al., 2006 ; Corominas et al., 2014 ; Thiery et Terrier, 2018). D'autres méthodes dites « semi-quantitatives » sont basées sur la combinaison des méthodes qualitatives et quantitatives (Bell et Glad, 2004). L'application d'une méthode revient aux quantités et aux qualités des données disposées et de l'objectif recherché. Les méthodes quantitatives viennent en général pour estimer l'ampleur d'une instabilité et par la suite son

intensité. Les méthodes qualitatives, dites directes (Guzzetti et al., 1999), consistent à l'analyse géomorphologique des instabilités sur le terrain et à travers la fabrication de cartes des phénomènes et des facteurs contributifs.

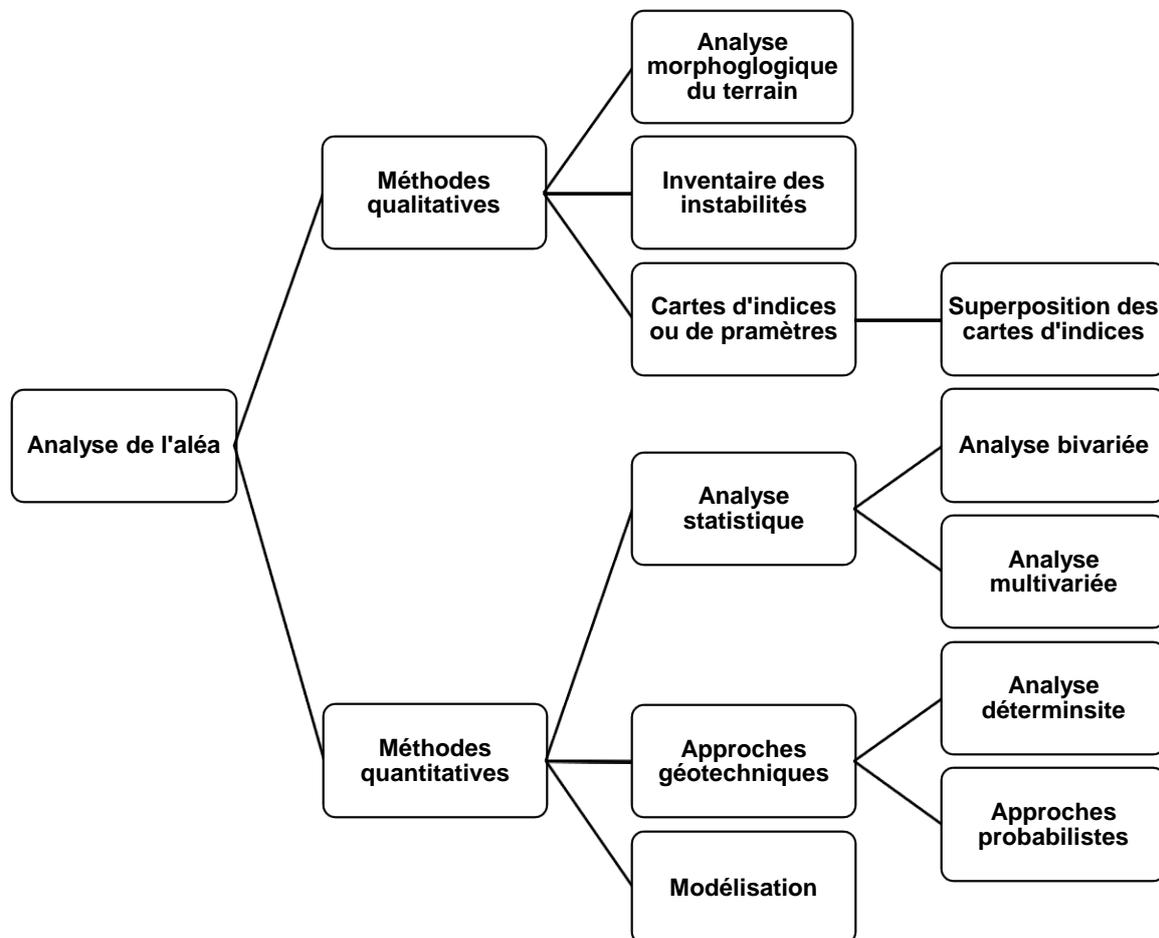


Figure 1 : Différentes méthodes d'analyse de l'aléa instabilité de terrain (modifiée d'après, Aleotti et Chowdhury, 1999)

2.1. Méthodes d'analyses qualitatives

2.1.1. Cartographie d'inventaire des instabilités de terrain

L'inventaire des instabilités est la forme la plus basique de l'évaluation de l'aléa. Il consiste à la cartographie des phénomènes d'instabilités passés, ainsi vient l'appréciation de leur distribution spatiale par rapport à des paramètres du milieu ou par rapport aux enjeux par exemple.

Les inventaires servent de prérequis pour toutes les méthodes de cartographie et de l'évaluation de l'aléa et des risques associés. Il peut passer d'une méthode qualitative à quantitative si l'on souhaite extraire la densité des phénomènes en se servant des outils SIG (Soeters et van Westen, 1996 ; Guzzetti et al., 2005).

2.1.2. Analyse géomorphologique du terrain

C'est une méthode très simple qui consiste en la récolte d'informations sur le terrain. Le géomorphologue ou le géologue fait appel à ses connaissances, ses compétences et son expertise pour reconnaître les zones instables, déterminer les facteurs causatifs probables et évaluer rapidement l'état de stabilité de la zone instable. Même avec ses subjectivités qui portent sur l'état des connaissances de l'expert, l'absence d'une explication de la démarche à suivre (van Westen et al., 2008) et du temps et du coût que ça demande, l'analyse de l'instabilité sur le terrain est de première importance peu importe la finalité de l'étude.

2.1.3. Méthodes par pondération des facteurs (méthodes heuristiques)

Ces méthodes viennent pour l'identification des zones potentiellement instables, c'est-à-dire qu'elles sont dédiées particulièrement aux études des susceptibilités. L'expert doit sélectionner les facteurs de prédisposition et déclenchants qu'il juge déterminants en termes d'instabilité de terrain. Ensuite il leur attribue une valeur ou un poids (pondération) qui en rapport avec sa contribution dans l'occurrence du phénomène. Grâce à des outils SIG, les cartes des facteurs sont ensuite hiérarchisées et superposées pour produire des cartes de susceptibilité.

Ces méthodes sont malheureusement très subjectives. Les facteurs d'entrées sont généralement improvisés ce qui fait que la qualité et la quantité des données introduites ne reflètent pas la réalité du terrain, menant ainsi à des résultats médiocres. De plus, ces méthodes sont utilisées lorsqu'il s'agit de traiter des zones spacieuses qui requièrent alors de longs traitements de données. D'autre part, la plupart des facteurs qui présentent une variabilité importante ou un caractère limité dans l'espace sont souvent représentés par des zones de magnitudes (ou des densités), choses qui diminuent fortement la qualité de la carte.

2.2. Méthodes d'analyses quantitatives

2.2.1. Méthodes d'analyses statistiques

Les analyses statistiques sont des méthodes très objectives qui viennent combler la subjectivité des méthodes qualitatives et compléter certaines démarches de l'étude des instabilités (Reichenbach et al., 2018). Elles sont basées sur la définition et la description des relations probantes entre les facteurs causatifs et les instabilités de terrain existantes (Carrara et al., 1995 ; ; Leroi, 1996 ; Van Westen et al., 2006). **Cela revient donc à déterminer le degré d'influence ou de causalité entre chaque facteur et chaque type d'instabilité vis-à-vis de l'occurrence de l'instabilité.** Ainsi, une analyse statistique peut être bivariée ou multivariée.

a) Analyse statistique bivariée

Ce sont des méthodes qui ne s'appuient que sur deux variables. Les valeurs nominales des facteurs sont converties en valeurs numériques suivant la densité des instabilités de terrain relevée au niveau de chaque modalité de facteur contributif. L'appréciation des modalités les plus déterminantes ou prépondérantes peut ainsi être satisfaite. De même, la susceptibilité aux instabilités peut être appréciée en regardant les résultats des valeurs numériques (rapport de fréquence, rapport de densité) ou en allant plus loin en créant une carte de susceptibilité à travers des approches bien déterminées (Théorie de l'évidence, analyses discriminantes, etc.).

b) Analyse statistique multivariées

Les méthodes d'analyses statistiques multivariées traitent plusieurs variables en même temps. Elles viennent pour étudier les facteurs des instabilités existantes en utilisant des approches discriminantes (Tribak et al., 2022) ou déterminer la susceptibilité aux mouvements à travers des analyses régressives. Ainsi, en suivant ces types d'analyses, les facteurs peuvent être pondérés pertinemment sans l'intervention de l'expert. Ces types de méthodes représentent le futur des études des instabilités de terrain à condition que des approches méthodologiques soient développées, concept qui est très bien développé dans le présent travail (chapitre 4).

2.2.2. *Approches géotechniques*

Ces méthodes d'analyse s'appuient sur des techniques et des outils géotechniques. Deux types d'approches géotechniques sont généralement distinguées : les méthodes déterministes et les approches probabilistes.

a) Méthodes déterministes

Ces méthodes sont basées sur l'analyse de stabilité des pentes. Leur principe est de calculer le facteur de sécurité (F) en employant des modèles géotechniques. Ainsi, plusieurs types de données sont nécessaires pour le calcul de (F) notamment les composantes géométriques de la pente, les paramètres géomécaniques (cohésion et angle de frottement) et des informations sur les données hydrogéologiques (niveau piézométrique, présence de nappe, pressions interstitielles, etc.) et autres. Les facteurs déclenchants (précipitations et séismes) peuvent également être inclus dans l'analyse. Ces méthodes sont généralement appliquées sur des zones très restreintes, à l'échelle d'une instabilité par exemple, et que le type et la morphologie de l'instabilité sont parfaitement maîtrisés (Dai et Lee, 2001). Nombreuses sont les méthodes géotechniques qui calculent la stabilité, à savoir méthodes de tranches (Fellenius, 1927), méthodes de Bishop (1955), méthode de Morgenstern (1965).

b) Approches probabilistes

Ces méthodes supposent que les données des paramètres mécaniques sont variables dans le temps. En effet, les paramètres mécaniques d'une pente sont naturellement variables ; différents facteurs de prédispositions et déclenchants viennent les affecter et parfois d'une manière irréversible (moment de rupture). Contrairement aux méthodes déterministes, les approches probabilistes donnent la possibilité de sélectionner et d'étudier un tas de données variables, ce qui permet de savoir quelle distribution de probabilité est la plus appropriée pour l'étude (Hansen, 1984). Ces méthodes sont très intéressantes, elles permettent la détermination d'une probabilité de rupture d'un versant étudié, dans un contexte où les paramètres mécaniques sont variables, par rapport à l'équilibre limite ($F = 1$), et donc d'avoir des idées sur les différentes possibilités de données de variables mécaniques lors du déclenchement d'une instabilité de terrain.

3. Objectifs

Le présent travail vient évaluer le risque d'instabilité de terrain à travers des approches multi-méthodologiques. La première approche de l'évaluation du risque consiste à des méthodes qualitatives et ensuite le couplage de méthodes qualitatives. La deuxième approche porte sur la combinaison entre des méthodes qualitatives et quantitatives. L'objectif final du travail est de comprendre d'une façon globale qu'elle est l'influence réelle d'un facteur sur les instabilités ;

ainsi chaque facteur d'instabilité sera évalué selon son degré d'influence sur les instabilités de terrain existants et de cette façon que le risque d'instabilité de terrain dans la région d'étude sera apprécié. Les études se focalisent sur des phénomènes déjà existants pour comprendre ceux probables.

Dans le cadre de l'avancement et du développement de la recherche scientifique, d'apporter de nouveaux concepts, de découvrir et d'assurer des veilles méthodologiques et d'encourager la multidisciplinarité, et surtout d'éviter d'imiter et de reproduire les méthodologies déjà existantes, le présent travail de thèse vise certains objectifs bien précis :

Identifier l'origine des instabilités de terrain. Une attention particulière est dédiée à la connaissance des facteurs de prédisposition et la compréhension de leur influence directe sur les mécanismes de rupture des versants à travers des études principalement sur le terrain ;

Cartographier les instabilités de terrain en mettant en point une méthodologie d'inventaire efficace et facilement reproductible, basée sur la combinaison des méthodes d'analyse des images satellitaires optiques de très haute résolution et de l'analyse géomorphologique du terrain en clarifiant certaines notions dans les deux méthodes ;

Etablir un descriptif complet du terrain en désignant des sites d'études typiques représentatifs de tous les facteurs d'instabilités existants, en se basant sur l'inventaire et d'autres données thématiques ;

Evaluer le degré d'influence de chaque facteur causatif d'instabilités de terrain en développant une méthodologie d'analyse exécutée à travers des méthodes statistiques multivariés ACM et ACP ;

Analyser la relation entre les facteurs causatifs prépondérants et les instabilités de terrain de la région, en se basant sur des analyses statistiques bivariées.

4. Organisation de la thèse

Afin d'atteindre les objectifs souhaités tout en assurant une succession logique des événements, nous avons jugé intéressant que la thèse soit organisée sur cinq chapitres et ce selon le raisonnement suivant :

Le premier chapitre porte sur la présentation de la région d'étude. Nous décrivons alors, le cadre géographique, géologique, géodynamique, géomorphologique, sismologique, hydrologique et hydrogéologique. C'est un travail de préparation des différents contextes du milieu qui sont en relation avec les instabilités de terrain.

Le deuxième chapitre fait l'objet d'une classification des typologies des instabilités de terrain de la région d'étude et de reconnaître leur origine (le comportement dynamique, les facteurs de prédisposition et déclenchants).

Le troisième chapitre a pour objectif d'inventorier les phénomènes et de comprendre leur distribution spatiale selon des paramètres spécifiques. Pour cela, nous appliquons et développons différents concepts méthodologiques principalement d'ordre qualitatif.

Le quatrième chapitre présente un descriptif détaillé du terrain d'étude, à travers 30 sites d'étude typiques qui ont été soigneusement sélectionnés. Le descriptif correspond à des fiches

qui présentent des informations détaillées de l'instabilité (une photographie du terrain, le lieu, les coordonnées GPS, une description générale des contextes du milieu et une description de l'instabilité).

Le cinquième chapitre vise le développement d'une approche multi-méthodologique de l'évaluation de l'influence de chaque facteur causatif sur les instabilités de terrain, principalement ceux géologiques et géomécaniques, en utilisant des méthodes statistiques multivariées. L'approche méthodologique nécessite la combinaison de plusieurs méthodes (*qualitatives* : inventaire, analyse géomorphologique ; *quantitative* : analyse statistique multivariée, approche géotechnique probabiliste, modélisation numérique). On évalue donc le degré d'influence de chaque facteur du terrain d'étude pour déterminer les plus problématiques d'entre eux. On reconnaît que le principe de la méthodologie n'est pas simple du tout ; il faut avoir des bases dans plusieurs disciplines, notamment en géosciences, en géomécanique, en analyse du terrain, en statistiques discriminantes, en manipulation des outils SIG et de télédétection et d'autres types de logiciels (programmation statistique, modélisation géotechnique numérique, dessin, etc.), pour comprendre déjà la méthodologie et de l'appliquer par la suite. Le tour vient ensuite pour évaluer l'influence des modalités (entités) des facteurs (variables), en calculant la densité d'instabilité dans chaque modalité de facteur, suivant une méthode d'analyse statistique bivariée simpliste à base d'inventaire et de cartes thématiques des facteurs.

CHAPITRE 1 : PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE

1. Cadre géographique

1.1. Choix de la zone d'étude

La région côtière du Rif nord occidental est un terrain d'étude très approprié pour l'analyse des instabilités de terrain. Ces derniers y constituent des phénomènes très actifs qui trouvent dans cette région un lieu de prédilection. Bien que les instabilités de terrain représentent un aléa majeur, un ensemble de d'éléments a fait que la région est très peu étudiée notamment la topographie complexe, l'accès difficile, la faible densité du réseau routier, mais le plus important est le manque de données élémentaires à travers lesquelles l'intensité et l'ampleur du risque peuvent être évaluées. De ce fait, la toute première étape du choix de la région d'étude concerne l'évaluation du risque d'instabilité (Fig. 2). Ceci est basé en premier temps sur un travail de recensement des instabilités à travers des observations de terrain, des analyses des images satellitaires et sur de rares travaux antérieurs. Ensuite, la question est centrée sur les enjeux qui sont exposés aux instabilités. A l'instar de cette première analyse, la notion « risque majeur » est bel est bien validée. La deuxième étape consiste à la délimitation de la zone d'étude pour objectif d'organiser le travail et de définir le champ d'expérimentation où les différentes notions scientifiques abordées seront traitées. La délimitation est basée sur des critères essentiellement géologiques, géométriques et hydrologiques. En effet, la zone d'étude doit inclure de différents critères du terrain afin d'être confronté aux différents types, formes et facteurs d'instabilités. Les limites extérieures de la zone d'étude ont été désignées à partir des entités topographiques et hydrographiques (lignes de crêtes, ligne de talwegs, ligne côtière, etc.)

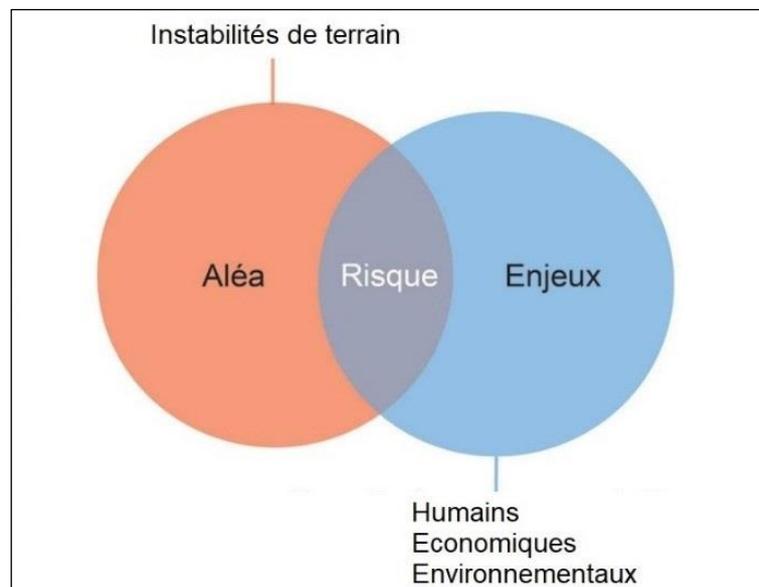


Figure 2 : Principe d'évaluation du risque d'instabilités de terrain

1.2. Localisation et données géographiques générales

La région étudiée appartient administrativement à la région économique de Tanger-Tétouan-Hoceima et est distribuée entre les deux provinces de Tétouan et Chefchaouen (Fig. 3 a,b). Elle mesure environ 75 km de long et 10 km de large, avec un périmètre total de 195 km et une surface de 763 km². Elle est limitée au nord par la mer Méditerranée, à l'ouest par la plaine

côtière de Tétouan-Martil, et à l'est et au sud par un ensemble montagneux de la chaîne rifaine (Fig. 3a,c). Sur le plan communal, la zone d'étude est répartie sur 14 communes (Zouiet Sidi Kacem, Bni Said, Zaitoune, Azla, Oued laou, Tizgane, Tassift, Steha, Bni Bouzra, Bni Mansour, Bni Selmane, Amtar, Bni Smih, M'tioua).

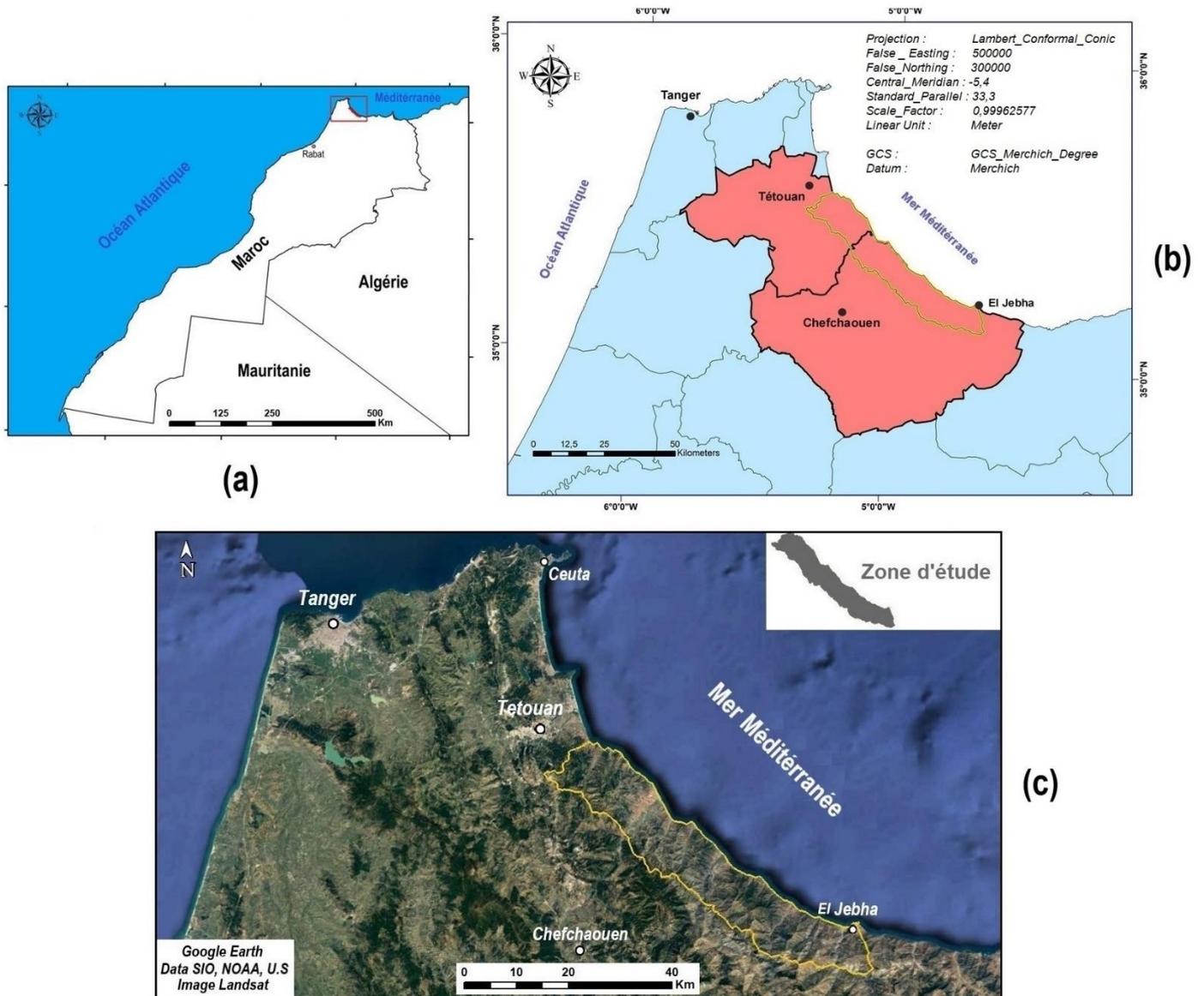


Figure 3 : Localisation géographique de la zone d'étude. (a) Positionnement du Rif Nord-occidental (représenté par le cadre rouge) par rapport au Maroc. (b) Distribution administrative de la zone d'étude (entourée en jaune). (c) Localisation de la zone d'étude (entourée en jaune) par rapport au Rif nord-occidental

Selon des calculs basés sur la base de données communale (HCP 2015), il y a environ 120 000 habitants dans la région d'étude, la plupart d'entre eux étant concentrés dans les plaines côtières et les terrains à faibles pentes. D'autres ont préféré ou ont été contraints de s'installer dans des endroits à fortes pentes, en raison des avantages qu'offre l'endroit en question (ex : source d'eau potable, terre fertile, abri des inondations, etc.). En revanche, ces endroits peuvent parfois

présenter des inconvénients très catastrophiques. En effet, les villages sont souvent exposés aux risques d'instabilités de terrain. Nos investigations de terrain ont dévoilé plusieurs évènements destructeurs qui ont endommagé plusieurs habitations (Photo. 1) ; d'autres ont été identifiées comme habitations à risque probable d'endommagement (Photo. 2). Ce qui est inquiétant également, c'est que la quasi-totalité des constructions des zones rurales voient le jour sans études préalables qui prendraient en compte les instabilités de terrain.



Photo 1 : Destruction d'une maison élevée sur un glissement de terrain ancien



Photo 2 : Maisons à forte exposition aux glissements de terrain (versant côtier du village Quaa Asserasse, 07/2020)

L'accès à la région d'étude se fait par une seule route nationale (N16), par quatre routes provinciales ainsi que par des pistes de montagne. Les instabilités de terrain interrompent continuellement la fluidité de la circulation routière de la région. Ces instabilités dégradent ou détruisent le réseau routier, ce qui nécessite d'importants budgets pour les travaux de réparation et de réaménagement. En outre, chaque interruption du trafic routier a de lourds impacts socio-économiques, entraînant la dégradation de l'économie nationale et régionale, l'isolement de plusieurs villages et donc l'augmentation du taux de chômage, la déscolarisation, etc.

L'économie régionale se limite à quelques activités à faible et moyen rendement : pêche artisanale, agriculture (céréales, cannabis) et tourisme saisonnier. La population locale a trouvé dans les instabilités de terrain une source de revenus. En effet, et bien qu'il soit étonnant, les villageois sont régulièrement employés par les services responsables de la réhabilitation et du réaménagement des routes, ce qui sauve plusieurs familles de la pauvreté.

Les terres sont occupées par des forêts, des matorrals, des cultures, ou sont dénudées à cause de la déforestation et de la mise en jachère. Les principales essences forestières répertoriées dans la région sont : le chêne liège, le chêne vert, le chêne zen, le pin et le pin maritime.

2. Contexte géologique et géodynamique

2.1. Evolution géodynamique de la chaîne Bético-Rifaine

Le Rif (Nord du Maroc) constitue, avec les cordillères bétiques (Sud de l'Espagne), un arc orogénique (Arc de Gibraltar) présentant une morphologie concave vers l'est faisant partie des plus incurvées au monde (Poujol, 2014). Cet arc fait partie des chaînes Alpines qui constituent avec d'autres bassins de la Méditerranée occidentale la zone de frontière de plaques séparant l'Afrique de l'Eurasie. Une histoire géodynamique polyphasée et très complexe a suscité de nombreux débats entre plusieurs auteurs qui ont essayé de reconstruire l'histoire géologique de la formation de l'arc de Gibraltar et de la Méditerranée occidentale en général. Depuis le 20^{ème} siècle, plusieurs modèles d'évolution géodynamique ont été établis dont le but d'expliquer la structure actuelle de l'arc de Gibraltar : modèle de la microplaque d'Alboran, de la délamination crustale et du retrait du plan de subduction.

2.1.1. Modèle de la microplaque d'Alboran

Il fait partie des premiers modèles proposés par plusieurs auteurs (e.g. Andrieux et al., 1971 ; Leblanc et Olivier, 1984 ; Bouillin et al., 1986 ; Durand-Delga et Olivier, 1988). Ce modèle repose sur deux points fondamentaux : premièrement, les roches qui composent les domaines internes de la Bétique et du Rif sont en fait un unique domaine homogène qui dérive de la microplaque d'Alboran ; d'autre part, la plaque d'Alboran est intercalée entre les deux plaques majeures africaine et européenne, présentant une terminaison incurvée à vergence ouest. Cette forme de courbure a conduit Andrieux et ses co-auteurs à analyser les orientations des plis et des chevauchements. Les orientations ont une tendance SW-NE le long de la limite septentrionale de la microplaque d'Alboran (Cordillère Bétique) et une tendance NW-SE dans la ceinture du Rif. Ils ont déduit donc que la microplaque d'Alboran aurait été tractée latéralement de l'est vers l'ouest par de grands décrochements et puis charriée sur les plaques africaine et eurasiennne (Fig. 4).

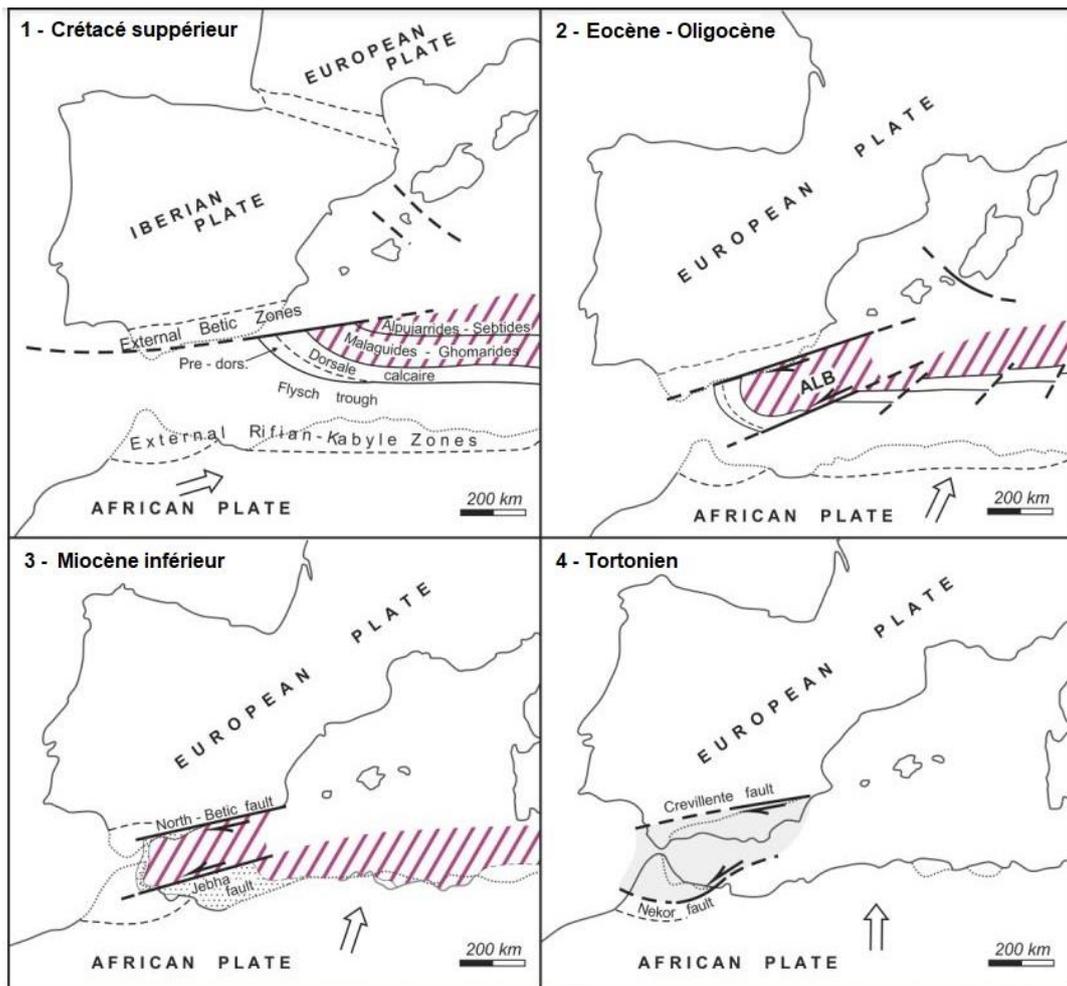


Figure 4 : Modèle d'évolution géodynamique de la microplaque d'Alboran du Crétacé supérieur au Miocène supérieur (d'après Bouillin et al. 1986).

Certes, le modèle a l'air simple et compréhensible ; l'explication de la géométrie de la courbure de l'arc bético-rifain a obtenu un succès qui a duré de nombreuses décennies et a influencé plusieurs tentatives ultérieures pour résoudre l'évolution cinématique de cette région complexe (Casciello et al., 2015). Néanmoins, des études plus récentes ont démontré que l'ensemble du domaine d'Alboran n'agissait pas comme un bloc continental rigide. Au contraire, le domaine d'Alboran connaît une forte subsidence qui perdure depuis le Miocène jusqu'à aujourd'hui (e.g. García-Dueñas et al., 1992 ; Crespo-Blanc et al., 1994). De ce fait, ce modèle a été plus ou moins abandonné et les études proposent aujourd'hui d'autres théories d'évolution du bassin.

2.1.2. Modèle de délamination crustale ou convection mantellique

La subsidence du domaine d'Alboran qui a causé le délaissement du modèle de la microplaque d'Alboran, a donné lieu au modèle de la délamination crustale. Des chercheurs (Platt & Vissers, 1989; Doblas & Oyarzun, 1989) ont tenté de rappliquer une théorie qui a été déjà proposée plus loin dans le plateau tibétain (e.g. He et al., 2019) et le plateau de Colorado (Bird, 1979) afin d'expliquer l'affaissement du bassin d'Alboran. Ils suggèrent donc que le bassin d'Alboran aurait été formé par un effondrement gravitaire de la lithosphère sous-jacente (Fig. 5). Il en résulte la juxtaposition de la base de la croûte avec le manteau asthénosphérique et le déplacement de tout le domaine d'Alboran vers l'ouest au Miocène inférieur. Ce dernier entre

en collision avec les plaques sud-ibérique et nord-africaine engendrant des chevauchements qui donnent naissance à la ceinture bético-rifaine.

Ce modèle a été renforcé par des données géophysiques qui ont montré qu'un fragment de la lithosphère a été détaché sous le domaine d'Alboran (Blanco & Spakman, 1993; Zeck, 1996; Seber et al., 1996 ; Doblans et al., 2007). Le modèle part également du principe qu'aucune subduction néogène n'affectait la zone d'Alboran. Le détachement aurait été le résultat de mécanismes géodynamiques différents. Des anomalies thermiques et des anomalies gravitaires négatives ont été identifiées dans la zone (Torné et al., 2000 ; Banda et al., 1980) ; elles sont liées directement à un volcanisme néogène. (Comas et al., 1992 ; Maillard et Mauffret, 1993).

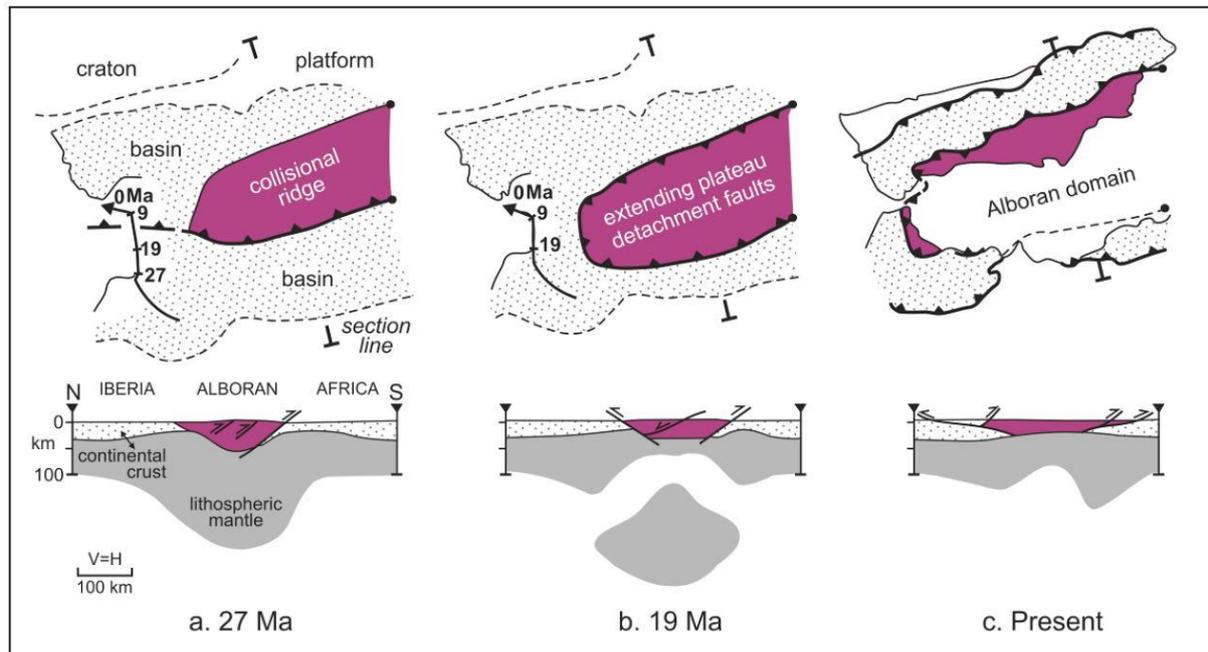


Figure 5 : Evolution géodynamique de la chaîne bético-rifaine selon le modèle de délamination crustale de Platt et Vissers (1989)

2.1.3. Modèles du retrait du plan de subduction

Ces modèles prennent en compte les effets induits par le retrait d'un plan de subduction (Royden, 1993, Romagny 2014). Plusieurs scénarios ont été proposés quant à l'évolution spatio-temporelle et géométrique du ou des plans de subduction :

- Un plan de subduction penté vers le nord (Faccenna et al., 2014 ; van Hinsbergen et al., 2014 ; Jolivet et al., 2006 ; Rosenbaum et al., 2002) ;
- Un plan de subduction penté vers le nord puis vers l'est (Spakman et Wortel, 2004 ; Gutscher et al., 2002) ;
- Association de deux plans de subduction dont le premier est penté vers le nord et l'autre vers le sud (Vergès et Fernandez, 2012) ;
- Un système de deux subductions successives, de vergence opposées : un est penté vers le SE et l'autre vers le NW (e.g. Doglioni et al., 1999 ; Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Chalouan et al., 2001 ; Michard et al., 2002 ; Chalouan et Michard, 2004).

Il semble que la plupart des travaux récents convergent en faveur des modèles du retrait du plan de subduction. On donnera donc un aperçu détaillé de l'évolution géodynamique de la chaîne

bético-rifaine en fonction de ces modèles et plus précisément le scénario le plus récent proposé par Romagny et al., 2020, synthétisé dans la figure 8 :

❖ Fin Eocène à la frontière Oligocène-Miocène (35 Ma - 23 Ma) (Fig. 6)

La lithosphère océanique téthysienne s'enfonce vers le nord-ouest sous la Corse, la Sardaigne et le bloc AlKaPeCa (Alboran-Kabylies-Péloirain-Calabre). La deuxième zone de subduction présente une vergence inverse. La plaque subductrice s'enfonce sous la partie la plus occidentale de l'AlKaPeCa le long d'un fossé orienté nord-sud (N-S) dans le domaine d'Alboran. La fosse s'étend probablement plus loin vers le nord-est, mais sa connexion possible avec le domaine d'Alboran n'est pas encore établie (Michard et al., 2002 ; Chalouan et Michard, 2004). Le domaine océanique entre l'Ibérie et l'Afrique est maintenant partiellement inclus dans la pile de nappes bétique (Frizon de Lamotte et al., 2011, Vergés et Fernández, 2012 ; Fernández et al., 2019 ; Pedrera et al., 2020). Les portions partiellement océanisées ou à manteau exhumé se trouvent dans le domaine interne de la cordillère bétique (complexe Nevado-Filabride et Ronda, Espagne) et dans le massif de Beni bousera (Rif). La subduction des parties de la Marge continentale de l'Ibérie et du bloc AlKaPeCa est marquée par un événement de fin du métamorphisme haute pression-basse température (HP – BT) (Bessière, 2019). A ce stade, le bloc AlKaPeCa n'est pas encore entré en collision avec la marge nord de l'Afrique en raison de l'espacement entre les deux (Leprêtre et coll., 2014). La compression est également active pendant cette période dans l'Atlas qui enregistre une première période de raccourcissement sur toute sa longueur du Maroc à la Tunisie (Chalouan et al., 2008; Frizon de Lamotte et al., 2011; Leprêtre et al., 2018). Le début de cette période est ainsi caractérisé par un régime de compression généralisé actif de l'Atlas jusqu'à la ceinture pyrénéenne-cantabrique (Jolivet et al., 2016). Puis, à partir de 32 Ma, le régime de subduction change totalement et le retrait de la dalle commence (Jolivet et Faccenna, 2000).

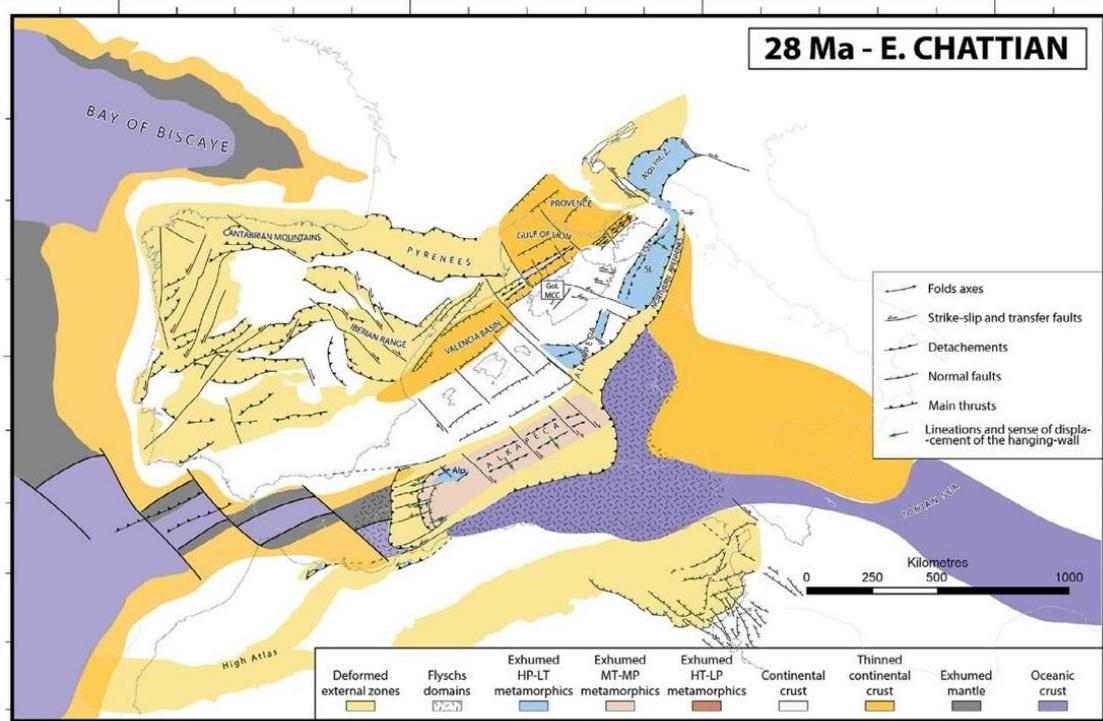


Figure 6 : Carte de l'état d'évolution géodynamique de la méditerranée occidentale au Chattien (28 Ma) (Romagny et al., 2020).

❖ Frontière Oligocène-Miocène au Langhian (23 Ma – 15 Ma) (Fig. 7)

A 23 Ma, le futur domaine Bétic-Rif, enregistre toujours une extension N-S avec des détachements favorisant l'exhumation du complexe Alpujarride HP-BT dans la futur Bétic orientale et une partie du Rif (Crespo-Blanc et al., 1994; Negro et al., 2006; Jolivet et al., 2008). A l'ouest des Betics, les roches métamorphiques HP-BT sont situées au-dessus de la poussée basale ouest des péridotites de Ronda (Bétic) et de la Dorsale Calcaire (Rif) (Platt et al., 2003 ; Mazzoli et MartinAlgarra, 2011 ; Mazzoli et al., 2013 ; Précigout et al., 2013 ; Frasca et al., 2016; Gueydan et al., 2019). À cette période, un événement métamorphique à haute température et un épisode d'exhumation rapide sont enregistrés dans les Betics occidentaux et le Rif, attesté par un regroupement d'âges radiométriques entre 23 et 19 Ma avec une variété de géochronologique (Loomis, 1975 ; Priem et al., 1979 ; Zeck et al., 1992 ; Monié et al., 1994 ; Sosson et al., 1998 ; Platt et Whitehouse, 1999 ; Sánchez-Rodríguez et Gebauer, 2000 ; Esteban et coll., 2011 ; Frasca et al., 2017 ; Homonnay et al., 2018). Il est enregistré dans tous nappes individuelles de l'Alpujarride (Esteban et al., 2004; Platt et al., 2005; Li et Massonne, 2018). Ce changement soudain de température est probablement lié à un épisode de détachement de la dalle et le charriage du complexe d'Alpujarride, y compris les péridotites de Ronda, sur la marge continentale de Ibérie (Mazzoli et Martin-Algarra, 2011; Mazzoli et al., 2013; Gueydan et al., 2019). Dans le domaine bético-rifain, l'extension de l'arrière arc est également active derrière le futur front de poussée de l'arc de Gibraltar. La période 18-20 Ma correspond à l'âge d'un changement du sens d'extension et d'exhumation qui passe de N-S à E-W, suite au retrait vers l'ouest de la dalle sous l'orogène Betic-Rif (Jolivet et al., 2008).

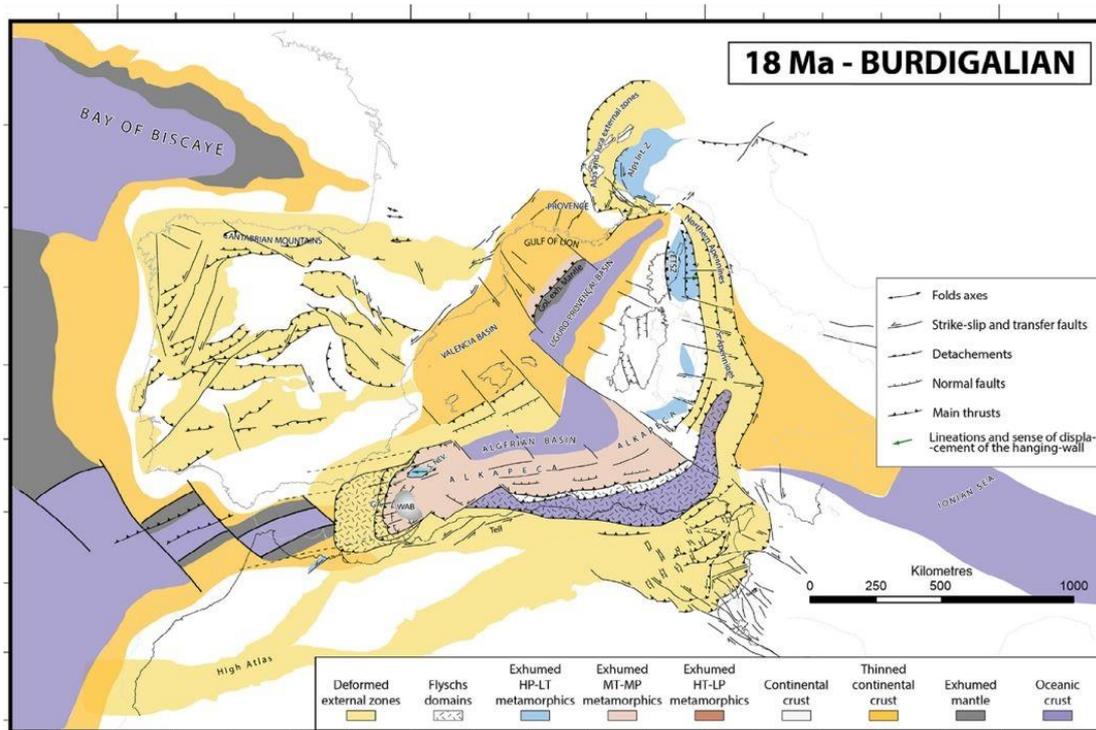


Figure 7 : Carte de l'état d'évolution géodynamique de la méditerranée occidentale au Burdigalien (18 Ma) (Romagny et al., 2020).

❖ Miocène (Langhien au Tortonien (15 Ma – 9 Ma)) (Fig. 8)

15 Ma est une date clé dans l'évolution de la Méditerranée occidentale. Il suit immédiatement l'achèvement de la collision du bloc AlKaPeCa, porté par la plaque dominante pendant le retrait vers le sud de la zone de subduction, avec la marge nord-africaine (Leprêtre et al., 2014). Cette collision a été diachrone comme indiqué sur les reconstructions mais l'espace nord océanique du présent Tell (Nord-Algérie) se ferme définitivement à environ 15 Ma. Aucune retraite vers le sud n'est alors possible après cet accostage final du bloc AlKaPeCa sur l'Afrique et la dalle recule seulement vers l'est le long d'une faille transformante au nord de la Sicile (Rosenbaum et Lister, 2004) ou vers l'ouest le long de la marge nord-africaine. Près de la zone frontale de la subduction, le coin accréion Betic-Rif continue à se former au-dessus de la dalle en retrait au détriment des marges passives.

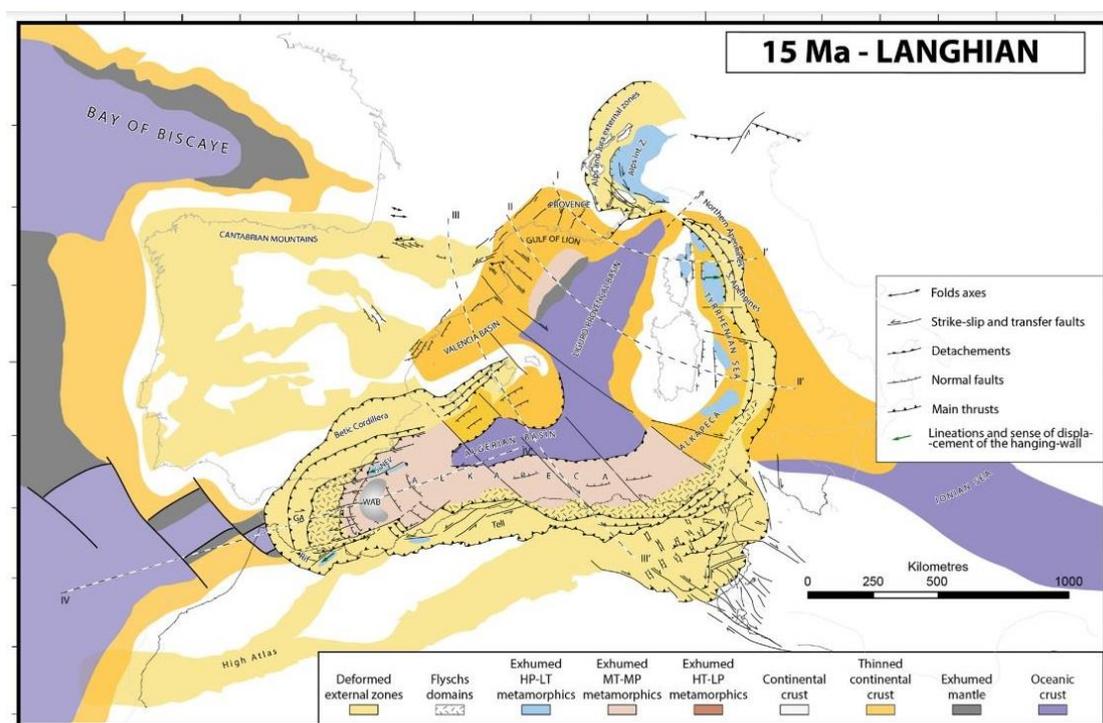


Figure 8 : Carte de l'état d'évolution géodynamique de la méditerranée occidentale au Langhien (15 Ma) (Romagny et al., 2020).

❖ Tortonien aux pliocène inférieur (9 Ma – 0 Ma) (Fig. 9)

La compression N-S enregistrée dans le Pliocène dans les Betics a été d'abord établie dans le Tortonien inférieur, il ya 8 Ma. Au 9 Ma, le complexe Sierra Nevada (bétique) termine son exhumation comme enregistré par thermochronologie à basse vitesse (Johnson et al., 1997). Dans les environs de 8 Ma, un changement drastique est bien enregistré dans les Betics orientaux où une partie des bassins intramontagneux (Sorbas, Tabernas, Huercal-Overa) sont inversés (Iribarren et coll., 2009; Augier et al., 2013; Janowski et al., 2017). A 9 Ma, l'arc de Gibraltar tel que visible aujourd'hui n'a pas encore été formé. Les reconstructions montrent une disposition N-S des différentes unités tectoniques observées aujourd'hui autour de l'arc et au cours de cette période, l'arc de Gibraltar se forme progressivement pour atteindre sa courbure actuelle (Crespo-Blanc et al., 2016). Ceci est lié à la propagation de la croûte océanique du bassin algérien vers l'ouest et la poursuite de l'extension est-ouest (E-W) dans la région

d'Alboran et la mise en place du régime décrochant (Mauffret et al., 2004 ; Driussi et al., 2015). Entre 9 Ma et 5 Ma, le principal changement est le retour au raccourcissement N-S dans les Betics orientaux, alors que l'extension E-W est encore active dans le bassin de Grenade et dans l'arc de Gibraltar, toujours en retrait vers l'ouest. Durant le Pliocène, la compression N-S est enregistrée également dans le Haut Atlas (Frizon de Lamotte et al., 2011 ; Lanari et al., 2020). Dans ce contexte global de compression N-S, l'extension E-W est toujours active, surtout dans la Cordillère bétique et dans le Rif. Cette période voit également la zone de cisaillement trans-alboran latérale gauche et magmatisme associé (Hernandez et al., 1987 ; de Larouzière et al., 1988 ; Stich et al., 2006 ; Estrada et al., 2017 ; Lafosse et al., 2020). La compression N-S et l'extension E-W sont également associées à des failles conjuguées à composante dextre et senestre très actives dans la partie orientale et centrale de la mer d'Alboran (Booth-Rea et al., 2003 ; Martinez-Garcia et al., 2013 ; d'Acremont et al., 2020). Ce raccourcissement N-S a été progressivement établi sur l'ensemble de la Méditerranée occidentale et centrale déclenchant aujourd'hui, en plus du raccourcissement E-W, des tremblements de terre (Deverchère et al., 2003 ; Billi et al., 2011).

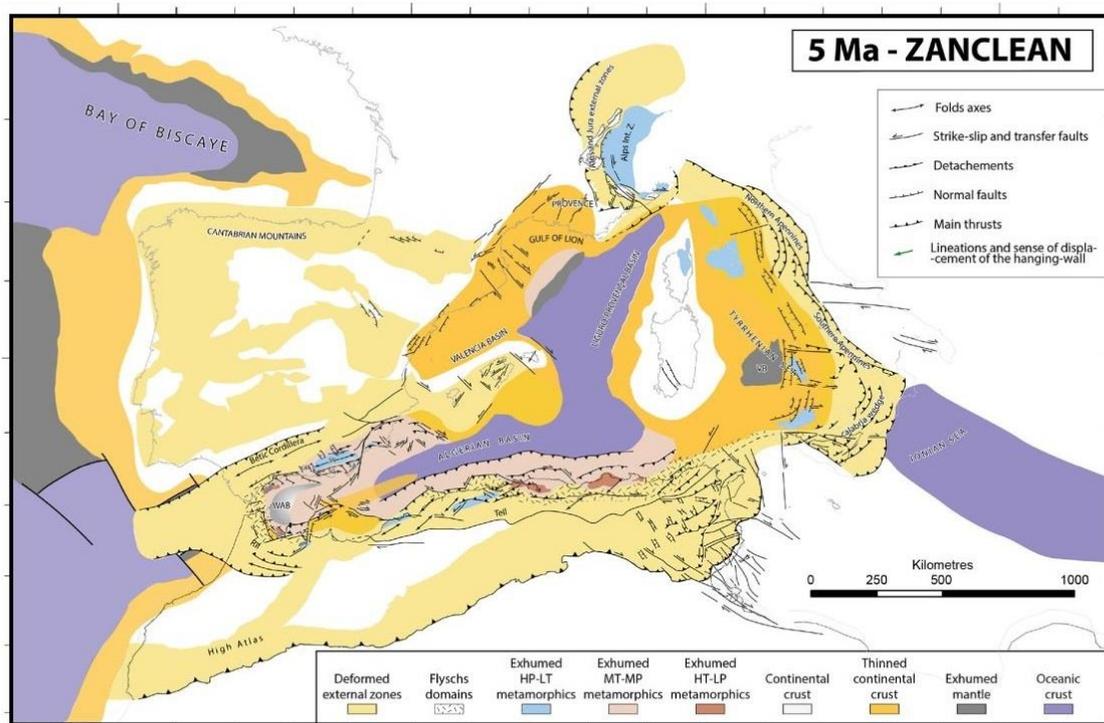
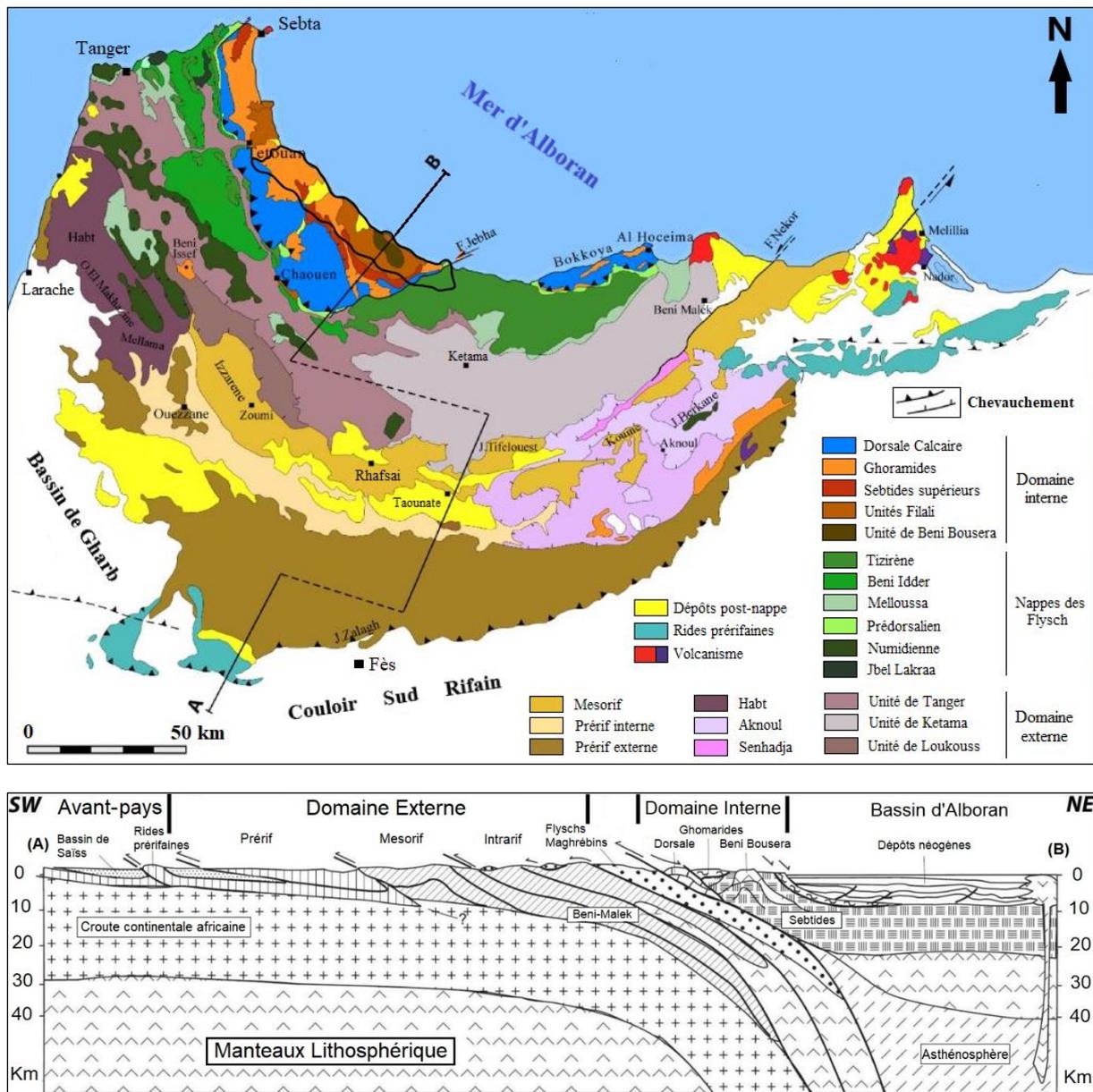


Figure 9 : Carte de l'état d'évolution géodynamique de la méditerranée occidentale au Pliocène inférieur (Zancléen, 5 Ma)(Romagny et al., 2020).

2.2. Structure actuelle de la chaîne rifaine

L'évolution géodynamique de la méditerranée occidentale depuis l'Eocène a donné naissance à la chaîne rifaine telle que nous la connaissons aujourd'hui. Cette dernière, occupant la partie la plus septentrionale du Maroc, présente une géologie très complexe et très active caractérisée par des nappes de charriages distinctes transpercées de temps en temps de fragments et d'écaillés de différentes lithologies. De l'extérieur vers l'intérieur de l'arc de Gibraltar, le Rif est subdivisé en 3 domaines structuraux : le Domaine externe, le Domaine des nappes des flyschs et le Domaine interne (Domaine l'Alboran) (Saadi et al., 1980) (Fig. 10). La zone

d'étude se situe dans le Domaine interne et une seule nappe parmi les Nappes des flyschs, par conséquent, les trois zones seront décrits mais seul le Domaine interne sera détaillé :



2.2.1. Le Domaine externe

Le Domaine externe correspond à des terrains autochtones décollés de la paléomarge passive nord-africaine et charriés sur un niveau évaporitique triasique (Michard et al., 2002). Il s'organise selon un système d'anticlinaux et de chevauchements à vergence S à SW. Il est majoritairement constitué de sédiments mésozoïques et cénozoïques avec quelques affleurements magmatiques (Chalouan et al., 2008 ; Michard et al., 2014). Il est recoupé par

l'accident majeur de Nékor et par les failles N-S qui découpent la région d'Al-Hoceima. On distingue, du nord vers le sud, trois unités structurales : l'Intrarif, le Mésorif et le Prérif :

- **L'Intrarif** : Cette unité forme la partie septentrionale du Rif externe. Elle est subdivisée en trois sous-unités : l'unité de Ketama, formée par des schistes métamorphisés d'âge Mésozoïque (Andrieux et al., 1971), l'unité de Tanger et l'unité de Loukouss, formées par des terrains marneux d'âge Crétacé supérieur à Eocène (Crespo-Blanc et de Lamotte, 2006).
- **Le Mésorif** : correspond à un ensemble de nappes empilées constituées essentiellement de matériel marneux et gréseux daté du Lias au Miocène. Il est imbriqué entre l'Intrarif et le Prérif (Suter, 1980).
- **Le Prérif** : représente la terminaison méridionale de la chaîne rifaine. C'est un ensemble de nappes qui dérivent de la paléomarge africaine, composé par des dépôts sédimentaires essentiellement marno-argileux d'âge Miocène, par des écailles de roches carbonatées jurassiques et par des diapirs de sel et d'argile triasiques (Wildi, 1983 ; Chalouan et al., 2008).

2.2.2. Domaine des nappes de Flyschs

Les nappes de flyschs s'enracinent dans la zone de contact entre le domaine interne et le domaine externe (Durand Délgua, 1980). Elles sont considérées comme des dépôts turbiditiques dont la base de la série stratigraphique est formée par des marnes à litage calcaire d'âge Crétacé supérieur et le sommet par des grès numidiens d'âge Oligocène (Durand-Delga et al., 2000). Ces dépôts turbiditiques se sont formés dans l'océan cénozoïque Liguro-maghrébin connecté à cette époque à l'Atlantique et aux océans alpins. Plusieurs limites tectoniques séparent les nappes des flysch du Domaine interne ; la plus connue d'entre elles est la faille majeure de Jebha. On distingue deux ensembles : les nappes maurétaniennes et les nappes massiliennes :

- **Les nappes maurétaniennes** : le terme « maurétanien » a été proposé par Gelard (1969). On y distingue deux nappes : la nappe de Tizirène et la nappe de Beni-iddar. La nappe de Tizirène est formée par une série marno-calcaire d'âge Crétacé inférieur, surmontée par une série gréso-pélitique d'âge Barrémien-Albien. Des dépôts locaux de pélites marneuses, de calcarénites et de phtanites d'âge Albien à Turonien sont également retrouvés dans cette nappe (El Hatimi, 1982). D'autre part, c'est la seule nappe de flysch qui est représentée par la zone d'étude. Les instabilités de terrain sont fortement concentrées au niveau des dépôts gréso-pélitiques que dans les autres formations. La nappe de Beni-iddar constitue le complément stratigraphique de la nappe de Tizirène (Durand-Delga et Olivier, 1988). Elle est formée par des terrains d'âge Sénonien à Oligocène supérieur constitués par des dépôts marno-gréseux, associés à des calcarénites, des schistes noirs et des argiles rouges.
- **Les nappes massiliennes** : le terme « massilien » a été proposé par Raoult (1969). Deux nappes sont distinguées, la nappe de Melloussa-Chouamat et la nappe numidienne (Chalouan et al., 2008). La nappe de Melloussa-Chouamat est composée d'une succession de flyschs, microbrèches et pélites d'âge Crétacé inférieur à Crétacé supérieur. La nappe numidienne est constituée de dépôts turbiditiques déposés entre l'Eocène moyen et l'Aquitano-Burdigalien. Elles forment des nappes ou des klippes, relativement étendues et peu épaisses, qui reposent sur l'Intrarif (Chalouan et al., 2008).

2.2.3. Le Domaine interne

Le Domaine interne est constitué par des formations allochtones, issues du domaine d'Alboran, qui ont été déplacées vers l'Ouest et charriées sur la marge nord-africaine lors des différents épisodes géodynamiques décrits précédemment. Il se développe au niveau du Rif nord-occidental, depuis Belyounech, au nord, à l'occident de Jebha, au sud-est. Il apparaît également au niveau du massif des Bokkoya dans la région d'Al-Hoceima. Ainsi, il est composé de trois unités structurales (Fig. 11) dont les terrains sont constitués par des roches sédimentaires, polymétamorphiques et ultrabasiques d'âge Paléozoïques à Néogène :

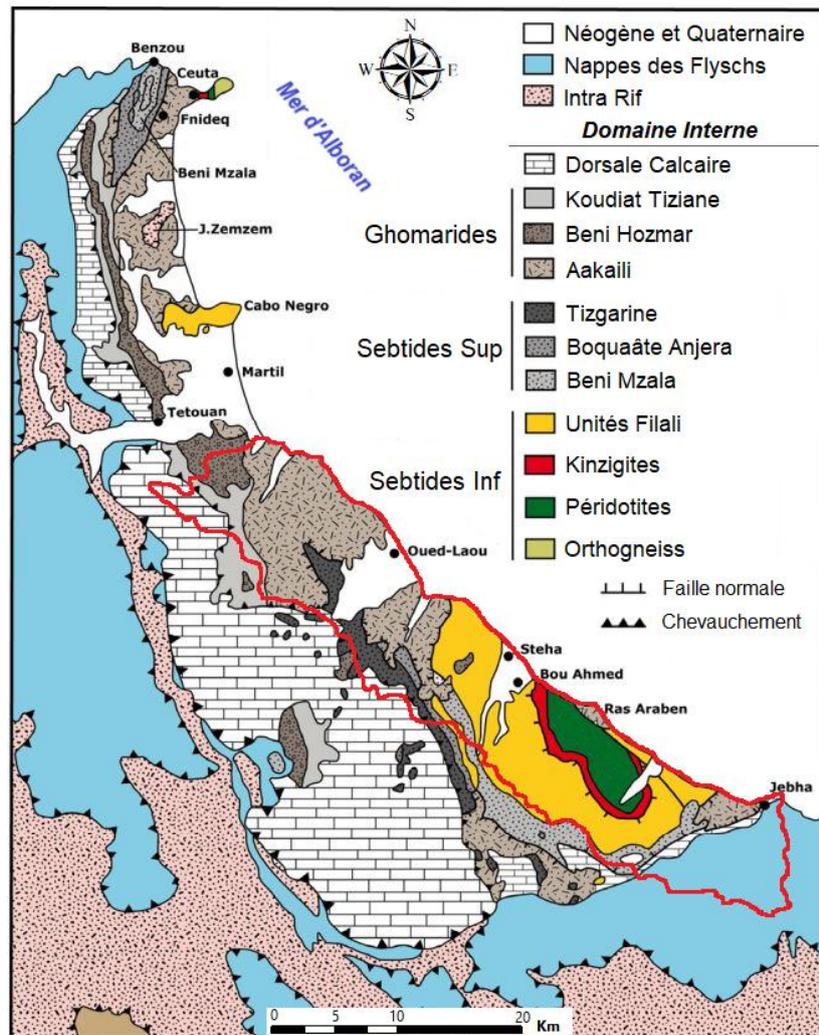


Figure 11 : Carte structurale du Rif interne (Suter, 1980 ; Afiri, 2011, modifiée). La zone d'étude est représentée par le contour rouge.

2.2.3.1. Les Sebtides

Les Sebtides sont un ensemble de terrains métamorphiques qui surmontent des roches ultrabasiques. Cet ensemble est affecté par un métamorphisme de HP-BT associé à la subduction alpine (Monié et al., 1991 ; De Jong et al., 1992 ; Tendero et al., 1993). Il est subdivisé en Sebtides inférieures et supérieures, suivant des critères stratigraphiques, tectoniques et métamorphiques (Milliard, 1959).

Les Sebtides supérieures correspondent à l'unité de Federico. Cette dernière est subdivisée en trois sous-unités : Beni Mzala, Boquâate Anjera et Tizgarine. Les trois unités constituent un empilement stratigraphique formé par des méta-sédiments à base de grauwackes, d'ardoises, de quartzites, de dolomies et de calcaires. Les formations sont d'âge Dévonien à Jurassique. Les trois unités ont connu un degré de métamorphisme HP-BT différents allant de 1 kbar et 300°C à 20 kbar et 550°C (Michard et al., 1997 ; Bouybaouène et al., 1995), ce qui fait la distinction entre elles. D'autres auteurs (Ruiz-Cruz et Sanz de Galdeano, 2011) affirment, après des analyses thermobarométriques sur des amphiboles, que le métamorphisme H-P n'a pas dépassé 5 kbar au niveau des Sebtides supérieures. En général, la comparaison entre les différentes études, évoquant le métamorphisme de la région, a montré que le gradient métamorphique dans les Sebtides supérieures au sud est plus élevé que celui observé au nord, d'où l'existence de mêmes types de roches avec des compositions pétrographiques plus ou moins différentes.

Les Sebtides inférieures sont représentées au niveau de la région d'étude par l'unité Filali et l'unité de Beni Bousera. Ces unités sont d'origine crustale d'âge Précambrien et/ou Paléozoïque (Kornprobst, 1974). L'unité de Beni Bousera est incluse dans un massif ultrabasique d'environ 70 km² orienté NW-SE. Le massif représente un antiforme dont le point culminant correspond au sommet de Jbel Karbousse. Les roches ultrabasiques sont de deux types :

- Les pyroxénites : représentées par des lithologies variées à savoir des enstatites, des webstérites et des clinopyroxénites (Kornprobst, 1969).
- Les péridotites : représentent des affleurements du manteau lithosphérique et constituent la majorité lithologique du massif de Beni bousera. Elles sont composées essentiellement par de l'herzolites, de harzburgites et de dunités, souvent accompagnées de minéraux secondaires (grenats, spinelles, etc.) (Kornprobst, 1974). La serpentinisation affecte à des degrés divers l'ensemble du massif. Elle est concentrée vers le sommet et dans la partie NE du massif. Elle se manifeste par des formations de textures en mailles et en sabliers (Hajjar et al., 2016). Elle se caractérise par la transformation de l'olivine et du pyroxène en serpentine et d'autres minéraux d'altération. Le complexe ultrabasique est entouré par une ceinture métamorphique correspondant à des granulites acides (Kinzigites). Ces dernières auraient été formées dans des conditions P – T de 700 à 900°C et de 0,1 à 1,3 GPa (Álvarez-Valero et al., 2014 ; El Bakili, 2021).

L'unité Filali repose sur l'unité de Beni Bousera. Elle est constituée essentiellement par des micaschistes, des quartzites et des gneiss à intercalations migmatitiques. Elle est caractérisée par un métamorphisme prograde tout en allant vers le massif des péridotites. Ce métamorphisme est marqué par des zonations caractérisées par la présence de minéraux bien spécifiques (e.g. zone à chlorite, zone à staurotide-andalousite, zone à sillimanite) (El Maz et Guiraud, 2001).

2.2.3.2. Les Ghomarides

Les Ghomarides sont en contact avec le complexe des Sebtides sous-jacent par l'intermédiaire de failles normales à faible pendage (Chalouan et al., 1995) et reposent en chevauchement sur l'unité de la Dorsale Calcaire sus-jacente (Chalouan et Michard, 1990). Ils sont constitués par des formations paléozoïques et méso-cénozoïques, et découpés en 4 nappes de charriages qui dérivent de la géodynamique alpine : la nappe d'Aakaili, la nappe de Koudiat Tiziane, la nappe de Beni Hozmar et la nappe de Talembote (Durand-Delga et al., 1962 ; Chalouan and Michard, 1990).

Au niveau de la nappe d'Aakaili et Beni Hozmar, le Paléozoïque inférieur est formé par un ensemble détritique grésopélitique avec une alternance de métagreywakes et de métapélites (Schistes, phydalles et ardoises). Le Paléozoïque supérieur est formé par des métaconglomérats (grès, calcaires noirs, pélites) et des calcaires gréseux qui couronnent les formations sous-jacentes (Chalouan et Michard, 1985). La nappe de Koudiat Tiziane, représentée par le Paléozoïque supérieur, est formée par des flyschs avec des alternances de greywackes et de pélites à intercalations calcaires. La couverture mésozoïque des quatre nappes débute par un Trias inférieur constitué par des conglomérats, des grès et des dépôts d'argiles rouges à lit de vin ; l'ensemble est surmonté par des dépôts jurassiques constitués par des dolomies grises et des calcaires blancs (Baudelot et al., 1984). Les dépôts cénozoïques sont constitués par des calcaires conglomératiques (Chalouan et al., 2008).

Les terrains Paléozoïques des Ghomarides ont connu deux histoires métamorphiques, varisque et alpine. Le métamorphisme alpin ne touche que la nappe d'Aakaili, précisément la partie inférieure de la nappe (Chalouan et Michard, 1990). Une étude par spectroscopie Raman sur de la matière carbonée, réalisée par Negro et al., 2006, a montré que la température atteint les 500°C au niveau de la partie inférieure de la nappe d'Aakaili alors qu'elle est à 300°C dans la partie supérieure de la nappe et les unités sus-jacentes. Ce qui suggère qu'un événement thermique, lié probablement à l'ouverture de la mer d'Alboran, a affecté la pile des Ghomarides et les Sebtides à environ 23 Ma (Chalouan et al., 2001, Afiri, 2011). Nos levées du terrain ont révélé que les séries grésopélitiques Ghomarides qui sont affectés par ce métamorphisme, se distinguent des autres formations par une différenciation de composition pétrographique (intercalations de biotites et d'andalousites) et de type de schistosité (schistosité de flux à foliation).

2.2.3.3. La Dorsale Calcaire

La Dorsale Calcaire occupe la partie extérieure du Rif interne. Ces unités sont chevauchées, par endroit, par les Ghomarides et par les Sebtides supérieures. Elle correspond à une relique déformée de la paléomarge sud du Domaine d'Alboran (Chalouan et al., 2008).

La stratigraphie de la Dorsale Calcaire correspond à trois séquences contrastées, qui englobent l'intervalle de temps Trias – Miocène (Chalouan et al., 2008). Les séquences stratigraphiques triaso-liasique sont essentiellement carbonatées et ont permis de classer le complexe en « Dorsale interne » et « Dorsale externe ». La dorsale interne, correspondant à l'unité inférieure, débute par des dolomies grisâtres, des dolomies bréchiques et des dolomies à stromatolithes laminées suivies par des calcaires blancs ; l'ensemble est surmonté par des schistes noirs d'âge Paléocène. La dorsale externe débute par des alternances de dolomies et de calcaires triasiques surmontées par des calcaires marneux d'âge Toarcien et des schistes paléocène. On note également que les séquences connaissent une variation latérale de faciès et d'épaisseur.

Un autre domaine s'intercale entre la Dorsale Calcaire et les nappes des flyschs : le « Prédorsalien ». Il correspond aux reliques de la zone de transition entre la marge continentale des zones internes du domaine d'Alboran et la zone océanique (Olivier, 1984, Chalouan et al., 2008). Il est constitué par de marne et calcaire du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur et de grès grossiers quartzitiques datant de l'Oligocène-Aquitainien.

2.2.4. Les dépôts post-nappes

La région d'étude n'est représentée que par des dépôts pliocènes et quaternaires. Les dépôts tertiaires (Oligo-miocène), qui affleurent dans les autres régions du Rif nord-occidental, sont absents au niveau de notre région d'étude.

L'ouverture du détroit de Gibraltar, qui marque la fin de la Crise de Salinité Messinienne pendant le Pliocène, provoqua une rapide remise en eau du bassin méditerranéen et la reprise de la sédimentation au niveau des canyons rifains (Chumakov, 1973). Les cours d'eaux actuels de la région d'étude (Oued Laou, Oued Tihissasse et Oued Amtar), faisaient partie des canyons messiniens où la sédimentation pliocène s'exerçait (Wernli, 1988 ; Morel, 1987). Les vallées actuelles des trois cours d'eaux sont les témoins de la sédimentation pliocène, datée entre 5 et 3,8 Ma (Cornée et al., 2014), composée de conglomérats, de graviers, de marnes et de sables à intercalations conglomératiques.

Le Quaternaire est caractérisé par des dépôts fluviatiles et marins. Il est représenté dans la région d'étude par des terrasses marines composées de dépôts détritiques rouges et de cailloutis à matrice sableuse, mais également par des terrasses fluviatiles formées par des limons, des graviers, des sables et des matériaux d'érosion qui dérivent des différentes formations du Rif interne (Pélites, calcaires, péridotites, etc.).

3. Cadre géomorphologique actuel

Plusieurs modèles géomorphologiques, conditionnés par des facteurs endogènes (charriages) et exogènes (météorisation, érosion), constituent le relief de la région d'étude. Les modèles sont le résultat d'un phénomène géodynamique, morphodynamique, morphoclimatique et hydrodynamique ou la combinaison de tous ces phénomènes.

La région d'étude est représentée par plusieurs massifs montagneux qui se différencient par leur géologie, leur morphologie et leur élévation. Parmi les massifs montagneux, on cite : le massif péridotitique de Beni Bousera avec son sommet « Karbbousse, 1254 m », le massif carbonaté de la cluse sud de Tétouan avec son sommet « Bouzaitoune, 1152 m » et le massif flyschoidé de Ben Sedrate avec son sommet « Jbel Tassefet, 1412 m » qui est également le point culminant de la zone d'étude. Chaque massif est limité par des plaines alluviales constituées par des matériaux d'érosion provenant des massifs.

Selon la nature lithologique du terrain, les reliefs correspondent en général à des collines et des plateaux. Les collines sont formées par des roches peu cohérentes (schistes, micaschistes, péridotites, etc.) et par des pentes plus ou moins douces (5 à 30°). Les plateaux sont formés par des terrains carbonatés (calcaires et dolomies) où la topographie est plus ou moins tabulaire. Ils sont souvent couronnés par des barres rocheuses sans végétation qui désignent la limite entre deux ou plusieurs plateaux. Plusieurs dépressions tectono-karstiques (poljés, dolines) ont été aperçus au niveau des plateaux carbonatés dont les parois présentent souvent des résurgences d'eau. Elles sont occupées par des argiles de décalcification (terra rosa) très fertiles.

La transition entre le domaine des plateaux, à hautes altitudes, et le domaine des collines, aux altitudes plus basses, est marquée par de grandes falaises rocheuses surplombantes très escarpées de plusieurs mètres d'hauteur. Les cours d'eaux qui prennent naissance au niveau des

plateaux passent souvent au domaine des collines par l'intermédiaire de grandes cascades dont le substratum est formé par des travertins (e.g. cascade Dar Khannouss).

Dans toute la région d'étude, les versants sont affectés par une dynamique érosive intense. Les formes d'érosion hydrique correspondent à des rigoles, des ravines, des ravins, des vallons et des vallées. Des cônes de déjection se développent au niveau des ruptures de pente des ravins et des ravines. Les vallées sont fortement encaissées au niveau des Sebtides et plus élargies au niveau des Ghomarides ; cette différence d'encaissement de vallées est liée, entre autres, au degré du métamorphisme régional dans chaque domaine structural. L'orientation des grandes vallées est généralement NE-SW, contrôlée par de grands accidents tectoniques. Cela s'applique également au cours d'eau qui traverse le fond des vallées, présentant un écoulement du sud-ouest vers le nord-est.

Trois morphologies de cours d'eau sont distinguées : rectiligne, méandrique et anastomosée. Elles sont contrôlées essentiellement par le degré de pente et la nature du matériau constituant les berges du cours d'eau. L'action érosive des trois morphologies est différente et que nous allons voir en détail un peu plus loin.

L'action érosive de la mer Méditerranée explique l'apparition de plusieurs modèles géomorphologiques typiques le long de la ligne côtière. Le déferlement des vagues crée des macro-modèles (e.g. caps, plages, baies) et des micro-modèles (falaises, cavités, platiers). Les caps (pointes) sont façonnés dans des formations compétentes de nature gréseuse et quartzitique, contrairement aux baies façonnées dans des formations moins compétentes (schistes, pélites, sables) comme nous pouvons le voir au niveau des terrains Ghomarides, au nord-ouest de la région d'étude. La ligne côtière est formée par des versants présentant des pentes très abruptes où se développent plusieurs types d'instabilités de terrain, mais également par des falaises affectées le plus souvent par des cavités liées au phénomène de sous-cavage naturel.

4. Cadre sismologique

Le Rif nord-occidental est le siège d'une activité sismique importante. Cette dernière est en relation avec des zones d'accidents majeurs qui connaissent une activité tectonique régulière (Fig. 12) :

- La première zone est principalement crustale (profondeurs comprises entre 0 et 50 km), générant des séismes forts à modérés, et se concentre au niveau de la croûte continentale de la chaîne du Rif. Les structures tectoniques sismogènes de la zone crustale du Rif nord-occidental demeurent toujours mal définies ; les informations disponibles de l'activité tectonique concernent la faille de Jebha. D'après certains auteurs, l'activité sismique associée à cette faille est quasiment inexistante (Ait Brahim et al., 1990 ; Benmakhlouf et al., 2012). Meghraoui et al. (1996) ont déduit, grâce à la reconstitution des topographies anciennes plio-quadernaires et de décalages observés sur les terrasses villafranchiennes, que les vitesses de raccourcissement sont de l'ordre de 2 mm/an sur la faille de Jebha depuis le Pliocène. Certes, la faille de Jebha présente de faibles vitesses de raccourcissement, néanmoins, elle peut être à l'origine de plusieurs tremblements de terre. D'autres études ont montré que le nord du Rif est marqué par un soulèvement côtier de 0,1 à 0,2 mm/an (Meghraoui et al., 1996 ; El Kadiri et al., 2010). Ce dernier est accompagné par des failles normales N-S à NNE-SSW à composante extensive E-

W qui déforment la partie supérieure de la croûte en horsts et grabens et seraient à l'origine de l'activité sismique en profondeur (Galindo-Zaldivar et al., 2009). Un autre système de failles normales orientées E-W à NW-SE, fortement concentré au niveau des côtes méditerranéennes, pourrait être à l'origine de plusieurs séismes dans la région. Ce système résulte d'une extension plus ou moins N-S durant le Miocène (El Bakili et al., 2020). Il a favorisé le déplacement vertical du Rif de 4 à 5 Km depuis le Néogène (Chalouan et al., 1995 ; Romagny et al., 2014 ; El Bakili et al., 2020). Les fronts de chevauchement et les autres contacts anormaux entre les différentes unités structurales du Rif nord-occidental, semblent connaître de faible fréquence et intensité d'activité tectonique.

- La deuxième zone est intermédiaire (allant jusqu'à 150 Km de profondeur), située dans le bassin d'Alboran, le long du parallèle 35°30'N, dans une région appelée « Trans-Alboran-Shear Zone » (TASZ) et correspond selon certains auteurs à la frontière des plaques Afrique et Eurasie (Bufoin et al., 2004 ; Gutscher, 2004 ; Stich et al., 2006). Cette zone de déformation sismogène est marquée par des structures transpressives sénestres orientées NE-SW disposées en échelons (Chalouan et al., 1997 ; Comas et al., 1999 ; Gràcia et al., 2006). Elle s'étend de la faille de Carboneras, au SE des Bétiques, jusqu'aux accidents de Jebha et Nekor, dans le Rif, en passant par la Ride d'Alboran (Martínez-García et al., 2011).
- Une troisième zone, également intermédiaire (entre 50 et 150 km de profondeur), est installée au niveau de la frontière entre la marge nord de l'Afrique et le bassin d'Alboran ouest (WAB), liée à la dalle Rif-Gibraltar-Bétique. Cette zone s'aligne sur un transect N-S (Bufoin et al., 2004 ; Koulali et al., 2011). Les mécanismes au foyer, indiquant des axes de tension verticaux, sont interprétés comme étant liés à la présence d'un panneau plongeant sous le domaine d'Alboran (Bufoin et al., 2004). Effectivement, La projection des épacentres des séismes en profondeur les localise au niveau de la courbure maximale du panneau plongeant (Gutscher et al., 2002 ; Spakman et Wortel, 2004 ; Pedrera et al., 2011). L'aspect géodynamique et structural de cette zone demeure très peu étudié contrairement à la zone est et sud du bassin d'Alboran.

En analysant les trois zones sismogènes, on déduit que les tremblements de terre enregistrés au niveau de la région d'étude sont en grande partie liés à la zone « TASZ ». Ceci est en rapport avec la position surfacique des foyers sismiques, la fréquence élevée et les magnitudes des séismes que connaît la zone en question ; les séismes qui ont une magnitude égale ou supérieure à 4 sont les plus ressentis, atteignant la région d'étude avec de faibles magnitudes. Les séismes dont l'épicentre est situé à l'intérieur de la zone d'étude ont une fréquence très faible et peuvent être très conséquents. Les séismes enregistrés au niveau de la troisième zone n'atteignent probablement pas la région d'étude.

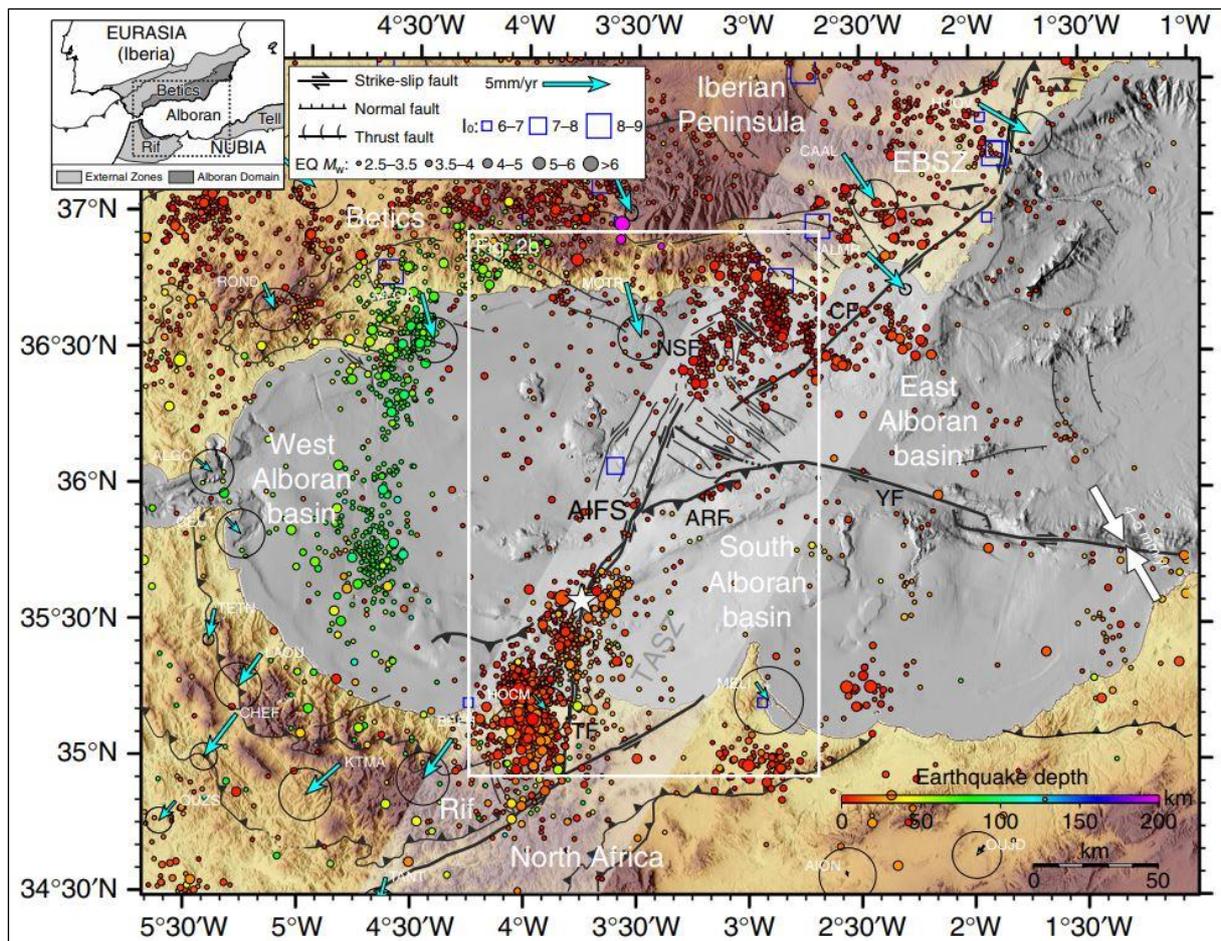


Figure 12 : Cadre tectonique, sismicité et vitesses GPS dans la région de la mer d'Alboran. Topographie et bathymétrie de la mer d'Alboran. La sismicité historique (1400-1960) et instrumentale (1980-2015) est codée en couleur en fonction des profondeurs de l'hypocentre (Gràcia et al., 2019).

5. Cadre climatique, hydrologique et hydrogéologique

5.1. Cadre climatique

Le Rif nord-occidental est caractérisé par un climat très particulier (Fig. 13). Il subit en effet conjointement : i) L'influence des flux atmosphériques humides de l'océan Atlantique et secs de la mer Méditerranée. ii) L'étendu du domaine continental compris entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranée. iii) La morphologie et l'exposition du système montagneux et leur influence sur les circulations atmosphériques. iv) L'altitude et le volume des montagnes qui séparent les deux domaines marins. La zone d'étude est divisée en trois régions climatiques qui partagent toutes une influence océanique :

- Climat méditerranéen aride à semi-aride : concentré au niveau de la majorité des zones côtières (moins de 3 km de la côte) sur des altitudes inférieures à 300 m. L'aridité est liée à plusieurs facteurs : a) l'emplacement de la région d'étude qui se trouve isolée des perturbations atmosphériques humides qui dérivent de l'océan Atlantique. Cette isolation est en relation avec un ensemble montagneux, appartenant principalement à la

chaîne de la Dorsale Calcaire et la Nappe des flyschs, qui forme une barrière arquée empêchant les masses d'air humides venant de l'ouest de pénétrer dans la région d'étude. b) les masses d'air humides qui s'introduisent dans la zone sont souvent repoussées par des airs chauds et secs dérivant de la mer Méditerranée, principalement pendant l'hiver. c) Persistance d'un air chaud et sec sur les versants à faibles altitudes par compression adiabatique liée à l'effet de foehn.

- Climat méditerranéen sub-humide : s'étalant du pied des montagnes de la Dorsale Calcaire vers 800 m d'altitude à des altitudes de 300 m au niveau de la partie orientale et centrale de la région d'étude et jusqu'au niveau marin dans la partie occidentale. Il se différencie du climat précédent par des précipitations moyennes s'élevant jusqu'à 800 mm/an en raison de la différence d'altitude et d'humidité.
- Climat montagnard : Concentré exclusivement au niveau des hauts plateaux carbonatés et des versants qui dépassent 800 m d'altitude. Durant l'hiver, des masses froides humides venant de l'ouest se condensent au niveau de ces endroits donnant des précipitations sous forme de pluie et de neige atteignant 1000 mm/an. Pendant l'été, des masses chaudes et humides dérivant de la mer Méditerranée se concentrent par advection au niveau des hautes altitudes donnant des précipitations sous forme de bruine et d'averses orageuses.

La température a une influence océanique et varie en fonction de l'altitude. Elle atteint 40°C pendant l'été au niveau des piedmonts et des plaines alluviales loin de la ligne côtière et jusqu'à -5°C pendant l'hiver en hautes altitudes. Les températures sont généralement ambiantes avec une moyenne maximale annuelle de 23° et minimale de 13°.

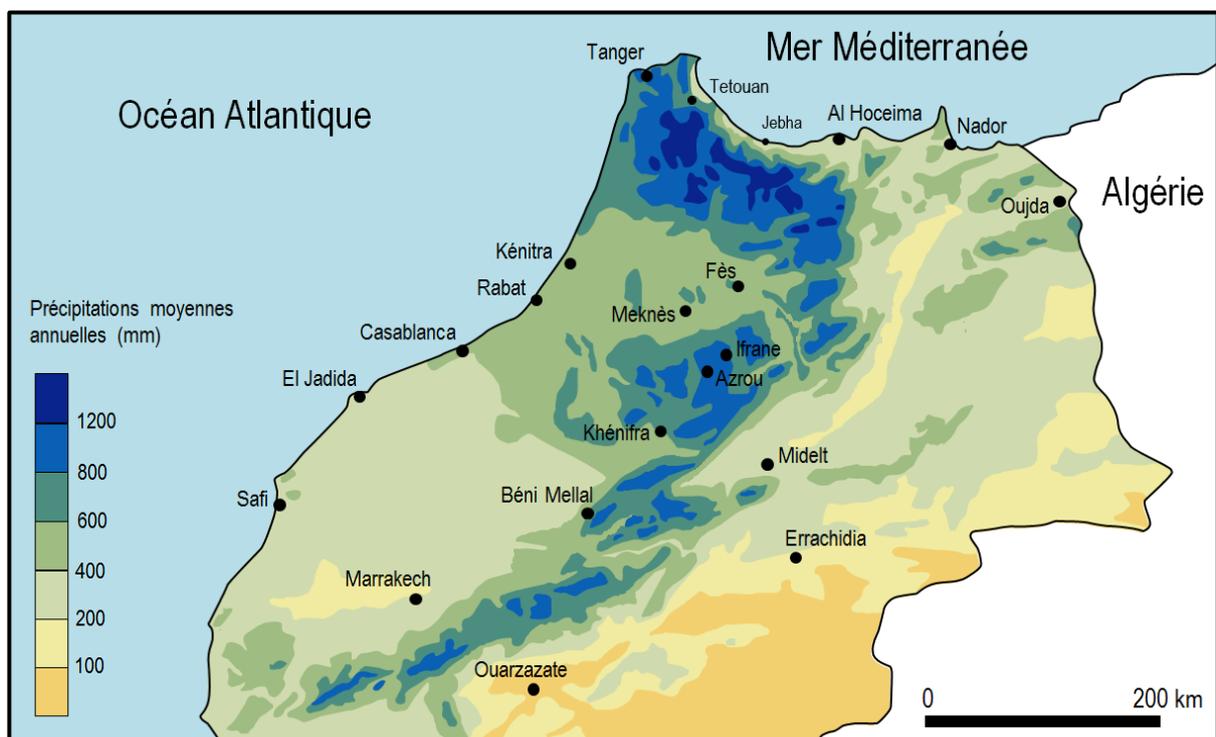


Figure 13 : Répartition spatiale des précipitations moyennes interannuelles (1990-2020) du Maroc septentrional (DGH Maroc, 2020)

5.2. Cadre hydrologique

Les bassins versants qui constituent la région d'étude ont tous une forme allongée et des tailles différentes. Les cours d'eau principaux portent en général les mêmes noms que les bassins versants qui leur sont associés (e.g. Amsa, Oued Laou, Targha, Tihissasse, Yahya Aarab, M'jer, Ouringa), débouchant tous dans la mer Méditerranée. Ces cours d'eau, ainsi que des centaines de sources locales, représentent une eau vitale pour les populations locales en couvrant leurs besoins en irrigation et en eau potable.

Parmi toutes les disciplines d'hydrologie, la compréhension du comportement du ruissellement des eaux surfaciques est le point le plus intéressant dans ce travail. Les précipitations, le caractère montagneux très accidenté et l'imperméabilité des terrains font que le ruissellement soit relativement important dans les bassins versants de la région d'étude. Les cours d'eau ont généralement un écoulement irrégulier à tendance torrentielle à l'exception de ceux alimentés par des sources d'eau permanentes connaissant un écoulement régulier.

Deux types de ruissellement sont distingués dans la région d'étude :

- un ruissellement dit hortonien (Horton, 1933) dû au refus total ou partiel d'infiltration par une incapacité du sol à transférer l'eau présente en surface. Ce ruissellement est typique des formations imperméables qui affleurent en surface et des sols soumis au phénomène de battance (sols compactés). Il est rencontré au niveau de tous les versants du Rif nord-occidental.
- Ruissellement hewlettien (Hewlett, 1961) dû en refus d'infiltration par saturation du sol. Ce ruissellement est rencontré dans endroits très restreints, dans les bas des versants et au niveau des plaines alluviales là où la nappe affleure.

Les facteurs qui contrôlent le ruissellement surfacique sont multiples :

- Effet de la pente

Le volume du ruissellement augmente avec la pente (Deploey et al., 1976 ; Sharma et al., 1983; Fox et al., 1997 ; Nicolas, 2010). Ceci revient à la diminution du stockage d'eau en surface. Cette règle s'applique bien évidemment sur un modèle où la pente est continue sans ondulation. Des études ont montré que la longueur de la pente affecte également le ruissellement en surface. Une pente plus longue a la possibilité de développer des rigoles et donc influe sur la direction, la vitesse et le volume du ruissellement (Poesen et al., 1990). Plusieurs études ont confirmé que le ruissellement par unité de surface diminue avec la longueur de la pente (e.g. Joel et al., 2002 ; Esteves et Lapetite, 2003 ; Parsons et al., 2006).

- Effet de la microtopographie

La microtopographie a un effet sur le ruissellement à travers le frottement et sa distribution spatiale. Le premier est lié à rugosité du sol qui crée une variance d'altitude au niveau des pentes (phénomène du Random Roughness (Allmaras et al. (1966)). La variation spatiale de la microtopographie a une forte influence sur la répartition des hauteurs d'eau et des vitesses d'écoulement (Esteves et al., 2000). Selon l'organisation de la microtopographie, l'intensité du ruissellement peut augmenter ou diminuer.

- Effet de l'encroustement

L'encroustement du sol est un phénomène répandu dans la région d'étude, particulièrement dans les zones à climat aride à semi-aride qui connaissent des précipitations en forme d'averses, des terres plus ou moins imperméables et des végétations peu denses. Les croûtes altèrent fortement les propriétés des sols en réduisant leur capacité d'infiltration et donc favorisent le ruissellement en surface. Ce phénomène est fréquent au niveau des versants schisteux des Sebtides et des Ghomarides.

- Effet de la végétation

La végétation a pour effet de diminuer la quantité de ruissellement (Dunne et al., 1991 ; Fiener et Auerswald, 2005). A travers la formation de macropores dans le sol, elle augmente fortement la conductivité du sol et diminue donc le ruissellement (Beven et Germann, 1982). D'autre part, les parties aériennes (feuilles, branches, etc.) interceptent une partie des précipitations diminuant ainsi la quantité d'eau arrivant à la surface (Musy et Higy, 2004). Pareillement, la transpiration des végétaux diminue la teneur en eau du sol entre deux périodes pluvieuses ce qui défavorise le ruissellement.

5.3. Cadre hydrogéologique

Les aquifères souterrains sont présents de façon limitée au niveau de la région d'étude. Les nappes phréatiques sont concentrées au niveau des terrains carbonatés de la Dorsale Calcaire et les plaines alluviales (Fig. 14). Les terrains métamorphiques des Sebtides et des Ghomarides sont imperméables à peu perméables pour constituer des aquifères. Au niveau des Ghomarides, les terrains de nature gréseuse renferment par endroit des nappes perchées dont le substratum est constitué par des formations schisteuses. D'autres nappes phréatiques avec un système karstique (présence de grottes, gouffres, etc.) ont été aperçues au niveau du massif péridotitique ; les aquifères ultramafiques sont très peu étudiés pour expliquer la formation de ces nappes.

L'aquifère de la Dorsale Calcaire est formé par des dolomies et des calcaires et reçoit une recharge d'eau annuelle de 200 Mm³ (ABHL). Dans la partie occidentale de la nappe, le substratum de la nappe est essentiellement schisteux et flychoïde. Les nappes alluviales ont des superficies très restreintes. La plus grande correspond à la nappe de oued Laou avec 18 Km² et une recharge d'eau de 17 hm³/an. L'aquifère de la plupart des nappes alluviales est constitué par des alluvions sablo-graveleuses à ciment limoneux et des conglomérats à éléments calcaro-gréseux d'âge Quaternaire. Le substratum des aquifères est formé par des argiles du Pliocène inférieur. Les profondeurs des nappes sont globalement comprises entre 1 m et 60 m.

Les sources apparaissent dans diverses conditions hydrogéologiques, généralement en raison de caractéristiques géologiques qui créent des voies de transmission ou des obstacles à l'écoulement souterrain (Curewitz et Karson, 1997 ; Rowland et al., 2008).

La région d'étude comprend un système très particulier de réseau de drainage et de résurgence des eaux souterraines. Trois types de sources sont distingués : i) Sources karstiques, caractéristiques des aquifères carbonatés et péridotitiques ii) Sources perchées, liées à une nappe perchée entre deux formations imperméables iii) Sources artésiennes d'origine tectonique, situées la plupart du temps au niveau des sommets des versants. Mise à une forte

pression lithostatique, l'eau s'échappe par un réseau de fractures (fractures ouvertes) et atteint la surface sous forme de source. Ce phénomène est très répandu au niveau des terrains métamorphiques imperméables de la région d'étude. Suivant la déformation actuelle dans le Rif interne, les failles normales sont responsables de l'apparition des résurgences d'eau contrairement aux failles inverses qui se comportent comme un système de fractures fermé (Ait Brahim et Sossey Alaoui, 2002).



Figure 14 : Répartition des nappes d'eau souterraines dans le bassin hydraulique de Loukouss (ABHL, 2009)

6. Conclusion

Grâce à son histoire géodynamique très marquante, sa géologie très variée, sa géomorphologie très complexe, ses différents types de climat et sa position côtière, la région d'étude constitue un endroit favorable pour le développement d'instabilités de terrain de fréquences et de typologies variées.

D'autre part, nous avons pu identifier quelques facteurs qui ont très peu ou pas d'influence sur les instabilités de terrain de la région, à savoir les nappes phréatiques et les séismes, ce qui nous permet de concentrer nos analyses sur les autres facteurs causatifs et qui seront traités dans le chapitre suivant.

CHAPITRE 2 : LES INSTABILITES DE TERRAIN : CLASSIFICATION ET ORIGINE

1) Notions sur les instabilités de terrain

Les chercheurs et scientifiques ont commencé à s'intéresser aux instabilités de terrain Depuis le 19^{ème} siècle (e.g. Colin, 1846 ; Heim, 1882 ; Howe, 1909 ; Relynolds, 1932 ; Popov, 1945 ; Varnes, 1958, Crozier 1973, Flageollet, 1989 ; Cruden, 2003). C'est ainsi que plusieurs définitions ont été attribuées aux instabilités de terrain en fonction des critères considérés : morphologie, mécanisme, emplacement, etc. De façon synthétique, on peut définir les instabilités de terrain comme étant des manifestations du déplacement gravitaire de masses de terrain déstabilisées sous l'effet d'une sollicitation d'agents naturels et/ou anthropiques. De même, il existe plusieurs synonymes de la dénomination « instabilités de terrain », utilisée dans le présent travail, à savoir « mouvements de terrain », « mouvements de masses », « instabilités/mouvements gravitaires », etc. Les anglo-saxons utilisent généralement les deux expressions « *Landslides* » et « *Mass movements* » pour étiqueter les instabilités de terrain qui affectent les versants. A priori, aucun travail antérieur n'a abordé la question de la différenciation entre les expressions utilisées, ce qui octroie aux chercheurs la possibilité de choisir l'expression qui leur convient. De ce fait, l'expression « instabilité de terrain » a été considérée comme la plus adéquate quant à la dénomination des phénomènes gravitaires de la région d'étude. Il s'agit en fait d'une expression très vague qui désigne, d'une part, les phénomènes gravitaires avec déplacement en masse (évolution brutale) et sans déplacement (évolution lente), et d'autre part, les phénomènes qui affectent la surface du sol.

2) Classification des instabilités de terrain

2.1) Généralités sur les classifications

Compte tenu de la grande diversité des instabilités de terrain, de nombreuses classifications existent aujourd'hui. Initialement, elles étaient fondées sur des critères morphologiques simples, liées le plus souvent à une région et à un milieu physique donné. Au fil des années, les classifications des instabilités se sont étendues pour reposer sur d'autres critères notamment morphologiques/géométriques (Carson & Kirkby, 1972 ; Varnes, 1978 ; Hutchinson, 1988) (Tableau. 1), géotechniques (Terzaghi, 1925 ; Sassa, 1985) (Tableau. 2), cinématiques (e.g. Milliès-Lacroix, 1981 ; Rizzo, 1988, Zangerl et al. 2008) (Tableau. 3) et la combinaison de différents critères (Antoine et Giraud, 1995). De toutes les classifications qui existent, aucune n'est considérée comme une référence. Jusqu'à présent, le choix d'une classification demeure toujours très flou. Le choix d'une classification revient, en fait, au domaine d'appartenance du scientifique. Les géographes et les géomorphologues ont tendance à se référer aux classifications à critères morfo-géométriques comme celle de Varnes (1978). Les géomécaniciens et les géotechniciens, quant à eux, préfèrent les classifications à critères mécaniques et dynamiques. Pour que la classification soit exhaustive, elle doit reposer sur les différents critères qui existent particulièrement ceux dynamiques qui s'avèrent être très précis. En effet, le mécanisme dynamique d'une instabilité peut parfois être le seul critère avec lequel on peut différencier la typologie exacte d'une instabilité d'une autre.

Tableau 1 : Classification des mouvements de terrain selon des critères géotechniques
(Terzaghi, 1925)

Ordre	Groupe	Classe
Mouvements à sec	Reptation (mouvement de masse, continu)	Reptation de sol
		Reptation d'éboullis (matériaux meubles)
		Glissement de blocs
	Glissements (mouvement de masse rapide)	Glissement rocheux
		Glissement mixtes
		Coulées de terre
	Affaissement et coulées (variation rapide de la porosité)	Chutes, coulées de sables
		Sédiments lacustres
		Desquamation et altération
Mouvements plastiques	Dislocation et coulées (dislocation après gonflement et fragmentation)	Glissement profond (matériaux, homogènes et hétérogènes)
		Reprise de mouvement
		Glissement suivant les joints de stratification
	Coulées résultant d'une suppression hydrostatique	Compression et expulsion résultant de sous-pressions
		Gonflement résultant d'une baisse de la pression
	Expulsion (diminution de la résistance sous l'action d'une forte sous-pression)	

Tableau 2 : Classification des mouvements de terrain selon leur critères morphologiques
(Varnes, 1978)

Type d'instabilité			Type de matériau		
			Roche	Sols	
				Grossiers	Fins
Chutes			Ecroulement rocheux	Ecroulement de débris	Ecroulement de terrain
Basculements			Basculement rocheux	Basculement de débris	Basculement de terrain
Glissements	Rotation	Peu d'unités	Affaissement rocheux	Affaissement de débris	Affaissement de terrain
			Glissement d'un bloc rocheux	Glissement d'un bloc de débris	Glissement d'un bloc de terrain fin
	Translation	Unités multiples	Glissement rocheux	Glissement de débris	Glissement de terrain
Etalements latéraux			Etalement rocheux	Etalement de débris	Etalement de terrain
Écoulements			Coulée rocheuse	Lave torrentielle	Coulée de terrain
Complexes			Combinaison de deux ou plusieurs types de mouvements principaux		

Tableau 3 : Classification des instabilités de terrain selon leur classe de vitesse de propagation (Cruden and Varnes, 1996, modifiée)

Classe	Description	Vitesse	Cinématiques (type de mouvement)				
			Chute	Basculement	Glissement	Écoulement	Étalement
7	Extrêmement rapide	5×10^{-3} mm/s	■	■	■	■	■
6	Très rapide						
5	Rapide	5×10^{-4} mm/s					
4	Modérée	5×10^{-5} mm/s					
3	Lente	5×10^{-6} mm/s				■	
2	Très lente	5×10^{-7} mm/s				■	■
1	Extrêmement lente	5×10^{-8} mm/s				■	■

2.2) Typologies des instabilités de terrain de la zone d'étude

Afin d'exposer les typologies d'instabilités de terrain de la région d'étude, nous avons choisi de prendre en considération tous les critères de classification, cités ci-dessus. La complexité géologique et morphologique du Rif rend la tâche de classification des instabilités très délicate. La plupart des instabilités de terrain sont de types « complexes » où plusieurs types peuvent se manifester dans un même endroit d'une façon synchronique ou diachronique. Ceci est dû essentiellement à l'hétérogénéité lithologique et granulométrique et les structures géologiques du terrain. Globalement, la nature lithologique des formations superficielles conditionne fortement la typologie des instabilités. D'une manière simpliste, nous allons essayer de définir les différentes typologies d'instabilité même pour les phénomènes complexes. En se basant sur les analyses de terrain et des images satellitaires (images Spot de résolution 1,5 à 2,5 m), trois grandes familles d'instabilités de terrain ont pu être distinguées : les éboulements, les glissements et les écoulements.

2.2.1) Les éboulements, les chutes de pierres et de blocs

C'est un ensemble de phénomènes gravitaires résultant d'une rupture soudaine d'un escarpement plus ou moins abrupt suivie d'un déplacement très rapide des matériaux mobilisés. Ils sont caractérisés par une zone de départ, une zone de propagation et une zone d'épandage. Le milieu de transport des matériaux est essentiellement aérien. Les éboulements affectent généralement les roches compétentes tels que les calcaires, les dolomies, les grès, les schistes, etc.

Parmi les classifications existantes, le volume d'un éboulement reste la caractéristique principale à prendre en compte. Le volume total éboulé permet de faire la distinction entre les différents phénomènes (Whalley, 1984). Nous faisons référence aux chutes de pierres, dont le volume varie d'un décimètre cube à plusieurs mètres cubes, aux éboulements (10 à 100 m^3) et aux éboulements de masse (100 à 1000 m^3). Les écroulements (plus de 1 million de m^3) sont inexistantes.

Selon le type de propagation du mouvement, on distingue trois types d'éboulement (Varnes, 1978) :

- éboulement en chute libre (Fig. 15a,b,c)

- chute par rotation ou basculement du bloc ou de la masse rocheuse (Fig. 14d)
- glissement de bloc sur bloc sur une surface inclinée (Fig. 14e)

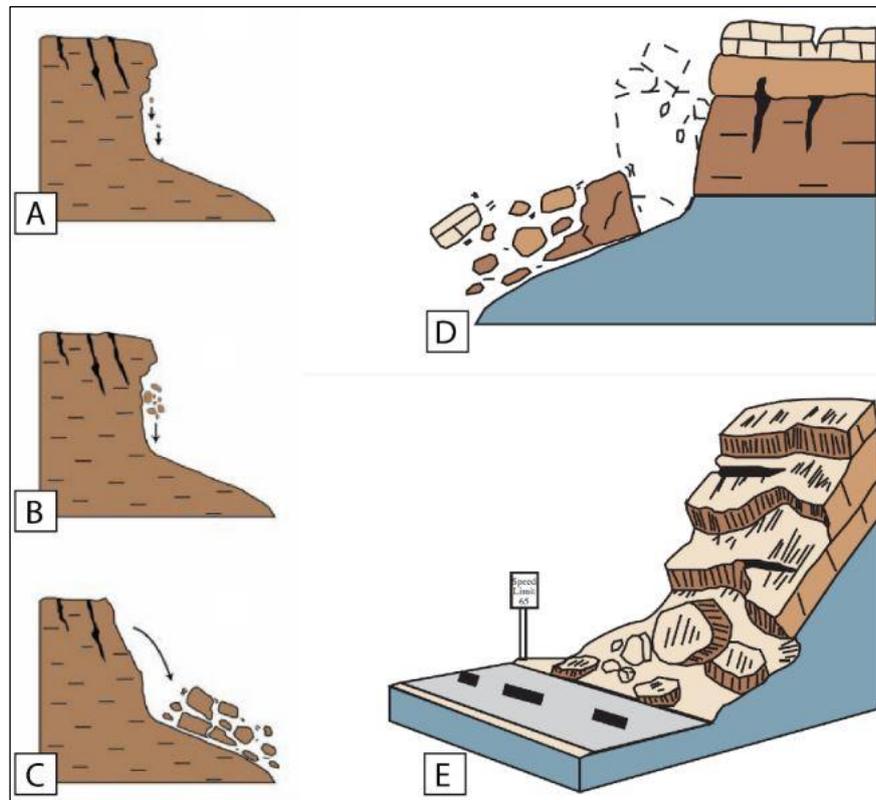


Figure 15 : Types d'éboulements selon leurs types de propagation : a. chutes de pierres ; b. éboulement ; c. éboulement en masse ; d. basculement de blocs ; e. glissement banc sur banc (Highland, 2004 ; in Gallach, 2018, modifiée)

2.2.2) Les glissements de terrain

Un glissement de terrain correspond à un déplacement généralement lent (de quelques millimètres par an à quelques mètres par jour), d'une masse de terrain, le long d'une surface de rupture dite surface de cisaillement. Pour déclencher un glissement de terrain, un degré minimal de pente est nécessaire. Les volumes, les vitesses et les épaisseurs des glissements de terrain varient en fonction de plusieurs paramètres notamment la constitution lithologique, la disposition des discontinuités structurales et l'intensité du facteur déclenchant.

Les glissements de terrain affectent la totalité de la zone d'étude, particulièrement les roches cristallines, les altérites et les formations de couvertures. Trois types de glissement de terrain sont rencontrés : les glissements plans, les glissements circulaires et le fluage (Fig. 16).

a) Les glissements plans ou translationnels

Ils prennent naissance le long d'une surface de décollement relativement plane. Ils se déclenchent le plus souvent sur une surface de discontinuité entre deux matériaux de nature différente. Ils sont généralement peu profonds (1 à 5 m) avec des vitesses de déplacement considérables (plusieurs centimètres à plusieurs mètres par jour). La masse glissée est

difficilement distinguée de la lithologie en place, si ce n'est au niveau du tassement des matériaux argileux ou la perception des niches d'arrachement. Dans la zone d'étude, ils se manifestent au niveau des terrains schisteux où la couverture superficielle meuble, généralement argileuse, glisse sur son substratum. Ils sont rencontrés également sous forme de glissement couche sur couche, souvent dans un terrain de même nature, le long de certaines discontinuités stratigraphiques (joints de stratification) ou tectoniques (failles, diaclases, etc.).

b) Les glissements circulaires ou rotationnels

Il s'agit de la forme la plus classique et la plus répandue de glissement de terrain. La surface de glissement adopte une forme concave et la niche d'arrachement admet une forme circulaire à verticale. Ils s'identifient par une zone déprimée subhorizontale ou en contre-pente, par les arrachements secondaires, crevasses et replats successifs de la zone médiane et par les bourrelets de freinage et d'accumulation au niveau de la partie inférieure. Ils sont concentrés dans des matériaux peu cohérents et peuvent concerner des épaisseurs importantes. Le mouvement du glissement est généralement lent et demande des dizaines d'années pour observer une stabilisation précaire. Ils sont rencontrés dans toutes les formations lithologiques, particulièrement au niveau des roches cristallines (schistes et péridotites), et à l'exception des terrains carbonatés. La surface de rupture correspond généralement à une discontinuité tectonique (failles, diaclases, schistosité, etc.). Tout dépend de la profondeur de la surface de rupture, les glissements circulaires peuvent être profonds, affectant l'ensemble du versant, ou surfaciques avec des volumes mobilisés et des surfaces très réduits.

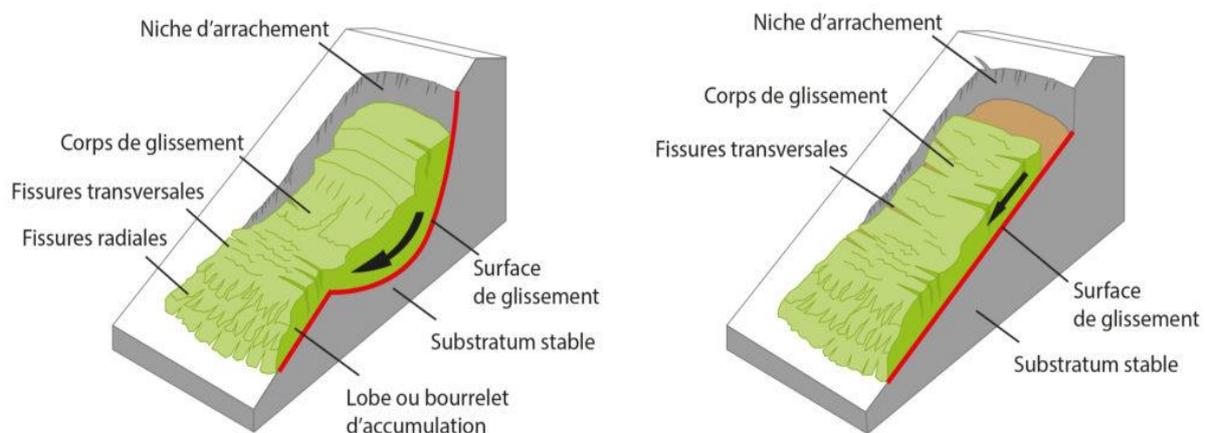


Figure 16 : Morphologie des glissements de terrain. a) glissement rotationnel. b) glissement plan (Overview, 2020)

c) Le fluage

Le fluage correspond à une déformation du sol qui se produit lorsqu'une charge est maintenue pratiquement constante pendant un temps prolongé. La charge lithostatique du versant amont exerce une pression importante sur le sol causant sa déformation. La propriété du fluage est de permettre la déformation lente d'un matériau sans atteindre les limites de résistance mécanique, donc sans rupture du matériau. Il génère des déformations sous forme de bombements d'un matériel le plus souvent argileux et plastique. Le bombement se produit dans la zone où la contrainte s'exerce le moins, le plus souvent en bas de versant (Fares, 1994). Ce phénomène est

très répandu au niveau des pieds des talus schisteux, bien visible au niveau des routes (Photo. 3 et 4).



Photo 3 : Poteau électrique penché à cause du fluage du terrain (tête du talus)



Photo 4 : Bombement de la RN 16 dû au phénomène de fluage

2.2.3. Les écoulements de terrain

a) Les coulées de boue

Les coulées boueuses sont des phénomènes d'instabilités de versant très rapides qui affectent des masses de matériaux reconstitués ou décomposés, déclenchées au niveau des versants, à pente modérée à forte, soumis à de forte concentration des eaux (Fig. 17a). Les matériaux

perdent souvent leur cohésion dès leur saturation en eau ou dès la mise en mouvement. Les matériaux constitutifs des coulées de boue sont représentés par des argiles, des limons, des altérites, des sols de couverture, des colluvions, mais également de roches schisteuses décomposées.

Le terrain d'étude est affecté par un nombre incalculable de coulées de boue de différentes dimensions qui se manifestent à chaque période pluvieuse. Elles sont surfaciques (profondeur inférieure à 2 m), affectant l'ensemble des formations géologiques avec une fréquence plus élevée au niveau des versants côtiers schisteux.

b) Les coulées de débris

Pareillement aux coulées de boue, les coulées de débris (ou coulées rocheuses) (Fig. 17b) sont des phénomènes rapides et destructeurs qui prennent naissance au niveau formations rocheuses bien lithifiées, en place ou préalablement disloquées, sous l'action d'une fraction d'eau importante (Léone, 1996). Dans la zone d'étude, on les retrouve au niveau des versants à pentes très abruptes (supérieure à 40°), exclusivement dans les vallées carbonatées de la Dorsale Calcaire. Les coulées de débris sont considérées comme les phénomènes d'instabilités les moins fréquents et les moins destructeurs en raison de leurs volumes et leurs surfaces très limités.

c) Les laves torrentielles

Il s'agit de phénomènes d'écoulement particuliers typiques des régions montagneuses où les bassins torrentiels présentent de fortes pentes (Fig. 17c). Ils se forment par enrichissement considérable du débit d'un torrent en matériaux solides qui accroissent très fortement son pouvoir érosif (Léone, 1996). Les matériaux solides proviennent de l'érosion des versants et des berges des cours d'eau. Les laves torrentielles se distinguent des autres types d'écoulements par le transport de gros blocs qui marquent toujours la partie avale de l'écoulement.

Au niveau de la montagne rifaine, comme dans toutes les montagnes du Maroc, les laves torrentielles sont provoquées lors des averses orageuses extrêmes, principalement en automne et au printemps, où les volumes d'eaux tombées dépassent la capacité de rétention du sol et ruissellent sur les versants provoquant l'arrachement de matériaux sur son chemin. Ce phénomène est souvent rencontré au niveau des grandes vallées où le cours d'eau principal, s'étendant sur une dizaine de kilomètres, traverse les massifs carbonatés de la Dorsale Calcaire. En général, le processus d'écoulement des laves torrentielles ne prend fin que quand il atteint la Mer méditerranée.

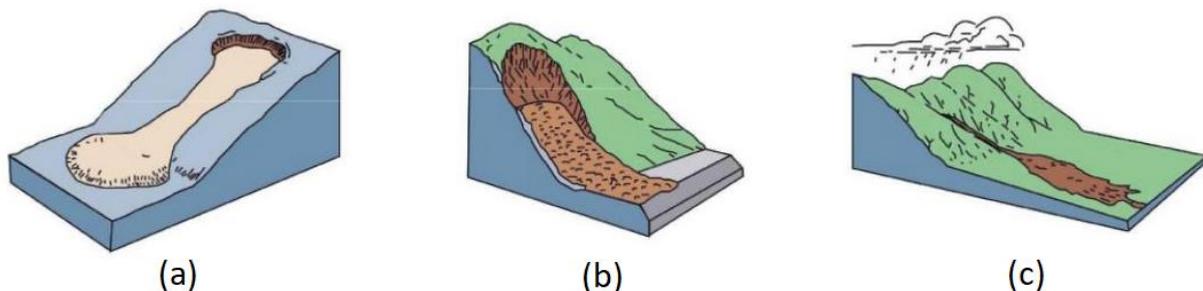


Figure 17 : Types d'écoulements de terrain de la région d'étude. a) coulée de boue. b) coulée de débris. c) lave torrentielle (d'après, Highland et Bobrowsky, 2008, modifiée)

3) Origines des instabilités de terrain

3.1. Notions mécaniques sur la stabilité des pentes

Avant d'entamer la discussion sur les différents facteurs régissant sur les instabilités de terrain, il est essentiel de mettre le point sur les paramètres physiques qui permettent de connaître l'état de stabilité des versants. Il s'agit précisément de connaître l'ensemble des forces qui déterminent le caractère stable ou instable d'une masse de terrain (Fig. 18). L'évaluation de l'état de stabilité d'une pente se fait à partir d'un **coefficient de sécurité (F)**, qui peut être défini comme étant le rapport de forces qui tendent à retenir un volume de matériaux, délimité par une surface de cisaillement potentielle, sur celles qui tendent à l'entraîner vers l'aval, ou tout simplement le rapport des forces résistantes sur les forces motrices:

$$F = \frac{\tau \text{ Résistant}}{\tau \text{ Moteur}}$$

Tant que la force motrice reste inférieure à la force résistante, donc F est supérieur à 1, le versant est stable. Dans le cas contraire, si F est inférieur à 1, le versant est instable. La valeur F = 1 représente l'état d'équilibre limite du versant.

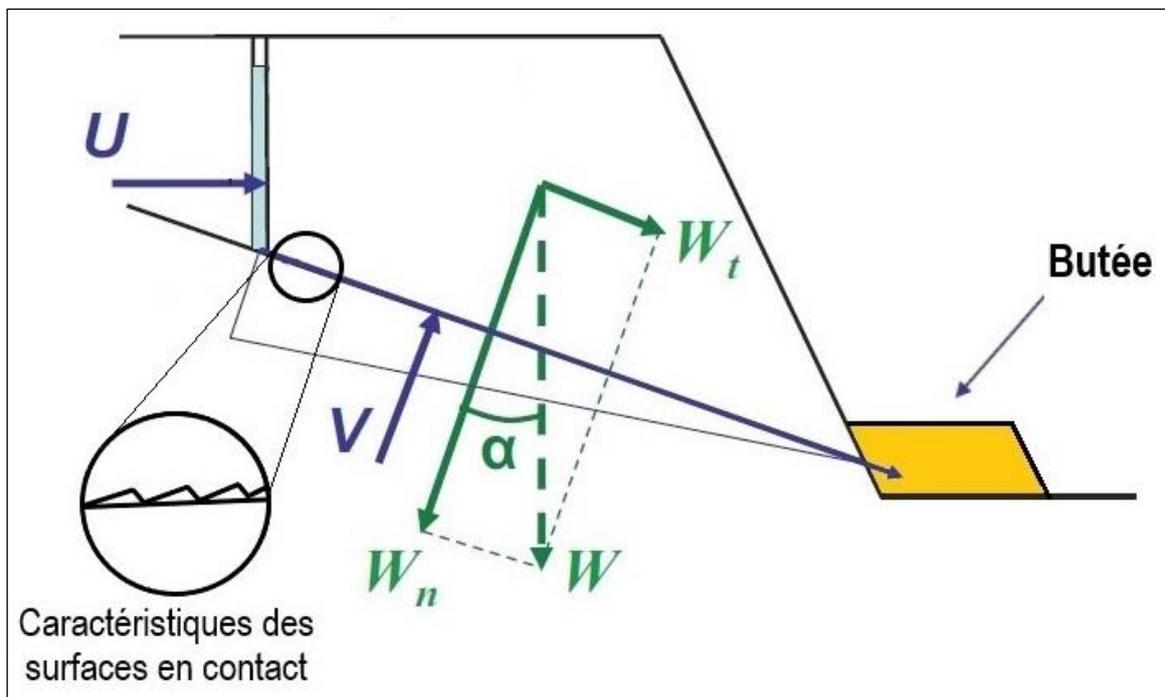


Figure 18 : Schéma récapitulant les principales forces qui contrôlent la stabilité d'un versant. **Forces résistantes** : composante normale (W_n) du poids (W) du versant affecté par les caractéristiques des surfaces en contact ; butée. **Forces motrices** : composante tangentielle (W_t) du Poids (W) du bloc ; pression hydrostatique perpendiculaire aux faces du bloc (U et V).

Globalement, quatre notions physiques, contrôlant la stabilité des versants, sont distinguées :

- La pesanteur : constitue le moteur essentiel des instabilités de terrain. Elle agit en permanence sur toute la masse ($F = mg$). En chute libre, la vitesse de la masse tombée augmente à chaque seconde de 9,81 m/s (ou 9,81 N/kg).

- Les lois de comportement : Elles permettent d'établir les relations entre les contraintes exercées sur la masse susceptible de bouger et les déformations qui en résultent. En fonction du comportement du matériau, le type d'instabilité de terrain peut être distingué. Les matériaux ont généralement deux comportements : un comportement rigide qui s'oppose aux déformations et donc le cisaillement direct du matériaux et un comportement plastique caractérisé par une déformation lente et progressive jusqu'à la rupture.
- Les conditions aux limites : dans le cas d'une instabilité quelconque, ou pour les calculs en contraintes-déformations en géotechnique, il faut toujours se poser la question des conditions aux limites (Merrien-Soukatchoff et Omraci, 2000). Il s'agit de connaître les conditions aux limites géométriques (la morphologie interne et externe de la pente et de la surface de rupture) et les conditions aux limites mécaniques (ensembles des contraintes exercées sur certains points de la masse concernée, notamment les charges en amont et les pressions interstitielles).
- Les forces extérieures : dans la nature, le coefficient de stabilité d'une pente est variable dans le temps. Ceci est en relation avec des forces d'inertie supplémentaires, d'origine sismique et hydraulique, qui viennent accentuer les forces motrices initiales en rendant le terrain instable ou même déclencher le mouvement de terrain.

3.2. Dynamique de rupture des instabilités de terrain

A l'examen des différents types d'instabilités du terrain d'étude, de nombreux paramètres peuvent intervenir dans les mécanismes de ruptures. En fonction de l'état de stabilité d'un versant, des scientifiques ont développé plusieurs modèles qui portent sur des critères physiques. Pour les types d'instabilités qui concernent la rupture de la masse, les modèles existants comportent tous 3 phases d'instabilités :

- *La pré-rupture* : elle inclut tous les processus de déformation qui mènent à la rupture. Le matériau peut passer d'un état de déformation élastique à un état plastique, ou directement à la phase de rupture sans passer par l'étape plastique (Houpert, 1991). Ce comportement est le plus souvent lié à la vitesse de déformation du matériau (Leroueil, 2001). Le mécanisme des instabilités de terrain non concernées par la rupture s'arrête au niveau de cette phase.
- *L'amorce de la rupture* : le seuil limite de la rupture est atteint. Cette phase, qui dure que quelques secondes, est caractérisée par le développement de mini-surfaces de cisaillement de long de la surface de rupture.
- *La post-rupture* : Elle comprend les mouvements de masse, depuis la rupture jusqu'à l'arrêt des éléments instables.

Un premier modèle portant sur la vitesse et le temps de déplacement de l'instabilité a été proposé par Pollet (2004) (Fig. 19). Il propose une subdivision du dynamisme du mouvement de la masse instable en trois phases : une phase stable, une phase dynamique de pré-rupture (stabilité marginale) qui évolue avec l'accentuation des facteurs de prédisposition et une phase de rupture qui coïncide avec l'apparition ou l'augmentation de l'intensité du facteur déclenchant. C'est ainsi qu'on remarque l'aspect non-linéaire de l'évolution des vitesses de mouvement dans la phase de pré-rupture. Ce modèle est principalement consacré aux glissements de terrain.

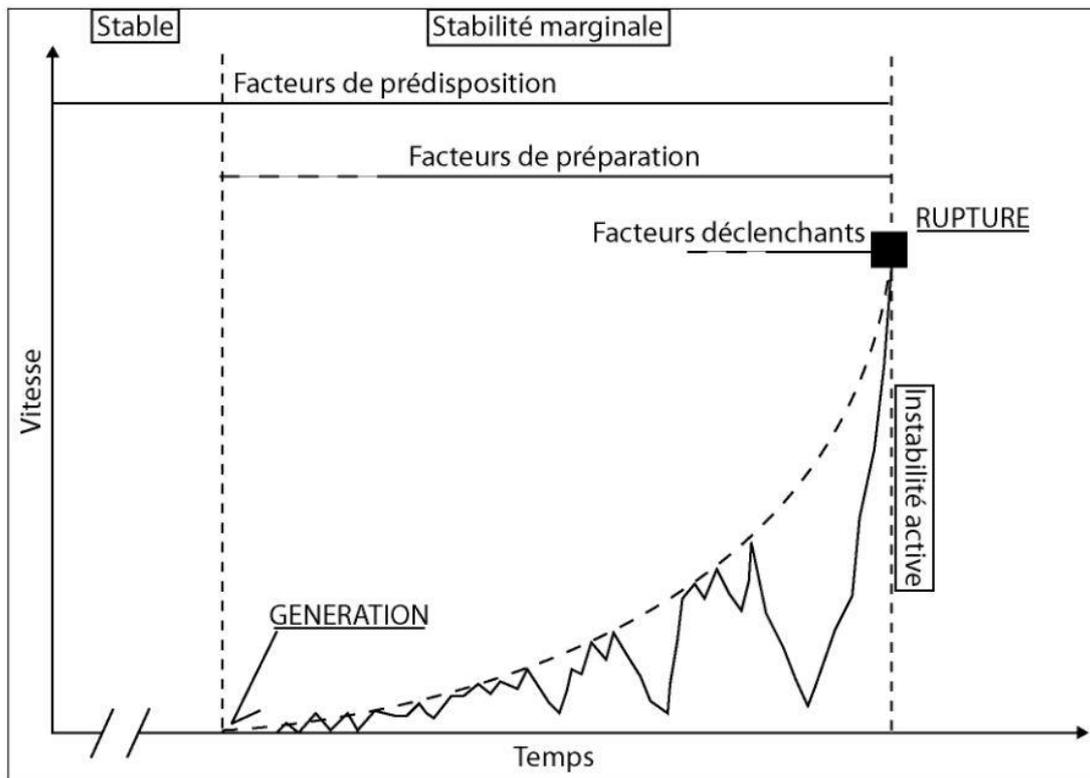


Figure 19 : Evolution de la vitesse de déplacement d'une instabilité de terrain en fonction du temps et des différents facteurs d'instabilité (Pollet, 2004)

Un autre modèle de Hernandez (2009) (Fig. 20), ressemblant au modèle de Pollet, intègre certains paramètres mécaniques comme la résistance au cisaillement et la résistance résiduelle avec développement de la phase d'activité de l'instabilité. La phase de pré-rupture débute par une amorce liée à l'apparition du premier mouvement avec diminution de la résistance au cisaillement. La phase de post-rupture est divisée en phase de propagation et phase de dépôt.

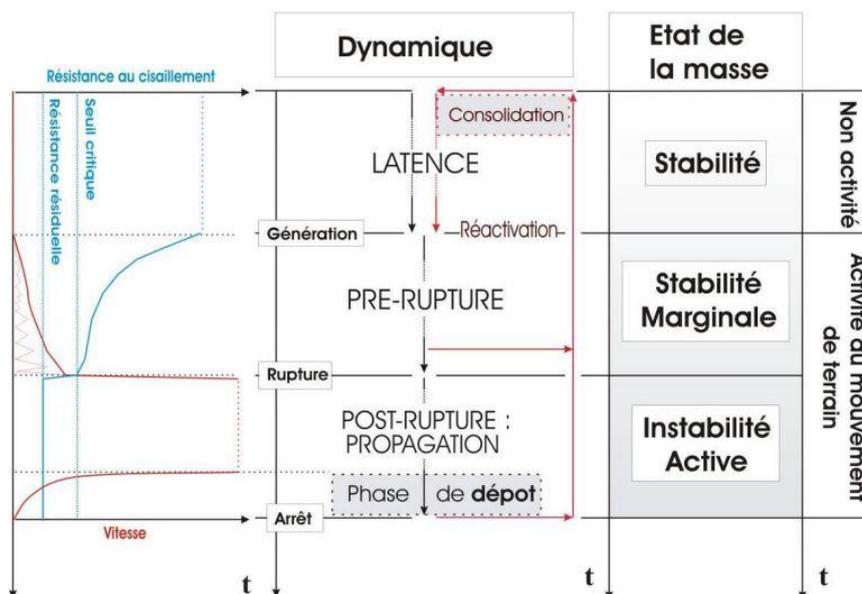


Figure 20 : Cycle d'activité d'une instabilité de terrain (Hernandez, 2009 ; in Palis, 2017)

Un autre type de modèle très important, correspondant au modèle d'Eberhardt et al., 2004, s'intéresse à la configuration et les caractéristiques de la surface de rupture (Fig. 21). En fonction des mécanismes de rupture, on peut estimer le type, la vitesse et l'ampleur du mouvement de terrain. Ce modèle s'intéresse à la complexité de la surface de la rupture qui est liée aux paramètres géotechniques de la masse sus-jacente. Plus on s'enfonce dans le domaine ductile, des surfaces spécifiques d'instabilité peuvent apparaître, augmentant ainsi la susceptibilité aux mouvements de terrain.

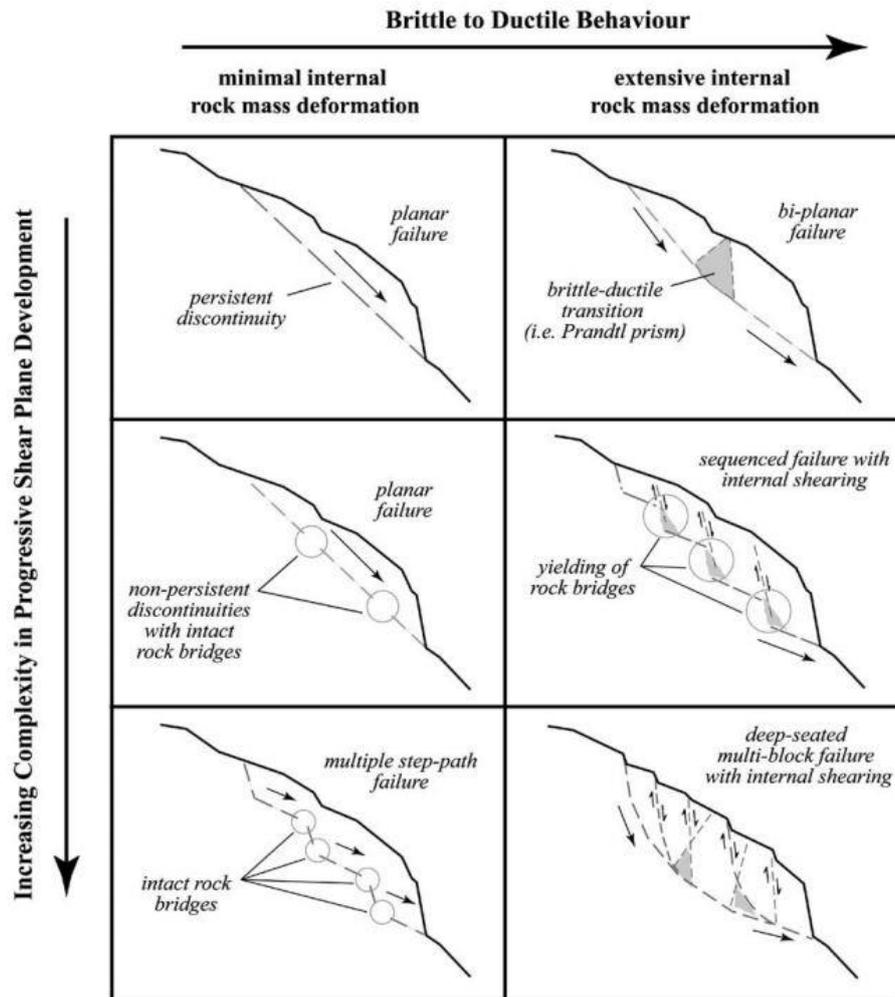


Figure 21 : Différents mécanismes de rupture de versant suivant les conditions mécaniques de la surface de rupture (Eberhardt et al., 2004).

3.3. Les facteurs de prédisposition

Les facteurs de prédisposition sont des facteurs d'instabilité inhérents au milieu très lentement variables dans le temps. Ils peuvent être d'origine naturelle ou anthropique. Nous allons essayer de présenter en détails les différents facteurs de prédisposition des instabilités de terrain en s'appuyant de temps en temps sur des exemples concrets du terrain d'étude.

3.3.1. Facteurs liés à lithologie

La lithologie prédispose les versants aux instabilités de terrain à travers les caractères mécaniques des matériaux qui varient selon les lois de comportement.

a) Caractère physique et mécanique des minéraux

La stabilité d'un versant dépend des comportements mécaniques des matériaux (roches et sols) qui le forment. Le comportement mécanique des matériaux dépend des caractères mécaniques des minéraux constitutifs. On parle précisément de la résistance à la désagrégation, la résistance à la rupture, la malléabilité, la friabilité et la pulvérisation. La qualité d'un caractère mécanique d'un minéral dépend de ses propriétés physiques, principalement sa structure cristalline. Chaque minéral a ses propres faiblesses par rapport aux comportements mécaniques. Les phyllosilicates, par leur structure lamellaire ou en feuillets, représentent les minéraux qui favorisent le plus les glissements de terrain. La structure cristalline en feuillets connaît souvent une dislocation par une série de glissement élémentaires le long de plans atomiques, à la manière des feuilles de papier qui glissent les unes sur les autres. Les autres minéraux silicatés et les minéraux carbonatés ont également leurs propres faiblesses mécaniques.

b) Propriétés mécaniques des matériaux

Deux matériaux qui ont la même composition pétrographique n'ont pas forcément les mêmes caractères mécaniques. Ceci dépend de la « rhéologie » qui détermine le caractère résistant du matériau aux contraintes et aux déformations. Trois paramètres mécaniques sont généralement calculés à partir des essais des résistances à la compression (uni-axiale et triaxiale), la résistance à la traction et la résistance au cisaillement. Généralement, la résistance au cisaillement est exprimée en fonction de deux paramètres : la cohésion (c) et l'angle de frottement interne (ϕ). Les matériaux qui ont de faibles valeurs de résistance vont très largement favoriser les instabilités.

Au niveau du terrain d'étude, les schistes (au sens large) correspondent aux matériaux les moins résistants contrairement aux roches ignées qui sont très résistantes aux contraintes (Tableau. 4).

Tableau 4 : Propriétés mécaniques des roches (Selon Farmer, 1968). Ces valeurs s'appliquent pour des roches saines et sont surestimées par rapport aux valeurs des roches du terrain d'étude

Roche	Résistance de compression uni-axiale σ_c [MPa]	Résistance à la traction σ_t [MPa]	Cohésion c [MPa]	Angle de frottement interne ϕ (°)
Péridotite	150 - 300	15 - 30	20 - 60	45 - 55
Serpentinite	80 - 200	10 - 30	20 - 40	30 - 40
Grès	20 - 170	10 - 30	8 - 40	35 - 55
Schiste	10 - 100	2 - 10	3 - 30	15 - 30
Calcaire	30 - 250	5 - 25	10 - 50	35 - 50
Dolomie	80 - 250	15 - 25	10 - 50	35 - 50
Quartzite	150 - 300	10 - 30	10 - 60	50 - 60
Gneiss	50 - 200	5 - 20	10 - 60	50 - 60

c) Degré d'altérabilité du matériau

L'altération est l'ensemble des modifications des propriétés physico-chimiques des minéraux sous l'action des réactions abiotiques et biotiques. Elle affecte l'ensemble des massifs géologiques du terrain et induit la diminution de leurs résistances mécaniques. Entre altération

physique (désagrégation mécanique) et altération chimique, la deuxième est la plus importante par rapport à la prédisposition aux instabilités. L'altération chimique se manifeste avec plusieurs réactions à savoir la dissolution, l'oxydo-réduction, l'hydratation et l'hydrolyse. L'altération par dissolution (ou décarbonatation) affecte généralement les roches carbonatées sous l'action du CO₂ dissous dans l'eau, ce qui fait augmenter la porosité et ainsi diminuer les propriétés mécaniques de la roche. Les autres types d'altération chimiques affectent principalement les minéraux silicatés. Les hydrolyses, c'est-à-dire la destruction des minéraux par l'eau, sont les formes d'altération les plus répandues. Les silicates sont les minéraux les plus propices à l'altération par hydrolyse. Il en résulte la formation de nouveaux minéraux généralement de type phyllosilicates. Chaque minéral a sa propre résistance à l'altération (Fig. 22) ; Ceci dépend de l'énergie de liaison entre les différents atomes et la structure cristalline du minéral (Martin, 1973). Les éléments chimiques d'un minéral sont soit des facteurs de résistance (Si⁴⁺, Al³⁺, Fe³⁺), soit des facteurs de faiblesse (Ca²⁺, Mg²⁺, Fe²⁺, K⁺, Na⁺) (Martin, 2010). L'exemple du quartz et de l'olivine, deux minéraux bien présents dans le terrain d'étude, dont le premier ne comportant que des liaisons fortes entre le silicium et l'oxygène, correspond au minéral le plus résistant ; l'olivine en revanche, contenant des cations de faiblesse (Mg²⁺ et Fe²⁺), a un réseau cristallin très fragile qui s'altère facilement, correspond au minéral le moins résistant.

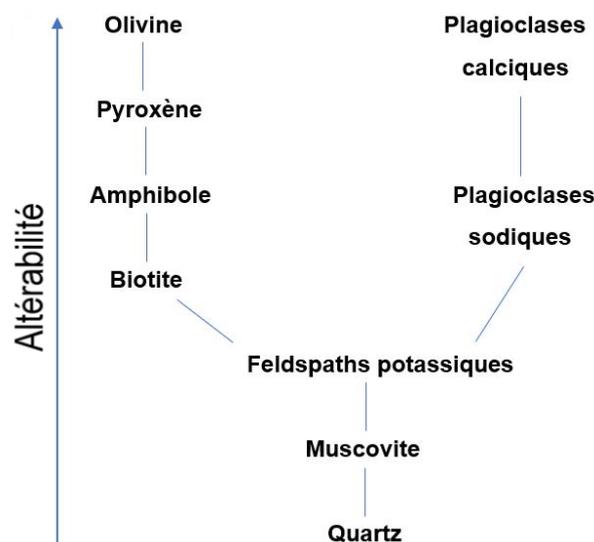


Figure 22 : Séquence d'altérabilité des minéraux. D'après (Goldich, 1938).

Du point de vue magmatique, les minéraux qui cristallisent en premier à des températures très élevées sont les plus altérables dans les conditions de surface contrairement à ceux qui cristallisent à basses températures. Les péridotites, par leur composition pétrographique composée d'olivine et de pyroxènes, correspondent aux roches silicatées les plus altérables du terrain d'étude. Leur affleurement à surface de la terre est conduit par de grands phénomènes géodynamiques expliqués dans le chapitre précédent. L'eau réagit avec l'olivine et les pyroxènes pour former la serpentine, un phyllosilicate engendré par les processus de serpentinisation (altération hydrothermale) et l'altération supergène (altération météorique). Les serpentinites semblent favoriser fortement les glissements de terrain. La superposition des glissements de terrain recensés avec la lithologie du massif péridotitique de Beni bousera (Fig. 23), montre que la plupart des glissements sont concentrés au niveau des serpentinites, de part et d'autre des parois du massif.

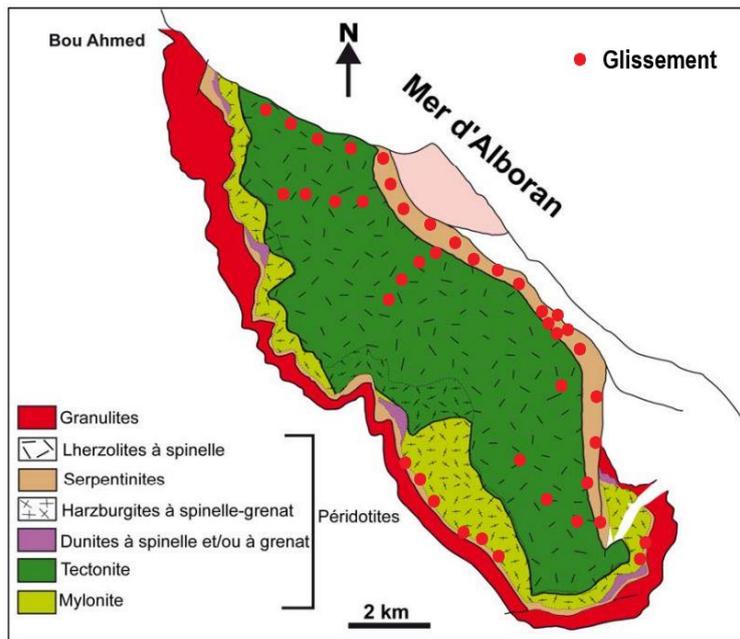


Figure 23 : Répartition des glissements de terrain dans le massif des péridotites (Reuber et al., 1982 ; Afiri, 2011, modifiée)

La figure 24, présente les caractéristiques de la texture de deux péridotites du terrain d'étude ; la première a été collectée dans un endroit où il n'existe aucune instabilité de terrain. La deuxième a été collectée sur une surface de rupture d'un glissement de terrain. On remarque que dans la première, les minéraux primaires comme l'olivine et le pyroxène sont bien visibles. La deuxième est tellement altérée que nous avons du mal à distinguer les minéraux. La roche est composée essentiellement d'une variété de serpentines et d'autres minéraux d'altération ainsi que des traces de minéraux primaires.

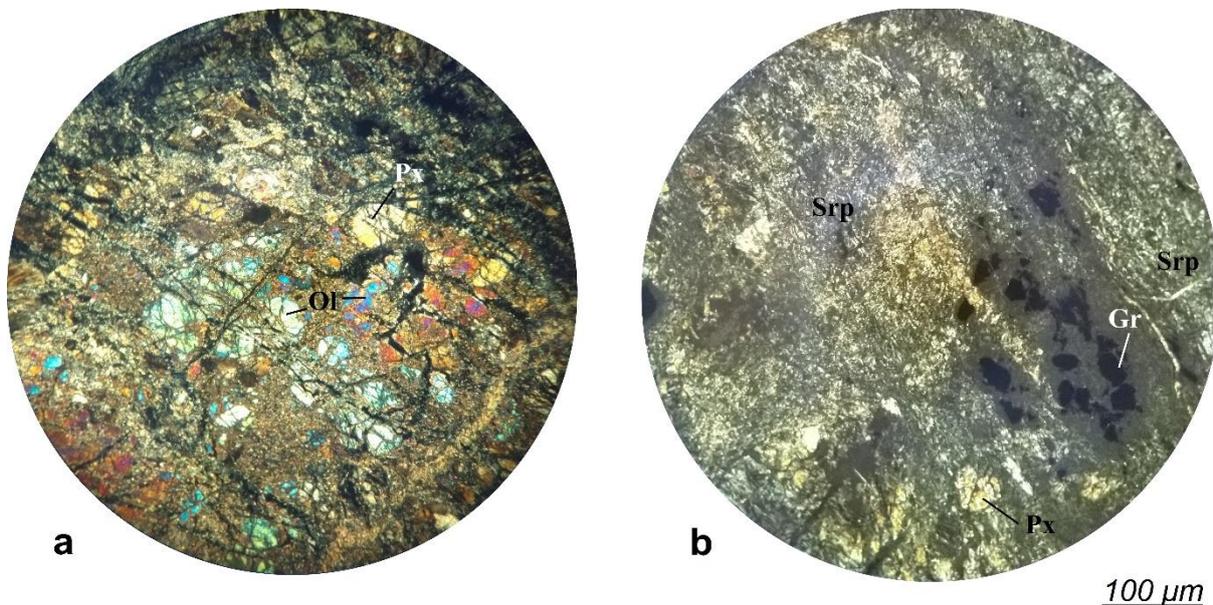


Figure 24 : Texture pétrographique des roches du massif des péridotites (Microscope optique en lumière polarisée analysée). a) texture d'une péridotite collectée dans un endroit sans instabilité. b) texture d'une serpentinite collectée dans une zone affectée par une multitude de glissements de terrain.

La muscovite, fortement présente dans les schistes et les micaschistes, est plus ou moins résistante à l'altération chimique, en revanche sa désagrégation donne des petites paillettes appelées « séricite » qui favorisent encore plus les glissements de terrain.

L'altération est également responsable des formations de couverture qu'on appelle « altérites » ou sols pédologiques qui sont rassemblés en profil d'altération pédologique. Ces matériaux meubles sont le siège de plusieurs instabilités de terrain à savoir les glissements superficiels, les ravinements, les coulées de boue et les coulées de solifluxion. Ces phénomènes gravitaires sont rencontrés au niveau des altérites qui dérivent des matériaux schisteux et péridotitiques. La différence des propriétés mécaniques entre les différentes couches du profil d'altération fait en sorte que les couches sus-jacentes, moins résistantes, glissent sur leur substratum. Des exemples de ces phénomènes sont détaillés dans le chapitre suivant tandis qu'on abordera ici les profils d'altération. D'après les figures 26 et 27, plusieurs horizons sont développés au niveau du profil d'altération et qui comprennent des éléments pétrographiques et granulométriques différents. Les glissements superficiels se manifestent par le glissement de toute la masse d'altérites sur la roche mère. Les instabilités plus surfaciques (coulées de boue, coulées de débris, ravines profondes, etc.) ne concernent généralement que les horizons du sol organique et des allotérites. Concernant les roches schisteuses, l'altération des micas et des feldspaths donne naissance à des minéraux argileux, principalement des illites et des vermiculites, dans les horizons sus-jacents (Fig. 25) (Paquet, 1970 ; Rodríguez-Ruiz et al., 2019). Le pourcentage et la composition pétrographique des minéraux argileux et l'épaisseur des sols varient d'un terrain à l'autre tout dépend de la nature exacte de la roche mère et du climat.

Au niveau des serpentinites, la distinction entre les horizons est plus compliquée en raison de la présence de réseaux de dykes de péridotites serpentinisés et de pyroxénites très altérées et des veines de magnésites qui entrecoupent les horizons (Fig. 26) (Hajjar, 2015). Les réseaux de diaclases disparaissent au niveau de l'horizon des allotérites. L'altération des serpentinites se fait d'une manière progressive jusqu'à ce qu'il en reste que des oxydes dans l'horizon des allotérites (Traoré, 2005). En général, les instabilités de terrain se manifestent par le glissement des matériaux meubles (Saprolite fine brun et Allotérites rouges) sur les matériaux cohérents.

Les roches carbonatées ne développent pas de sol pédologique ; la roche mère affleure directement en surface, à l'exception des sols de décalcification « terra rossa » qui se développent dans les zones de dépression à faibles pentes et ne connaissent pas d'instabilités de terrain.

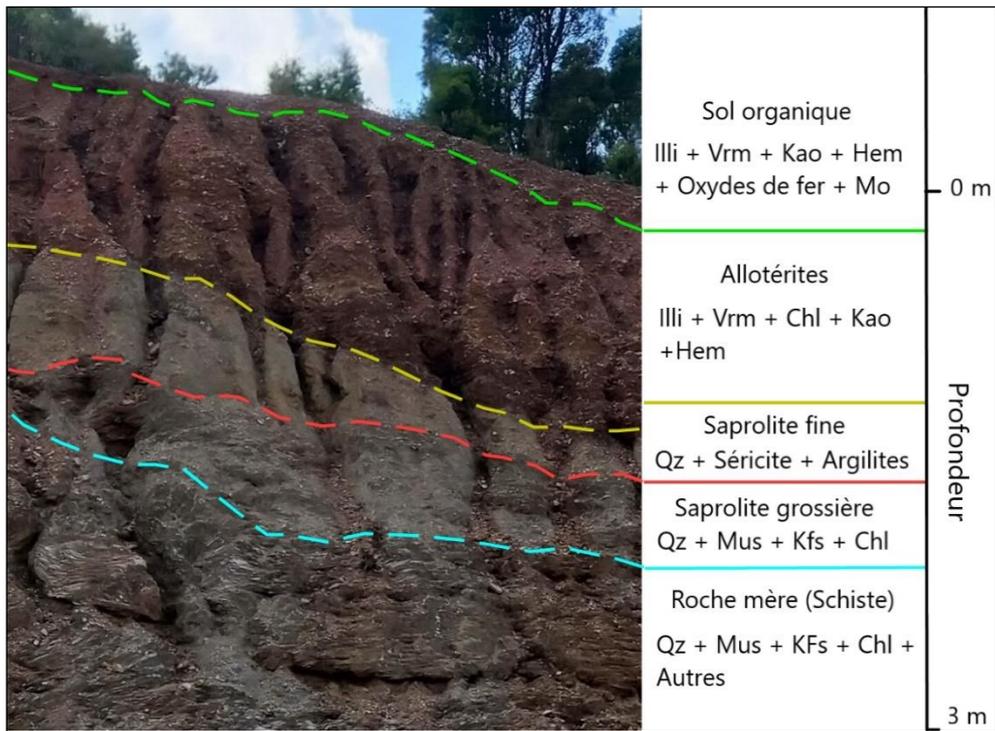


Figure 25 : Profil pédologique d'altération d'un schiste de la nappe d'Akaili (Ghomarides).
 Qz : Quartz ; Mus : Muscovite ; Kfs : Feldspaths potassiques ; Chl : Chlorite ; Illi : Illite ;
 Vrm : Vermiculite ; Kao : Kaolinite ; Hem : Hématite ; Mo : Matière organique.

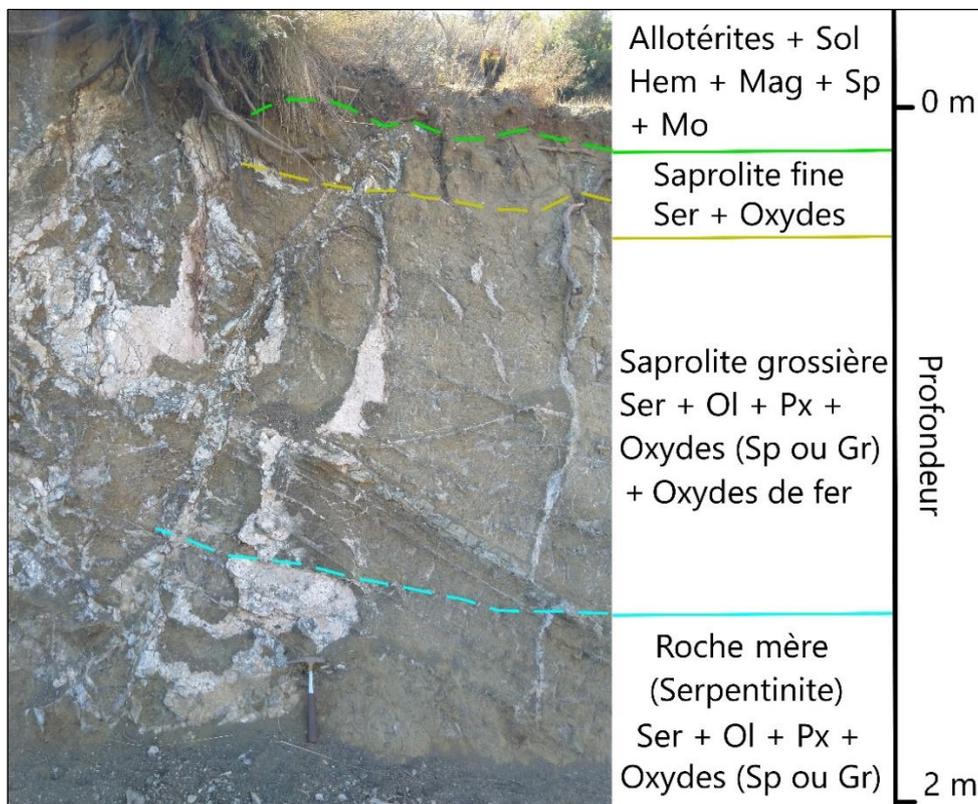


Figure 26 : Profil pédologique d'altération d'une serpentinite du massif de Beni Bousera. Ser :
 Serpentine ; Ol : Olivine ; Px : Pyroxène (Enstatite dominante) ; Sp : Spinelle ; Gr : Grenat ;
 Hem : Hématite ; Mag : Magnétite ; Mo : Matière organique.

3.3.2. Facteurs structuraux

Les discontinuités géologiques (stratification, faille, diaclase, fissure, schistosité, foliation, etc.) jouent un rôle primordial dans la prédisposition des versants aux instabilités de terrain. Ces éléments structuraux prédisposent les massifs de deux manières, directement, en servant comme plan de rupture pour les masses de matériaux, et indirectement, en favorisant la circulation des eaux qui entraîne l'augmentation de la pression interstitielle et la diminution des résistances mécaniques des matériaux.

Le terrain d'étude présente différents phénomènes d'instabilités dont les facteurs de prédisposition structuraux sont diverses. La figure 27 montre un exemple d'une faille (faille normale d'Aaraben) qui a servi comme plan de glissement de toute une masse de terrain. En plus de cet exemple qui constitue le glissement le plus grand du terrain d'étude, d'autres glissements de terrain ont été enregistrés le long de cette faille.

Toutefois, le degré d'influence des facteurs structuraux sur les instabilités est variable et dépend de certains paramètres à prendre toujours en considération :

a) Densité des discontinuités

La fréquence des instabilités de terrain augmente naturellement avec l'augmentation de la densité des discontinuités ; la surface spécifique dans le versant est encore plus importante, ce qui favorise de plus en plus la formation de croisements mécaniques potentiellement instables. Ce paramètre est souvent pris en considération lors des calculs de la stabilité des massifs rocheux et dans les études des susceptibilités aux mouvements. Certaines études font souvent appel à des méthodes « distentielles », en utilisant des cartes thématiques et des imageries satellitaires, pour calculer la densité des discontinuités mécaniques ou de la fracturation de leur terrain. Ces méthodes sont malheureusement non adéquates au calcul des densités et génèrent forcément de faux résultats. En étant optimiste, ces méthodes, qui débutent par l'extraction des linéaments superficiels, ne peuvent extraire que des grands accidents qui affleurent en surface, alors que les discontinuités correspondent à tout un système en trois dimensions en surface et en profondeurs. De plus, les études qui font intégrer les discontinuités comme facteur de prédisposition ne doivent pas se limiter qu'à la densité, mais bien à d'autres paramètres qualitatifs. A l'heure actuelle, il n'existe aucune méthode qui peut calculer avec précision la densité volumique des discontinuités. Il existe néanmoins des méthodes plus pertinentes que d'autres. Tout de même, il existe des méthodes manuelles qui aboutissent à des résultats satisfaisants, basées sur un calcul sur le terrain de la fréquence cumulée de tous les systèmes de discontinuités par unité de volume (Ruhland, 1973).

Dans le terrain d'étude, si nous tenons compte des plans de schistosité comme discontinuités mécaniques, les schistes ont la plus grande densité. La densité des plans de schistosité est un paramètre non mesurable. Ceci n'est pas un problème car la schistosité, par ses caractères qualitatifs, représente la discontinuité géologique la moins influente. Elle est souvent responsable des instabilités de faibles intensités comme les coulées de boue et les coulées de débris qui se manifestent sur les versants par un nombre incalculable. Si nous ne tenons pas compte de la schistosité, les grès, par leur densité de joints de stratification, ont la plus grande densité. Si nous tenons compte que des fractures de la tectonique cassante (failles + diaclases), les péridotites ont la plus grande densité.

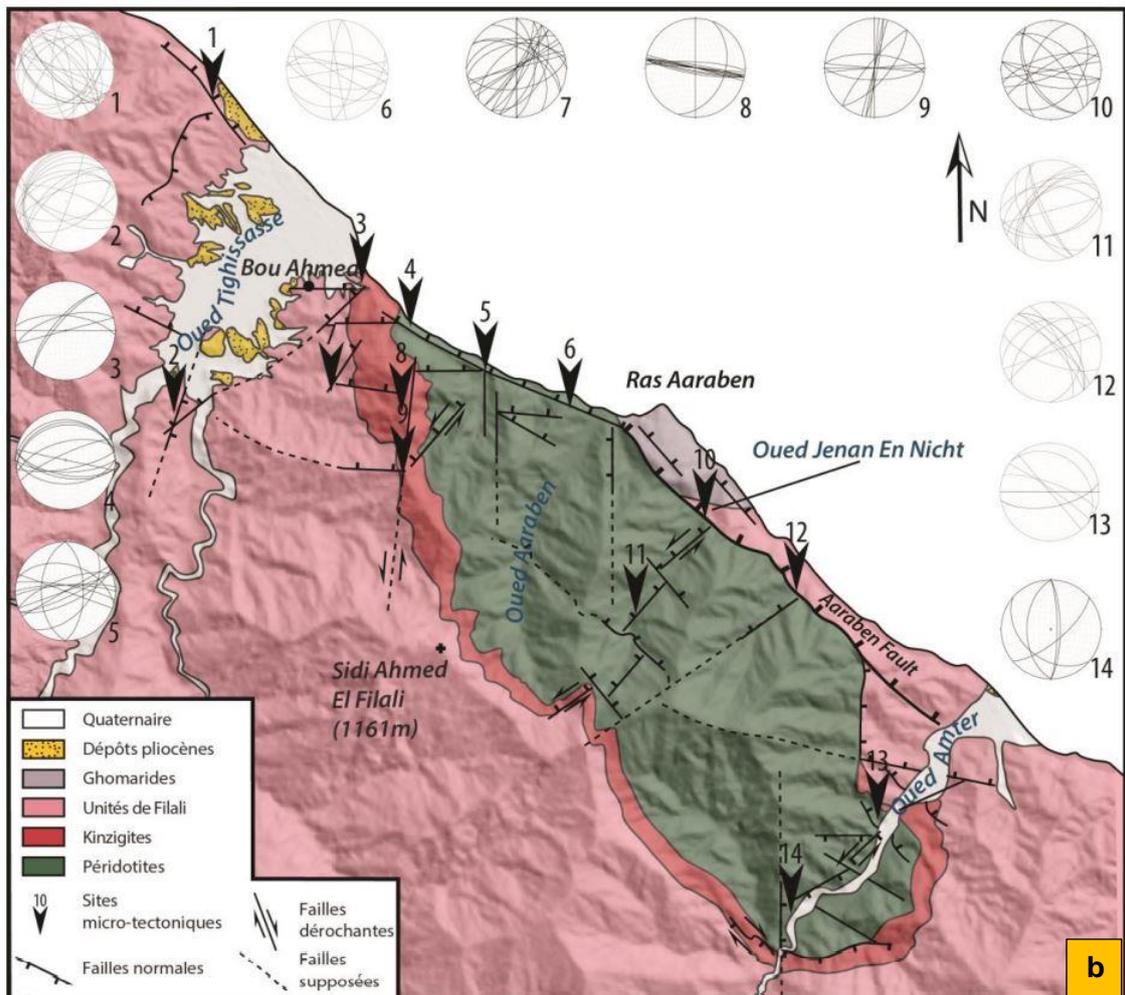


Figure 27 : Faille normale d'Aaraben. a) Photo du glissement et du plan de la faille. b) Carte structurale des grands accidents du massif de Beni bousera et ses alentours (Romagny, 2014) (la position du glissement correspond à la flèche N6).

b) Persistance des discontinuités

La persistance correspond à la l'étendue de la discontinuité dans le massif. Deux fractures qui ont la même longueur pourront avoir des persistances différentes. Des ponts rocheux peuvent se présenter dans la discontinuité en la divisant en plusieurs segments, ce qui augmente sa stabilité. Les failles et les diaclases ont généralement de fortes persistances contrairement aux autres types de discontinuités. La persistance peut jouer un rôle très important en termes de fréquence et d'intensité d'instabilités.

La persistance est liée également à un autre paramètre qui correspond au système de distribution des discontinuités. Ces dernières peuvent être distribuées dans un réseau homogène équivalent (distribution quadrillée) ou contenir un système prédominant (Fig. 28). Bien évidemment, le système équivalent quadrillé enregistre une meilleure persistance des discontinuités et donc une meilleure susceptibilité aux instabilités de terrain. Le système de distribution d'un réseau de discontinuités est contrôlé par le comportement mécanique de la roche et l'histoire tectonique qu'a connu le massif.

L'appréciation de la persistance est une tâche très délicate en raison des dimensions limitées de la surface d'observation, particulièrement pour les discontinuités aux longueurs importantes. D'un point de vue pratique, on utilise le rapport $R = l/L$ entre la plus grande longueur observable à l'affleurement sur la même surface de discontinuité (1) et la plus grande dimension de l'affleurement dans cette direction (L). Ce rapport est compris entre 0 et 1 et permet de chiffrer l'importance de la discontinuité par rapport à l'affleurement (Asroun et Durville, 2005). On peut également attribuer à la persistance un caractère qualitatif qui dépend de la longueur moyenne des segments des discontinuités d'un affleurement.

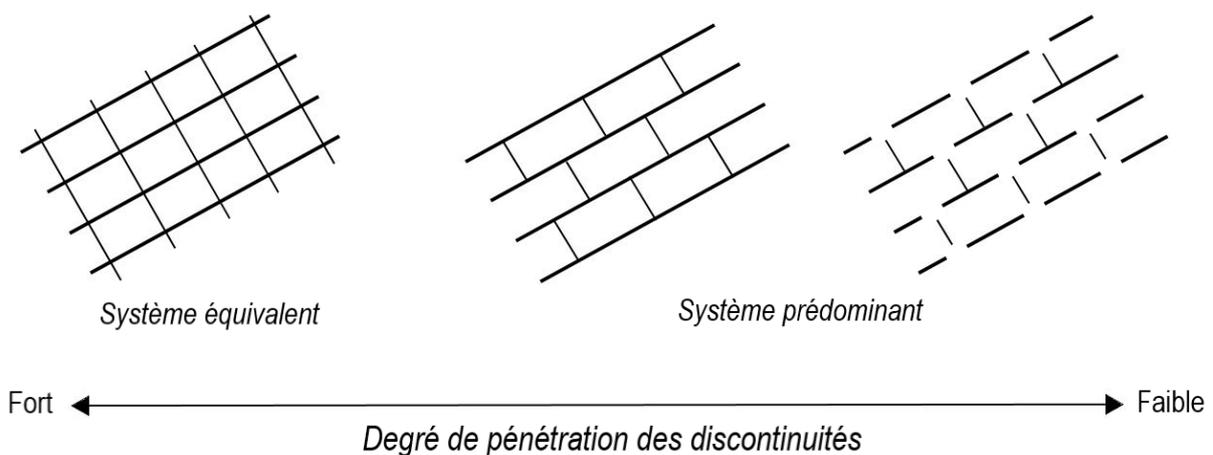


Figure 28 : Organisation des discontinuités d'un milieu (modifiée d'après Ruhland, 1973).

D'après les observations du terrain, les roches métamorphiques sont affectées par des discontinuités à faibles persistances (longueur décimétrique à métrique) liées souvent à des phénomènes d'instabilités de faibles ampleurs (coulées de boue, glissements métriques), contrairement aux autres types de roches (ultramafiques, carbonatées) qui présentent de fortes persistances (longueur décamétrique à hectométrique).

c) Orientation des discontinuités

Chaque type de discontinuité géologique comprend une orientation géométrique dans l'espace caractérisée par une direction (0 à 360°) et un pendage (0 à 90°). Pour que la discontinuité puisse avoir une forte contribution dans la rupture d'un versant, son orientation doit être de même sens que celle du versant, donc un pendage sortant du versant ; on dit que la discontinuité est active. Dans le cas contraire, si la discontinuité a une orientation opposée à celle du versant, donc un pendage entrant dans le versant, on dit qu'elle est passive ou « astructurale », c'est-à-dire qu'elle ne pourra jamais servir comme plan de rupture. Dans la figure 30, les plans de stratification et la famille de failles (2) ont des orientations opposées à celle de la pente du versant et ne posent pas de problème en termes de rupture. La famille de failles (1) a une orientation qui ressemble à celle de la pente du versant, des instabilités peuvent donc être déclenchées en se servant de cette famille de discontinuités comme plan de rupture. Si nous revenons à l'exemple du glissement en figure 29, les orientations de la pente et la discontinuité sont quasi-identiques. La pente de versant (70°) et le pendage de faille (65°) ont la même vergence (NE). On signale également que la façon dont les discontinuités sont disposées entre elles dans le versant, détermine en partie le type de mouvement susceptible de se produire (glissements plans, glissements en dièdres, basculement, etc.).

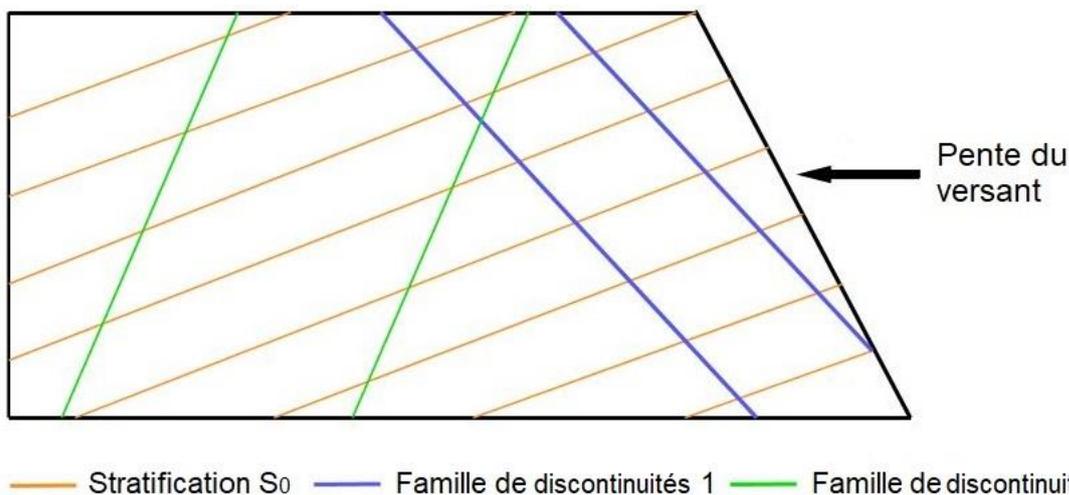


Figure 29 : Exemple schématique en 2D de la disposition des discontinuités géologiques d'un versant.

d) Ouverture des discontinuités

C'est la distance qui sépare les deux surfaces d'une discontinuité. En principe, les versants qui comportent des discontinuités plutôt ouvertes sont plus sujets aux instabilités de terrain. Des discontinuités plus ouvertes ont des résistances mécaniques plus faibles. Le degré d'ouverture affecte largement la perméabilité des discontinuités et par la suite leur comportement mécanique. L'ouverture des discontinuités dépend fortement de la nature lithologique de l'encaissant. La grande majorité des discontinuités des roches cohérentes (calcaires, gneiss, péridotites) sont ouvertes, contrairement à celles des roches moins cohérentes (schiste, grès) qui sont plutôt fermées. D'un autre côté, plus une discontinuité tend vers la verticale plus son ouverture est importante, et inversement.

Un caractère qualitatif a été attribué aux ouvertures des discontinuités dans le cadre d'une classification réalisée par Asroun et Durville, 2005 (Tableau. 5)

Tableau 5 : Classification des ouvertures des discontinuités, d'après (Asroun et Durville, 2005)

Ouverture (mm)	Description
< 0,1	Très fermée
0,1 – 0,25	Fermée
0,25 – 0,5	Partiellement ouverte
0,5 – 2,5	Ouverte
2,5 – 10	Modérément large ouverte
> 10	Large ouverte

e) Remplissage des discontinuités

Le remplissage correspond au matériel présent dans les discontinuités géologiques. Il peut se faire de deux manières : i) par recristallisation des minéraux primaires en minéraux d'une ou de plusieurs générations de sorte qu'on distingue clairement les minéraux, on parle d'un remplissage minéralisé. ii) par colmatage de la discontinuité par du matériau diffus et homogène, on parle d'un remplissage colmaté (Ruhland, 1973).

La nature du matériau de remplissage affecte les propriétés mécaniques des surfaces des discontinuités. Un remplissage minéralisé attribue à la discontinuité une meilleure résistance mécanique qu'un remplissage colmaté. Les discontinuités géologiques représentent des endroits de développement de minéraux d'altération en raison de fortes variations physico-chimiques liées à la circulation des eaux. Ces minéraux sont le produit de l'altération chimique de la roche encaissante et viennent colmater des discontinuités. Il en résulte donc le développement de fines couches à propriétés mécaniques médiocres qui peuvent jouer le rôle d'un « lubrifiant » qui participent comme facteur de prédisposition principal de futures instabilités de terrain.

Dans le terrain d'étude, les roches à forte composition en phyllosilicates (schiste, micaschistes, gneiss) ont, majoritairement, des discontinuités à remplissage colmaté (présence d'argiles d'altération). Les discontinuités des roches ultrabasiques se répartissent à égalité entre les deux types de remplissage. Les roches carbonatées ne représentent que des remplissages minéralisés (calcite, dolomite, aragonite), parfois l'absence totale du remplissage.

3.3.3. Facteurs topographiques

Les caractéristiques topographiques d'un versant (pente, hauteur, exposition) déterminent fortement son état de stabilité et jouent un rôle essentiel dans la prédisposition aux instabilités de terrain.

a) La pente

La pente a une importance significative en termes de formation et de développement des instabilités de terrain. C'est l'un des facteurs causatifs les plus importants qui affectent la stabilité des pentes d'après (Kayastha, 2015, Kornejady et al., 2017). Le raidissement de la pente favorise le cisaillement en diminuant la contrainte normale et augmentant la contrainte tangentielle sur les surfaces de rupture par l'intermédiaire des forces de gravité (Anbalagan,

1992). L'augmentation de la gravité en fonction de la croissance du gradient de pente facilite l'activation du mouvement des matériaux en détériorant son équilibre.

b) La hauteur du talus

La hauteur du talus a une influence directe sur les niveaux de contrainte dans la masse rocheuse du talus. Une hauteur importante peut présenter plus de possibilités de rupture liée aux discontinuités, car la quantité de discontinuités intersectées par la pente est plus grande pour une densité égale (Hack, 2002). C'est un paramètre qui n'est souvent pas pris en considération par la plupart des études qui s'intéressent à l'ensemble des facteurs causatifs d'instabilités. Durant le dernier siècle, seuls Haines et Shuk (Shuk, 1994) ont incorporé la hauteur dans leur étude de stabilité de pente. Plus récemment, différentes études, basées sur des approches statistiques et déterministes, affirment que, dans le cas où les autres paramètres géométriques d'un talus sont constants, la variation de la hauteur affecte fortement la probabilité de rupture. L'augmentation de la hauteur du talus fait diminuer le facteur de sécurité, augmente la probabilité de rupture et l'ampleur de l'instabilité (Fenton et al., 2013 ; Nguyen et al., 2013 ; Taher et al., 2022).

Certains auteurs (Sharp, 1996 ; Pothérat et Alfonsi, 2001) ont signalé que les mécanismes de rupture des talus de grande hauteur (> 100 m) sont très probablement étroitement liés au comportement de la partie basse du versant. En effet, la partie basse est sujette à des états de contrainte très importants provoquant des ruptures ou du fluage localisé, cela peut suffire à initier les premières étapes d'une instabilité remontant dans tout le massif.

Une étude récente a démontré que les talus sont plus stables tant que leur hauteur est inférieure à 3 m (Shiferaw, 2021) ; une forte relation linéaire opposée persiste entre la hauteur de pente et le facteur de sécurité pour les hauteurs supérieures à 3 m. Les pentes dont la hauteur est inférieure à 3 m voient leur coefficient de sécurité augmenter d'une manière significative.

c) Exposition du versant

L'exposition du versant correspond à son orientation par rapport à un point cardinal. Elle modifie les caractéristiques microclimatiques et biologiques du versant et par la suite les conditions de stabilité en surface.

L'orientation de la pente montre les différents effets de l'exposition à la lumière du soleil, aux vents chauds et secs et aux précipitations dans différentes directions. De nombreuses études sur l'effet de l'exposition du versant sur les instabilités de terrain indiquent que les pentes les plus exposées au soleil sont plus stables que celles qui le sont moins. La raison de ce phénomène peut être attribuée à la quantité d'évaporation et à la moindre teneur en humidité de ces versants. Dans l'hémisphère nord, les pentes sud sont plus exposées à la lumière du soleil et on peut s'attendre à ce que ces pentes soient plus stables que celles du nord (Sharifi-Teshnizi et al., 2021). Cependant, le rôle et l'importance de l'exposition sont encore discutables. D'autres études ont montré que l'exposition n'est pas pertinente dans le contexte des instabilités en vue des résultats obtenus qui vont à l'encontre du modèle des conditions climatiques (Cevik et Topal, 2003 ; Ohlmacher et Davis, 2003) ou bien n'intervient que quand il s'agit de certains types d'instabilité bien précis à savoir les glissements superficiels et les coulées de boue (Capitani et al., 2013).

L'interprétation de l'effet de l'exposition de versant sur les instabilités de terrain doit se faire de façon très attentive. Le paramètre lui-même est influencé par plusieurs paramètres qui lui sont associés, ce qui peut entraîner des erreurs d'analyse et d'interprétation. Les paramètres climatiques ont très peu d'influence sur la combinaison « exposition-instabilité » contrairement aux paramètres structuraux qui sont beaucoup plus déterminants. Les études qui abordent la relation entre l'exposition du versant et les instabilités de terrain en fonction des facteurs climatiques ne doivent pas se contenter que des facteurs climatiques ; une étude préliminaire est nécessaire afin d'éliminer le bruit causé par les autres facteurs qui ont plus d'influence sur les instabilités et qui ont une relation avec l'exposition. Dans les études multicritères d'instabilités, le facteur « exposition » doit rester général et propre à lui-même et ne doit pas être tenté d'être expliqué par d'autres paramètres.

3.3.4. Facteurs hydrologiques

Les facteurs hydrologiques correspondent aux sollicitations cycliques de l'eau (Leroueil, 2001). Les matériaux qui sont exposés à ces facteurs, sur de longues périodes, subissent une « fatigue » par la diminution de leurs résistances mécaniques, ce qui favorise l'apparition des instabilités de terrain.

a) Le réseau hydrographique

Par leur action érosive, les cours d'eau provoquent des changements dans la distribution des contraintes dans les terrains adjacents. Les berges des cours d'eau, constituant des butées de pied pour les versants, sont souvent entraînées par le torrent et laissent place à des pentes très abruptes qui favorisent les glissements de terrain et les éboulements.

Les cours d'eau fortement chargés en matériaux solides (particules, débris, etc.) ont une action érosive plus intense et par conséquent sont plus prédisposés aux instabilités. En effet, à travers le phénomène d'abrasion, les particules en suspension agissent comme un matériau de broyage qui accélèrent l'érosion ce qui peut augmenter la fréquence des instabilités.

La morphologie du cours d'eau est également un élément important vis-à-vis du degré de prédisposition aux instabilités. La forme rectiligne a le pouvoir érosif le plus intense et donc le caractère le plus prédisposant aux instabilités, suivie de la forme méandrique qui est très reconnue par le glissement des versants qui surmontent les rives concaves où le pouvoir érosif est très intense (Fig. 30). Concernant les autres morphologies, l'action érosive est très faible ce qui marque l'absence des instabilités de terrain dans ces endroits ; les eaux sont concentrées dans le lit mineur et atteignent les berges des versants que pendant les périodes de crues.

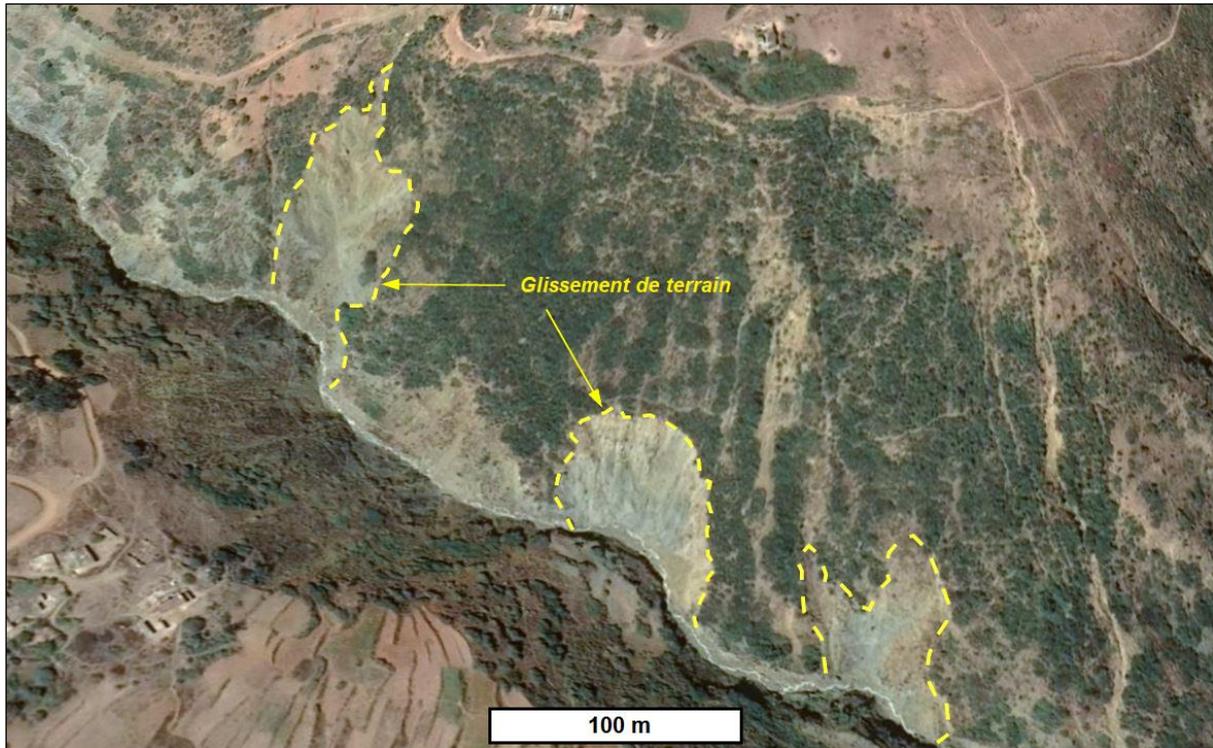


Figure 30 : Image satellitaire SPOT 6 montrant des glissements de terrain le long des rives concaves d'un affluent de l'oued Ouringa (Google Earth Pro)

Le drainage superficiel constitue le mécanisme principal de formation des ravinements. Ces derniers sont présents dans toutes les formations superficielles meubles là où la densité du réseau hydrographique est importante, encore plus développés au niveau des formations argileuses. Ils représentent un endroit de développement de glissements de terrain et de coulées.

b) Les résurgences d'eau

Les investigations de terrain ont permis d'évaluer l'importance que pouvaient représenter les résurgences d'eau comme facteur de prédisposition des instabilités de terrain. En effet, plusieurs types d'instabilités ont été aperçus à proximité des sources d'eau ce qui a fait penser qu'elles auraient pu avoir un rôle dans le déclenchement de l'instabilité. Bien qu'aujourd'hui demeurent rares les travaux qui abordent l'intérêt des sources d'eau comme facteur prédisposant, principalement à cause de la complexité théorique et pratique de l'étude elle-même et peut être de manque d'exemples à travers le monde, le terrain d'étude, avec la diversité de l'interaction source/instabilité, représente un laboratoire pour ce genre d'étude. La plupart des instabilités de terrain se développent à proximité des sources situées dans des terrains gréseux et péridotitiques et sont quasi-absentes à proximité des sources qui jaillissent des terrains carbonatés.

A proximité des sources, deux types d'instabilités sont distingués (Fig. 31) : i) des ravinements formés par l'action érosive de l'écoulement superficiel des eaux qui proviennent des sources ; La source est située en amont des ravinements. ii) Des glissements qui ont généralement une activité très lente. La source est située à l'intérieur du glissement. Comme mentionné dans le chapitre 2, la plupart des sources apparaissent en surface par l'intermédiaire des systèmes de fracturation qui guident l'écoulement des eaux souterraines. Au niveau de la zone de contact entre le réseau de fractures et les matériaux imperméables en surface (altérites imperméables),

une augmentation de la pression interstitielle peut y avoir lieu. Ce phénomène de pression accrue par le bas, qu'on peut qualifier de « sous-placage hydrogéologique », peut entraîner des glissements de terrain localisés (Everett, 1979 ; Mathewson et al., 1990). Le débit et l'état (permanent ou temporel) de la source contrôlent l'ampleur de l'instabilité.

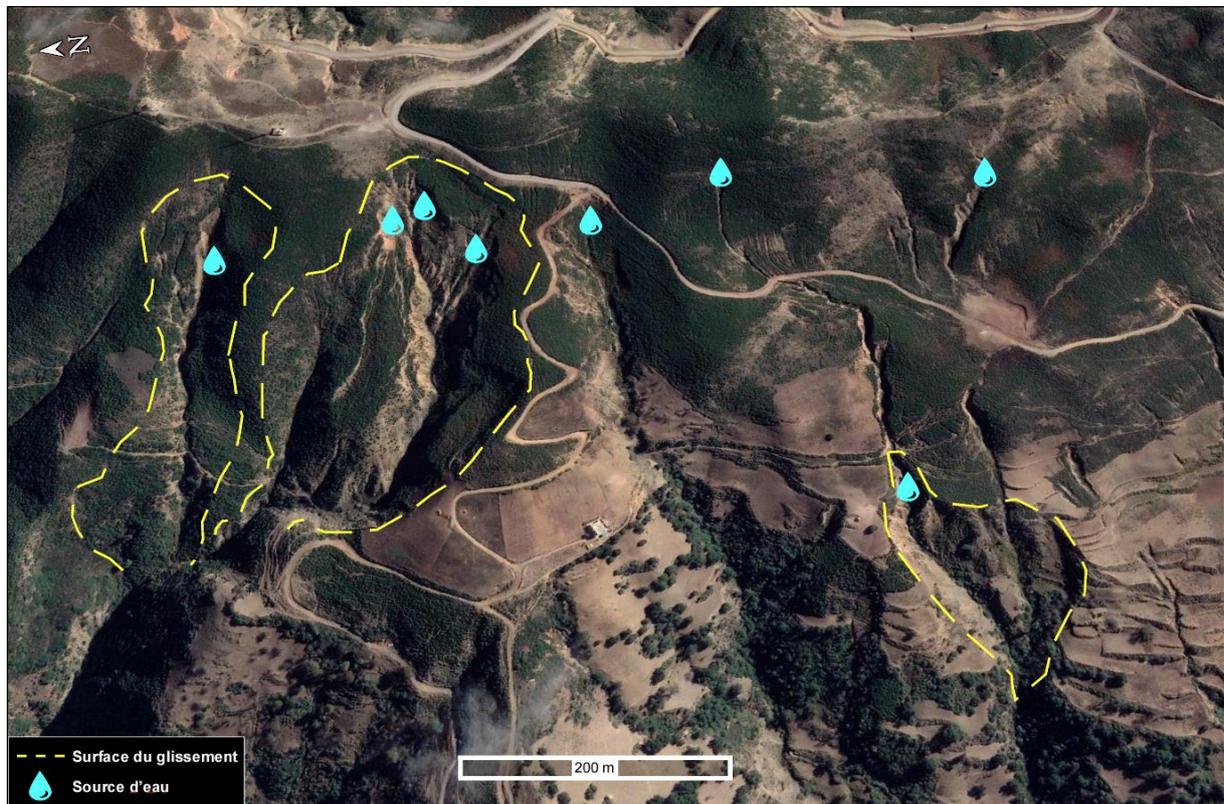


Figure 31 : Extrait d'image satellite montrant une multitude d'instabilités de terrain développées sur des formations gréseuses à proximité de sources d'eau au niveau du sommet d'un versant de la vallée de l'oued Amsa (Google Earth Pro).

c) L'action érosive des vagues

L'action dynamique des vagues est un facteur de prédisposition très important des mouvements de terrain côtiers. Le déferlement des vagues contre les parois des falaises et des versants côtiers génère une action érosive, par abrasion par les vagues chargées de cailloux et de sables (Lee et Clark, 2002), ou par l'action hydraulique par la pression dynamique des vagues (Ruggiero et al., 2001; Sallenger et al., 2002). Les matériaux, servant de butées stabilisatrices du pied du versant, sont ainsi éliminés par un retrait horizontal par arrachage ou extraction de blocs (Stephenson et Kirk, 2000 ; Adams et al., 2005). Les structures subissent ainsi un raidissement, l'action qui augmente de plus en plus les risques d'instabilités de terrain. Il en résulte dans la plupart des cas des mouvements d'éboulements et des chutes de pierre, mais également des glissements de terrain et des affaissements des caves marines (Photo. 5).

D'autre part, sur l'ensemble du terrain d'étude, la ligne côtière correspond à la zone où les instabilités de terrain se manifestent le plus. C'est un indice qui met en valeur l'importance de l'action érosive des vagues vis-à-vis des instabilités de terrain. La fréquence du recul de la côte est très inquiétante et le paysage change quotidiennement chaque année. Contrairement à la

partie orientale du Rif, il n'existe actuellement aucun travail qui traite l'évolution des côtes du Rif occidental.



Photo 5 : Exemple d'instabilités de terrain de la région d'étude au niveau d'un versant côtier de nature gréso-pélimitique

3.3.5. Facteur « Occupation du sol »

L'occupation du sol a une influence significative sur la fréquence et la distribution spatiale des instabilités de terrain (Glade, 2002 ; Guillard et Zézere, 2012 ; Jayasinghe et al., 2021). Elle contrôle la stabilité des pentes à travers son influence sur les caractéristiques hydrologiques et édaphiques (Greenway, 1987). D'après différentes études, l'influence des types d'occupation du sol sur les instabilités de terrain change d'un terrain à l'autre. Certains montrent que l'abandon des terres agricoles favorise une réduction considérable d'instabilités de terrain (van Beek et van Asch, 2004 ; Reichenbach et al., 2014). D'autres ont constaté que les activités agricoles accélèrent les processus d'instabilités (Karsli et al., 2009).

Au niveau du Rif nord-occidental, le paramètre occupation des sols est l'un des facteurs majeurs conditionnant l'occurrence des instabilités de terrain (Mastere et al., 2013). Si nous nous

référons au travail de Mastere et al., 2013 qui mettent en question la relation entre l'occupation des sols et les mouvements gravitaires dans le Rif nord-occidental, les instabilités sont plus concentrées au niveau des terrains agricoles que dans les autres types d'occupation des sols. Dans notre terrain d'étude qui appartient également au Rif-nord occidental, c'est complètement l'inverse qui se passe ; les terrains agricoles sont témoins d'une absence d'instabilités (plus de détails dans le chapitre 4). Ces contradictions sont également valables pour les autres types d'occupation du sol (forêt, eau, habitation, terrain nu, etc.). Si nous voulons vraiment évaluer le rôle du facteur « Occupation du sol » dans un terrain donné, il faut regarder les autres facteurs qui augmentent la susceptibilité d'instabilité dans chaque type d'occupation de sol. On parle donc de tous les facteurs d'instabilité qui ont une influence physique sur le milieu.

3.3.6. Facteur « Couvert végétal »

L'influence de la végétation sur la stabilité des pentes a été étudiée par de nombreux chercheurs dans les forêts (par exemple, Lin et al., 2010 ; Naghdi et al., 2013 ; Hayati et al., 2018 ; Emaditafti et al., 2021), les berges des cours d'eau (par exemple, Abernethy et Rutherford, 2000 ; Simon et Collison, 2002), et à travers des talus et des versants (par exemple, Kokutse et al., 2016).

L'influence du couvert végétal sur les instabilités de terrain est un sujet qui fait débat entre plusieurs scientifiques à travers le monde. L'influence de la végétation sur la stabilité d'une pente peut être divisée en deux catégories (Greenway, 1987 ; Saito et al., 2022) : les caractéristiques mécaniques (par exemple : le renforcement du sol, l'application d'une surcharge et la transmission de la force du vent) et les caractéristiques hydrologiques (par exemple : l'interception des précipitations et l'extraction de l'humidité du sol).

La végétation renforce le sol par les racines et améliore ainsi sa résistance (Greenway, 1987). De plus, les racines des végétaux extraient l'humidité du sol et augmentent la succion dans la zone racinaire non saturée, ce qui conduit à une plus grande stabilisation (Wilkinson et al., 2002 ; Fatahi et al., 2010). Les feuilles des plantes amortissent l'impact des gouttes de pluie et du ruissellement et réduisent la susceptibilité à l'érosion de surface et à la dégradation du sol. Les racines les plus fortes peuvent se développer sur les surfaces de rupture pour fournir des points d'ancrage solides (Khalilnejad et al. 2012 ; Wu, 2013).

Les effets positifs susmentionnés de la végétation sur la stabilité des pentes sont altérés par un certain nombre d'effets négatifs. Des facteurs tels que le poids des plantes lourdes (surtout les arbres) et la transmission de la force de traînée générée par le vent réduisent la stabilité des pentes (Coppin et Richards, 1990). La décomposition des racines des végétaux morts laisse place à des canaux souterrains (des pseudo-micro-karsts) qui favorisent l'écoulement de l'eau et peuvent conduire finalement à la rupture des versants (Fatahi et al., 2010).

En général, la plupart des travaux qui traitent les effets positifs et négatifs du couvert végétal sur les instabilités de terrain, s'accordent sur le fait que la végétation a plus de pouvoir de stabilité que d'instabilité.

Dans notre terrain d'étude, les instabilités sont déclenchées dans des endroits où la végétation est très clairsemée en termes de densité et de type de végétation. Nous trouvons qu'au niveau du couvert végétal de type « forêt », les fréquences des instabilités de terrain sont plus faibles qu'au niveau des autres types de végétation (matorrals, arbustes, etc.). Nous pensons que dans deux cas, la végétation a favorisé plutôt l'instabilité. Dans le premier, la surface de rupture est

tellement profonde que le système racinaire n'atteint pas ces endroits ; ici, la forêt a plutôt un effet négatif par la surcharge ajoutée sur le versant ce qui fait augmenter la contrainte tangentielle sur la surface de rupture. Ce cas est fréquemment rencontré dans les versants boisés du massif des péridotites où des glissements profonds se manifestent en emportant même la surface forestière (Photo. 6). Le deuxième cas correspond aux canaux laissés par le système racinaire après la mort des végétaux. Ces canaux participent comme facteur de prédisposition prépondérant de quelques glissements et éboulements principalement au niveau des ruptures de pente.



Photo 6 : Glissement profond d'un versant boisé dans le massif des péridotites de Beni Bousera.

3.3.7. Facteurs anthropiques

Les activités humaines sont des facteurs importants qui prédisposent les versants aux instabilités de terrain. L'accroissement de la population exerce une pression sur les ressources terrestres, ce qui pousse les activités humaines à s'étendre sur les régions montagneuses. L'aménagement des routes, la construction des bâtiments, la déforestation et la modification des conditions hydrauliques initiales, correspondent aux principales activités de prédisposition aux instabilités (Maharaj, 1993; Larsen et Parks, 1997; Wasowski, 1998; Chang et Slaymaker, 2002; Bozzano et al., 2011 ; Guns et Vanacker, 2014 ; Holcombe et al, 2016 ; Vuillez et al. 2018 ; Lee et Winter, 2019 ; Li et al., 2020 ; Tanyaş et al., 2022).

a) Aménagement des routes

Les routes peuvent avoir un impact significatif sur la fréquence des phénomènes d'instabilités de terrain dans les zones montagneuses. Elles sont considérées selon plusieurs auteurs comme l'un des facteurs anthropiques les plus influents (e.g. Barnard et al., 2001 ; Atta-ur-Rahman et al., 2011 ; Chen et Chang, 2011 ; Hearn et Shakya, 2017). Les talus artificiels et naturels autour du réseau routier sont les plus sensibles aux instabilités de terrain. En effet, l'aménagement d'une route nécessite parfois l'élimination des pentes adjacentes, ce qui a pour conséquence la réduction de la résistance au cisaillement des matériaux en relation avec l'augmentation de la pente, la perturbation des directions des écoulements et l'augmentation de la pression interstitielle (Holcombe et al., 2016). Toutes ces notions s'appliquent bien évidemment à la

région d'étude ; l'aménagement de la route nationale (N16) et certaines routes provinciales a considérablement modifié le paysage et la stabilité des versants. La plupart des versants, dont les butées de pied sont excavées, sont délaissés sans aucun traitement. D'autres ont subi un allègement en tête, un reprofilage ou bien ont été soutenus par des murs de soutènement artificiels. Dans tous les cas, les talus routiers sont quotidiennement sujets à des effondrements qui s'amplifient principalement lors des événements pluvieux et les techniques de renforcement appliquées ne semblent pas très efficaces (Photo. 7a,b).



Photo 7 : Exemples d'effondrement des talus routiers de la RN 16. a) glissement du talus aménagé en escalier. b) glissement en dièdre au niveau d'un talus routier

Un autre problème qui s'aperçoit au niveau de la région d'étude qui a une relation avec les déblais. Les matériaux excavés et les matériaux qui tombent sur les routes suite aux mouvements de terrain sont souvent déplacés et délaissés, durant de longues périodes, sur le côté le long des routes à proximité des ruptures de pentes. Plus grave encore, les déblais sont aussi versés sur les pentes en contact avec la mer de sorte qu'elle représente « une poubelle pour déblais ». De telles pratiques génèrent une surcharge sur la partie avale du versant ce qui favorise encore plus l'instabilité des terrains et d'autres problèmes environnementaux.

b) La déforestation et le déboisement

Elle diminue la résistance à la rétention des matériaux de pente et expose également plus de matériaux à l'altération et au lessivage qui en résulte. Ainsi, la déforestation et le changement climatique, causés directement ou indirectement par l'homme, ont une répercussion significative sur l'occurrence des instabilités de terrain.

Dans la région d'étude, les forêts sont tellement réduites qu'il n'y a plus rien à déboiser. La plupart des forêts actuelles sont le produit de campagnes de reboisement et appartiennent à des domaines préservés. Le déboisement des forêts ne peut se faire qu'à travers les incendies qui sont d'ailleurs rarement déclenchés dans la zone d'étude. Tout de même, nous faisons toujours référence aux anciennes déforestations qui ont eu lieu à des époques anciennes, qui ont dénudé plusieurs versants, et dont les conséquences persistent jusqu'à aujourd'hui. Par ailleurs, le défrichage de la végétation naturelle des versants pendant les aménagements des routes peut engendrer des incisions dans le sol qui peuvent évoluer en des ravinements profonds par la suite (Fookes et al., 1985). Pareillement, les déblais versés dans les pentes peuvent dénuder la végétation en place.

D'un autre côté, dans certains cas, l'intervention de l'homme dans la nature vient stabiliser les versants. L'action du reboisement était bénéfique contre les instabilités de terrain dans la partie ouest de la région d'étude. Le reboisement se fait en général par différentes espèces de pin qui s'adaptent parfaitement avec les conditions du climat méditerranéen et du sol, en plus de son réseau racinaire très dense, sa reproduction naturelle très rapide et sa propagation surfacique significative partout au niveau des versants même les plus abrupts. L'adoucissement des pentes par l'homme pour des fins d'agriculture et l'action de plantation des plantes et des légumineuses favorisent plus de stabilité.

3.4. Les facteurs déclenchants

Les facteurs déclenchants sont en général des événements intenses qui surgissent sur de courtes périodes (précipitations, séismes, inondations, etc.) (Berti et al., 2012 ; Aristizábal et al., 2015 ; Marc et al., 2015 ; Peruccacci et al., 2017 ; Lee, 2014 ; Robinson et al., 2016 ; Frigerio Porta et al., 2021). Ils peuvent être d'origine naturelle ou anthropique et se traduisent par une action immédiate du versant qui se met en mouvement. Dans certains cas, les instabilités de terrain peuvent se produire sans déclencheur apparent attribuable à une variété ou combinaison de causes, telles que l'altération chimique ou physique des matériaux, qui amènent progressivement la pente à la rupture (Wieczorek, 1996). D'un point de vue qualitatif, les volumes déstabilisés sont d'autant plus importants que les sollicitations sont puissantes.

3.4.1. Rôle de l'eau

a) Effet des précipitations

Plusieurs auteurs ont associé l'effet des précipitations aux instabilités de terrain (e.g. Ibsen et Brunsden 1996 ; Maquaire, 1997 ; Flageollet et al. 1999 ; Dominguez Cuesta et al., 1999 ; Salciarini et al., 2012 ; Papa et al., 2013 ; Alvioli et Baum., 2016 ; Dhanai et al., 2022). Parmi les divers facteurs de déclenchement qui provoquent l'instabilité de terrain, la pluie est le principal coupable (Petley, 2008 ; Hsu et al., 2018). L'infiltration de l'eau durant les événements pluvieux torrentiels continus augmente la pression interstitielle et détruit les forces de tension capillaire des sols et des roches et réduit la résistance au cisaillement des versants (Pailha et Pouliquen 2009 ; Marino et al. 2020). De plus, les matériaux en surface très peu perméables et/ou saturés favorisent le ruissellement des eaux de pluie, ce qui a pour conséquence l'érosion et l'entraînement d'importantes quantités de matériaux sous formes de coulées de boue ou de débris. D'autre part, les inondations et les laves torrentielles des cours d'eau, induites par les pluies intenses, accroissent la capacité érosive au niveau des berges, ce qui a pour conséquence le déclenchement de plusieurs types d'instabilités de terrain.

Dans le terrain d'étude, si on considère tous les types de précipitations, il est clair que les averses orageuses qui versent des quantités très importantes d'eau sur de courtes périodes sont les plus responsables du déclenchement des instabilités de terrain. La plupart des événements pluvieux intenses se manifestent en automne et en printemps. Durant notre travail de thèse, des périodes de pluies extrêmes ont été enregistrées dans la région et étaient accompagnées d'une multitude de mouvements de terrain qui ont causé des dégâts matériels considérables (Photo. 8) (annexe 1).



Photo 8 : Coupures de la route nationale N 16 par des mouvements de terrain pendant des journées de pluies intenses. a) éboulement de roches causant la coupure totale de la route au niveau de la sortie Est du village Targha (date de déclenchement : 24/03/2020). b) coulée de boue causant la coupure du tronçon routier entre Amtar et Aaraben (date de déclenchement : 22/09/2021)

b) Effet du gel/dégel

Dans les hautes altitudes, les basses températures de l'hiver font geler l'eau qui se trouve dans les discontinuités des massifs. Le passage de l'état liquide à l'état solide fait augmenter le volume de l'eau à environ 10 % ce qui a pour conséquence l'augmentation de la pression centrifuge dans les discontinués provoquant ainsi l'éclatement du matériau sous phénomène qu'on appelle « cryoclastie » ou « gélifraction ». La probabilité du surgissement du phénomène accroit d'autant que le cycle gel/dégel dure plusieurs jours. Ceci-dit, l'effet du gel/dégel a d'autres influences négatives sur la stabilité des versants et des parois rocheuses. Il contribue à la diminution de la résistance mécanique de la roche. Bien que la formation de la glace dans les discontinuités a tendance à augmenter la résistance de la roche en période de gel, la roche peut voir sa résistance diminuer en période de dégel ; la cohésion des discontinuités peut chuter d'une façon critique lors de la fonte de la glace qu'elles contenaient, des ruptures alors peuvent survenir (Davies et al., 2001 ; Bost, 2008). Par ailleurs, des études ont montré que la dissolution des calcaires est plus importante en présence de glace (Coque, 2002). Cette réaction favorise la corrosion mécanique en contribuant à la propagation sub-critique des discontinuités (Henry et al, 1977).

Dans la région d'étude, il est possible, compte tenu du climat, que ce phénomène soit à l'origine du déclenchement de quelques chutes de pierres et éboulements au niveau des barres carbonatées de la Dorsale Calcaire.

3.4.2. Rôle des séismes

Les séismes d'origine tectonique sont considérés comme les facteurs les plus déclenchants des instabilités de terrain après les averses et les tempêtes (Harp et Jibson, 1996 ; Meunier et al., 2008). Les accélérations sismiques, causant des perturbations de courte durée dans l'équilibre des forces à l'intérieur des versants, peuvent provoquer une défaillance de la pente. De plus, les séismes peuvent avoir également un effet prédisposant en élargissant le réseau des

discontinuités, ce qui a pour conséquence l'augmentation de l'instabilité mécanique et de la perméabilité à l'intérieur du massif (Wang et al., 2004). Le rayon de la zone affectée par les instabilités de terrain ainsi que leur intensité augmente avec l'ampleur du tremblement de terre (Keefe, 2000).

Dans la région d'étude, l'effet des secousses sismiques sur les instabilités est faible. Les séismes auraient certes pu être responsables du déclenchement de certaines instabilités, mais leur influence comparée à celle des précipitations est négligeable. Il s'avère que la densité des instabilités de terrain induites par les séismes diminue systématiquement en s'éloignant de l'épicentre du séisme (Dadson et al., 2004; Meunier et al., 2007). Dans ce sens, il se trouve que, comme mentionné dans le chapitre 2, la majorité des zones sismiquement actives et les foyers des anciens séismes sont très loin de la région d'étude. A l'heure actuelle, aucune étude n'a lié les séismes aux instabilités de terrain dans la région d'étude contrairement au Rif nord-oriental et central (e.g. Talhaoui et al., 2005).

3.4.3. Rôle des activités anthropiques

Les activités humaines déclenchent directement les instabilités de versants de deux manières :

- Aménagement des routes : Plusieurs mouvements de terrain se déclenchent instantanément pendant les activités des aménagements des routes, en excavant le bas des versants, en augmentant les charges en amont ou en secouant les versants en liaison avec le dynamitage et le perçage des roches.
- Circulation routière : De la même façon que les séismes d'origine tectonique peuvent déclencher des instabilités, le trafic routier engendre des secousses sismiques dans la terre qui se propagent dans les versants adjacents. Cette action est plus importante quand il y a des ondulations ou des nids de poule dans la chaussée en raison du rebond des véhicules en particulier les poids-lourds. L'action des vibrations causées par le trafic en relation avec les instabilités de terrain a été démontrée dans une étude récente ; Guerriero et al. (2021) ont remarqué que les vibrations du trafic génèrent des pressions d'eau interstitielle plus élevées sur la surface de cisaillement d'un glissement de terrain et qui ont été suffisantes pour abaisser le facteur de sécurité au-dessous de 1, permettant le mouvement de démarrer. Une fois que le trafic a cessé, les pressions plus élevées de l'eau interstitielle ont pris quelques heures à se dissiper, de sorte que le glissement de terrain a continué à se déplacer pendant un certain temps, mais s'est ensuite arrêté.

CHAPITRE 3 : CARTOGRAPHIE D'INVENTAIRE DES INSTABILITES DE TERRAIN

1) Introduction

L'évaluation du risque des instabilités de terrain repose sur certains éléments clés correspondant à des bases de données et des inventaires (Van Westen et al., 2008 ; Van Den Eeckhaut et Hervás, 2012 ; Taylor et al., 2015, Froude et Petley., 2018). Ces derniers sont également les éléments évaluatifs les plus importants qui donnent un aperçu général sur l'emplacement, le type, la morphologie, les causes et les conséquences des instabilités de terrain (Van Westen et al., 2008). En conséquence, ils sont devenus la base des études des risques, des dangers et de prévention des instabilités de terrain (Guzzetti et al., 2012 ; Fan et al., 2019 ; Hao et al., 2020). Certains pays (e.g. : USA, France, Japon) sont allés jusqu'à créer une base de données nationale des instabilités de terrain sur l'ensemble de leur territoire pour objectif de centraliser et mettre à disposition l'information aux demandeurs. Cette initiative a facilité le travail à beaucoup de personnes qui s'intéressent aux études des instabilités. Des organismes ont lancé des bases de données mondiales d'instabilités telles que l'EM-DAT (International Disaster Database), GFLD (Global Fatal Landslide Database) (Kirschbaum et al., 2015), DesInventar (UNISDR, 2021) ; elles sont, néanmoins, moins fiables que les bases de données régionales et nationales (Damm and Klose., 2015 ; Valenzuela et al., 2017). D'autres pays ont récemment lancé ou développé leur inventaire national à savoir : la chine (Liu et al., 2013), Allemagne (Damm and Klose., 2015), Grande-Bretagne (Taylor et al., 2015). D'un autre côté, la plupart des pays du monde n'ont pas encore la chance d'avoir une base de données officielle qui pourrait constituer une source d'informations pour les porteurs de projets et les chercheurs.

L'objectif du présent travail est donc d'évaluer cette notion du risque d'instabilité de terrain dans une zone très problématique du Rif nord-occidental, en établissant un **inventaire** récent et précis, à travers un matériel et des méthodes simples et efficaces. Il sera également analysé en relation avec certains paramètres qui auraient pu être responsables de la genèse des instabilités de terrain. L'inventaire d'instabilité sera l'élément clé pour les analyses statistiques qui seront traitées dans le prochain chapitre. Par ailleurs, cet inventaire constituera une base de données qui sera d'une grande utilité dans plusieurs domaines d'intérêts, notamment les études des susceptibilités, l'étude des enjeux exposés aux instabilités de terrain, ainsi que d'autres domaines à finalité analytique et appliquée.

2) Cadre théorique de l'inventaire

Avant d'étudier les instabilités de terrain dans une région donnée, il est indispensable de procéder à leur recensement et de les organiser dans un **inventaire** bien défini. Ce dernier, selon Hansen et Varnes (1984), représente la forme la plus simple de leur cartographie et permet de définir leurs types dans la mesure où des traces perceptibles existent toujours.

L'inventaire des instabilités de terrain est conçu pour plusieurs objectifs (Brabb, 1991), notamment, pour évaluer la susceptibilité aux instabilités de terrain, les risques et les dangers associés, pour étudier les instabilités en relation avec des paramètres géomorphologiques, géologiques, hydrologiques ou anthropiques, ou même pour mettre en place des programmes et des plans d'intervention pour la gestion et l'aménagement des territoires. Néanmoins, Selon certains auteurs (Guzzetti et al., 2000; Guzzetti, 2006 ; Van Westen et al., 2006, 2008), les critères de production des inventaires des instabilités et pour l'évaluation de leur qualité restent mal définies, ce qui influence directement sur la fiabilité des informations fournies par l'inventaire. De nouvelles technologies de télédétection et de cartographie sont à présent

disponibles, et qui peuvent faciliter la production des inventaires et définir les critères pour évaluer leur qualité (Guzzetti et al., 2012).

Les inventaires peuvent être préparés grâce à de différentes techniques (Guzzetti, 2006 ; Van Westen et al., 2008). Le choix d'une technique spécifique dépend de l'objet de l'inventaire, l'étendue de la zone d'étude, l'échelle des cartes de base, la résolution et les caractéristiques de l'imagerie disponible, les compétences et l'expérience des enquêteurs, et les ressources disponibles pour compléter le travail (Guzzetti et al., 2000 ; van Westen et al., 2006 ; Guzzetti et al., 2012). Une combinaison de deux ou plusieurs techniques peut être utilisée pour préparer un inventaire (Guzzetti et al., 2012).

Les inventaires ont été classés en deux catégories, tout dépend du type de leur cartographie (Malamud et al., 2004). Un **inventaire d'archives**, qui donne des informations sur les instabilités obtenues à partir de la littérature, des données départementales et d'autres sources d'archives, et un **inventaire géomorphologique** qui a été divisé en classes en outre comme historique, événementiel, saisonnier ou multi-temporel (Guzzetti et al., 2012). Ici, nous nous intéressons plutôt à l'inventaire géomorphologique multi-temporel qui tient compte de toutes les typologies d'instabilité, de tous les phénomènes déclencheurs et sur de longues périodes (des mois à des décennies). Dans cet inventaire, seront présentés les glissements de terrain, les éboulements, les effondrements des talus routiers et les formes de ravinement.

3) Cadre pratique de l'inventaire

Bien que l'intérêt donné aux études d'instabilités de terrain en général, est plus ou moins récent, néanmoins, les techniques et les méthodologies d'inventaire ont connu une évolution pertinente au fil de ces dernières années. Au début, l'acquisition des données d'instabilités était limitée sur quelques archives départementales, sur des enquêtes communales et des levées de terrain de traçabilité et d'enquêtes orales ; le résultat était toujours insatisfaisant vis-à-vis des données manquantes et de manque de précision des données collectées. Plus récemment, avec le développement des outils de télédétection, des outils de photographie aérienne et des logiciels de traitement et d'analyse des données, les inventaires d'instabilités ont connu une amélioration remarquable par rapport à leur qualité de représentation.

Les inventaires d'instabilités sont générés à partir des méthodes anciennes (conventionnelles) et des méthodes récentes.

1. Méthodes anciennes

Les méthodes anciennes font référence à la **cartographie géomorphologique du terrain** (Brunsdén, 1985) ainsi que **l'analyse visuelle des photographies aériennes** (Brunsdén, 1993). La méthode géomorphologique est la méthode la plus classique pour inventorier les instabilités de terrain. Elle nécessite l'intervention d'un expert sur le terrain pour explorer les endroits les plus susceptibles d'être affectés par des instabilités en y repérant les signes géomorphologiques témoins. Les photographies aériennes ont rendu la tâche encore plus facile pour l'expert. En effet, à travers l'interprétation visuelle de ces dernières, les instabilités sont préalablement identifiées, cartographiées et préanalysées ce qui facilite la recherche et l'analyse sur le terrain par la suite.

2. Méthodes récentes

La subjectivité des anciennes méthodes, centrée principalement sur les délais et les coûts requis pour le recensement des instabilités, a laissé les chercheurs dans ce domaine d'explorer des technologies modernes et d'appliquer de nouvelles méthodes. Parmi ces méthodes, nous citons :

- *Analyse visuelle des surfaces morphologiques*

Cette méthode nécessite un MNT de très haute résolution capturé par des capteurs LIDAR, et à travers lequel l'interprétation visuelle des surfaces morphologiques est effectuée (e.g. Van den Eeckhaut et al., 2007; Haneberg et al., 2009 ; Valdivielso et al., 2018). L'MNT LIDAR offre une image en relief ombré qui favorise le repérage des indices topographiques ; la visualisation en 3D de l'MNT sous différents angles en combinaison avec d'autres images qui décrivent les dérivés du terrain (pente, courbures, contour,...), permet une connaissance remarquable des indices de surface (Sekiguchi and Sato, 2004 ; Guzzetti et al., 2012 ; Valdivielso et al., 2018). Cette méthode est appliquée principalement pour la détection des paléo-glissements, des glissements rotationnels complexes et des laves torrentielles (Chigira et al., 2004; Ardizzone et al., 2007; Van den Eeckhaut et al., 2007)

- *Méthodes d'extraction automatiques et semi-automatiques*

Ces méthodes passent par une étape de segmentation, c'est-à-dire un découpage de l'image en zones homogènes de pixels selon un critère spectral appelées « régions ». Ces dernières peuvent être ensuite utilisées comme 'régions d'intérêt' dans une classification classique de type supervisée (Moine, 2009). Elles peuvent également être caractérisées par différents critères (taille, forme, texture, contexte, etc.) et être utilisées comme règles de classification dans un processus fondé sur des opérateurs de logiques floues (Van Asselen et Seijmonsbergen, 2006). Plusieurs essais de mise au point de méthodes de reconnaissance semi-automatique d'unités géomorphologiques ont déjà été réalisés (Passalacqua et al., 2010), notamment en utilisant la méthode d'analyse « orientée objet » (Van Asselen et Seijmonsbergen, 2006 ; Martha et al., 2010 ; Lu et al., 2011). Le matériel utilisé est de trois types : données de cartographie ou topographique (carte géomorphologique, MNT, Lidar,...), photographies aériennes et des images satellitaires. Molenaar (2005) était le premier qui a tenté de mettre au point un programme informatique de reconnaissance automatique d'unités géomorphologiques et de mouvements de terrain. Sa méthode a consisté à créer un algorithme informatique à partir de paramètres tels que le couvert végétal, la rugosité, la présence de fissures, le réseau de drainage, la pente et autres.

- *Interprétation visuelle des images optiques*

Le principe de l'analyse des images satellitaires optiques (panchromatiques, composites, fausse couleur, etc...) est le même que celui des orthophotographies. Certains auteurs (Gao et Maroa, 2010 ; Fiorucci et al., 2011) ont démontré que, pour une résolution similaire, les images THR sont plus précises que les orthophotographies en fournissant des informations supplémentaires sur les instabilités de terrain. Avec le développement des technologies de télédétection spatiale, les images optiques remplaceront complètement les photographies aériennes dans un futur proche. L'avènement de certaines plateformes d'imageries spatiales (Google Earth, Virtual Disaster Viewer, GeoEye, PePs, etc.), qui offrent une couverture mondiale d'images satellitaires optiques HR et THR, même multi-temporelles, ainsi que la possibilité de regarder les images

en 3D, a facilité pour les géomorphologues le travail de cartographie des instabilités de terrain (Sato et Harp, 2009 ; Guzzetti et al., 2012).

- *Interprétation des données SAR*

Le SAR (Synthetic Aperture Radar) est un radar qui envoie des ondes électromagnétiques permettant de détecter des obstacles. Il est utilisé pour la télédétection, qu'elle soit aérienne ou satellitaire. Il est exploité par les géomorphologues pour surveiller les mouvements de terrain en activité et de mesurer les déformations topographiques, en construisant des séries temporelles de déformations surfaciques (e.g. Ferretti et al, 2000, Guzzetti et al., 2009 ; Cascini et al., 2010, Ferretti et al, 2015. Bischoff et al, 2020).

4) Techniques et méthodologie d'inventaire

L'inexistence ou l'inaccessibilité à certaines données spatiales peut parfois représenter un défi aux porteurs de projets dont l'accès à ces données est quasiment indispensable. Dans notre cas, une combinaison de la méthode d'interprétation visuelle des images optiques avec la méthode géomorphologique du terrain, a été suivie pour la réalisation de l'inventaire des instabilités. Les autres méthodes, évoquées dans le cadre pratique, ne peuvent pas être établies pour deux raisons principales :

- La première correspond au manque du matériel et de données d'entrées. Les méthodes automatiques et semi-automatiques, comme l'interprétation des MNT et des images Radar, nécessitent un matériel de haute précision (Orthophotographies, images satellitaires de très haute résolution (<0,5m), MNT LIDAR, cartes géomorphologiques récentes,...). Or, certains pays au cours du développement comme le Maroc, ne disposent pas encore de tels matériels aussi précis. Jusqu'à présent, les photographies aériennes de haute résolution n'existent toujours pas dans la région d'étude. Il en est de même pour les images satellitaires de très haute résolution, qui couvrent un peu moins de la moitié de la zone, et qui nécessitent une grosse fortune pour les acquérir.
- La deuxième concerne les méthodologies elles-mêmes vis-à-vis de l'objet de l'inventaire et l'étendue de la zone d'étude. Bien que ces méthodes ont montré leur efficacité à petites échelles, mais à grandes échelles, elles sont loin d'être pratiques. Leur objectivité était limitée sur certains formes géomorphologiques de surface (Coulées de boues, cônes de déjection, éboulements de grande ampleur) et elles ont montré une subjectivité par rapport à l'extraction de certains types d'instabilités comme les glissements de terrain et des mouvements de faibles ampleurs.

Pour ces deux raisons problématiques, l'inventaire ne peut pas se baser sur ces méthodes. Tout de même, nous avons réussi à trouver une méthode simple et pratique afin de construire notre inventaire. L'obtention de ce dernier est basée sur deux étapes essentielles :

la première étape : repérage et identification

Cette étape nécessite obligatoirement un travail de complémentarité entre les techniques de télédétection et les investigations de terrain (d'autant plus que l'une comble la subjectivité de l'autre). Elle débute par une analyse visuelle des images satellitaires de haute résolution (images Spot 1,5 à 2,5 m) à travers un balayage manuel de toute la zone d'étude. Les images satellitaire ont été acquises gratuitement grâce à la plateforme « Google Earth Pro » qui offre également la

possibilité d'effectuer une analyse diachronique de l'image pour repérer ou confirmer certaines traces morphologiques. Cette analyse satellitaire est combinée ensuite à des expéditions et des levées de terrain dans un but confirmatoire et complémentaire. La figure 32 montre des images de deux types d'instabilités de terrain capturées à travers le satellite SPOT-6 (Fig. 32a, b) et à travers des photographies de terrain (Fig. 32c, d). La reconnaissance sur le terrain, comme à travers les satellites, consiste en un **repérage** et une **identification** des signes morphologiques témoins (e.g : déplacements de masse, escarpements, cicatrices, niches d'arrachement, karsts, etc.). La chance de recenser un phénomène d'instabilité dépend de sa grandeur et de l'affleurement de ses signes morphologiques. On note aussi que certaines typologies sont facilement repérables que d'autres ; Les éboulements et les ravinements sont nettement visibles à travers les images satellitaires, et les levées de terrain sont nécessaires que pour une analyse plus détaillée. La perception des glissements de terrain dépend de leur type, leur âge et leur activité ; les glissements très actifs sont rapidement repérables des moins actifs. De même pour les glissements récents sont plus visibles que les glissements anciens et les paléo-glissements. L'utilisation des images satellitaires est suffisante pour le repérage des glissements translationnels (plans), tandis que les glissements rotationnels nécessitent une exploration minutieuse du terrain. Les autres typologies comme les affaissements des cavités et les tassements des sols n'ont jamais été signalés dans la région et n'ont pas été recensées également lors de nos excursions sur le terrain. Certains paramètres se sont avérés très importants vis-à-vis du repérage des instabilités de la région d'étude à travers les satellites et sur le terrain :

- La végétation : c'est un indicateur d'instabilité très important mais également à « double tranchant ». En effet, selon certaines conditions, la végétation peut favoriser le repérage des instabilités comme elle peut le défavoriser. Une végétation très dense de type « Forêt » à titre d'exemple, peut masquer complètement les indices morphologiques d'instabilités et compliquer l'exploration. D'un autre côté, nous avons remarqué qu'une végétation très dense de type « matorral » favorise la perception des instabilités en particulier les glissements de terrain. Ici, nous déduisons que le type de végétation est responsable du repérage ou non des instabilités. Néanmoins, le facteur « type » n'est pas le seul critère à prendre en considération. La densité joue aussi son rôle dans ce processus ; des matorrals faiblement denses et éparpillés d'une façon hétérogène, peuvent embrouiller la perception voire conduire même à une confusion des indices morphologiques avec d'autres entités géographiques.
- Eclairage et luminosité : pour une meilleure visibilité du terrain, l'éclairement lumineux extérieur doit être compris entre 50 000 et 120 000 *lux*, en d'autres termes, le soleil doit être dans un angle minimal de 30° au-dessus de l'horizon ; c'est ainsi que la luminance visuelle peut être maximale et permettra de distinguer facilement les couleurs des différentes entités du terrain. Pareillement, les images satellitaires qui ont été capturées au moment où le soleil culminait le plus haut du ciel (11h à 13h) sont celles qui contiennent le maximum d'informations possibles. On note également que les travaux de recensement des instabilités ont été établis pendant les périodes de printemps et l'été où l'éclairage était maximal.
- Couleur du terrain : certaines formes d'instabilités sont facilement repérables sur des formations claires (roches leucocrates) que sur des formations sombres (roches mélanocrates). A titre d'exemple, la majorité des éboulements dans le massif péridotitique de Beni Bouzera ne sont pas visibles à travers les images satellitaires et leur recensement a été effectué sur le terrain.

- Effet de l'ombre : dans un terrain montagneux très accidenté comme le Rif, l'effet de l'ombre est toujours omniprésent et rend invisible certaines formes d'instabilités. Il faut toujours analyser des images satellitaires comportant le minimum d'ombre possible pour une meilleure visibilité. Sur le terrain, il faut prendre en compte l'endroit du lever et du coucher du soleil par rapport à l'exposition des versants ; au lever du soleil, les versants à exposition « Est » seront les plus exposés au rayon du soleil contrairement à ceux exposés « Ouest » qui seront pourvus d'ombre, et inversement.
- Météo : certains phénomènes météorologiques (nuages, brouillard, neige, évapotranspiration, effet de sirocco, etc.) compliquent la visibilité de la surface terrestre à travers les images satellitaires. Dans ce sens, l'image la plus nette possible doit être utilisée pour l'analyse visuelle. Avant d'aller sur le terrain, la connaissance de la météo journalière est primordiale. Au niveau des régions côtières méditerranéennes du Rif nord-occidental, les brouillards d'advection, favorisés par des masses d'air chaudes et humides venant de l'est, persistent tout le long des versants et compliquent la visibilité du terrain. Partant de ce principe, et pour une visibilité optimale, les investigations du terrain se faisaient durant les jours ensoleillés avec des masses d'air venant de l'ouest plutôt froides et sèches.



Figure 32 : Exemples d'instabilités de terrain à travers les images satellitaires et sur le terrain. a) Image satellitaire du glissement PK 158. b) image satellitaire de l'éboulement de Jbel Bouzaitoune. c) Photographie du terrain du glissement PK 158. d) Photographie du terrain de l'éboulement de Jbel Bouzaitoune

Sur le terrain, deux types de travaux ont été réalisés. Le premier consiste à une confirmation de la typologie de certaines instabilités et à un recensement des instabilités qui n'ont pas été

repérées à travers les images satellitaires. Des erreurs d'interprétation de la typologie ont été commises en analysant les images satellitaires, mais qui ont été corrigées par la suite après une vérification sur le terrain. Bien évidemment, des zones à risque élevé d'instabilité ont été préparées à l'avance pour faire l'objet du recensement in-situ. On note, comme même, que 20 % des instabilités recensées ont été repérées grâce aux excursions sur le terrain. Le deuxième correspond à une analyse détaillée de la plupart des instabilités cartographiées. Des fiches descriptives de terrain ont été mises en point afin de noter les différentes données collectées et qui sont bien détaillées dans le prochain chapitre.

La deuxième étape : Numérisation et traitement des données

Une fois les données rassemblées, la deuxième étape peut être entamée. Elle correspond à une numérisation des différentes données grâce à des logiciels et outils SIG pour le traitement final de l'inventaire. Dans notre cas, la plateforme « Google Earth Pro » a servi, en partie, comme arrière-plan pour enregistrer les coordonnées latitude-longitude de chaque instabilité de terrain recensée dans la zone d'étude. Elle a servi également pour la digitalisation numérique des formes d'instabilité. Les données sont ensuite enregistrées sous format «KML» et importées directement dans des outils SIG pour finaliser l'inventaire.

Le schéma méthodologique suivant résume en quelque sorte les deux étapes suivies pour la réalisation de l'inventaire (Fig. 33)

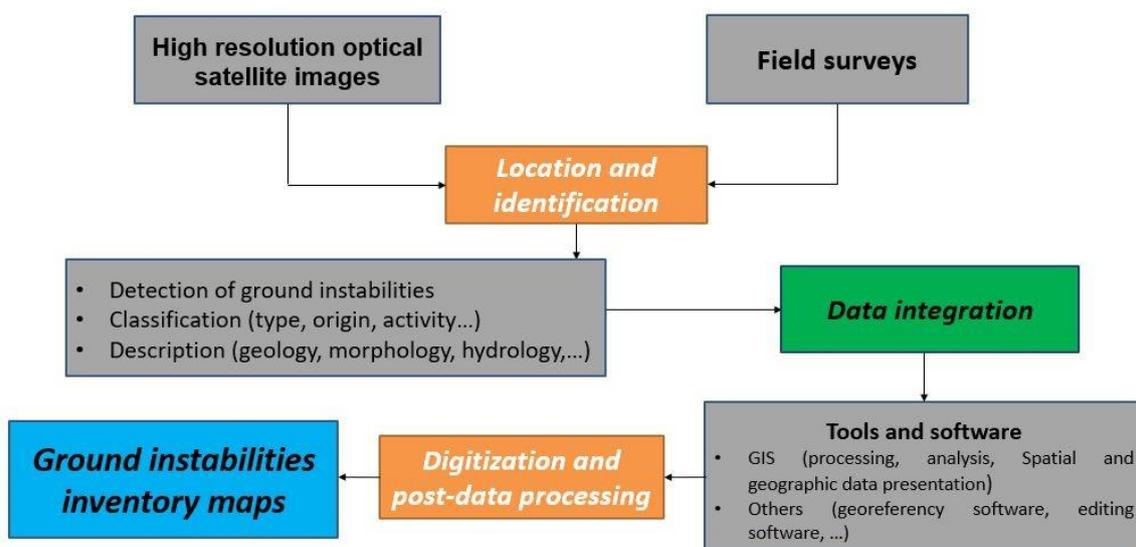


Figure 33 : Diagramme hiérarchique de la méthodologie d'inventaire

5) Cartes d'inventaires des instabilités de terrain

Les résultats sont traduits sous forme de cartes d'inventaire, de répartition des instabilités dans la région d'étude, tout en mentionnant leur typologie et leur étendue. La cartographie de synthèse présente quatre grandes familles d'instabilités :

- Les glissements de terrain : aussi bien rotationnels que translationnels, ainsi que les glissements type sapement des berges. Les coulées boueuses n'ont pas été représentées en raison de leur ampleur très faible, et de leur abondance partout au niveau des versants présentant des altérites, particulièrement lors des événements météorologiques extrêmes.

- Les éboulements : nous faisons référence aux éboulements rocheux, dont l'ordre de grandeur varie du décimètre cube à plusieurs mètres cube. Ici, nous parlons également des chutes de pierres et de blocs (volume : 10 aine à 100 aine m³) et des éboulements de masse (100 aine 1000 ère m³). Les écroulements (plus d'un million de m³) sont quasiment inexistantes.
- Les effondrements : mouvements de terrain provoqués au niveau des pentes artificielles créées pour le passage des routes. L'effondrement peut correspondre à un glissement, un éboulement ou un affaissement partiel ou total du talus routier.
- Les ravinements : nous parlons essentiellement des ravines qui correspondent à des incisions permanentes dans le sol, et peuvent constituer un risque important en évoluant en mouvements de terrain.

Deux types de carte d'inventaire ont été créés ; d'abord la carte générale des instabilités de terrain de la zone d'étude, présentant les instabilités avec des points de différentes couleurs désignant la localisation du phénomène (Fig. 34). Ensuite, l'impossibilité de présenter les instabilités telles qu'elles sont exactement sur terrain vis-à-vis de l'échelle de la carte complète par rapport la surface de l'instabilité, la zone a été divisée alors en quatre parties distinctes, ce qui a fourni quatre autres cartes d'inventaire plus détaillées (Fig. 35, 36, 37, 38). Pour les glissements de terrain, les polygones représentent leur superficie réelle, en d'autres termes, la morphologie du mouvement telle qu'elle est sur le terrain. Pour les autres typologies, les polygones représentent la surface affectée par ces instabilités.

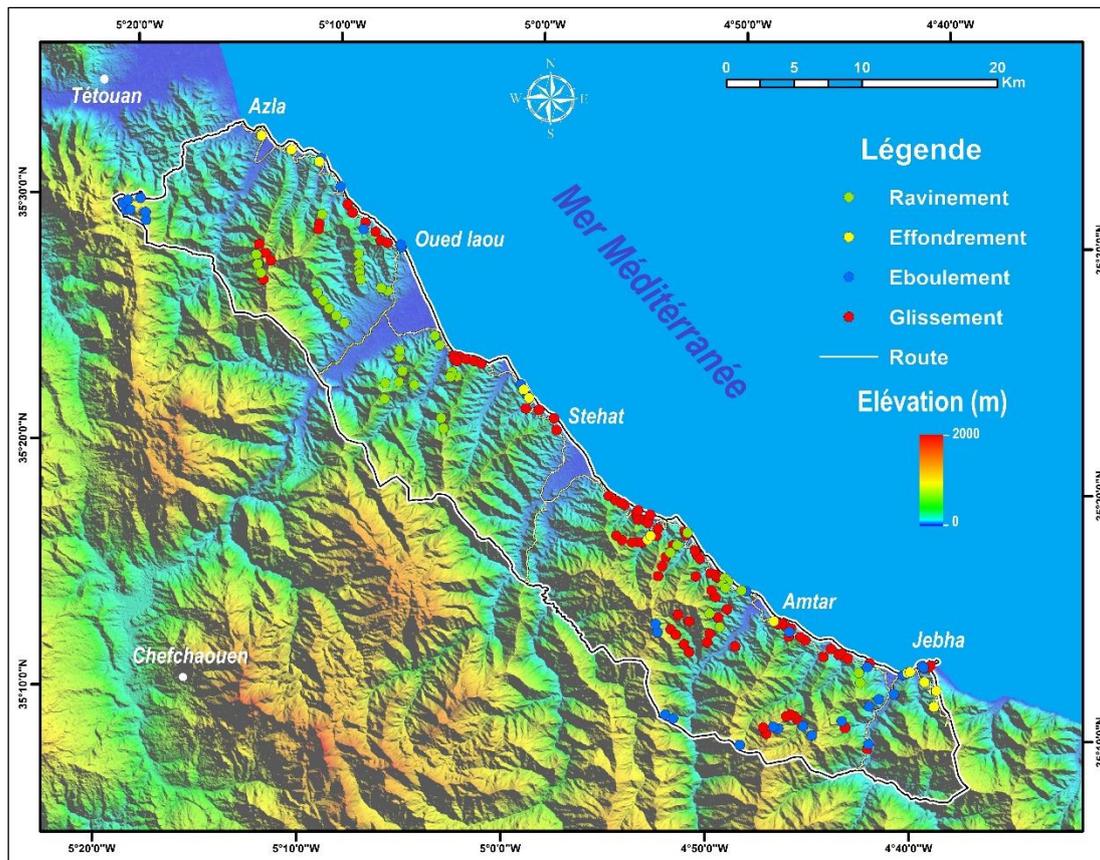


Figure 34 : Carte d'inventaire multi-temporel d'instabilités de terrain de la région d'étude

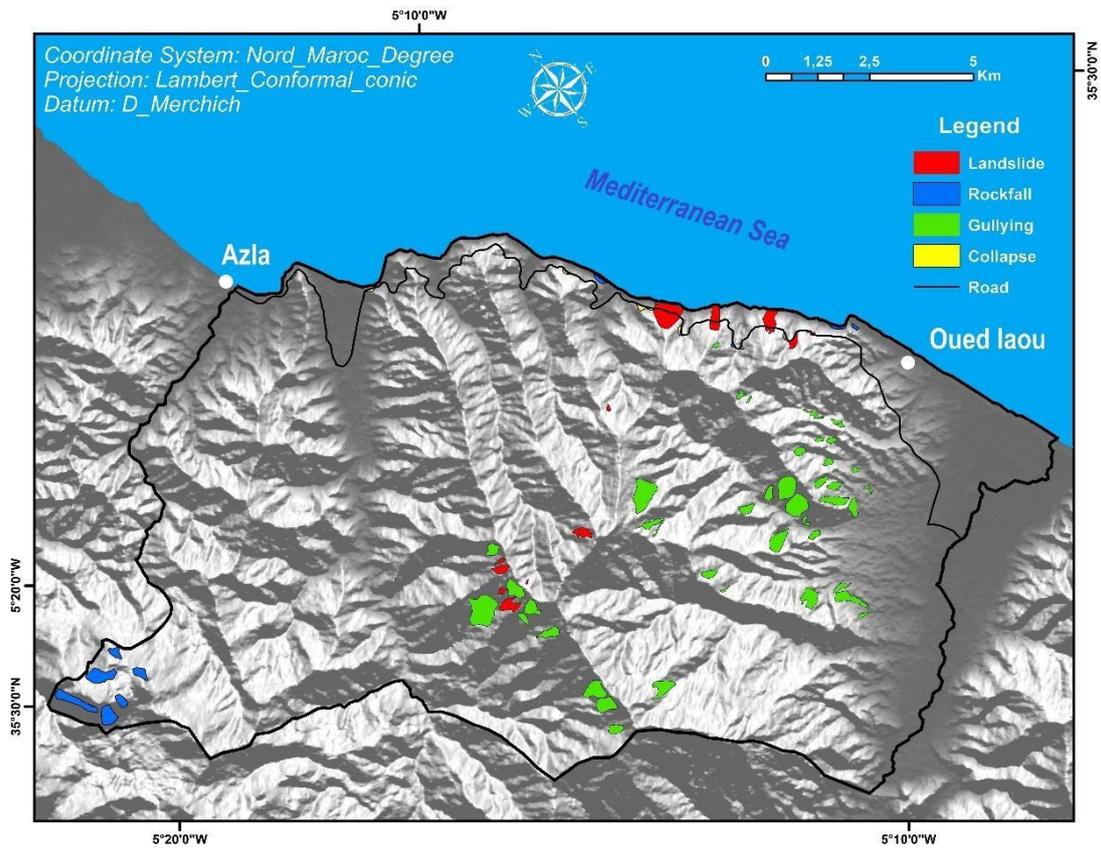


Figure 35 : Carte d'inventaire détaillée (zone 1)

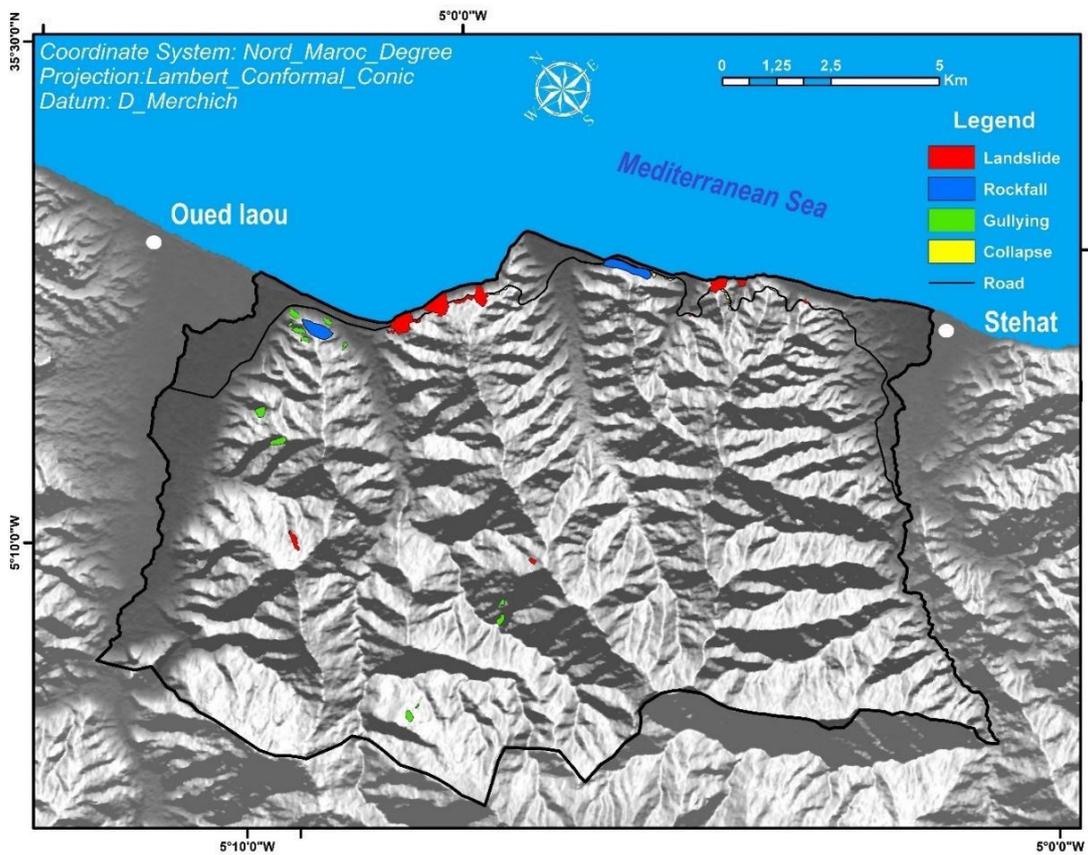


Figure 36 : Carte d'inventaire détaillée (zone 2)

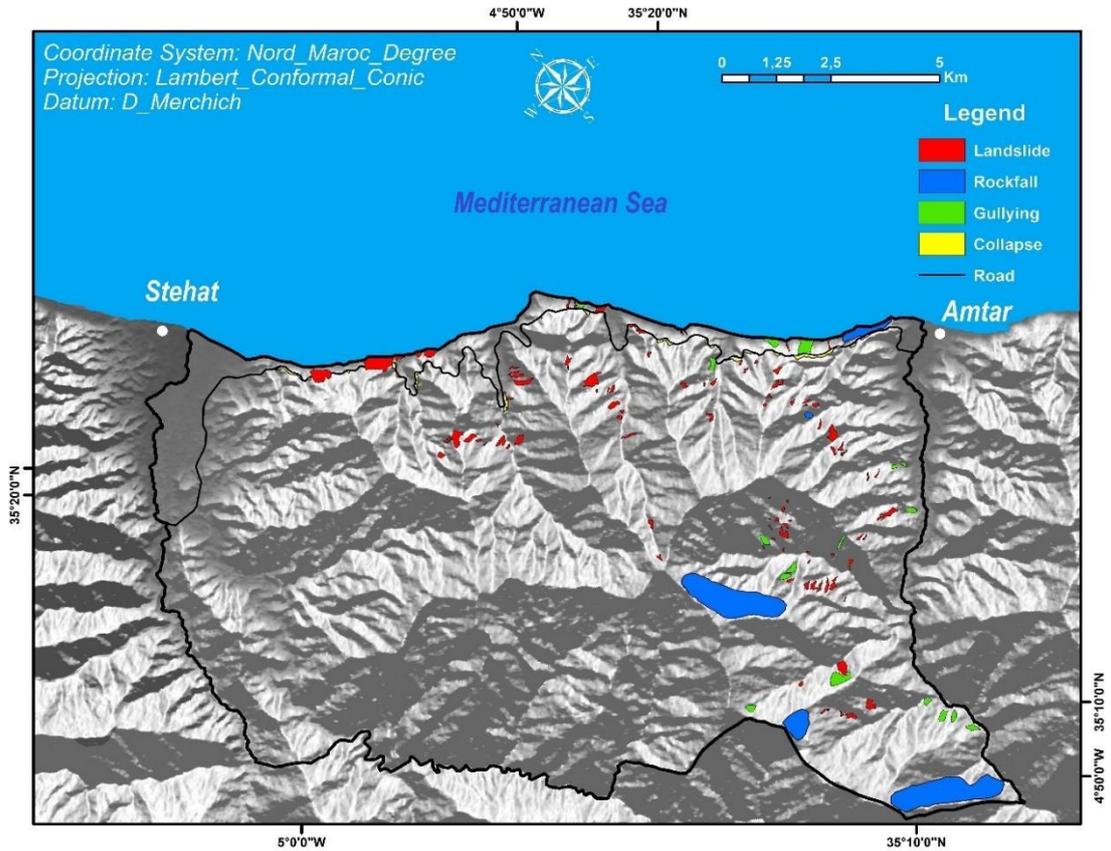


Figure 37 : Carte d'inventaire détaillée (zone 3)

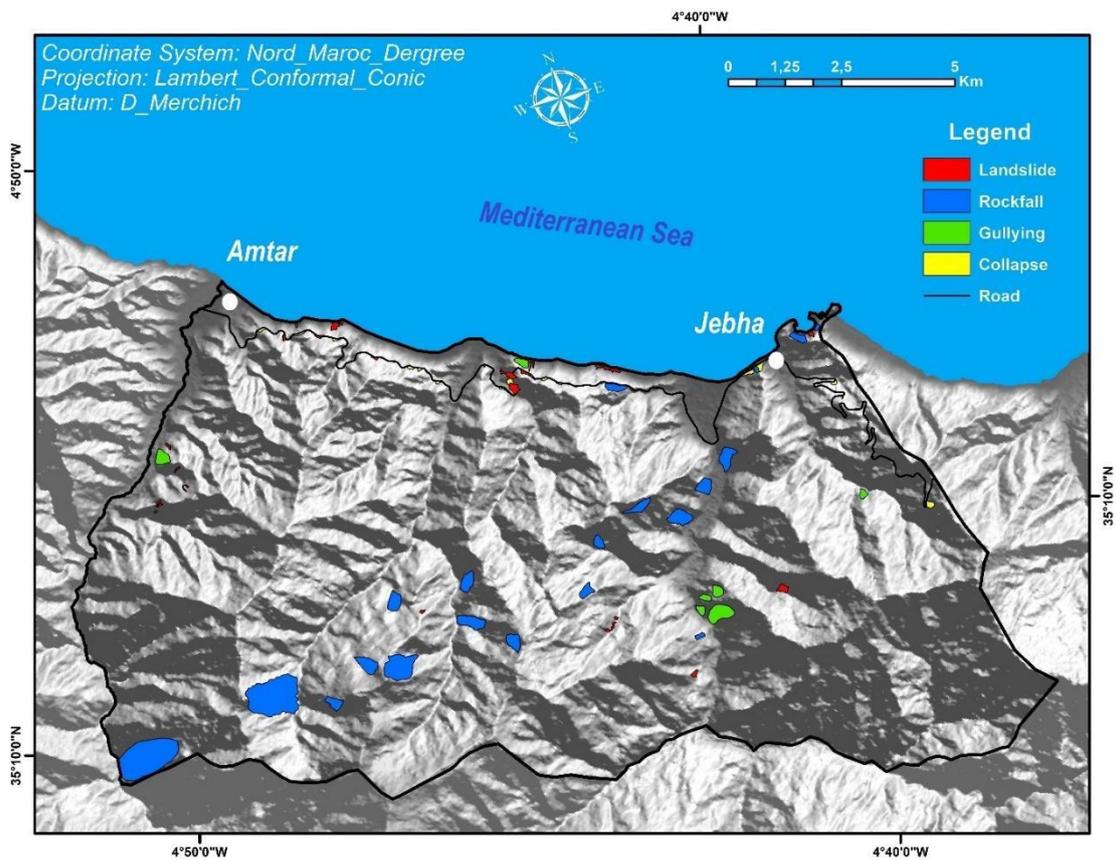


Figure 38 : Carte d'inventaire détaillée (zone 4)

Un nombre total de 342 instabilités de terrain a été recensé dans la région, dont 163 glissements, 39 éboulements, 77 ravinements et 63 effondrements de talus. Sur 763 km² (surface totale de la zone), 16,3 km² est affectée par des instabilités, soit 2,13 % (Fig. 39).

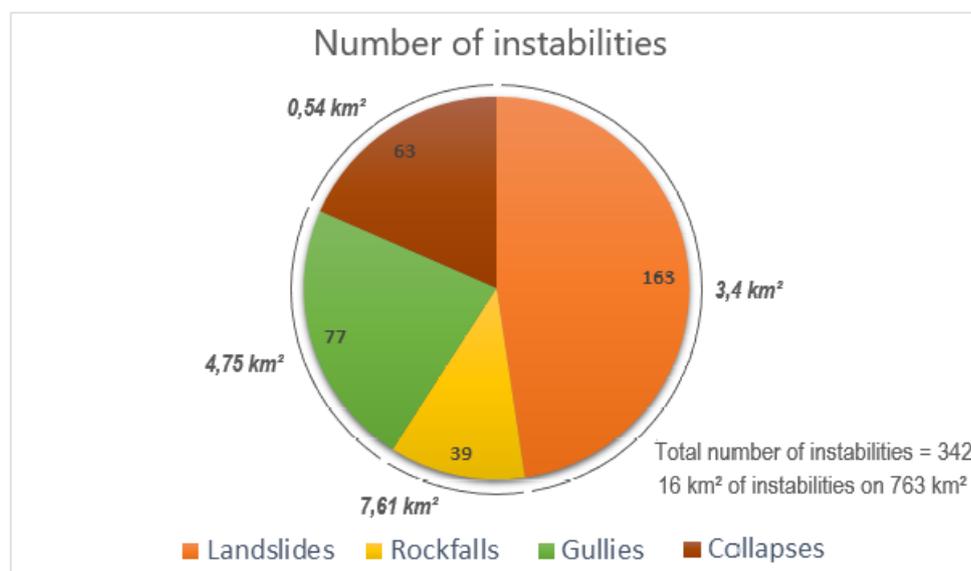


Figure 39 : Graphique circulaire résumant la répartition des types d'instabilité de terrain

Plusieurs cartes pourront être générées à partir des cartes d'inventaire et qui peuvent servir pour des finalités analytiques ou interprétatives. La carte de densité en figure 40 montre la concentration des instabilités par unité de surface dans la zone d'étude. Grâce à l'analyse spatiale d'un outil SIG, les entités ponctuelles de la carte d'inventaire sont analysées et transformées en zones de magnitude. Ainsi, à travers cette carte, les zones potentiellement dangereuses peuvent être cernées et traitées en détail.

6) Facteurs affectant la qualité de l'inventaire

La qualité d'un inventaire des instabilités de terrain dépend de sa précision et du type et de la certitude des informations figurant sur la carte. Jusqu'à présent, et d'après plusieurs auteurs, il n'existe aucune norme pour l'évaluation de la précision d'un inventaire (Galli et al., 2008 ; Guzzetti et al., 2012). Tout de même, bien qu'il ne soit pas très évaluatif, un inventaire peut comme même être évalué en le comparant avec un autre dans la même zone d'étude si existant. Dans ce sens, une comparaison du présent inventaire avec un autre ancien a été réalisée et est décrite un peu plus bas.

La méthodologie d'inventaire appliquée dans ce travail semble simple et efficace. Néanmoins, comme toutes les autres méthodologies d'inventaire, elle présente certaines limites. Les instabilités de terrains ne peuvent pas être recensées à 100%. Ceci-dit, avec une interprétation visuelle attentive des images satellites et du terrain, au moins 95% des instabilités peuvent être détectées, ce qui est un résultat très satisfaisant. Les instabilités non détectées reviennent aux limites de la méthode par rapport à la surface du terrain étudié et aux éléments qui perturbent les interprétations visuelles à travers les satellites et sur le terrain, notamment l'âge de

l'instabilité, la couverture végétale, l'effet de l'ombre, l'occupation du sol et l'accessibilité du terrain.

Parmi les 342 instabilités recensées, 68 instabilités ont été identifiées sur le terrain et 274 grâce aux images satellitaires, ce qui signifie que 80 % des instabilités ont été identifiées par les images satellites et 20 % seulement grâce à la sortie sur le terrain. De plus, nous pouvons noter que l'identification des instabilités de terrain basées sur les images satellites est très bonne : moins de 3% des glissements de terrain identifiés par satellite n'étaient pas des glissements de terrain. Mais, en revanche, environ 10% des éboulements identifiés par satellite n'étaient pas de vrais éboulements sur le terrain. Ces "faux" éboulements correspondent souvent à l'existence de blocs rocheux dans le versant qui n'ont subi aucun mouvement.

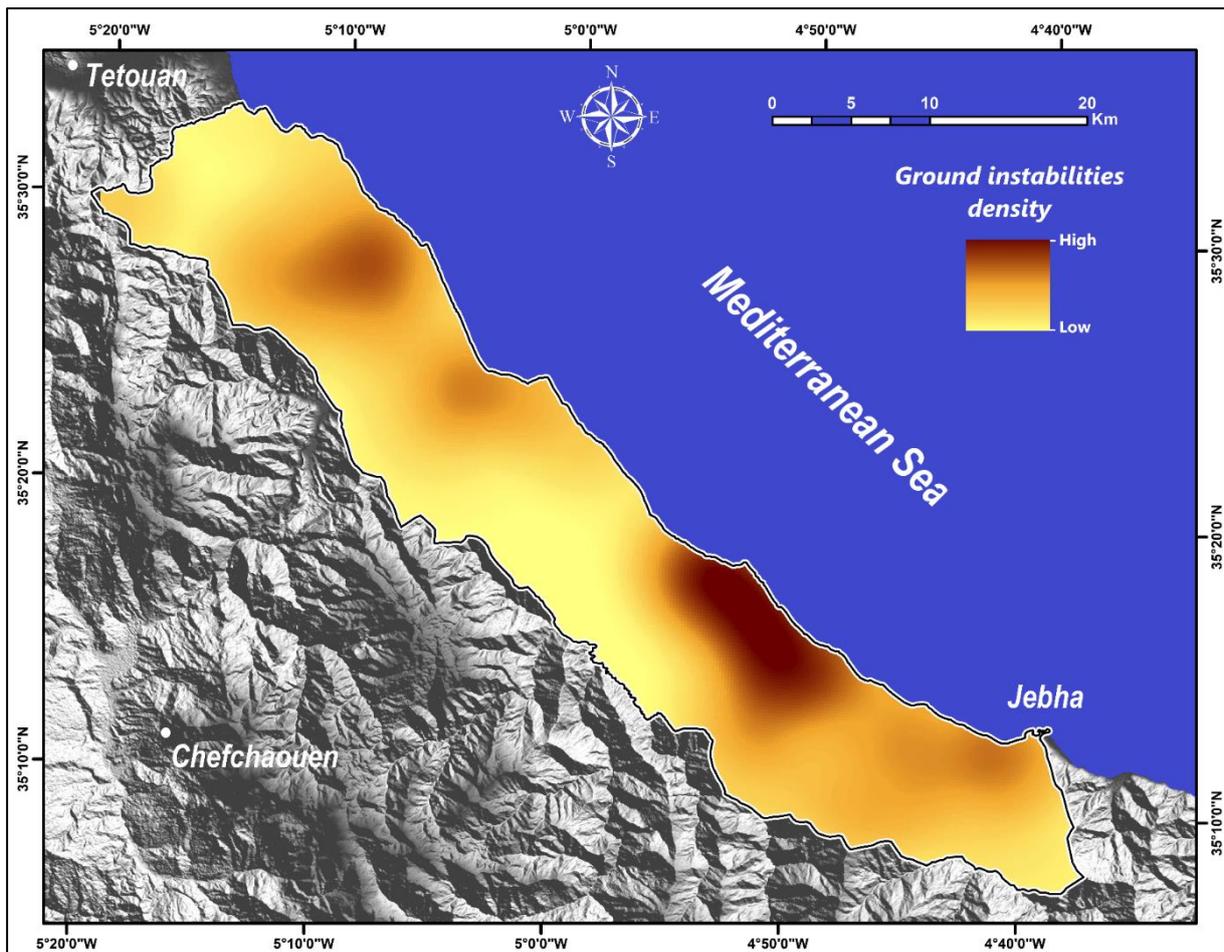


Figure 40 : Carte de densité d'instabilités de terrain

7) Comparaison avec des études antérieures

Comme dit précédemment, 342 instabilités de terrain ont été enregistrées dans la zone étudiée. Plus tôt, Mastere et al. (2020) ont proposé un inventaire des mouvements de terrain dans l'ensemble des montagnes du Rif, qui couvrent environ 37.000 km². Il n'a pas été possible de proposer une comparaison quantifiée des résultats en raison des différences entre les zones étudiées. Nous n'avons pas pu extraire de l'étude de Mastere les données concernant "nos" 763 km². De plus, la typologie des mouvements de terrain identifiés par Mastere et al. (2020) est

différente : ils ont choisi de distinguer les glissements de terrain profonds, les glissements de terrain superficiels, les coulées de débris et les éboulements. Mais, globalement, dans la zone commune, il semble que nous identifions plus de glissements de terrain et d'éboulements, alors que dans la partie Est, les résultats sont presque similaires.

Dans un inventaire plus ancien (Master 2011), des effondrements de talus routiers étaient mentionnés dans la zone d'étude, cependant, les travaux de réhabilitation du tronçon routier entre Tétouan et Jebha, achevés en 2012, ont complètement modifié la route et le paysage morphologique des talus routiers, ce qui rend impossible la comparaison entre ces observations antérieures et les nôtres.

8) Présentation des instabilités de terrain de la région d'étude

8.1. Aspect géographique et morphologique

Selon la carte d'inventaire (Fig. 34), la plupart des formes d'instabilité sont situées à moins de 500 m de la côte en raison de l'existence de deux facteurs spécifiques représentés par la forte activité anthropique (construction et aménagement de la rocade méditerranéenne) d'une part et l'érosion marine d'autre part. Les instabilités de terrain se trouvent dans des altitudes différentes allant du 0 m marin à 1150 m avec une altitude moyenne approximative de 330 m. L'accessibilité aux sites d'études présente des difficultés variables ; la RN 16 favorise un accès facile pour les sites situés sur la façade côtière contrairement à ceux situés vers l'intérieur de la zone d'étude qui ont un accès difficile à travers des pistes forestières ou des pistes de compagnes le plus souvent très endommagées.

Du point de vue géomorphologique, les mouvements de terrain sont enregistrés au niveau de plusieurs structures morphologiques (caps, crêtes, talwegs, vallées, terrasses alluviales, terrasses marines, falaises, escarpement rocheux, etc.). Cette richesse de terrain en éléments morphologiques en plus de la diversification lithologique, ont favorisé la mise en place de toutes sortes de formes d'instabilités dans la zone d'étude.

Le facteur pente favorise la susceptibilité des instabilités de terrain. Au niveau de la zone d'étude, le nombre d'instabilité augmente tout en allant vers des fortes pentes (Fig. 41). En analysant la carte des pentes, la majorité des mouvements sont situés dans des pentes supérieures à 25°. On remarque également, l'absence des mouvements dans la classe de pente 0 à 10°. Cette dernière représente 15 % de la superficie de la zone d'étude. Si nous faisons le calcul des surfaces affectées par les instabilités, tout en éliminant la première classe de pente (0 – 10°), nous trouvons que 648 km² sur 763 km² est concernée par un phénomène d'instabilité, soit 2,5 % de la surface totale. D'autre part, chaque type d'instabilité appartient à un intervalle de pente bien déterminé ; Les ravinements sont rencontrés à partir des pentes de 10°. Les glissements se manifestent dans des pentes allant de 20 à 65°. Quant aux éboulements, ils sont déclenchés dans des pentes à partir de 30° et jusqu'à 110° au niveau des falaises rocheuses.

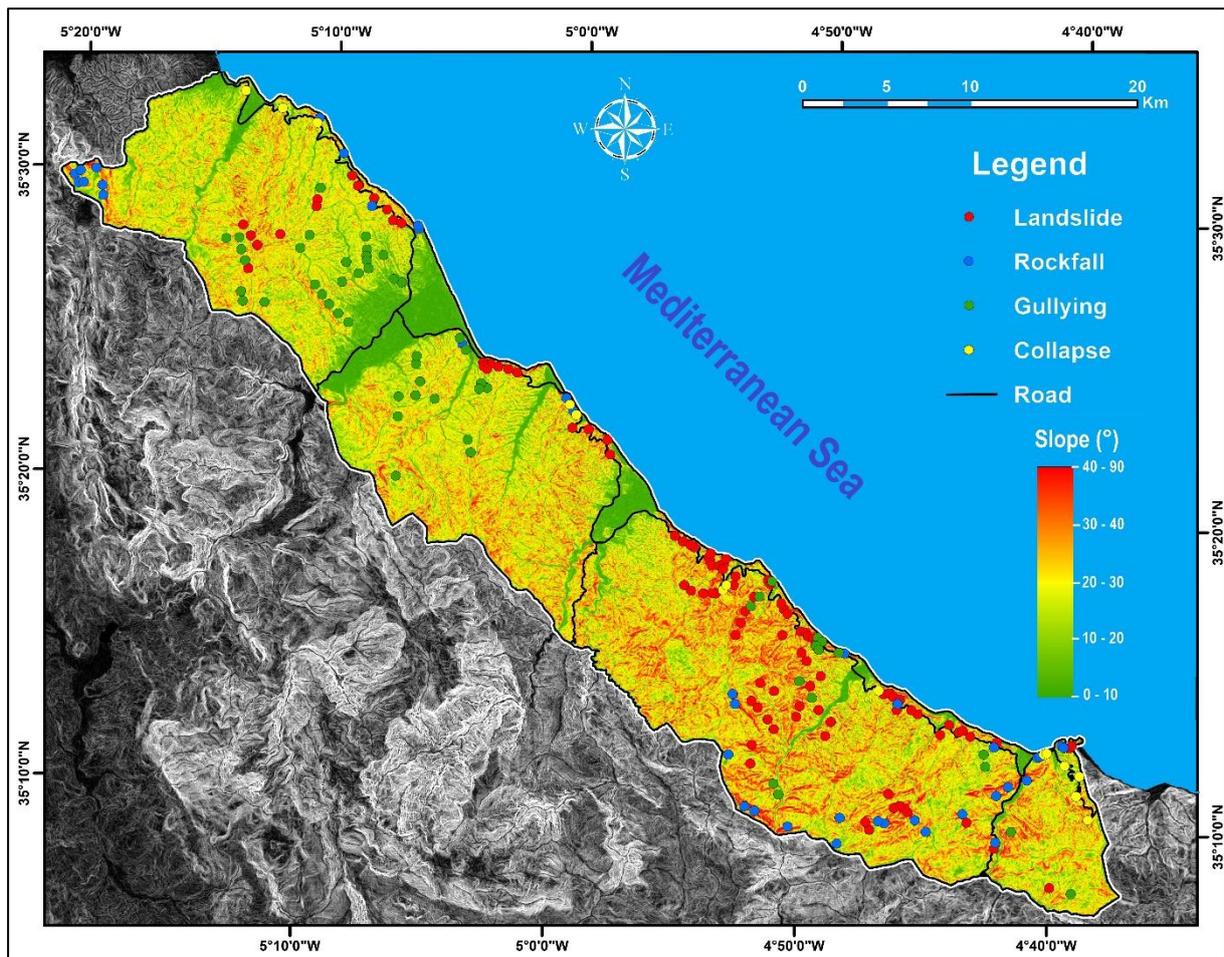


Figure 41 : Carte des pentes d'instabilités

8.2. Aspect géologique

Les facteurs géologiques sont souvent intrinsèques aux massifs de sols ou de roches. Ils affectent leur stabilité mais aussi leur résistance à la dégradation en fonction de la présence de matériaux fragiles, altérés, cisailés ou fissurés (Martins-Campina, 2005). La figure 42, basée sur la réinterprétation de 4 cartes géologiques à l'échelle 1:50.000 (Tétouan-Ras Mazari, Talembote, Bou Ahmed, Bab Berret) et de la carte géologique du Rif à l'échelle 1:500.000, montre la distribution des instabilités de terrain sur leur formation géologique correspondante. Les instabilités de terrain, dans les trois unités continentales du Rif interne, montrent une répartition bien définie en fonction de la nature lithologique :

- Les Sebtides : Les péridotites comme les Kinzigites, formant l'unité de Beni bousera, enregistrent souvent des glissements de terrain au niveau de la partie inférieure des versants, au niveau des versants côtiers et des talus routiers. Dans les unités Filali, quelques éboulements ont été repérés dans des Gneiss qui forment, par endroit, des escarpement rocheux au niveau des crêtes des versants ; plusieurs types de mouvements ont été enregistrés dans les micaschistes dont des glissements de terrain, des éboulements de pierres et de blocs, des effondrements des talus routiers et des coulées de boues. Dans Les unités Federico (les Sebtides supérieurs), sont enregistrés des mouvements d'éboulement de roches au niveau des dolomies massives de l'unité de

Beni Mezala et au niveau des schistes gréseux à intercalations conglomératiques de l'unité de Tizgarine.

- Les Ghomarides : Dans la nappe d'Akaili, les dépôts siluriens, composés de schistes argileux et de conglomérats à intercalations gréseuses, sont souvent affectés par ravinements au niveau des versants à forte pente mais aussi par des glissement de terrains surtout au niveau des talus routiers et des versants côtiers ; Les grès grossiers et les calcaires noirs du Dévonien présentent, respectivement, des glissements et des chutes de pierres au niveau des talus routiers ; d'autres glissements de terrains et formes de ravinement sont enregistrés dans les dépôts carbonifères composés essentiellement d'une alternance de grès grossier et de pélites sombres. Dans les nappes de Koudiant Tiziane et Beni Hozmar, a par de rares enregistrements de ravinements au niveau de quelques versants, aucun mouvement de terrain n'a été détecté.
- Dorsale calcaire : Des éboulements sont enregistrés dans les calcaires massifs sinumériens de la dorsale interne. Dans la dorsale externe, des éboulements et des glissements type sapement de berges, ont été repérés dans des massifs calcaro-dolomitiques d'âge Rhétien (Trias supérieur), d'autres dans des formations d'âge Jurassique.

La zone d'étude est représentée par une seule nappe des flysch, celle de Tizirène. Les différents mouvements de terrains sont enregistrés dans des séries gréso-pélitiques, et correspondent à des éboulements de roches et des glissements superficiels dans des versants ravinés.

Les formations pliocènes, représentées par des marnes, sables et graviers, n'ont pas enregistré jusqu'à présent des formes d'instabilité, à par des quelques incisions linéaires dans le sol correspondant à des rigoles sans intérêt. Dans le Quaternaire, des glissements sont enregistrés dans des formations meubles (sables, limons, graviers) au niveau des terrasses fluviales.

La tectonique a joué un rôle primordial dans l'apparition de tout un système de fracturation et de fissures au sein d'une même formation lithostratigraphique aussi qu'entre les différentes unités géologiques. La zone d'étude présente une fracturation représentative des états de contraintes depuis l'Hercynien. La fracturation dérivée des champs de contraintes depuis le Miocène est la plus abondante et influe directement dans le déclenchement des instabilités de terrain. La tectonique régionale induit de nombreux séismes. Ces derniers, avant qu'ils soient des facteurs déclenchants, peuvent avoir un caractère prédisposant et contribuer à la fragilisation des formations par l'apparition et le développement des fractures surtout dans les milieux rocheux, le cas, bien évidemment, de toute la chaîne rifaine.

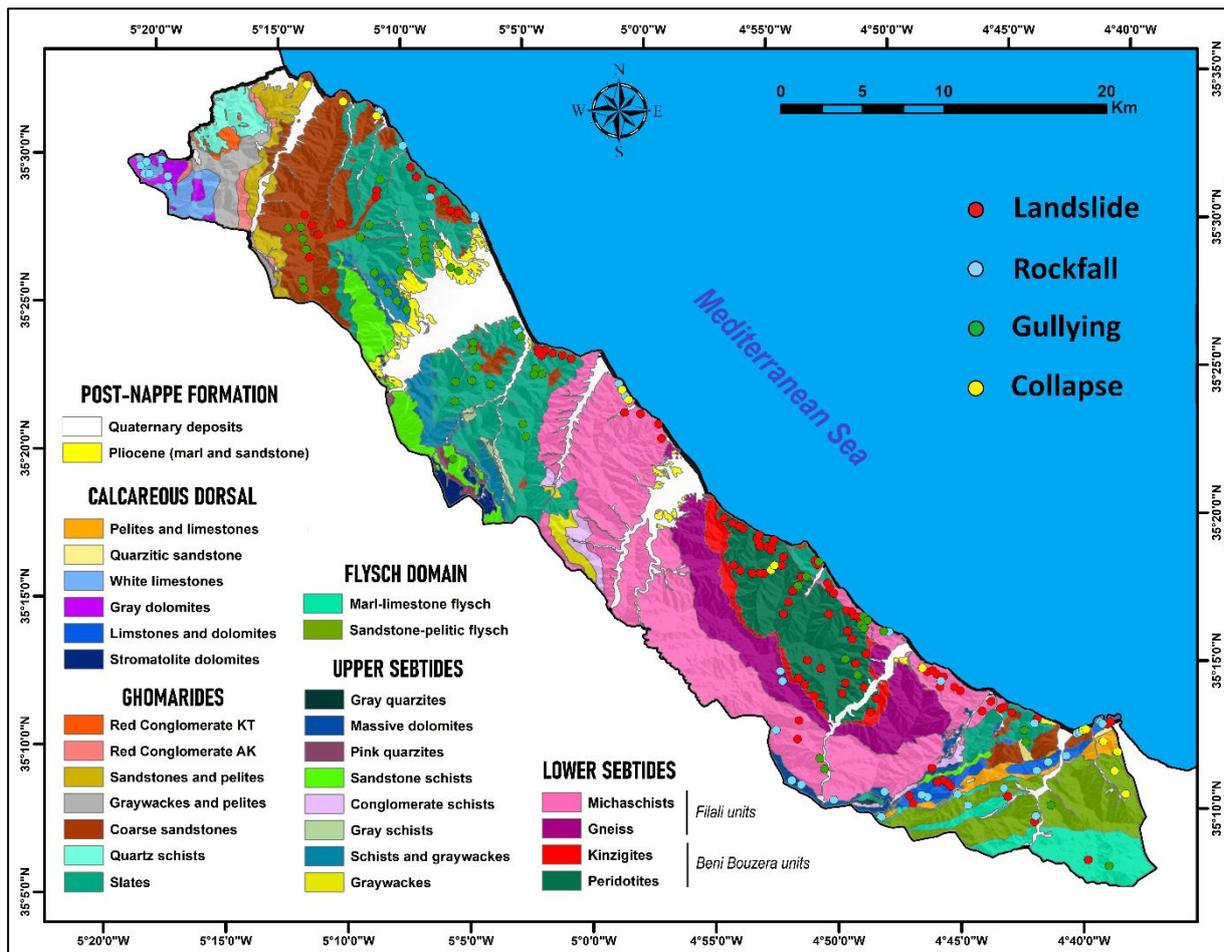


Figure 42 : Carte morpho-géologique d'instabilités de terrain de la zone d'étude

Le métamorphisme régional est lié à l'apparition de différentes formes et microstructures complexes le plus souvent dans des formations bien déterminées. La schistosité et la foliation font partie de ces structures que nous rencontrons souvent dans des roches métamorphisées de la zone d'étude. Les différents plans et générations de schistosité, présentent parfois, en interaction avec d'autres facteurs (l'exposition des versants par exemple), un élément majeur de prédisposition à la rupture, comme cela est souvent rencontré dans les Sebtides et Ghomarides.

8.3. Aspect hydrologique

Dans le Rif, le réseau hydrographique est l'un des principaux paramètres qui contrôlent l'occurrence des mouvements de terrain et la cause de plusieurs glissements de terrain le long des berges des rivières (El Fellah et Master 2015 ; Master et al. 2020). En conséquence, nous avons observé que dans certaines zones à forte pente, la présence de cours d'eau sape les berges, ce qui conduit à la déstabilisation du support de la base de la pente et génère des glissements de terrain. De plus, la présence d'un cours d'eau à l'avant du glissement empêche la formation d'un pied d'arrêt ; ainsi, aucun obstacle ne peut limiter la déstabilisation du versant en aval. L'action érosive générée par le ruissellement de l'eau sur les pentes, a conduit, en interaction avec d'autres paramètres, à la formation de ravines. L'existence de ces formes d'instabilité et leur dérivation rendent les pentes encore plus sensibles aux glissements de terrain. Ces formes sont souvent présentes dans tous les types de formations (schistes, micaschistes, péridotites),

encore plus dans les formations de couverture (altérites et dépôts de pente) mais très rarement dans les formations carbonatées. D'autre part, plusieurs glissements de terrain ont été identifiés à proximité de sources d'eau. La forte activité hydrogéologique peut représenter un élément majeur dans le déclenchement des glissements de terrain.

9) Conclusion

Les inventaires sont les premiers éléments pour apprécier et évaluer le risque des instabilités de terrain. Plusieurs techniques et méthodes récentes de recensement des instabilités ont été développées et mises en application. Ces méthodes se sont avérées rapides, mais imprécises surtout pour les zones caractérisées par une morphologie complexe. Comme dans toute technique numérique moderne, il y a toujours une faille quelque part qui favorise la subjectivité des résultats. Un manque de données, un manque de précision des données d'entrées, un terrain très complexe ou une défaillance dans une étape méthodologique peuvent générer des erreurs lors des calculs des résultats. De ce fait, nous pouvons dire que qu'elles que soit les méthodes « distancielles » utilisées pour le recensement des instabilités de terrain, **les levées et les analyses géomorphologiques du terrain restent indispensables**, en particulier pour les inventaires saisonniers et multi-temporels.

L'analyse visuelle des images optiques, comme première étape de cartographie des instabilités de terrain, s'est avérée particulièrement intéressante. Les investigations de terrain sont venues par la suite pour valider et compléter le travail. Les outils SIG ont finalisé les cartes d'inventaires, en attribuant à chaque élément constitutionnel (instabilité, route, réseau hydrographique, contour, etc.) son entité géométrique correspondante (points, lignes, polygones, etc.). La qualité des cartes inventaires obtenues, a montré que la méthodologie suivie dans ce travail a prouvé son efficacité.

Les données d'inventaires montrent que la région côtière entre Tétouan et Jebha est très instable et demande une attention particulière par rapport à la gestion des risques d'instabilités, surtout que la région est devenue une attraction touristique populaire ces dernières années. Les glissements de terrain et les effondrements des talus routiers sont les événements les plus nombreux, et représentent une menace réelle pour la sécurité civile et économique de la région.

L'analyse des cartes d'inventaire en relation avec certains paramètres, montre en générale une répartition bien définie des instabilités. La majorité des mouvements de type éboulement sont enregistrés au niveau des roches carbonatées de la dorsale calcaire, le reste est ensuite réparti sur les autres formations rocheuses (métamorphiques et cristallines) exclusivement au niveau des terrasses et des falaises marines. Les glissements de terrain sont localisés essentiellement au niveau des terrains métamorphiques (Schistes et micaschistes), roches ultramafiques (péridotites et serpentinites), et rarement au niveau des carbonates. Les enregistrements de glissements au niveau des terrains carbonatés sont localisés au niveau du lit des cours d'eau à cause des sapements de berges qui affaiblissent le support du versant et contribuent directement à la formation du glissement. Les formes de ravinements sont rencontrées au niveau des terrains de nature schisteuse, des formations de couvertures (sol et altérites), des dépôts de pente (colluvions) et des formations alluviales. Les effondrements des talus routiers sont rencontrés dans tous les types de roches, en particulier au niveau des pentes artificielles dont l'angle de talutage dépasse les 45°.

Il faut prendre en compte que le présent inventaire ne saurait être durablement exhaustif. Chaque année, plusieurs instabilités de terrain apparaissent qu'une mise à jour permanente de l'inventaire est nécessaire. Nous estimons qu'avec l'évolution des technologies de télédétection satellitaire, il y aura de plus en plus de données et d'imageries disponibles ainsi que de nouvelles techniques, pour couvrir le besoin évident en cartes d'inventaire et mettre les anciennes cartes à jour. Nous ajoutons également que l'application d'une approche multi-méthodologique est vivement recommandée pour aboutir à des inventaires fiables et de grande qualité.

Une base de données numérique a été constituée ensuite, contenant des informations qui décrivent chaque mouvement recensé. Ce descriptif comprend, pour la plupart des instabilités, les points suivants : une description générale des critères géomorphologiques, géologiques, structuraux et hydrologiques. Puis, une description de l'instabilité existante en détaillant la typologie, la forme, le volume, la superficie, l'origine, l'activité et les dommages causés (Fig. 43). Les données collectées ont fait l'objet d'une étude basée essentiellement sur des travaux d'observations et d'analyses effectués sur le terrain et à travers des images satellitaires, mais également sur des enquêtes orales avec les populations locales, les autorités compétentes en place et les responsables des chantiers d'aménagement des routes, en vue de recueillir les informations qu'ils détiennent. Cette base de donnée représentera un grand appui pour plusieurs types d'études notamment de dégager les facteurs conditionnant les instabilités dans la région, d'avoir une idée sur les paramètres de prédisposition et déclenchants, et un support de soutien pour la prise de décision.

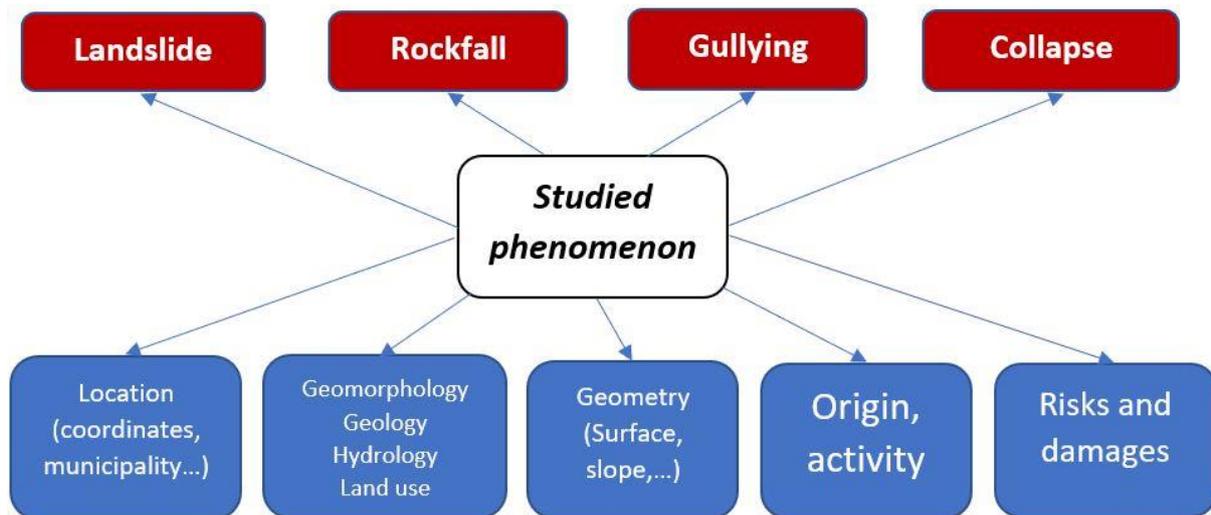


Figure 43 : Thèmes et schéma descriptif de la base de données d'inventaire des instabilités de terrain

CHAPITRE 4 : CAS-TYPIQUES D'INSTABILITES : PRESENTATION ET DESCRIPTION

1) Introduction

Dans cette partie, nous avons songé à mettre en place un descriptif détaillé du terrain. Ce dernier correspond à une étude basée essentiellement sur des travaux d'observations et d'analyses effectués sur le terrain sur des sites bien spécifiques précédemment identifiés, mais aussi sur des enquêtes orales orientées vers les populations locales, les autorités compétentes en place et les responsables des chantiers d'aménagement des routes (chefs chantier, gardiens des chantiers, etc.), en vue de recueillir les informations qu'ils détiennent.

L'objectif global derrière ce descriptif est d'analyser de près les instabilités de terrain. Les informations ainsi dégagées de chaque site seront utilisées, par la suite, comme données d'entrée dans l'évaluation des facteurs causatifs d'instabilités à travers des analyses statistiques. Il représentera aussi un grand appui pour nos études interprétatives par la suite. D'autre part, il constituera une base de données des instabilités de terrain détaillées pour d'autres finalités appliquées.

2) Choix des sites d'études

Le choix des sites d'étude est basé essentiellement sur les cartes d'inventaire des instabilités de terrain ainsi que sur d'autres données disponibles (cartes topographiques, carte géologiques, cartes pluviométriques, etc.). Parmi les 342 instabilités inventoriées et présentées dans le chapitre précédent, trente sites d'études, représentatifs des instabilités de terrain existantes, ont été soigneusement sélectionnés pour constituer le descriptif du terrain (Fig. 49).



Figure 44 : Carte des sites d'études

Le choix des sites a été déterminé sur la base de la combinaison de plusieurs critères :

Répartition géographique : géographiquement, les sites ont été choisis de sorte qu'ils couvrent la totalité de la zone d'étude. Bien que d'après la carte de répartition, nous remarquons que la plupart des sites sont situés le long de la façade côtière, c'est pour la simple raison que la majorité des instabilités de terrain le sont aussi. L'altitude a pris sa part d'intérêt en essayant de répartir les sites d'étude sur de différentes altitudes afin de rencontrer les différents types de

climats de la région et de là se confronter à de plus en plus de paramètres responsables des instabilités. D'autre part, l'accessibilité a été prise en considération lors du choix des sites ; En effet, l'accès aux instabilités de terrain n'est pas le même partout dans la zone d'étude. Compte tenu de la faible densité du réseau routier, la plupart des secteurs, en particulier ceux situés vers l'intérieur de la zone d'étude, sont difficilement accessibles voire inaccessibles.

Géologie générale : les sites d'étude ont été répartis sur tous les types de lithologie rencontrés sur le terrain, de même pour les unités structurales de la zone d'étude. L'intérêt est de confronter tous les paramètres géologiques et structuraux aux instabilités de terrain pour comprendre leur influence sur ces dernières.

Autres paramètres d'instabilité : le même principe de sélection a été appliqué sur les autres paramètres d'instabilité. Les sites ont été choisis de sorte de représenter les différentes classes de pente existantes. De même, les sites doivent être représentatifs des différentes entités hydrographiques (sources, cours d'eau, ruisseaux, etc.). Également, les sites ont été désignés pour confronter d'autres modalités de facteurs notamment l'occupation des sols, les activités anthropiques et la végétation.

Type d'instabilité : pareillement que les critères précédents, les sites ont été choisis pour qu'ils soient représentatifs des différents types d'instabilité de terrain traitées dans ce travail. Nous faisons référence aux glissements de terrain, aux éboulements, aux effondrements des talus routiers et aux ravinements.

Ampleur d'instabilité : Etant donné, l'étendue de la zone d'étude et la fréquence des instabilités de terrain, nous nous sommes limités sur certains critères spécifiques. Pour les glissements, le choix a été centré sur le type du glissement. Tous les types de glissements de terrain ont été pris en compte à l'exception des coulées de boue. Pour les éboulements, le choix a été plutôt focalisé sur le volume tombé ; seuls les éboulements dont le volume dépasse 10 m³ ont été pris en considération. Pour les ravinements, nous nous sommes concentrés sur les endroits où il y a le plus d'enjeux possibles.

3) Descriptif et caractéristiques des sites d'études

Les informations présentées dans ce descriptif comprennent, pour la plupart des sites, les points suivants : Une description générale, décrivant les critères géomorphologiques, géologiques, structurales et hydrologiques. Puis, une description de l'instabilité existante en détaillant la typologie, la forme, les facteurs liés, l'activité et les dommages causés.

Description générale : il s'agit du Cap Mazari, Cap Timsourga et Cap Aakaili. Ces derniers correspondent à des pointes maritimes où l'érosion marine a joué un rôle essentiel dans leur formation. Leurs points culminants sont, respectivement, de 130 m, 160 m et 100 m. Les versants côtiers de ces caps ont des pentes qui s'accroissent tout en allant du sommet vers le bas. La nature de la roche correspond à des grès avec des passages latéraux de calcaires noirs du Dévonien, avec une stratification N 40, 45 E. Les terrains sont affectés par un système de fracturation complexe et de fissures très abondantes dans tous les sens avec présence de plis et micro-plis discontinus.

Description de l'instabilité : Le type de mouvement, dans les trois caps, correspond à des effondrements de talus routiers. Des mouvements postérieurs sont ensuite provoqués par l'intermédiaire des talus effondrés dont des chutes de pierres et des coulées de boues. Les activités anthropiques sont en partie responsables de l'effondrement des talus en déstabilisant le support des versants et en augmentant la pente des talus jusqu'à 80° pour la traversée de la route. Les fortes pluies sont les principaux déclencheurs. Les effondrements sont toujours actifs donnant de temps en temps des chutes de pierres vers la route, causant de faibles dégâts.



Lieu : Cap Timsourga

Date : 17/07/2019

Coordonnées GPS : 35° 32' 57'' N, 5° 13' 35'' W

Formation : Grès

Figure 45 : Fiche descriptive du site n°1

Description générale : falaise rocheuse très abrupte allant jusqu'à 35 m d'hauteur. La nature des roches correspond à des schistes argileux avec des intercalations conglomératiques à galets de quartz (phyllades). Les couches ont une direction et un pendage des couches N 10, 30 SSE. La falaise présente de nombreuses fractures et fissures de différentes dimensions. Elle présente également des pseudo-karsts formés par les traces des racines de végétaux. Ces schistes sont affectés par une schistosité de flux qui leur octroie une forte cohérence.

Description de l'instabilité : détachement de gros blocs de différentes dimensions de la falaise rocheuse. Les causes des effondrements dépendent surtout du degré de pente qui dépasse 90° et va jusqu'à 130°, en plus de la présence de fractures dans un matériel fragile favorisant l'instabilité, sans oublier la circulation des eaux qui représente le principal facteur déclenchant ainsi que l'avancée de la mer qui érode le support de la falaise pendant les périodes de l'hivers. Un autre facteur de prédisposition peut s'ajouter et qui correspond aux cavités laissées par les traces de racines des végétaux. La falaise instable représente un danger réel sur les estivants de la plage qui campent juste au-dessous de la falaise pour se protéger des rayons de soleil.



Lieu : Plage Aouchtem

Date : 22/08/2020

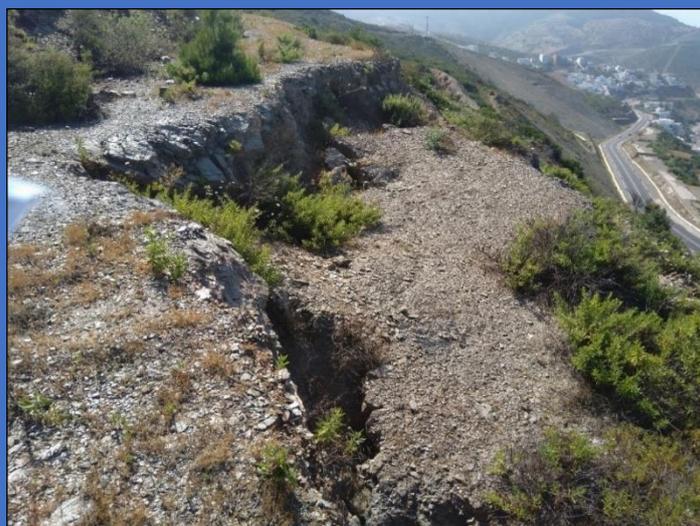
Coordonnées GPS : 35° 30' 43'' N, 5° 09' 30'' W

Formation : Schistes

Figure 46 : Fiche descriptive du site n°2

Description générale : colline qui présente plusieurs formes de ravinement dans ses versants à exposition nord, avec une pente de 45° à 55°. La nature lithologique de base est schisteuse, avec une S0 (N 140, 20 E), surmontée par une formation rougeâtre d'altérites constituées par des débris de schistes, d'argilites et de siltites. Les schistes sont fortement fracturés et fissurés. Du point de vue hydrologique, l'écoulement des eaux a conduit à l'apparition de plusieurs sources sur tous le long des versants, avec formation des chenaux et des conduits d'eaux.

Description de l'instabilité : ancien grand glissement de terrain qui comprend plusieurs générations de mouvements. Ce dernier est un glissement rotationnel polyphasé avec apparition de plusieurs glissements secondaires au sein du glissement primaire, en plus de mouvements d'éboulements et de coulées boues postérieures au mouvement initial. Les causes sont différentes dont le facteur pente, la lithologie, la fracturation, l'écoulement des eaux sans oublier de mentionner l'augmentation des charges en amont à travers la construction des maisons. La RN 16, qui passe sur le glissement, est quotidiennement dégradée par les mouvements de terrain secondaires. Pendant un événement pluvieux en 2022, le glissement s'est réactivé et a enseveli une partie de la RN 16.



Lieu : Abiata

Date : 16/07/2020

Coordonnées GPS : 35° 29' 50'' N, 5° 08' 56'' W

Formation : Schistes

Figure 47 : Fiche descriptive du site n°3

Description générale : versant à exposition nord d'une pente de 40 à 55°, composé par des formations schisteuses à galet de quartz et par des formations alluviales rougeâtres au niveau des vallons. Ce site est caractérisé par la présence de plusieurs sources (au moins 4) à différentes altitudes du versant, ce qui indique une forte activité hydrogéologique.

Description de l'instabilité : glissement circulaire déclenché entre deux vallons. Des éboulements et des coulées de boues se déclenchent de temps en temps sur ce glissement. La circulation des eaux superficielles et souterraines a joué un rôle essentiel dans le déclenchement du glissement. A chaque période pluvieuse, les mouvements secondaires sont réactivés et dégradent la RN 16 qui passe en dessous du glissement.



Lieu : Tamkerte 1

Date : 16/07/2020

Coordonnées GPS : 35° 28' 59'' N, 5° 08' 09'' W

Formation : Schistes

Figure 48 : Fiche descriptive du site n°4

Description générale : versant côtier à exposition nord-ouest, avec une pente de 45 à 60°. La nature lithologique correspond à des grès grossiers avec présence des niveau schisteux par endroits et des formations alluviales au niveau des vallons. Les couches sont orientées N 110°, 20 à 30 SE. La roche présente plusieurs fracturations et fissurations de différentes dimensions. Comme le site d'avant, des sources se sont formées en amont et en aval du versant indiquant que le secteur connaît une activité hydrogéologique importante.

Description de l'instabilité : glissement circulaire récent suivie de plusieurs mouvements secondaires dont des éboulements et des coulées de boue. Les facteurs responsables des mouvements sont respectivement le degré de pente, l'écoulement des eaux souterraines et lithologie favorable, sans oublier le facteur anthropique qui a aggravé l'instabilité. Les dégâts de ce glissement sont principalement repercussionnés sur la route nationale, surtout pendant les périodes pluvieuses.



Lieu : Tamkerte 2

Date : 16/07/2020

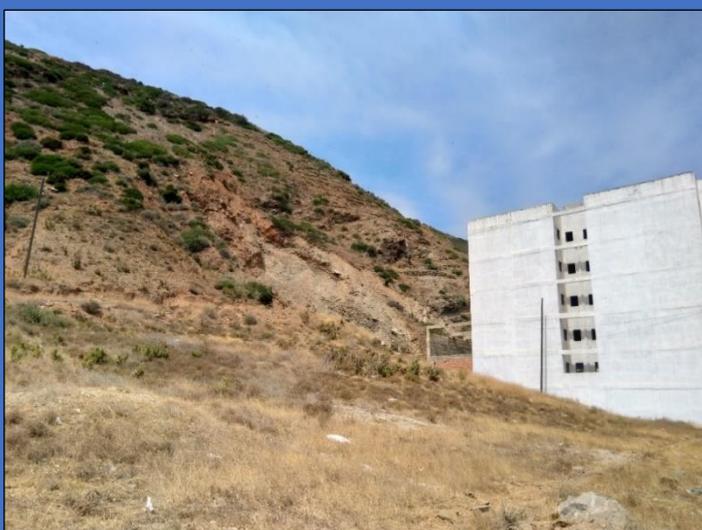
Coordonnées GPS : 35° 28' 42'' N, 5° 07' 25'' W

Formation : Schistes

Figure 49 : Fiche descriptive du site n°5

Description générale : versant côtier à exposition NE avec une pente de 30° vers le sommet et de 50° vers le bas, incluant plusieurs formes de ravinement. La lithologie est schisteuse avec des bancs conglomératiques gréseux, comprenant un système de fracturation complexe et des formes tectoniques abondantes dont des plissements.

Description de l'instabilité : éboulements de roches et de blocs de différentes tailles et formation des ravinements au niveau du versant allant jusqu'à 120 m de longueur. Nous signalons aussi la présence de quelques glissements de formation récente affectant l'aval du versant. Les facteurs responsables des mouvements sont surtout le degré de pente et l'écoulement des eaux pendant les périodes pluvieuses. Quelques glissements récents touchent directement les bâtiments (4 à 6 étages) qui sont élevés en bas du versant, causant de lourds dommages à savoir l'apparition de plusieurs fissures et déformations au niveau des murs des bâtiments, ce qui les a rendus totalement inhabitables et abandonnés de toute finition.



Lieu : Oued Laou (quartier Makkad)

Date : 16/07/2020

Coordonnées GPS : 35° 28' 23'' N, 5° 06' 22'' W

Formation : Schistes

Figure 50 : Fiche descriptive du site n°6

Description générale : versant côtier présentant plusieurs formes de ravinement d'ordre métrique, avec une pente de 45 à 55°. Les terrains sont essentiellement schisteux avec des passages conglomératiques à galets de quartz, surmontés par des formations rougeâtres quaternaires à matrice sableuse d'une épaisseur allant jusqu'à 30 m. Les dépôts de pente s'étendent jusqu'à 50 m de longueur depuis le bas du versant vers le haut, constitués par des éléments polygéniques hétérométriques.

Description de l'instabilité : éboulements de blocs rocheux depuis le sommet du versant vers le bas, en plus de la formation des ravins et des vallons dans la formation quaternaire. Au niveau des vallons, un sapement des berges se produit chaque période pluvieuse et qui se traduit par des glissements vers le centre du vallon. Les principaux facteurs responsables des instabilités sont la lithologie favorable, le degré de la pente et l'écoulement des eaux. Les mouvements ont causé et continuent de provoquer de différents dégâts sur les habitations construites au niveau du versant, sur la population locale et leurs biens.



Lieu : Quaa Aserrasse

Date : 17/07/2020

Coordonnées GPS : 35° 24' 45'' N, 5° 04' 15'' W

Formation : Schistes

Figure 51 : Fiche descriptive du site n°7

Description générale : grand versant côtier avec une pente de 35° à 50°, présentant quelques formes de ravinement, limitée par l'ouest par une petite vallée. Le socle correspond à des schistes siluriens à intercalation conglomératique gréseuse, surmontés par des altérites et des dépôts de pente en bas du versant.

Description de l'instabilité : ancien grand glissement où se développent des mouvements secondaires de glissements et d'éboulements de roches de différentes dimensions. Les facteurs responsables des mouvements sont le degré de pente, facteurs anthropiques qui accélèrent l'instabilité, les fortes précipitations et l'écoulement des eaux. Les mouvements sont toujours actifs et représentent une menace quotidienne sur la route, les habitations au sein, en amont et à leur proximité. Plusieurs constructions ont été abandonnées, suite à leur destruction complète ou partielle avec l'apparition de fissures au niveau des murs et des toits.



Lieu : Tr routier Quaa Aserrasse-Cap Zaouia

Date : 17/07/2020

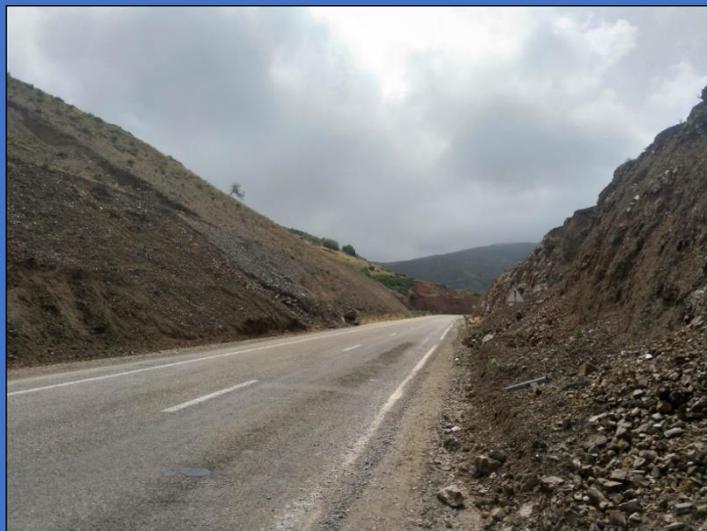
Coordonnées GPS : 35° 24' 11'' N, 5° 03' 19'' W

Formation : Schistes

Figure 52 : Fiche descriptive du site n°8

Description générale : dans ce site, une petite colline à l'entrée du village de Targha a été aménagée pour la traversée de la route nationale (N 16). L'aménagement a donné lieu à des talus routiers avec des pentes de 60 à 90°. Les formations sont très fracturées et composées de micaschistes avec des bancs gréseux intercalés.

Description de l'instabilité : effondrements des deux talus routiers qui génèrent de leur tour des mouvements secondaires d'éboulements et de coulées de boues vers la chaussée. Les différents mouvements sont déclenchés le plus souvent pendant les périodes de pluies intenses avec la retombée d'un volume important de matériaux. Les facteurs anthropiques sont directement responsables des mouvements de terrain en raison de la création de l'instabilité par la déstabilisation du support du talus et l'augmentation du degré de la pente, puis naturelles tenons compte de la géologie favorable et l'augmentation de la pression interstitielle.



Lieu : Entrée village Targha

Date : 17/07/2020

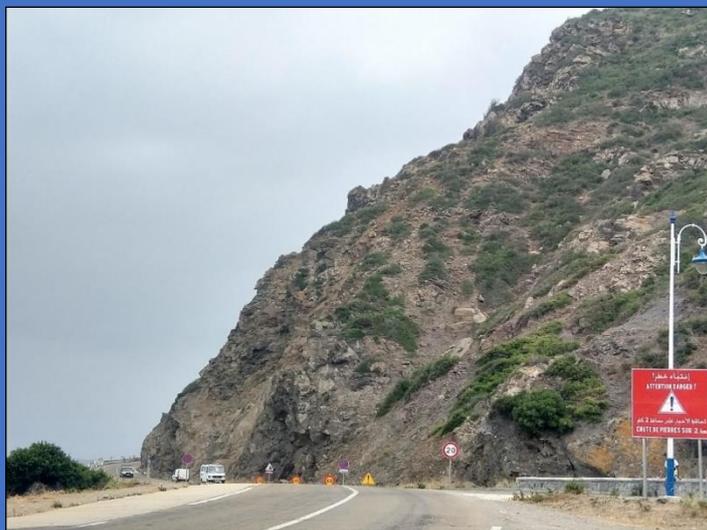
Coordonnées GPS : 35° 23' 25'' N, 5° 01' 21'' W

Formation : Micaschistes

Figure 53 : Fiche descriptive du site n°9

Description générale : versant côtier de 2 km de longueur limité de l'est par l'oued Azenti et de l'ouest par l'oued Targha. La lithologie correspond à des micaschistes très fracturés avec des bancs gréseux intercalés. Le versant présente plusieurs structures géologiques dont des plis, des failles et d'autres discontinuités.

Description de l'instabilité : Plusieurs mouvements sont enregistrés dans ce site dont des effondrements de talus, des éboulements de roches et de blocs et de coulées de boues. La principale cause du mouvement dans ce tronçon est le degré de la pente qui atteint dans certains endroits les 90°, ensuite les fortes précipitations et l'écoulement des eaux souterraines qui affaiblit la cohésion mécanique. L'activité des mouvements dans ce site est très forte en raison de tous les facteurs mentionnés auparavant. La route nationale qui passe par-dessous le versant est la plus exposée aux dégâts des mouvements de terrain.



Lieu : Plage Marchata

Date : 17/07/2020

Coordonnées GPS : 35° 23' 16'' N, 5° 00' 18'' W

Formation : Micaschistes

Figure 54 : Fiche descriptive du site n°10

Description générale : versant côtier dans présentant une pente de 55 à 65°. La nature de la roche correspond à des micaschistes à intercalation gréseuse. La roche a une texture massive, très fracturée dont les couches sont orientées N 135, 40 SSE.

Description de l'instabilité : glissement suivi de mouvements secondaires d'éboulements et de coulées boueuses, ainsi que des effondrements de blocs massifs depuis le bas du versant vers la plage. Les causes responsables des mouvements sont a priori le degré de pente, l'écoulement des eaux, les activités anthropique et l'érosion marine. Les mouvements sont toujours actifs surtout pendant les périodes du mauvais temps. Les risques touchent surtout la route nationale qui passe à mi-versant.



Lieu : Plage Azenti

Date : 15/09/2022

Coordonnées GPS : 35° 22' 16'' N, 4° 59' 02'' W

Formation : Micaschistes

Figure 55 : Fiche descriptive du site n°11

Description générale : versant côtier à exposition est, d'une hauteur de 120 m et d'une pente de 50 à 55°. La lithologie dans ce site correspond à des péridotites très altérées et fracturées. De grandes failles sont identifiées au niveau de ce versant qui ont des orientations parallèles aux versants.

Description de l'instabilité : glissements de terrain suivis de mouvements secondaires d'éboulements et de coulées de boue. Le périmètre du glissement continue toujours de s'agrandir à travers des sapements périodiques des bordures du glissement. Les causes responsables des glissements sont le degré de pente, la lithologie favorable, l'écoulement des eaux et les activités anthropiques qui contribuent à la déstabilisation du versant.



Lieu : PK (point kilométrique) 155

Date : 17/07/2020

Coordonnées GPS : 35° 18' 51'' N, 4° 55' 28'' W

Formation : Péridotites

Figure 56 : Fiche descriptive du site n°12

Description générale : versant côtier d'une hauteur de 200 m, et d'une pente de 65° au niveau de la route et augmente tout en allant vers le sommet jusqu'à 80° constituant une falaise abrupte. La lithologie correspond à des péridotites massives très altérées, fracturées et fissurées.

Description de l'instabilité : un géant glissement allant jusqu'à 600 m de largeur et 120 m de longueur, suivi de mouvements secondaires d'éboulements de gros blocs et de coulées boueuses. Les causes responsables des mouvements sont pareilles que celles du site précédent. Le glissement est très actif, le dernier jeu du glissement a été enregistré en 2018 avec de lourds dégâts matériels sur la route nationale (destruction complète de la chaussée sur une longueur de 500 m, bombement au niveau de la route, destruction des panneaux de signalisation et des barrière protectrices sur les bordures de la route).



Lieu : PK (point kilométrique) 158

Date : 17/07/2020

Coordonnées GPS : 35° 18' 31'' N, 4° 54' 41'' W

Formation : Péridotites

Figure 57 : Fiche descriptive du site n°13

Description générale : la morphologie du site correspond à une vallée traversée par la rivière Yahya Aarab, avec un flanc à exposition est et son opposé à exposition ouest. Cette vallée étroite présente des crêtes avec des pentes allant jusqu'à 70° formées par des escarpements rocheux. La nature lithologique dans ce site correspond à des péridotites très altérées, surmontées par des altérites et dépôts de pentes de couleur jaunâtre et des dépôts quaternaires fluviaux de couleur rougeâtre correspondant aux terrasses de la rivière. Les péridotites sont très fracturées et présentent un pendage sub-vertical.

Description de l'instabilité : chutes de blocs à partir des deux versants de la vallée, sapement des berges qui cause des glissements de la formation alluviale, présence de ravinements d'ordre métrique au niveau des altérites et des formations fluviales. Les causes responsables des mouvements sont le degré de la pente, la lithologie favorable, et l'écoulement des eaux. L'instabilité continue toujours d'évoluer en menaçant quotidiennement les habitations construites en aval de la vallée, la route nationale et les pistes campagnardes.



Lieu : Oued Yahya Aarab

Date : 17/07/2020

Coordonnées GPS : 35° 17' 13'' N, 4° 53' 28'' W

Formation : Péridotites

Figure 58 : Fiche descriptive du site n°14

Description générale : morphologiquement, le site correspond à une vallée où traverse la rivière Jnan Nich. La pente des deux versants de la vallée est d'environ 50°. Le secteur est formé par des roches péridotitiques et des dépôts fluviaux rougeâtres dans les berges de la rivière. La zone connaît une forte activité hydrogéologique à partir de plusieurs sources existantes au niveau des versants.

Description de l'instabilité : présence de ravinements, décollement des ravins et sapement des berges de la rivière. Les ravins ont une longueur d'ordre métrique et une profondeur allant jusqu'à 3 m. Les causes d'instabilité sont le degré de la pente, la lithologie correspondant à des péridotites altérées et fracturées, l'écoulement des eaux et l'exposition des versants. Les mouvements ont une activité plus ou moins lente mais peuvent représenter un danger sur les pistes et les habitations.



Lieu : Jnan El Nich

Date : 17/07/2020

Coordonnées GPS : 35° 16' 32'' N, 4° 52' 02'' W

Formation : Péridotites

Figure 59 : Fiche descriptive du site n°15

Description générale : versant côtier plongeant jusqu'à la plage, présentant plusieurs formes de ravinement (jusqu'à 10 m de largeur) dans la moitié inférieure du versant, avec une pente de 50 à 55°. La lithologie dominante correspond à des micaschistes très fracturés avec des intercalations conglomératiques gréseuses et des formations rougeâtres quaternaires au niveau des ravins. L'écoulement souterrain suivant le pendage des couches, le système de fracturation et la pente du versant, a donné lieu à des sources d'eau douce en bas du versant à proximité de la plage.

Description de l'instabilité : effondrement des talus routiers, éboulement de roches et de blocs, sapement et décollement des bords des vallons. Les causes responsables des mouvements sont à priori, le degré de pente, l'écoulement des eaux au niveau du versant et la lithologie favorable. Le secteur présente une forte activité d'instabilités de terrain ; le dernier grand mouvement de terrain a été enregistré le 24 Mars 2020, par l'effondrement de la moitié de la route et éboulements à partir du haut du versant vers la chaussée. Les dommages affectent surtout l'infrastructure routière (chaussée, barrières protectrices, système des conduits souterrains, etc.).



Lieu : Tarraret

Date : 19/07/2020

Coordonnées GPS : 35° 14' 20'' N, 4° 49' 01'' W

Formation : Micaschistes

Figure 60 : Fiche descriptive du site n°16

Description générale : versants côtiers caractérisés par des pentes de 45 à 60°. La lithologie correspond essentiellement à des micaschistes très fracturées et fissurées à intercalations gréseuses, avec des dépôts de pente résultants de l'altération et de l'érosion hydrique au niveau des ravins et des vallons.

Description de l'instabilité : multitude de glissements de terrain de différentes tailles sur tous le long du tronçon routier, effondrement des talus routiers aménagés et éboulements de roches vers la chaussée. Les causes responsables des mouvements sont le degré de la pente, la lithologie favorable, l'écoulement des eaux et l'intervention anthropique au niveau des talus routiers. Les mouvements de terrain dans cette zone sont toujours actifs surtout pendant les périodes pluvieuses, causant de lourds dégât sur l'infrastructure routière (apparition de gros fractures et fissures sur les bordures de la route, bombement de la chaussée, dégradation du bitume routier, destruction des barrières protectrices et des panneaux de signalisation).



Lieu : Tr routier entre Amtar et Taghassa

Date : 19/07/2020

Coordonnées GPS : 35° 13' 33'' N, 4° 45' 44'' W

Formation : Micaschistes

Figure 61 : Fiche descriptive du site n°17

Description générale : colline côtière d'une pente de 40 à 45°, située à l'est de la vallée de l'oued Malleh, contenant plusieurs formes de ravinement surtout dans la partie inférieure de la colline. Lithologiquement, ce sont des schistes à intercalation conglomératiques gréuses de la nappe d'Akaili et équivalents de ceux de la région de l'Oued Laou. La formation des ravins sur tous le long de la colline indique la présence d'une forte circulation superficielle et souterraine d'eau.

Description de l'instabilité : présence de 5 glissements au niveau de cette colline, dont 3 ont une exposition ouest et 2 ont une exposition nord, et qui sont tous suivis de mouvements secondaires d'éboulement de gros blocs et de roches et des coulées de boues, sans oublier de mentionner la formation de ravinements. Les principales causes des mouvements sont le degré de la pente, l'écoulement des eaux et l'intervention anthropique à travers l'excavation du pied du versant. L'instabilité dans cette colline est toujours active ; chaque année plusieurs mouvements sont enregistrés provoquant des dégâts importants sur l'infrastructure routière.



Lieu : Taghassa

Date : 19/07/2020

Coordonnées GPS : 35° 12' 54'' N, 4° 43' 47'' W

Formation : Schistes

Figure 62 : Fiche descriptive du site n°18

Description générale : versant côtier de 45° de pente, contenant plusieurs formes d'instabilités dont des ravinements au niveau de la partie inférieure du versant. La lithologie est schisteuse avec des intercalations de grès, présentant plusieurs fractures et de fissures. La formation des ravins dans la partie inférieure du versant indique la présence d'une forte circulation superficielle et souterraine d'eau.

Description de l'instabilité : présence de plusieurs cicatrices indiquant le début d'un ou plusieurs glissements ; effondrement des talus routiers aménagés engendrant de temps en temps des éboulements de pierres, formation de ravinements vers la partie inférieure du versant. Les causes susceptibles de créer ces formes d'instabilité, sont le degré de pente, l'écoulement des eaux et les facteurs géologiques (lithologie et fracturation). L'instabilité dans ce secteur est toujours active. Elle se traduit par l'apparition et le développement de plusieurs fractures au niveau de la chaussée. On signale également le développement des cicatrices d'arrachements dans le versant. La route nationale peut s'effondrer à tout moment, ce qui représente une menace pour les passagers.



Lieu : Madchar Amzadji (Côte)

Date : 19/07/2020

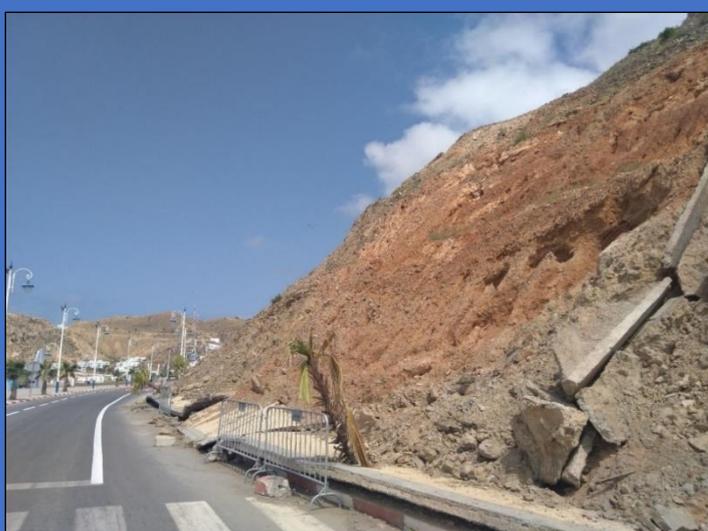
Coordonnées GPS : 35° 12' 03'' N, 4° 42' 21'' W

Formation : Schistes

Figure 63 : Fiche descriptive du site n°19

Description générale : versant côtier limité de l'est par l'oued Jebha et de l'ouest par l'oued Ouringa, présentant un couvert végétal assez important. La lithologie dans cette colline correspond aux schistes à intercalations gréseuses de la nappe d'Akaili, avec présence de formations rougeâtres quaternaires et dépôts de pente dans la partie inférieure du versant.

Description de l'instabilité : effondrement du talus routier, éboulements de roches et de blocs depuis le sommet du versant côtier vers le bas, avec un risque de remobilisation de tous ces mouvements. Les éboulis atteignent un diamètre de 2 m. Les causes responsables de ces mouvements sont principalement d'origine anthropique, puis naturelles compte tenu de la géologie favorable et l'écoulement des eaux. Les mouvements sont très actifs surtout pendant les périodes pluvieuses extrêmes, et représentent un danger réel l'infrastructure routière, les automobilistes et les piétons (destruction de la chaussée, des trottoirs, des panneaux de signalisation et des palmiers plantés le long des trottoirs).



Lieu : Jebha

Date : 19/07/2020

Coordonnées GPS : 35° 12' 19'' N, 4° 40' 17'' W

Formation : Schistes et dépôts quaternaires

Figure 64 : Fiche descriptive du site n°20

Description générale : cirque côtier sous forme d'un amphithéâtre dans le lequel pénètre la mer Méditerranée et limité par de hautes falaises maritimes atteignant les 150 m d'altitude. Ces dernières sont formées par des calcaires jurassiques appartenant à la chaîne de la dorsale calcaire du Rif interne. Structuralement, les calcaires sont très fracturés et présentent plusieurs formes de dissolution ; une série de ravins, présente dans le versant côtier, entaillent le relief en vallées très étroites et perpendiculaires au littoral.

Description de l'instabilité : éboulements de roches vers la plage, avec parfois des coulées de boues. Nous mentionnons aussi la présence de formes de ravinement qui accélèrent le processus d'instabilité à travers le décollement des ravins. Les causes responsables de l'apparition des formes d'instabilité sont le degré de pente, le couvert végétal très réduit, l'écoulement des eaux et l'action érosive des vagues qui érodent le support du versant. L'endroit connaît une évolution annuelle des mouvements de terrain et représente un risque sur les gens qui fréquentent la plage, sans oublier de mentionner la dégradation du paysage de cet endroit touristique.



Lieu : Jebha (Plage Monica)

Date : 19/07/2020

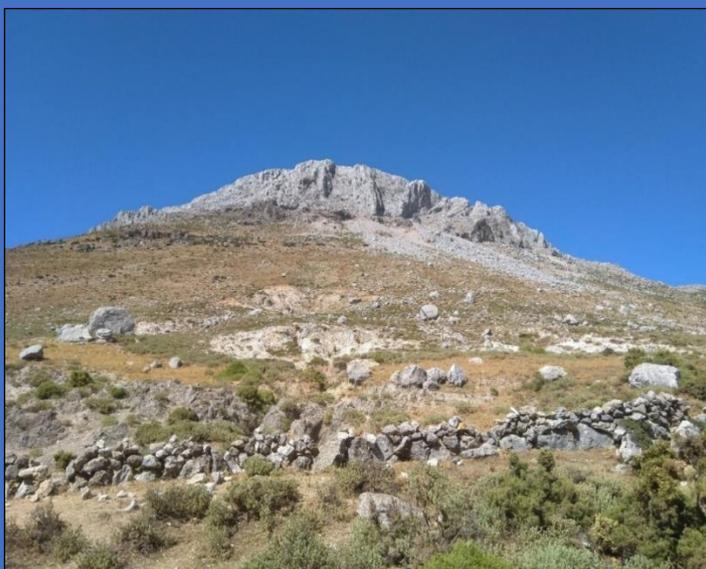
Coordonnées GPS : 35° 12' 34'' N, 4° 39' 24'' W

Formation : Calcaires

Figure 65 : Fiche descriptive du site n°21

Description générale : la zone correspond à une dépression tectono-karstique entourée par des falaises. Le village Dar khenouss est construit vers le bas d'un versant raviné de 30 à 65° culminé par une falaise rocheuse d'une pente de 85 à 100°. Sur le plan structural, les falaises sont très fracturées et fissurées, avec présence de plusieurs plans de discontinuités tectoniques dont des diaclases, des failles et des chevauchements ; la stratification S0 est orientée en général N 155, 45 ENE au niveau du versant ; vers la falaise la série devient sub-verticale avec un pendage de 85 à 90°. Toujours au niveau de la falaise, le système de faille comprend deux directions dominantes, il s'agit des N 125, 35 WSW et des N 100, 40 S.

Description de l'instabilité : effondrement de la falaise donnant de temps en temps naissance à des éboulements multiples de blocs de différentes tailles (quelques mm à 8 m), et présence de gros ravinements dans la partie médiane du versant. Les vides témoins sont marqués au niveau de la falaise, indiquant l'endroit du détachement de la masse écroulée. Les principales causes des mouvements sont le degré de la pente, la fracturation, la circulation des eaux et peut être les séismes. Les villageois ont songé à bâtir un mur protecteur du village des mouvements de terrain, mais son efficacité est peu considérable du moment que des gros blocs peuvent s'écrouler à tout moment et détruire tous sur leurs chemins.



Lieu : Jbel Bouzaitoune

Date : 23/08/2020

Coordonnées GPS : 35° 29' 20'' N, 5° 19' 58'' W

Formation : Calcaires blanchâtres

Figure 66 : Fiche descriptive du site n°22

Description générale : versant d'une vallée d'une pente de 30 – 40°. Vers le sommet, plusieurs ravins se sont formés. Du point de vue lithologique, le secteur comprend une alternance de grès grossier micacés et de pélites sombres surmontés, par endroit, par des dépôts de pentes et par une formation d'altérites rougeâtre (argilites) surtout au niveau des ravins. Le long du sommet de la montagne, des résurgences d'eau sont situées au milieu des ravins et accélèrent le processus de sapement et par cela leur évolution géométrique.

Description de l'instabilité : formation de ravinements d'ordre métrique le long du versant à exposition ouest, et qui ont connu une évolution, par endroit, en glissements de terrain circulaires. Les principales causes intervenant dans ces mouvements sont à priori la circulation des eaux, le degré de la pente. L'évolution des mouvements de terrain dans ce secteur est lente, en revanche, elle présente tout de même une menace sur les pistes campagnardes qui se situent juste au-dessus des formes d'instabilité ainsi que sur les champs d'agricultures.



Lieu : Zaouiet Sidi Kacem

Date : 25/08/2020

Coordonnées GPS : 35° 28' 09'' N, 5° 13' 17'' W

Formation : Grès

Figure 67 : Fiche descriptive du site n°23

Description générale : vallée d'une forme allongée dont le flanc ouest présente plusieurs formes de ravinement et une pente de 30 à 40°. La lithologie dans ce secteur correspond à des schistes très fracturés à intercalations gréseuses de la nappe d'Akaili, surmontés par des dépôts de pente d'âge Quaternaire.

Description de l'instabilité : glissement situé juste au-dessous du village Soualel, avec présence de ravinements partout au niveau du versant. Le glissement est d'ordre métrique (150 m de longueur et 100 m de largeur) et qui s'est déclenché par l'évolution d'un ravin préexistant. Les principales causes du glissement sont les écoulements des eaux, le degré de la pente et l'augmentation des charges en amont à travers la construction du village. Dans ce secteur, l'évolution de l'instabilité est lente au fil du temps, en revanche, elle peut présenter un risque du fait qu'elle est très proche du village (20 m), et nuire à la population locale à travers la destruction des terrains agricoles et des maisons.



Lieu : Soualel

Date : 21/05/2021

Coordonnées GPS : 35° 29' 13'' N, 5° 10' 30'' W

Formation : Schistes-gréseux

Figure 68 : Fiche descriptive du site n°24

Description générale : petite vallée au sein de la montagne (Jbel Dhar Neseq), avec une pente allant de 25 à 30°, présentant plusieurs formes de ravinement. La nature de la roche correspond aux schistes argileux et conglomérat à galets de quartz de la nappe d'Akaili, avec formation des dépôts de pente. Le secteur comprend plusieurs sources qui se localisent en général en amont du ravin, ce qui indique une circulation importante d'eaux souterraines.

Description de l'instabilité : formation de plusieurs formes de ravinements et apparition de plusieurs cicatrices d'arrachement à proximité des ravins. La plupart des ravins sont d'ordre métrique et localisés en amont du versant. Les causes responsables de la création de ces formes d'instabilité sont surtout le facteur des écoulements des eaux, la géologie favorable et l'augmentation des charges en amont et en aval du versant. L'évolution de l'instabilité est lente au fil du temps, tout de même, elle peut se transformer en des mouvements de terrain et causer des dégâts considérables sur les habitations qui se situent aux alentours.



Lieu : Tassift

Date : 22/05/2021

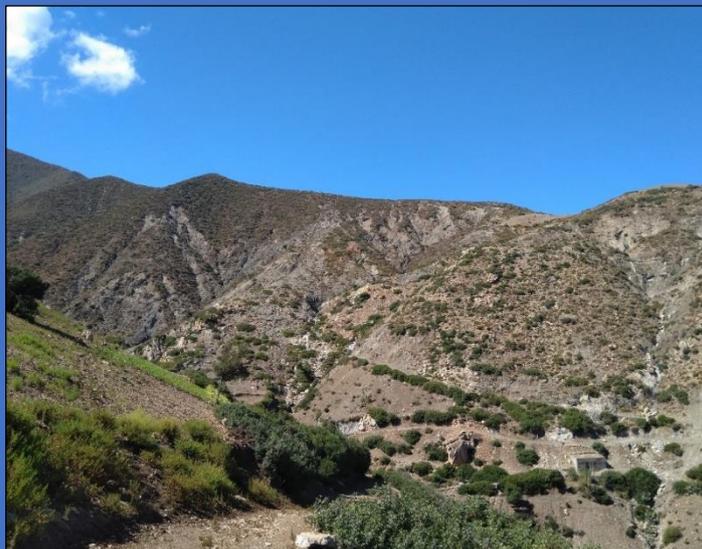
Coordonnées GPS : 35° 29' 20'' N, 5° 19' 58'' W

Formation : Schistes

Figure 69 : Fiche descriptive du site n°25

Description générale : vallée étroite et allongée sur une longueur de 5 km et une largeur de 3 km, qui comprend plusieurs formes d'instabilité dont des ravinements, des décollements, des glissements et des éboulements. Le flanc Est de la vallée a une pente allant jusqu'à 45° et le flanc ouest a une pente allant jusqu'à 55°. La vallée dispose d'une richesse lithologique remarquable ; en effet, il s'agit des péridotites, des kinzigistes et des gneiss de l'unité Filali, en plus des formations altéritiques et des dépôts de pente d'âge Quaternaire. Le secteur comprend plusieurs sources, indiquant une forte activité hydrologique et hydrogéologique.

Description de l'instabilité : plusieurs types d'instabilités sont enregistrés au niveau de cette vallée ; des glissements et des ravinements dans les deux versants de la vallée, en plus des éboulements au niveau du sommet du versant ouest. Ce dernier est le plus peuplé et aussi le plus occupé par les mouvements gravitaires. Les causes responsables de tous ces formes de mouvement sont le degré de la pente, l'écoulement des eaux, la géologie favorable, l'occupation des sols et l'absence du couvert végétal dans le flanc ouest. Les différents mouvements de terrain présents dans cette vallée, représentent un grand danger pour le village qui se trouve encerclé par tous ces formes d'instabilités.



Lieu : Tazemourt

Date : 23/09/2022

Coordonnées GPS : 35° 13' 28'' N, 4° 52' 08'' W

Formation : Péridotites

Figure 70 : Fiche descriptive du site n°26

Description générale : montagne de 1000 m d'altitude dont le versant à exposition est présente une pente de 40°. La lithologie correspond à des dolomies massives claires présentant plusieurs formes de dissolution et structures tectoniques. Le secteur comprend plusieurs sources, ce qui indique une forte activité hydrologique et hydrogéologique.

Description de l'instabilité : éboulements de blocs et de roches depuis le sommet du versant. La taille des éléments éboulés varie de quelques cm à 3 m. Les facteurs causatifs probables des éboulements sont le degré de pente, la densité élevée des discontinuités et l'effet du gel/dégel de l'eau dans les roches. Les mouvements connaissent une activité lente, tout de même ils représentent une menace quotidienne sur les villageois.



Lieu : Taouraret

Date : 23/09/2022

Coordonnées GPS : 35° 10' 26'' N, 4° 46' 04'' W

Formation : Dolomies

Figure 71 : Fiche descriptive du site n°27

Description générale : montagne de 1230 m d'altitude, limitée par l'ouest et l'est par deux rivières (Oued Aoudal et Oued Tarezzalt). Les deux versants comprennent plusieurs formes de ravinement et une pente de 45°. La composition lithologique correspond à des alternances calcaro-dolomitiques de la chaîne Dorsale calcaire. La roche présente plusieurs structures d'origine tectonique (failles, chevauchements, plis, diaclases, etc.) ainsi que d'origine exogène d'altération et de dissolution (karsts, cavités, fissures, etc.). L'écoulement des eaux dans la montagne a donné naissance à plusieurs sources, ainsi à la formation de ravins et de petits vallons.

Description de l'instabilité : deux types de mouvement sont enregistrés au niveau de cette montagne ; des éboulements de blocs et de roches depuis le sommet vers le bas ainsi que des glissements vers le pied de la montagne à proximité des cours d'eaux. Les causes responsables des mouvements sont surtout la forte activité de l'écoulement des eaux, le degré de pente et la géologie de la région. Les mouvements sont actifs pendant les périodes pluvieuses et peuvent provoquer des dégâts sur les habitations, les champs agricoles et les pistes de compagne.



Lieu : Amesfoul

Date : 26/09/2022

Coordonnées GPS : 35° 10' 09'' N, 5° 43' 37'' W

Formation : Calcaires-dolomies

Figure 72 : Fiche descriptive du site n°28

Description générale : versant ouest d'une vallée présentant une pente allant de 40 à 55°, comprenant plusieurs formes de ravinement dans sa partie inférieure. La lithologie correspond aux faciès flychoïde grésopélimitiques et calcaroschisteux très fracturés du Crétacé. Le versant comprend plusieurs vallons, ravins et des conduits d'eau naturels d'où la déduction de la présence de plusieurs résurgences d'eau.

Description de l'instabilité : éboulements de roches depuis le sommet de versant vers le bas. Les éboulis ont des formes et tailles différentes et peuvent aller jusqu'à 2 m. présence de plusieurs glissements au niveau de bas du versant qui représente la rive ouest du vallon, plus des sapements des berges du cours d'eau qui accélèrent l'activité du glissement. Ce sont des glissements circulaires qui ont une activité permanente et peuvent se déclencher soudainement surtout pendant les périodes du mauvais temps. Les causes responsables des mouvements de terrain sont surtout la géologie favorable, le degré de pente et l'écoulement des eaux. Pour l'instant, les mouvements n'ont pas causé de dégâts, mais représentent une menace pour les habitations élevées en amont et en aval de ces formes d'instabilités.



Lieu : Afrhâl

Date : 27/09/2022

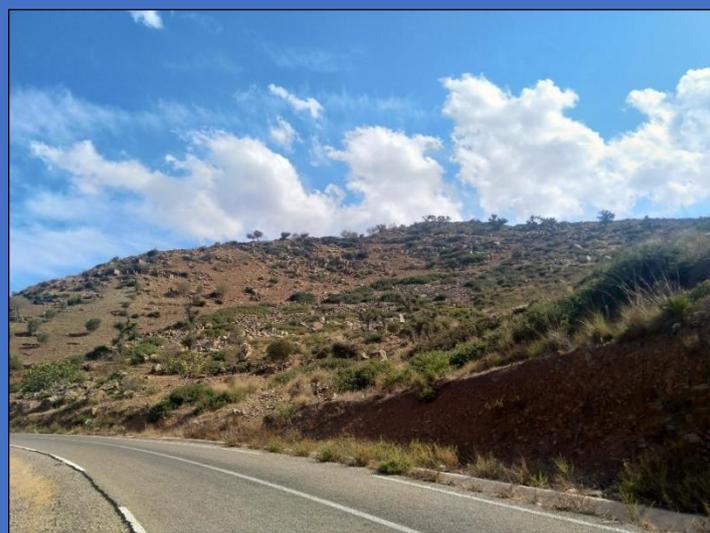
Coordonnées GPS : 35° 09' 43'' N, 4° 43' 14'' W

Formation : Flysch (Calcaire-schiste)

Figure 73 : Fiche descriptive du site n°29

Description générale : la morphologie du site correspond à un versant ouest de la vallée de l'oued Ouringa, d'une pente moyenne de 43°. Géologiquement, la roche correspond aux faciès flychoïde calcaropélimitiques très fracturée d'âge Crétacé, présentant plusieurs fractures et fissures dont des failles orientées dans différents sens.

Description de l'instabilité : éboulements de roches et de blocs vers la chaussée. Les éboulis ont une taille variable de quelques cm à 3 m. Les causes responsables du mouvement sont surtout le degré de pente et l'écoulement des eaux. Les éboulements ont une activité moyenne, et représentent quotidiennement une menace sur les habitations en dessous, la route et ses utilisateurs.



Lieu : Raouda

Date : 27/09/2022

Coordonnées GPS : 35° 29' 20'' N, 5° 19' 58'' W

Formation : Flysch (Calcaires-schistes)

Figure 74 : Fiche descriptive du site n°30

CHAPITRE 5 : ANALYSE DE L'INFLUENCE DES FACTEURS CAUSATIFS DES INSTABILITES DE TERRAIN

1. Introduction

L'évaluation des facteurs causatifs des d'instabilités de terrain représente toujours un sujet d'actualité. En effet, les études sont rares d'autant que les techniques de l'évaluation sont toujours en cours de développement. L'utilisation d'une technique d'évaluation tient compte du matériel disponible et de l'objectif recherché. Dans cette partie, les facteurs causatifs des instabilités de terrain au niveau des 30 sites d'études précédemment décrits, seront analysés en détail. Les analyses statistiques multivariées seront appliquées pour évaluer les facteurs causatifs des instabilités de terrain. Quant aux analyses statistiques bivariées, elles serviront à analyser les modalités des facteurs causatifs.

2. Analyses statistiques multivariées des facteurs causatifs

2.1. Introduction

L'évaluation d'un facteur causatif concerne sa capacité à contrôler le type et la distribution spatiale des instabilités de terrain en présence d'autres facteurs causatifs (Guzzetti et al., 2008). L'importance d'un facteur dépend de son degré d'influence, c'est-à-dire sa capacité à déterminer la typologie et la fréquence des instabilités de terrain existants. En effet, au niveau de chaque instabilité de terrain de la zone d'étude, (Tang et al., 2020) ont démontré qu'un seul facteur peut être prépondérant, alors que d'autres auteurs ont souvent mis en évidence la combinaison de plusieurs facteurs (Martin-Campina, 2005; Capecchi et al., 2015). Les poids d'influence attribués aux facteurs causatifs diffèrent, car leurs caractéristiques varient d'une région à l'autre (Jebur et al., 2014 ; Liu et al., 2021). Concernant l'évaluation des facteurs causatifs, la majorité des travaux actuels sont focalisés sur l'analyse de la susceptibilité aux mouvements de terrain à travers l'association des différents facteurs par l'intermédiaire de méthodes statistiques. L'évaluation figure dans la corrélation du résultat de susceptibilité avec chaque facteur. On note que le meilleur résultat est celui qui attribue un poids pour chaque facteur dans l'analyse. Les façons pour classer les facteurs selon leur poids d'influence sont très rares ; la plus connue est celle qui tient compte du jugement de l'expert basé sur une interprétation visuelle des interrelations entre les paramètres. Ceci-dit, les façons basées sur les jugements montrent toujours des subjectivités et peuvent engendrer des résultats qui ne reflètent pas complètement la réalité. L'utilisation importante du jugement de l'expert revient également aux qualités et aux quantités de données nécessaires et à la méthodologie adéquate à ce type d'analyse qui demeure toujours mal définie. Ici, l'évaluation des facteurs n'est pas du tout fondée sur la notion du risque ou de susceptibilité. Les facteurs sont plutôt évalués en fonction de leur interrelation par rapport à des phénomènes d'instabilités déjà existants. L'interrelation et la corrélation entre les facteurs ne peut être obtenue que par des techniques d'analyse factorielle (Leroi et al., 2001). Le choix de la technique d'analyse factorielle est tributaire aux données d'entrée. Ici, elle est basée sur le nombre et les types des facteurs des instabilités, d'autant que nous sommes en présence de la quasi-totalité des facteurs d'instabilités couramment présents dans la littérature. Par conséquent, une méthodologie d'évaluation du degré d'influence des facteurs causatifs, principalement ceux de prédisposition, sera optée, en utilisant une approche statistique multivariée. Cette dernière se fera via une analyse discriminante descriptive basée sur l'Analyse en Composante Principale (ACP) et l'Analyse des Correspondances Multiples (ACM).

2.2. Description de la méthodologie

L'Analyse des Correspondances Multiples (ACM) est une technique descriptive qui permet d'étudier l'association entre au moins deux variables qualitatives (Husson et Josse, 2014). Elle permet en effet d'aboutir à des représentations sur lesquelles on peut observer les proximités entre les sous-ensembles des modalités des variables qualitatives. Elle vise également à résumer l'information contenu dans un grand nombre de variables afin de faciliter l'interprétation des corrélations existantes entre les différentes variables. Dans le présent travail, l'ACM vient principalement pour fournir des classes d'instabilités ; c'est-à-dire analyser les similitudes entre les sites d'études dans une perspective multidimensionnelle afin de déterminer le nombre et les modalités des classes. Elle vient ensuite pour évaluer les corrélations entre les facteurs d'instabilités qualitatifs pour voir ceux qui interviennent le plus dans la détermination des classes d'instabilités de terrain. Un objectif particulier s'ajoute dans l'analyse et qui correspond à l'introduction de la variable supplémentaire « type d'instabilité » qui sera corrélée avec facteurs d'instabilités pour observer les liaisons possibles et valider l'analyse.

L'Analyse en Composante Principale (ACP) est un outil extrêmement puissant de compression et de synthèse de l'information, très utile lorsque l'on est en présence d'une somme importante de données quantitatives à traiter et interpréter (Guerrien, 2003). Elle permet de visualiser et d'interpréter les corrélations entre les variables quantitatives, même dichotomiques, afin de limiter le nombre de variables en gardant celles qui pèsent dans l'analyse. Concernant le sujet d'étude, l'ACP aura pour objectif de présenter les facteurs quantitatifs d'instabilités et de visualiser leurs corrélations afin de classer les facteurs selon leur degré d'importance. Elle aura également un but comparatif ; les résultats de l'ACP seront comparés avec les résultats de l'ACM afin d'approuver certaines interprétations.

2.3. Sites d'études et données d'entrées

Chaque site d'étude a été analysé dans l'objectif de dégager les différents facteurs de prédisposition qui auraient pu participer dans le déclenchement du mouvement de terrain. Les données ont été collectées de différentes sources, notamment à partir des missions de terrain, des cartes thématiques, des bases de données étatiques, des modélisations et retraitement des données sous des logiciels SIG, etc. Les tableaux ci-dessous présentent les variables utilisées en ACM et en ACP (Tableau 6 et 7). Les données d'entrées utilisées dans les analyses statistiques figurent en annexes

Tableau 6 : Définition des variables de l'ACM, utilisée aussi en annexe 3 (Tableau. 11).

Variable	Définition
Type	Trois types de mouvements de terrain pris en compte dans l'analyse : Les glissements : toutes les variétés des glissements de terrain ont été prises en considération à l'exception des coulées de boue. Les éboulements : nous nous référons aux éboulements dont le volume dépasse 10 m ³ Les sapements des talus routiers : Mouvements de masse engendrés dans des talus artificiels. un sapement peut correspondre à un glissement ou un éboulement d'une partie ou la totalité d'un talus routier.
Lithology	Gr: grès, S: schiste, MS: micaschiste, P: péridotite, C: Calcaire, D: dolomite, F: flysch
Liant	La nature du ciment ou de la matrice intercalée entre les joints de stratification (Q: quartzitique, Ar: argile, M: mica, Ca: calcite, Mr: marneux)

Pérsistance de la fracture	Mineure : Ne dépassant pas l'épaisseur du banc et/ou longueur <1m Moyenne : Traversant plusieurs bancs et/ou 1m < longueur <10 m Majeure : Extension décamétrique à hectométrique (10 à 100 m)
Remplissage de la fracture	Minéralisé : Minéraux d'une ou plusieurs générations visibles Colmaté : Remplissage diffus et homogène
Ouverture de la fracture	Précise si les fractures sont ouvertes ou jointives
Distribution des fractures	Système équivalent : Réseau de fracture homogène avec une distribution quadrillée Système prédominant : Réseau de fracture hétérogène avec une organisation aléatoire
Pendage/pente	Entrant (ent) : Les couches sont de direction opposée à celle de la pente du versant Sortant (sor) : Les couches sont de même direction que celle de la pente du versant
Pente	Douce : pente inférieur à 45° Légère : pente entre 45 et 55 ° Abrupte : pente entre 55 et 90 ° Très abrupte : pente supérieure à 90 °
Elevation	Représentée dans l'analyse par des classes pour figurer comme donnée qualitative
Exposition	On fait référence à l'exposition des versants selon les quatre points cardinaux : Nord, sud, est et ouest.
Cours d'eaux	Présence : le mouvement de terrain est en intersection avec une des composantes morphologiques d'un cours d'eau Absence : absence totale de cours d'eaux à proximité du mouvement de terrain
Source	Présence : Présence d'une source d'eau dans un rayon de 10 m à partir du centre du mouvement de terrain Absence : Absence totale de sources d'eaux à proximité du mouvement
Activité anthropique	Route : présence d'une route sur une distance maximale de 5 m Habitations : présence d'une habitation sur une distance maximale de 20 m Non affecté : absence de facteurs anthropiques à proximité du mouvement de terrain

Tableau 7 : Définition des variables de l'ACP, utilisée également en annexe 3 (Tableau. 12 et 13).

Variable	Définition
Φ (°)	Angle de frottement
C (kPa)	Cohésion
Densité (kg/m ³)	Masse volumique de la roche intacte
Densité des joints	Densité des discontinuités mécaniques : nombre de discontinuités mécaniques /m ³ . Estimée à partir de l'analyse des familles de fractures et des joints de stratification (Faible : entre 0 et 4 ; moyenne : entre 4 et 10 ; forte : supérieure à 10)
Précipitation (mm/an)	Taux de précipitations des 5 dernières années
Hauteur (m)	Hauteur du talus où se trouve le mouvement de terrain
Élévation (m)	Niveau d'élévation où se trouve la partie inférieure du mouvement de terrain
Densité du réseau hydrographique	Correspond au nombre de cours d'eau/m ² . Calculée à partir d'une analyse SIG qui classe les cours d'eaux en zones de magnitudes
NDVI	Indice de végétation normalisé différentiel
TWI	Indice d'humidité topographique
Instabilité géométrique	Le nombre d'instabilités géométriques (dièdres et glissements) obtenu avec une analyse de stabilité stéréographique typique

Les données traitées sont à la fois qualitatives et quantitatives. Certaines variables de l'ACM se retrouvent dans l'ACP en tant que variables quantitatives, tandis que d'autres sont spécifiques à l'ACP. Dans l'ACP, nous avons décidé de traiter indépendamment les glissements de terrain et les éboulements car la mécanique des mouvements est différente. Ainsi, une même variable

peut ne pas avoir le même poids d'influence dans les deux cas. Dans les deux ACP, l'élévation a été considérée comme une variable supplémentaire car elle perturbe les autres variables.

Dans l'ensemble de données de l'ACP des glissements de terrain, nous avons décidé d'ajouter certains paramètres géomécaniques : la cohésion, C et l'angle de friction, Φ . Compte tenu de l'endroit où le glissement de terrain s'est produit, la cohésion et l'angle de frottement sont calculés sur chaque site par une rétro-analyse à l'équilibre limite. Ainsi, l'ensemble des paramètres (C et Φ) qui donne un facteur de sécurité égal à 1 est calculé pour chaque description géométrique donnée. La modélisation numérique de chaque glissement de terrain a été réalisée avec FLAC/Slope (Itasca) (Fig. 75) (annexe 2). Comme il n'a pas été possible de réaliser des études de sol précises sur chaque site, nous avons dû accéder à une partie de nos paramètres géotechniques à partir de la littérature existante. Ainsi, C et Φ sont liés entre eux. Ils constituent donc des variables supplémentaires dans l'analyse. L'intérêt de leur présence est d'examiner leurs corrélations avec les autres variables actives.

Dans le cas de l'ACP des éboulements, la cohésion est considérée comme égale à zéro puisque les roches ont cédé ; ainsi, aucune valeur de cohésion n'est incluse dans l'analyse. En même temps, nous avons décidé d'inclure le nombre d'instabilités géométriques dans l'analyse. En effet, du point de vue de l'analyse de stabilité, c'est la répartition géométrique des discontinuités qui crée des blocs rocheux potentiellement instables. Comme il n'était pas possible de calculer tous les sites avec des ensembles de discontinuités statistiquement acceptables (Gasc-barbier et al, 2021), nous avons décidé de simplifier l'approche et de considérer le nombre d'instabilités géométriques obtenues sur chaque site par une simple analyse des stéréogrammes (Gasc-Barbier al, 2008).

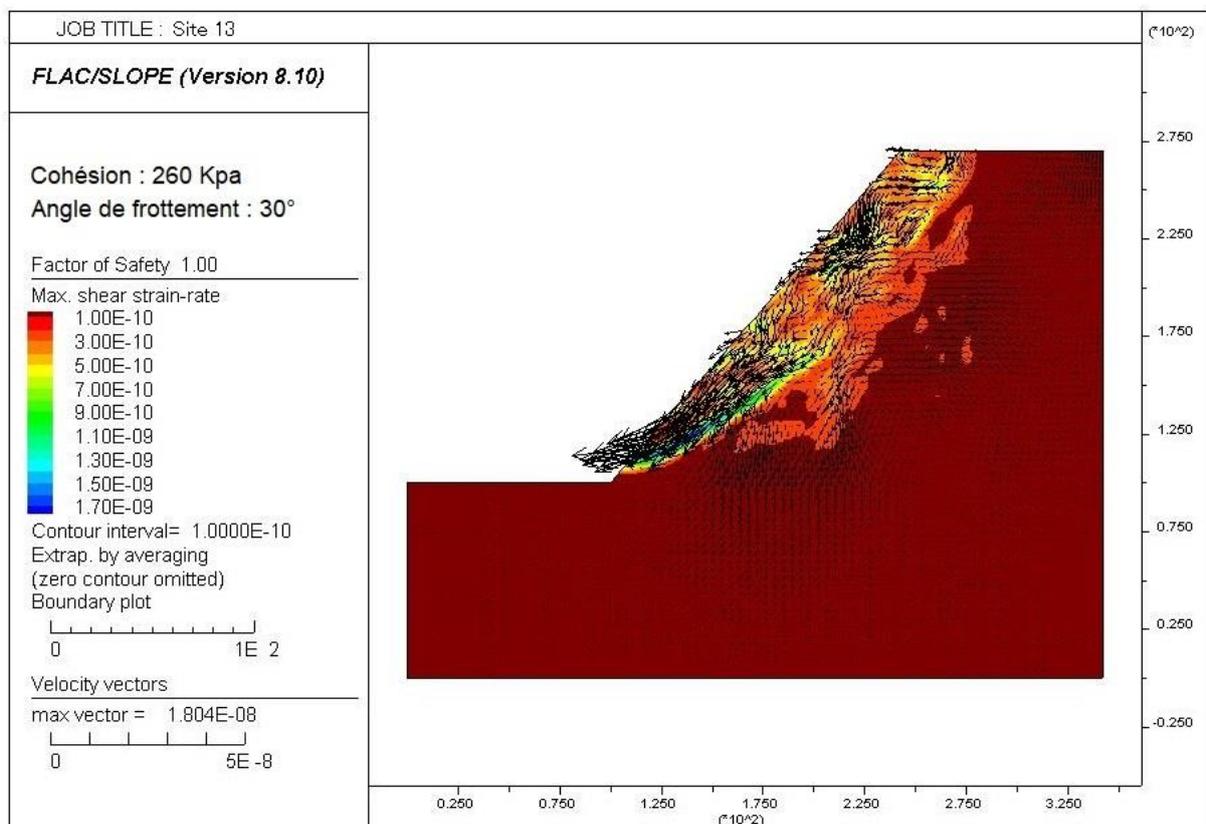


Figure 75 : Modélisation numérique du glissement du site 13

2.4. Application numérique des ACP et des ACM

L'évaluation des facteurs causatifs était basée sur les résultats de l'ACM et de l'ACP. Le package « FactoMineR » du langage de programmation R a été utilisé pour l'application numérique des deux méthodes (Lê et al, 2008). « FactoMineR » peut être implanté directement sur le package « Rcmdr » (Fox, 2005) qui permet de faire des analyses statistiques sans programmation. Les résultats peuvent être visualisés ensuite à travers la commande « Factoschiny », l'interface graphique de FactoMineR.

2.5. Analyse des Correspondances Multiples des facteurs causatifs

2.5.1.1. Choix du plan factoriel et distribution de l'inertie

L'inertie d'un axe mesure le lien entre l'axe et les variables. Le pourcentage d'inertie donné par chaque axe exprime la quantité d'information fournie par l'axe. En ACM, le pourcentage d'inertie est plus ou moins faible vu le nombre d'individus, de variables qualitatives et de leurs modalités. La détermination du nombre d'axes factoriels en ACM est délicate. Les critères les plus utilisés en analyse factorielle pour sélectionner les axes à interpréter sont le critère de Keiser (Braeken et van Assen, 2017) et le critère de Coude (Mbacké Dia et al., 2017). Ici, aucun des deux ne peut être utilisé. Le critère de Keiser suggère que les 10 premiers axes soient interprétés et, comme nous le verrons plus loin, seuls les quatre premiers axes seront considérés dans ces analyses statistiques. Le critère de Coude exige une décroissance importante entre un axe et un autre, ce qui n'est pas le cas dans notre diagramme d'inertie. En ACM, Le choix des plans factoriels utilisera un critère qui privilégie les axes regroupant le plus grand nombre de modalités des variables qui contribuent à leur construction. Les axes 1 et 2 correspondent aux dimensions qui ont le plus fort pourcentage d'inertie (25,9%) et qui regroupent la plupart des modalités étudiées (Fig. 76).

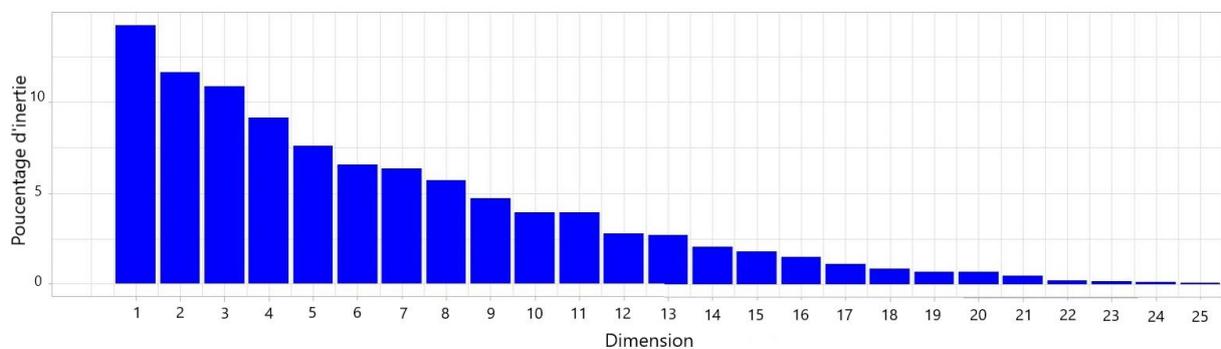


Figure 76 : Décomposition de l'inertie totale de l'ACM

2.5.1.2. Contribution des données aux axes

L'analyse compte 63 modalités, dont 55 sont actives et 11 supplémentaires. Pour une probabilité critique de 0,05, l'axe 1 est représenté par 10 variables et 24 modalités. La variable "Lithologie" est la plus liée à l'axe 1 avec un rapport de corrélation de 0,789. L'axe 2 est représenté par huit variables dont la variable "Elévation" étant la plus liée à cet axe. A l'exception des variables "Cours d'eau", "Source", "Pendage/pente", et "Ouverture de la fracture", toutes les autres variables sont bien représentées sur les axes 1 et 2 (Fig. 77). De même pour les individus, plus

un site d'étude contient des modalités rares, plus il est éloigné du centre du graphique et plus il contribue à la formation des axes.

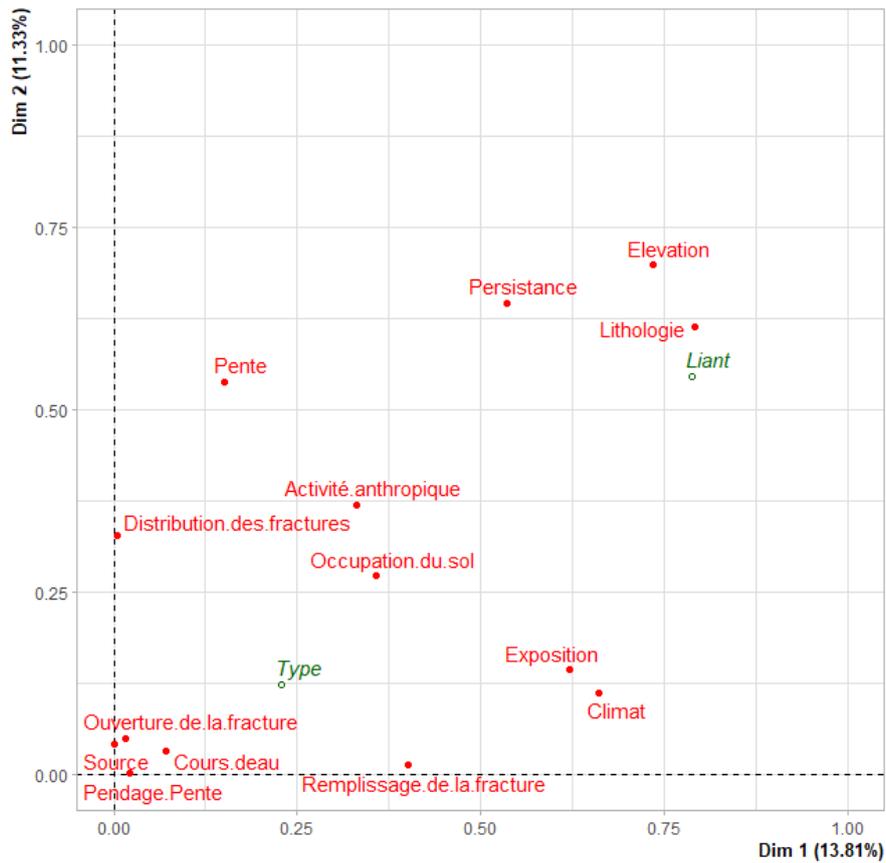


Figure 77 : Graphe des variables de l'ACM

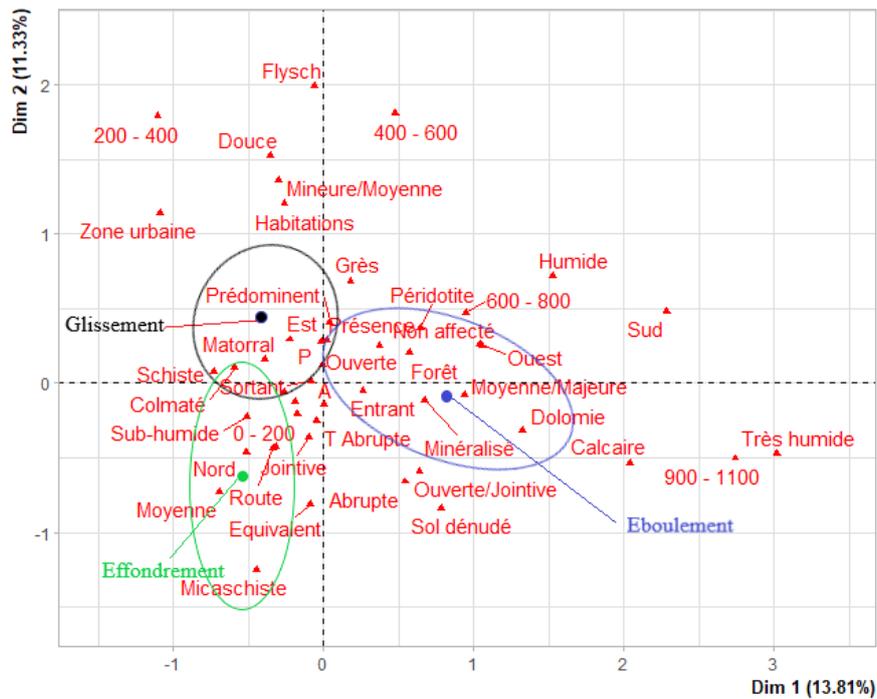


Figure 78 : Graph des modalités de l'ACM

2.5.1.3. *Interprétation des graphes*

- Variables géologiques

En observant le graphique des modalités (Fig. 78), nous remarquons une grande dispersion entre les modalités lithologiques ce qui explique la séparation significative des sous-ensembles des sites d'étude. L'axe 1 discrimine les roches les moins cohérentes à gauche et les plus cohérentes à droite. Pour la variable « Persistance », L'axe 1 montre une opposition entre les sites avec une persistance « *Moy/Maj* » à droite et « *Moy* » et « *Min/Moy* » à gauche. De même pour la variable « remplissage de la fracture », l'axe 1 oppose les fractures colmatées à gauche et les minéralisées à droite. La distribution de la fracture est liée à l'axe 2. Ce dernier oppose les systèmes prédominants en haut et les systèmes équivalents en bas.

- Variables géométriques

Pour la variable pente, on remarque une discrimination, selon l'axe 2, entre les sites avec des pentes faibles, en haut, et les sites avec des pentes fortes, en bas. La plupart des sites d'études ont une exposition des versants vers le nord et l'est. L'axe 1 oppose ces deux dernières à gauche et ceux à exposition vers l'ouest et vers le sud à droite. Les 4 modalités de la variables « *Élévation* » ont une dispersion bien déterminée ; l'axe 1 est oppose les sites avec des basses altitudes à gauche et les sites avec des hautes altitudes à droite. La variable « *Pendage/pente* » montre une dispersion hétérogène et aléatoire des modalités selon les deux axes.

- Variables hydrologiques

L'interprétation de la variable "Climat" est un peu particulière car les deux axes sont nécessaires. Selon le graphique, l'axe 1 discrimine les sites sub-humides à gauche et les sites humides et très humides à droite. Nous déduisons donc, à partir de la contribution de chaque modalité, que l'axe 1 est l'axe de l'humidité. Par contre, l'axe 2 oppose les sites arides en bas et les sites semi-arides en haut. Nous pouvons en déduire que l'axe 2 est l'axe qui représente l'aridité. Les modalités des variables "*Source*" et "*Cours d'eau*" ne montrent aucune discrimination ni le long de l'axe 1 ou 2 ni le long des autres dimensions.

- Variables anthropiques et occupation du sol

Pour la variable "*Activité anthropique*", l'axe 1 discrimine les sites affectés par les modalités (routes, habitations) à gauche et ceux non affectés à droite. L'axe 2 discrimine les sites affectés par les habitations en haut du graphique et les sites affectés par les routes en bas. Pour la variable "*Occupation du sol*", les ellipses de confiance des sous-individus sont bien séparées. On remarque également des discriminations le long des deux axes entre les différentes modalités. Néanmoins, aucune interprétation logique n'a pu être tirée du graphique, si ce n'est le fait que les sites où les sols sont occupés par des activités anthropiques sont à gauche de l'axe et ceux inoccupés par des activités anthropiques sont à droite du graphique.

2.5.1.4. *Analyse et interprétation des corrélations*

Parmi les avantages de l'ACM c'est qu'il permet de faire des corrélations automatiques entre les variables et les modalités qui sont susceptibles d'avoir des relations proches. Dans le présent travail, l'analyse des corrélations permettra de comprendre les relations entre les variables corrélées ce qui permettra en quelque sorte d'évaluer l'influence des facteurs causatifs des

instabilités de terrain. En analysant les graphes des variables et des modalités, nous remarquons de très fortes corrélations entre certaines variables et modalités, d'autres sont moins ou non corrélées. Nous remarquons un rapprochement entre les variables « *Lithologie* », « *Persistance* » et « *Élévation* » ; on peut déduire, qu'en général, plus une roche est cohérente plus la taille de la fracture est grande plus l'altitude est importante, et inversement. Le lien entre le climat et l'exposition des versants est exprimé par le rapprochement des modalités d'aridité avec les expositions Nord et Est et les modalités d'humidité avec les expositions Sud et Ouest. Nous remarquons également une forte corrélation entre l'occupation des sols et les activités anthropiques. Les forêts et les sols dénudés sont en général non occupés par une activité anthropique, contrairement aux matorrals et aux zones d'habitations où nous retrouvons une forte activité anthropique. Une autre corrélation qui figure dans le graphique, il s'agit du rapprochement entre la variable « *Pente* » et « *Activé anthropique* ». On remarque que plus on s'approche de la modalité « *route* » plus la pente s'intensifie plus on rencontre des instabilités de terrain. En contrepartie, les habitations sont plus concentrées dans des pentes douces et légères où nous remarquons très peu d'instabilités de terrain. Certaines corrélations apparaissent complètement illogiques mais méritent d'être mentionnées pour ne pas louper d'informations même mineures. Ici, on parle de la corrélation entre le degré de la pente et la distribution des fractures ; en effet, nous remarquons que les pentes faibles du jeu de données tendent vers le système « *prédominant* » et les pentes fortes vers le système équivalent.

2.5.1.5. Analyse de la variable supplémentaire « *Type* »

Dans une A.C.M., il est fréquent qu'une variable joue un rôle spécifique, en ce sens que c'est elle que l'on cherche à expliquer à partir des autres (Baccini, 2010) : c'est exactement le cas de la variable supplémentaire « *Type* » dans le jeu de données. Ce rôle spécifique n'apparaît, éventuellement, qu'au niveau de l'interprétation. Lorsque c'est le cas, cela signifie, d'une certaine manière, que l'A.C.M. a bien fonctionné, autrement dit que les variables expliquant le phénomène (ici c'est la variable « *Type* ») ont bien été prises en compte et ont été mises en évidence par l'analyse. Ici, nous avons besoin de connaître les facteurs qui contrôlent le type d'instabilité de terrain. Dans le graphe des modalités, le type d'instabilité se trouve au barycentre des modalités qu'il contient. Les ellipses de confiance qui entourent les barycentres comportent les modalités qui sont liées aux types d'instabilités. Dans le cas des éboulements, on trouve qu'ils sont concentrés dans des terrains calcaires, des altitudes importantes, des pentes abruptes, un climat humide, des sols dénudés, etc. Les glissements de terrain sont plutôt concentrés dans des terrains schisteux, gréseux et péridotitiques, dans des matorrals, des pentes légères, des altitudes moyennes, des fractures mineures et moyennes, etc. En plus de la connexion entre les modalités, les distances entre elles s'ajoutent. La modalité la plus proche d'un type d'instabilité est la plus liée à celui-ci. Bien que la qualité de la représentation des types d'instabilité soit très moyenne, on peut voir sur la figure 78 que les facteurs lithologiques et structuraux sont les plus proches et donc les plus influents.

2.5.2. Évaluation du degré d'influence des facteurs causatifs des instabilités de terrain à travers l'ACM

La clé de l'évaluation des facteurs causatifs est leur **taux de contribution** dans le jeu de données. En principe, les facteurs dont la valeur de contribution est très faible ont peu ou pas d'influence sur les instabilités de terrain étudiées. Les trois facteurs « *Source* », « *Cours d'eau* »

et « *Pendage/pente* » sont les moins influents. Cette conclusion est liée à la variation des modalités de ces trois variables avec les modalités fixes des autres variables. Dans plusieurs sites d'étude, on remarque l'aspect répétitif de certaines modalités de sorte qu'il y a une influence mutuelle les unes sur les autres. On comprend que pour déclencher l'instabilité du terrain dans certains sites particuliers, il est nécessaire de répéter les modalités. Dans ces sites, la similitude entre les modalités ne concerne pas les modalités des trois variables les moins influentes. Par exemple, on constate que les deux modalités de la variable « *Source* », c'est-à-dire la présence ou non d'une source d'eau, n'a aucun effet sur les modalités des autres variables. L'évaluation des facteurs les plus influents nécessite une analyse plus approfondie. Le principe est basé sur « **l'analyse des corrélations multiples** », dont le but est de classer les variables en fonction du nombre de corrélations que chaque variable avec les autres. La variable ayant le plus grand nombre de corrélations avec les autres variables est la plus dominante dans l'ensemble des données, et la variable ayant le moins de corrélations est la moins dominante. L'analyse est réalisée en observant les variables dont le taux de contribution est plus ou moins similaire le long d'un même axe factoriel. Les variables « *Lithologie* », « *Elévation* » et « *Persistance de la fracture* » sont les plus dominantes selon les deux axes 1 et 2 ; chacune d'entre elles a une corrélation avec huit autres variables. Ensuite, nous avons les variables « *Pente* », « *Exposition* » et « *Climat* », avec quatre corrélations chacune ; la variable « *Activité anthropique* », avec deux corrélations ; et enfin, une seule corrélation pour les variables « *Occupation du sol* » et « *Ouverture de la fracture* ».

Une autre façon de représenter et d'analyser les corrélations multiples est d'effectuer une classification hiérarchique des données. Les sites d'étude sont représentés dans des classes homogènes de sorte que les sites d'une même classe présentent les mêmes modalités de variables. Les classes sont distinguées par les variables les plus contributives. L'arbre hiérarchique (Fig. 79) obtenu propose cinq classes d'instabilités où la discrimination entre les classes est globalement contrôlée par les trois variables « *Lithologie* », « *Elévation* » et « *Persistance de la fracture* » et moins par les autres variables. Si l'on superpose le diagramme des classes (Fig. 80) avec le graphique des modalités (Fig. 78), on remarque que chaque classe est représentée par un type de lithologie. Ainsi, la lithologie est le facteur le plus significativement lié à cette classification. Les modalités des autres variables peuvent être rencontrées simultanément dans au moins deux classes d'instabilité.

A partir de ces deux types d'analyses, les facteurs lithologiques peuvent être classés au sommet de la pyramide d'influence sur les instabilités dans la zone d'étude, suivis par la persistance des fractures, l'altitude, le degré de pente, l'exposition des versants, le climat et l'activité anthropique.

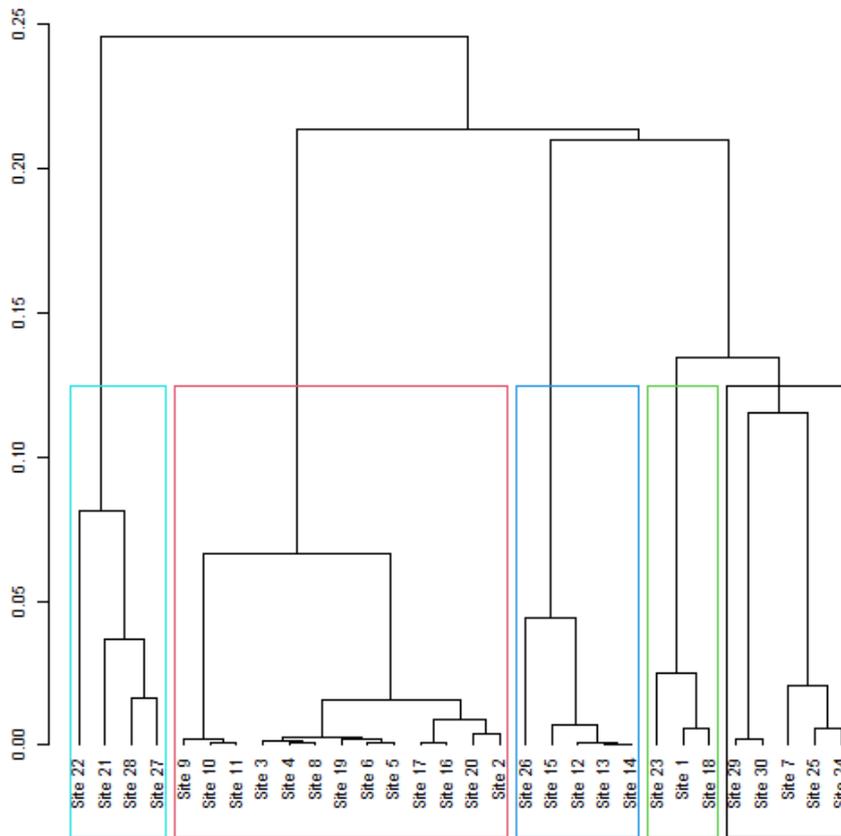


Figure 79 : Arbre hiérarchique des classes d'instabilités. Chaque couleur correspond à une classe

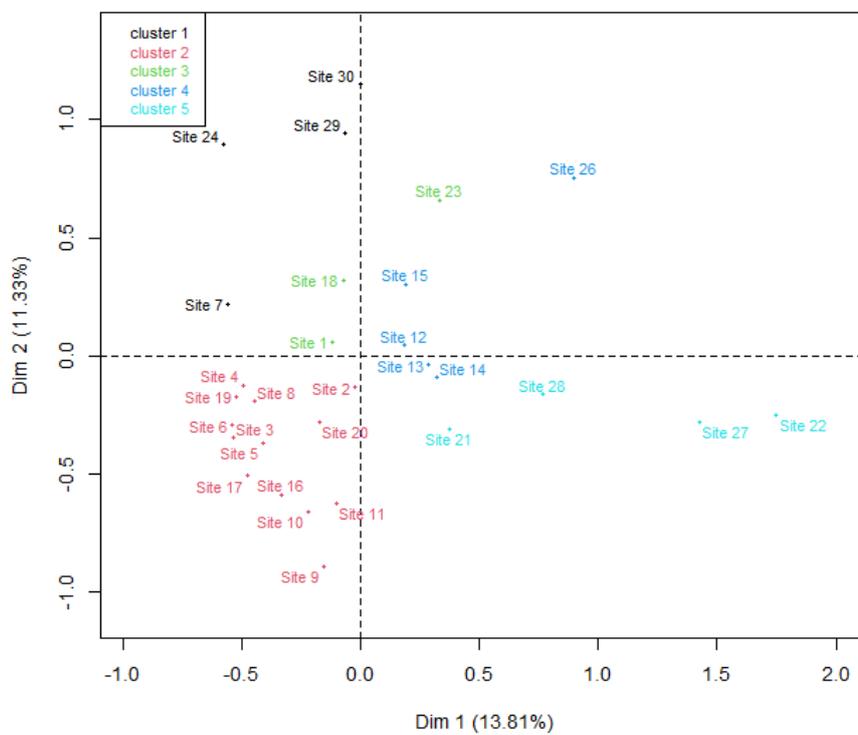


Figure 80 : Représentation des sites d'études selon leur classe d'appartenance

2.6. Analyse en Composantes Principales des glissements de terrain

2.6.1. Choix du plan factoriel et distribution de l'inertie

En ACP, l'inertie des axes factoriels indique d'une part si les variables sont structurées et suggère d'autre part le nombre judicieux de composantes principales à étudier. Comme en ACM, le choix du plan factoriel sera basé sur les contributions des variables aux axes. Pour que toutes les variables soient prises en compte dans l'analyse, les contributions doivent dépasser un certain seuil. D'après le critère de Kaiser, l'inertie moyenne des axes est égale à 10 %. En conséquence, la description de l'analyse sera restreinte aux axes qui ont un pourcentage supérieur à cette valeur, ce qui correspond donc aux 4 premiers axes qui représentent **76,26 %** de l'inertie totale (Fig. 81).

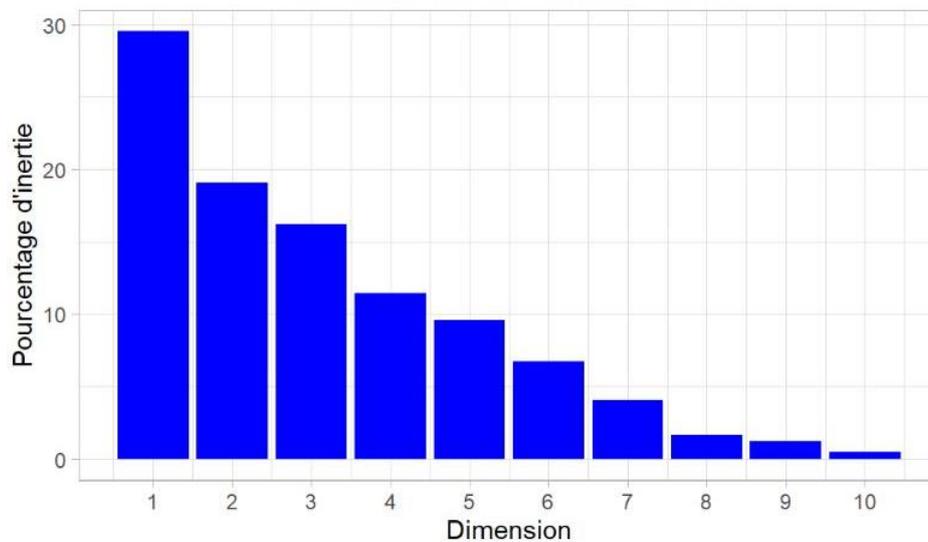


Figure 81 : Décomposition de l'inertie totale de l'ACP – Glissements

2.6.2. Contribution des données aux axes

- Interprétation des graphes des individus

Les individus qui ont contribué le plus à la formation des axes sont ceux qui ont des coordonnées significativement différentes de 0 et une contribution supérieure à la moyenne totale des contributions. Cette dernière est d'une valeur de 5,26 %. Dans notre cas, les sites 16, 23, 26 ont fortement contribué à la formation de la première dimension, les sites 12, 13, 15, 23, 24, 25 à la deuxième dimension, les sites 8, 11, 17, 18, 20, 24, 26 à la troisième dimension et les sites 9, 16, 18 à la quatrième dimension (Fig. 82). Selon la probabilité critique du test de Wilks, le logiciel suggère que la variable « *Lithologie* » est la meilleure variable qualitative pour illustrer les distances entre individus sur les plans factoriels (Fig. 82).

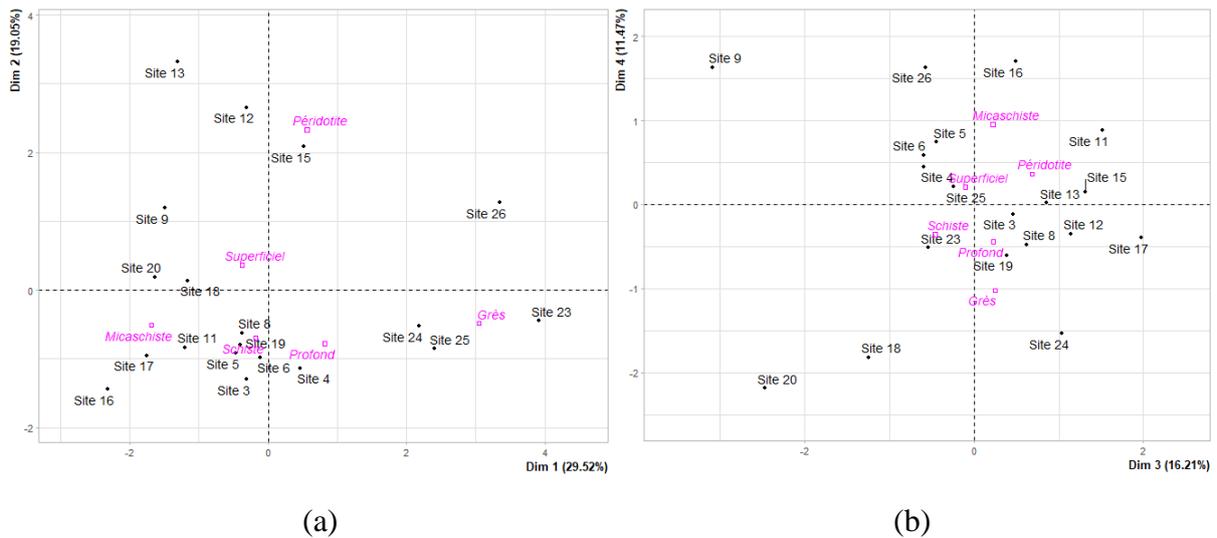


Figure 82 : Graphs des individus. (a) selon les axes 1 and 2 ; (b) selon les axes 3 and 4

- Interprétation des graphes des variables

L'interprétation du graphe des variables (Fig. 83) tient compte également de leur contribution moyenne sur les 4 premiers axes. Seules les variables dont la contribution est supérieure à 10 % suivant chaque axe seront interprétées. Selon le cercle de corrélation en figure 86, nous remarquons de fortes corrélations entre certaines variables (*MV*, *Phi min*, *discontinuité mécanique*) qui sont positives sur l'axe 1 et 2, alors que d'autres (*Alt moyenne*, *N° source*, *Précipitation*, *TWI*) sont positives sur l'axe 1 et négatives sur l'axe 2. La variables « *Pendage des couches* » est négative sur les deux axes. Les variables « *Hauteur* » et « *Cohésion* » sont fortement corrélées à l'axe 3. Les variables « *pente* » avec des coordonnées négatives et « *NDVI* » avec des coordonnées positives, sont corrélées à l'axe 4.

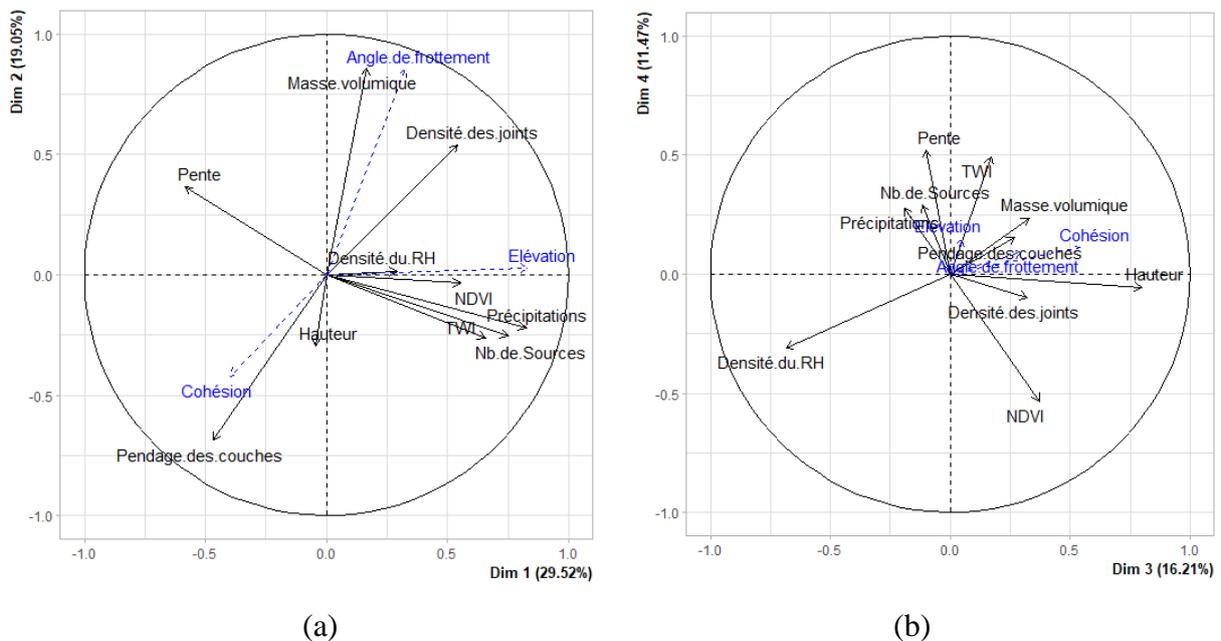


Figure 83 : Cercles des corrélations des ACP - Glissements. (a) selon les axes 1 and 2 ; (b) selon les axes 3 and 4

2.6.2.1. Etudes des proximités entre les points

Le graphe des variables (Fig. 83) donne une approximation des corrélations entre les variables selon les différents axes. On remarque que certaines sont corrélées positivement ou négativement, alors que d'autres, orthogonales, sont non corrélées. L'analyse des corrélations entre les variables donne des informations sur les liaisons possibles entre deux ou plusieurs variables afin de regarder s'il existe une quelconque influence de l'une sur l'autre. Elle indique également qu'elles sont les variables solitaires qui ne dépendent pas d'autres variables.

Selon les axes d'études en figure 83, les variables « *Masse volumique* », « *Angle de frottement* » et « *Densité des joints* » montrent une forte liaison du fait que leurs valeurs varient d'une manière proportionnelle les unes aux autres. De même pour le groupe des variables « *Élévation* », « *Précipitations* », « *Nb de sources* » et « *TWI* », et le groupe des variables « *Cohésion* » et « *Hauteur* ». D'autres sont corrélées négativement et leurs valeurs sont alors inversement proportionnelles : « *Pente* » et « *NDVI* », « *Pente* » et « *TWI* ». Dans le graphe des individus (fig.), la distribution des sites est contrôlée par les valeurs des variables. Nous remarquons que les sites forment des groupes (sous-nuages) contrôlés par des variables bien spécifiques. L'analyse des contributions des individus en fonction des différents axes montre qu'il y a deux types de groupe d'individus : le premier est homogène, et est contrôlé par des variables bien spécifiques. Le deuxième est hétérogène et est contrôlé par plusieurs variables en même temps. A titre d'exemple, le groupe (site 12, 13 et 15) est fortement lié à la deuxième dimension contrôlée par les variables lithologiques « *Angle de frottement* » et « *Masse volumique* ». Le groupe (site 23 et 26) est fortement lié à la première dimension contrôlée par les variables (*Densité des joints*, *Précipitations*, *Nb de sources* et *Élévation*). On remarque également certains individus solitaires liés à des variables spécifiques : e.g. Site 9 et site 20 liés à la quatrième et cinquième dimensions où dominent les variables « *Densité du RH* », « *NDVI* », « *Pente* » et « *TWI* ». D'autres individus (e.g. site 3, 4, 5, 8) ne sont liés à aucune dimension, donc ne dépendent pas de variables spécifiques ; ces individus partagent en général presque les mêmes valeurs des variables et ces valeurs sont proches de la moyenne générale des valeurs. Dans ce cas, les variables partagent la même force appliquée sur les individus. En général, les proximités entre les individus sont nettement représentées suivant l'axe 1 et 2, contrôlées par les variables géologiques et hydrologiques, schématisées par la variable illustrative « *Lithologie* ».

2.6.2.2. Analyses et interprétation des corrélations

D'après les cercles des corrélations (Fig. 83), les variables « *Élévation* », « *Précipitations* » et « *Nb de sources* » montrent une forte corrélation. Ceci peut être expliqué que plus on monte en altitude plus on a de chance de rencontrer des glissements de terrain où les résurgences d'eaux interviennent comme facteur de prédisposition principal. La corrélation positive du groupe des variables « *Angle de frottement* », « *Masse volumique* » et « *Densité des joints* », peut être interprétée que la densité des discontinuités mécaniques augmente avec l'augmentation des deux paramètres lithologiques « *Masse volumique* » et « *Angle de frottement* ».

2.6.2.3. Interprétation de variable qualitative supplémentaire « *Profondeur du glissement* »

Dans la zone d'étude, les glissements superficiels sont les plus abondants et ils sont plus problématiques que les glissements profonds. Grâce à l'ACP, nous avons examiné les modalités des facteurs qui peuvent contrôler la profondeur des glissements. D'après les graphiques des

individus (Fig. 82a,b), les deux modalités (*Superficiel* et *Profond*) ont des coordonnées proches du centre du graphique sur les quatre premières dimensions ; ceci donne la première indication que la variable profondeur ne dépend d'aucune variable dans le jeu de données. La seule observation que l'on peut tirer de l'utilisation de cette variable quantitative supplémentaire est que l'on ne trouve que des glissements superficiels dans les péridotites, que l'on ne trouve que des glissements profonds dans le grès, et que l'on trouve les deux dans les schistes et les micaschistes.

2.6.2.4. *Evaluation du degré d'influence des facteurs causatifs des instabilités de terrain à travers l'ACP-Glissements*

Toutes les variables actives présentes dans le jeu de données participent d'une façon ou d'une autre comme facteur prédisposant aux glissements de terrain. Ici, nous cherchons à identifier le facteur prépondérant. En analysant les 19 sites d'études grâce au tableau des contributions des sites aux 4 premières dimensions (annexe 4), nous remarquons que 9 sites ne sont liés à aucune variable spécifique et les autres sont liés à au moins une variable du jeu de données. Le fait que 9 sites ne sont liés à aucune variable spécifique peut-être expliqué par un même poids d'influence des différentes variables. A propos des sites 12, 13 et 15, nous pouvons comprendre d'après leurs contributions qu'ils sont fortement liés à leur masse volumique et à leurs fracturations. Les glissements de terrain des sites 23, 24, 25 et 26 sont fortement liés à la présence de sources d'eau qui jouent comme facteur de prédisposition prépondérant. Les 3 derniers sites restants (sites 9, 16, 20), qui correspondent à des glissements de type effondrement du talus routier, sont fortement liés à leur NDVI nulle, sont liés négativement à la hauteur du talus. Le site 16 est de plus fortement lié au pendage. Dans ces 3 sites, les interventions anthropiques accentuent les facteurs naturels de prédisposition à l'instabilité à travers l'affaiblissement des paramètres mécaniques du sol et la dégradation des facteurs de stabilité comme la NDVI. Ici, nous pouvons dire que l'absence totale de végétation est un facteur de prédisposition important dans la survenue de glissements de terrain. Dans le cas du site 16, en plus du facteur « NDVI », s'ajoute le facteur « *Pendage des couches* » qui aurait pu jouer un rôle important de prédisposition à la rupture.

Les sites d'études peuvent être subdivisés en 4 groupes en fonction du facteur de prédisposition prépondérant :

- *Premier groupe*

Les facteurs de prédisposition du jeu de données actif ont tous le même niveau d'influence. En d'autres termes, le fait de supprimer ou de modifier la valeur de l'une des variables peut complètement faire passer le terrain instable à un terrain stable ou inversement, augmenter l'instabilité. Lithologiquement, ce groupe ne comprend que des schistes et des micaschistes ; cela peut indiquer que la nature lithologique du terrain contrôle les valeurs des modalités des autres variables. Il est important de noter que dans le cas des roches métamorphiques, la schistosité joue très probablement un rôle important, alors même qu'elle ne figure pas dans le jeu de données, car très difficilement quantifiable. Néanmoins, elle peut représenter un paramètre de prédisposition très important en augmentant fortement le nombre de discontinuités mécaniques, et fragmentant la roche.

- Deuxième groupe

Il s'agit du groupe des péridotites qui se différencie des autres par ses paramètres géomécaniques élevés. Au niveau de la zone d'étude, les glissements de terrain sont présents au niveau des roches qui ont une densité faible à moyenne à l'exception des péridotites qui ont la densité la plus élevée de la zone (3000 à 3200 Kg/m³) et dont la plupart des instabilités correspondent à des glissements de terrain. Jusqu'à ce que des études plus approfondies soient effectuées, ce groupe sera considéré comme contrôlé par ses paramètres géologiques.

- Troisième groupe

Concernant ce groupe, la présence de sources d'eaux constitue un facteur de prédisposition permanent et le plus influençant sur les glissements de terrain. Il est à noter que la présence de source ne veut pas dire forcément la présence de glissement. Pareillement, la présence d'un glissement de terrain à proximité d'une source ne veut pas dire que le glissement est nécessairement lié à cette source et ceci a été prouvé par l'ACP.

- Quatrième groupe

Ce groupe regroupe la majorité des glissements rencontrés à proximité d'une infrastructure anthropique (route, piste, ouvrage d'art, etc.). L'homme peut intervenir et modifier certains paramètres naturels en particulier les paramètres géomécaniques et la NDVI du terrain, et ainsi augmenter la susceptibilité des glissements. D'après l'ACP, ce groupe est contrôlé par la NDVI qui a une faible valeur la plupart du temps, donc diminue la stabilité. De plus, les faibles valeurs de la NDVI deviennent un indicateur que la zone où se trouve le glissement est affectée par des interventions anthropiques.

Les variables du jeu de données peuvent donc être classées selon leur ordre d'influence sur les glissements de terrain de la zone d'étude. Selon l'analyse des quatre groupes, la nature lithologique du terrain est prépondérante, même si elle est représentée par une seule variable active « *Masse volumique* ». Le fait que le premier groupe, dont les variables partagent le même taux d'influence, ne soit représenté que par des schistes et des micaschistes est une forte indication que la nature lithologique joue un rôle primordial dans ce mécanisme. Il en va de même pour le deuxième et le quatrième groupe. Les sources d'eaux sont classées en deuxième par ordre d'importance et sont fortement responsables de plusieurs glissements de terrain peu importe la nature lithologique et les autres paramètres du terrain. La densité de végétation est classée en troisième par ordre d'importance en raison des faibles valeurs au niveau de la totalité des sites et plus pertinemment au niveau des sites anthropisés. La densité des joints et le pendage des couches viennent en quatrième puisque très peu de glissements sont directement liés à ces deux paramètres. C'est plutôt l'orientation de ces deux paramètres par rapport au versant qui détermine s'ils ont une influence ou non. La densité du réseau hydrographique et l'indice d'humidité topographique ont des valeurs très faibles de base et peuvent être classés en cinquième ordre comme les moins influents. Pour les paramètres géométriques (*Pente* et *Hauteur*), les sites n'ont pas montré de forte contribution positives vers ces deux paramètres. Dans notre cas, les paramètres géométriques peuvent être considérés comme des facteurs de préparation indispensables et non de prédisposition, et qu'une valeur minimale est, dans tous les cas, exigée pour avoir une rupture.

2.7. Analyse en Composantes Principales des éboulements

2.7.1.1. Choix du plan factoriel et distribution de l'inertie

D'après le Critère de Kaiser, on ne retient que les axes dont l'inertie est supérieure à l'inertie moyenne I/p. Ici, l'inertie moyenne des axes égale à 9,09 %. En conséquence, la description de l'analyse sera restreinte aux axes qui ont un pourcentage supérieur à cette valeur, ce qui correspond donc aux 4 premiers axes qui représentent **86,33 %** de l'inertie totale (Fig. 84).

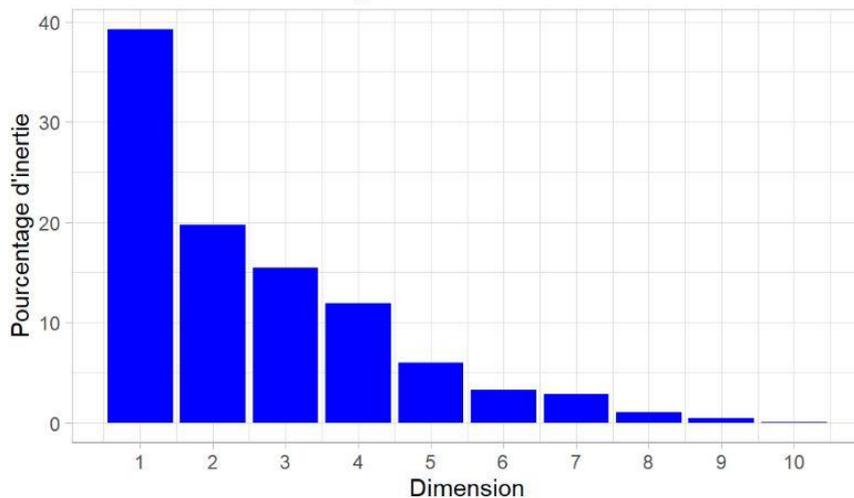


Figure 84 : Décomposition de l'inertie totale de l'ACP – Eboulements

2.7.1.2. Contribution des données aux axes

- Interprétation du graphe des variables

L'interprétation du graphique des variables tient compte de leur contribution moyenne sur les quatre premiers axes. Seules les variables dont la contribution est supérieure à 9,09% sur chaque axe ont été interprétées. D'après les cercles de corrélation (Fig. 85), on remarque une forte corrélation entre les variables « *Nb de sources* », « *Précipitations* » et « *Pendage des couches* » qui sont positives le long des axes 1 et 2 et une corrélation entre les variables « *Pente* » et « *Instabilité géométrique* » qui sont négatives le long de l'axe 1. La variable « *Hauteur* » est positive le long de l'axe 1 et négative le long de l'axe 2. De même, les variables « *TWI* » et « *Densité du RH* » sont positivement corrélées le long de l'axe 1. La variable « *Densité des joints* » est fortement liée à l'axe 2. Deux variables sont liées à l'axe 3, « *Densité des joints* » et « *NDVI* », et elles sont orthogonales et ne montrent pas de corrélation. La seule variable liée à l'axe 4 est « *Masse volumique* » et elle est positive sur l'axe 4.

- Interprétation des graphes des individus

Les individus dont la contribution est supérieure à 9,09 % ont été interprétés. Les sites 2, 22 et 30 ont fortement contribué à la formation de la première dimension. Concernant la deuxième dimension, le site 1 a contribué à lui seul à 42%. Les sites 14 et 22 ont également fortement contribué. Les sites qui ont le plus contribué à la formation de la troisième dimension sont les sites 1 et 2. Le seul site représentatif de la quatrième dimension est le site 14, avec une contribution de 54,5%. Les sites 1 et 7 ont également contribué mais légèrement (Fig. 86).

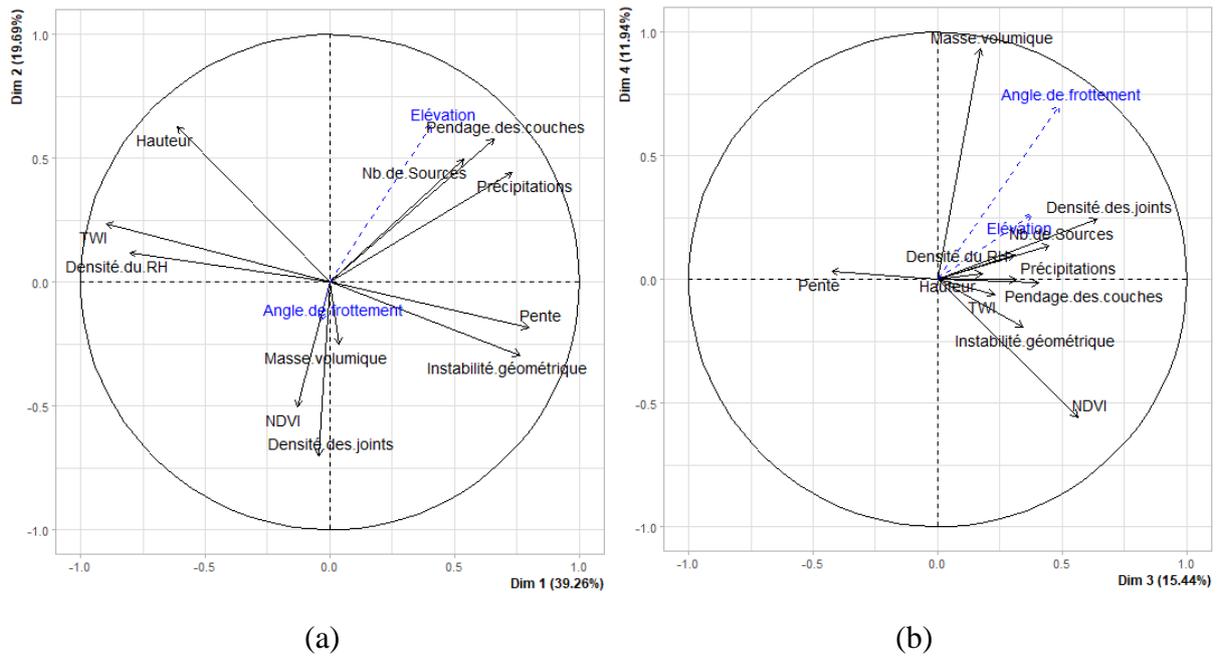


Figure 85 : Cercles des corrélations des ACP - Eboulements. (a) selon les axes 1 and 2 ; (b) selon les axes 3 and 4

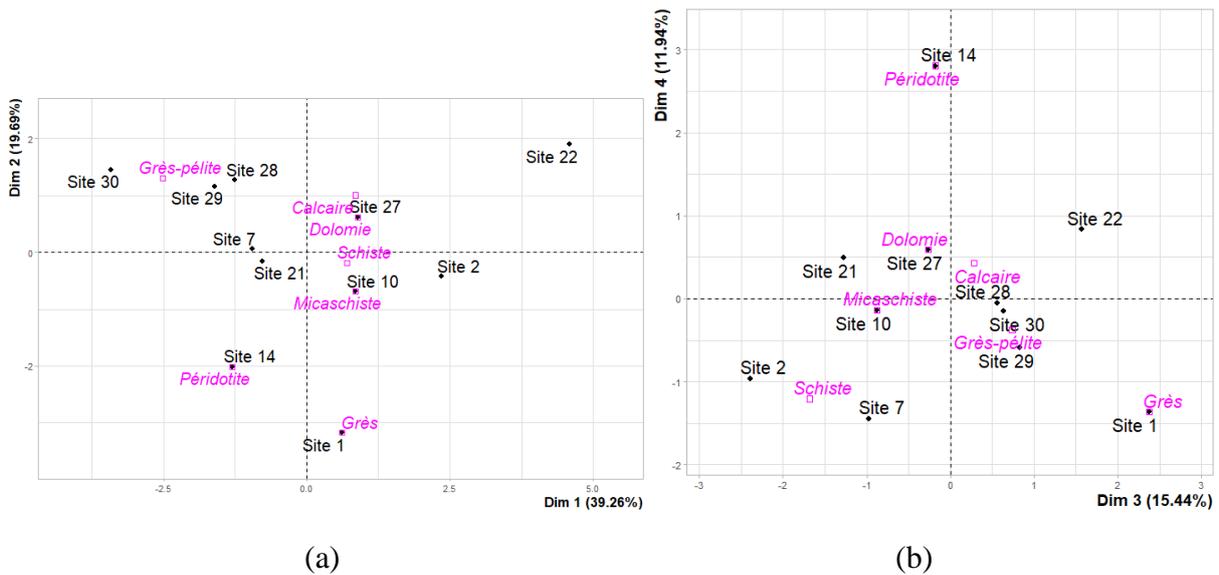


Figure 86 : Graphs des individus. (a) selon les axes 1 and 2 ; (b) selon les axes 3 and 4

2.7.1.3. Etude des proximités entre les points

D'après le graphe des variables (Fig. 85), les variables « *Elévation* », « *Précipitations* », « *Nb de sources* » et « *Pendage des couches* » sont corrélées positivement. De même pour les variables « *TWI* et *Densité du RH* » et les variables « *Pente* et *Instabilité géométrique* ». Les variables « *Hauteur* », « *Masse volumique* » et « *NDVI* » prennent des positions solitaires dans les graphes et ne montrent pas de corrélations avec les autres variables. Le groupe des variables

« *TWI* » et « *Densité du RH* » montre une corrélation négative avec le groupe des variables « *Pente* » et « *Instabilité géométrique* ».

Dans les graphes des individus (Fig. 86), la distribution des sites est contrôlée par les valeurs des variables. Nous remarquons que les sites forment des groupes (sous-nuages) contrôlés par des variables bien spécifiques. L'analyse des contributions des individus en fonction des différents axes montre qu'il y a deux types de groupe d'individus : le premier est homogène, et est contrôlé par des variables bien spécifiques. Le deuxième est hétérogène et est contrôlé par plusieurs variables en même temps ; dans ce dernier, chaque site est indépendant des autres. A titre d'exemple, le site 14 est fortement lié à la quatrième dimension contrôlée par les variables lithologiques (*Angle de frottement* et *Masse volumique*). D'autres sites solitaires, à savoir le site 1 lié à la « *Densité des joints* », le site 2 lié aux variables « *Pente* » et « *Instabilité géométrique* » et le site 30 lié aux variables « *Hauteur* » et « *Densité du RH* ». D'autres individus (7, 10, 21, 27, 28, 29) ne sont liés à aucune dimension, donc ne dépendent pas de variables spécifiques. Dans ce cas, les variables partagent la même force appliquée sur les individus. Pareillement, le site 22 est lié à plusieurs dimensions grâce aux valeurs extrême des variables qu'il présente, donc ne montre pas une tendance vers une variable spécifique. En général, les proximités entre les individus sont nettement représentées suivant l'axe 1 et 2, contrôlées par les variables géologiques et hydrologiques, schématisées par la variable illustrative « *Lithologie* ».

2.7.1.4. Analyse et interprétation des corrélations

Les corrélations des variables relatives aux éboulements sont en quelque sorte les mêmes que celles des variables relatives aux glissements de terrain, mais certaines différences peuvent être soulignées. La variable « *Pendage des couches* » est associée aux variables hydrologiques, même si aucune preuve scientifique ne relie le pendage d'une couche géologique avec l'hydrologie de la région (et vice versa). Dans les analyses statistiques multivariées, la notion de coïncidence est parfois présente et doit toujours être considérée afin de ne pas en tirer une mauvaise interprétation. Bien que les analyses statistiques présentent leurs propres résultats schématiques et interprétatifs, la logique doit toujours être présente dans ces interprétations.

2.7.1.5. Interprétation de la variable qualitative supplémentaire « *Lithologie* »

La figure 87 visualise les sites d'étude par la variable qualitative « *Lithologie* ». Nous remarquons un chevauchement entre les ellipses de confiance du calcaire, de la dolomie, du schiste, du micaschiste et du flysch. Ce chevauchement indique que ces sites ont des valeurs de variables proches. Ainsi, la nature lithologique de la roche peut être le facteur prépondérant expliquant la susceptibilité aux éboulements. Pour le flysch, on remarque que les éboulements se déclenchent dans les zones de présence de talus de terrasses fluviales. Dans l'analyse statistique, cette zone est exprimée par les valeurs moyennes de « *Densité du RH* », « *TWI* », et parfois « *Hauteur* ». Pour les grès, les éboulements sont présents la plupart du temps dans les roches ayant une forte densité de joints. Pour les péridotites, la présence d'éboulements est rare dans la région et contrôlée par la densité des joints et leur persistance. Quant aux schistes, micaschistes, calcaires et dolomies, on constate que les éboulements sont concernés par plusieurs facteurs prédisposants qui partagent le même degré d'influence. En d'autres termes, chaque facteur peut être prépondérant tout dépend du site d'étude comment il est façonné.

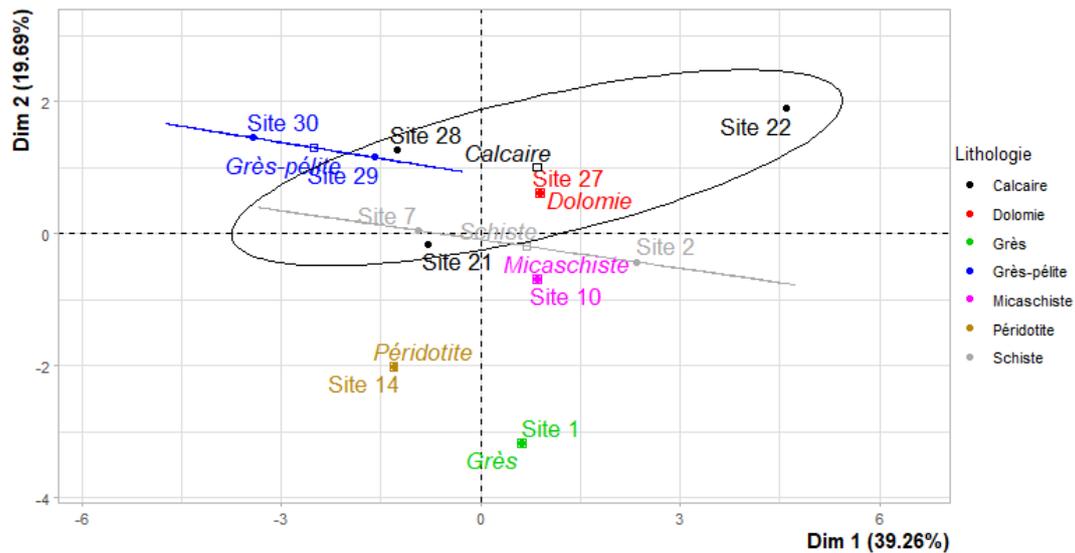


Figure 87 : Représentation des sites d'études par la variable qualitative « Lithologie »

2.7.1.6. Evaluation du degré d'influence des facteurs causatifs des instabilités de terrain à travers l'ACP-Eboulements

Comme pour les glissements de terrain, nous cherchons à identifier les facteurs prépondérants responsables des éboulements. En analysant les 11 sites d'études grâce au tableau des contributions des sites aux 4 premières dimensions, nous remarquons que certains sites sont liés à des variables bien déterminées, ce qui donne une idée sur l'endroit correspondant où l'éboulement a eu lieu ou pourrait avoir lieu. Les sites 28, 29 et 30 sont caractérisés par une hauteur de talus importante et un réseau hydrographique moyennement dense. Ces paramètres indiquent l'endroit favorable pour déclencher ou rencontrer un éboulement et qui correspond le plus souvent à une grande vallée traversée par un cours d'eau principal. Le phénomène de solifluxion, fortement présent dans ces endroits, entraînant une masse importante de sédiments vers le bas du versant, déterre, par endroit, les roches sous-jacentes et les laisse affleurer en surface. Les roches affleurées sont ensuite exposées aux facteurs d'instabilités ce qui les rend susceptibles de dégringoler à tout moment. D'autres vallées sont morphologiquement similaires à ces dernières, mais présentent certains paramètres qui freinent les processus de solifluxion des sols ce qui explique l'absence de ce type d'éboulement. Le site 14 présente une particularité dans le cas d'éboulement rencontré exclusivement au niveau de l'amont des versants où la roche très fracturée affleure formant un escarpement rocheux avec une pente abrupte et une végétation pas très développée. D'après le graphe des individus, le site 1 présente une densité de discontinuités mécaniques la plus élevée, une végétation importante et un nombre de dièdres élevé. La zone d'éboulement correspond à un talus routier où la végétation est absente même si les données indiquent une forte présence de végétation (calcul par zone de magnitude). La densité élevée de discontinuités mécaniques en plus du nombre élevé de dièdres font que cet espace soit favorable aux éboulements avec une fréquence importante. Le site 22 se caractérise par une pente subverticale, un pendage des couches très fort, une altitude et des précipitations importantes et un grand nombre d'instabilités géométriques. Dans la zone d'étude, le seul endroit, qui englobe toutes ces caractéristiques, correspond à des barres carbonatées situées au niveau des crêtes des versants et dont l'apparition est liée à de grands chevauchements. Ici, les

éboulements ne sont en aucun cas liés à la présence de sources qui se situent en dessous de la zone de détachement, ce qui autorise la suppression du facteur « *Nb de sources* » afin d'améliorer la lisibilité des résultats. Le site 2 est caractérisé par sa pente qui dépasse les 90° par l'intermédiaire du phénomène de sous-cavage favorisé par l'érosion marine. Bien que la densité de fracturation est très faible au niveau de ces endroits, il suffit d'avoir un croisement mécaniquement instable pour avoir une susceptibilité d'éboulement. On note bien évidemment que le phénomène d'éboulement dans ces endroits est plus ou moins rare avec une fréquence très faible. Les 4 sites restants (7, 10, 21, 27) ne sont pas liés à un facteur spécifique, ce qui peut s'expliquer que les différents facteurs partagent le même poids d'influence sur le site. D'un autre regard, à chaque mouvement d'éboulement, un des facteurs peut être prépondérant sans oublier de privilégier les facteurs (*Pente* et *Densité des joints*) indispensables au mouvement.

A partir de l'analyse des sites d'études, nous trouvons que le facteur « *Pente* » et « *Densité des joints* » sont les plus influents sur les mouvements d'éboulements. Nous trouvons que 80 % des sites ont des pentes supérieures à 60°. Ensuite le nombre d'instabilités géométriques et la densité du réseau hydrographique. Dans certains sites, le nombre élevé d'instabilités géométriques était un élément de prédisposition nécessaire au mouvement. De même l'augmentation de nombre de dièdre a une influence sur l'augmentation de la fréquence d'éboulements. La présence d'une forte densité du réseau hydrographique au niveau de certains vallons et de vallées étroites de la zone d'étude favorise la mise en affleurement de roches à la surface et peut les exposer aux facteurs aggravants. De plus, le réseau hydrographique joue un deuxième rôle d'érosion du support de bas de pente (butée de pied), ce qui génère des glissements de terrain où la masse glissée jouait un rôle de support pour la masse rocheuse. certains variables comme « *NDVI* » et « *TWI* » montrent des valeurs presque semblables pour tous les sites. Les faibles valeurs de la « *NDVI* » s'interprètent que les mouvements d'éboulements se sont tous produits dans des endroits avec de très faibles densité de végétations, ce qui montre que la présence ou l'absence de végétation a un rôle important dans ce processus. Ici, l'ACP n'a pas la capacité de montrer un certain redressement des sites vers les variables dont les valeurs sont presque similaires. La même chose s'applique pour « *TWI* » qui montre de faibles valeurs qui indiquent la présence d'éboulements dans les zones de fortes pentes. Le pendage des couches correspond au paramètre le moins influent sur les éboulements en raison de ses valeurs faibles. La variation de la hauteur du talus n'influence pas sur les mouvements d'éboulements sauf dans le cas des grès-pélites où la présence d'une hauteur importante de talus est exigée pour avoir une susceptibilité d'éboulement. La variation des valeurs des 3 derniers facteurs restants (*Nb de sources*, *Précipitations* et *Masse volumique*) n'a montré aucune influence directe sur les éboulements.

Dans le cas des éboulements, nous avons remarqué qu'en général les variables présentent rarement des valeurs extrêmes. Les paramètres les plus importants dans les éboulements sont les paramètres géométriques (*Pente*, *Exposition*) et structuraux (*Densité des joints*, *Nb d'instabilités géométriques*). A l'inverse des glissements de terrain, les paramètres géotechniques n'ont pas montré une grande influence sur les éboulements, plutôt indirectement dans le façonnage des éléments morphologiques du terrain et la structuration interne du sol. D'ailleurs, on retrouve des éboulements dans les différents types de lithologie, peut-être pas de la même fréquence, mais le mouvement est omniprésent peu importe les paramètres géotechniques de la roche.

2.8. Synthèse des analyses statistiques multivariées

L'évaluation finale des facteurs causatifs se fait via la combinaison des résultats de l'ACM et de l'ACP. Nous signalons une autre fois que les instabilités de terrain sont rencontrées au niveau des différentes modalités de facteurs causatifs et que les instabilités peuvent être déclenchées à partir de plusieurs combinaisons de modalités. Le fait de modifier une modalité dans une combinaison peut rendre un terrain stable d'où l'intérêt de connaître le poids d'influence de chaque facteur causatif et son effet réel sur le site d'étude. Ici, le but n'est pas de regarder le degré d'influence de chaque facteur sur la zone d'étude, mais plutôt l'influence de chaque facteur sur l'autre par rapport aux instabilités de terrain étudiées, de façon de dire dans chaque site d'étude qui a été le paramètre déterminant et indispensable pour faire apparaître l'instabilité de terrain. A partir des interprétations des deux méthodes, les facteurs lithologiques peuvent être considérés comme les plus influents sur les instabilités de terrain. Ceci est en rapport avec l'ACM et la partie glissement de l'ACP qui classent les variables lithologiques en tête de la pyramide d'influence, un peu moins dans la partie éboulement de l'ACP. L'explication revient du fait que la lithologie a une influence sur plusieurs paramètres, notamment géométriques et structuraux. Globalement, les instabilités de terrain, qui concernent les roches carbonatées, sont présentes dans des altitudes importantes, de fortes pentes, des persistances et des densités des joints importantes, etc., à l'inverse des instabilités situées dans les roches schisteuses, qui présentent de pentes moyennes, de faibles altitudes, des fractures moins denses et moins persistantes, etc. On comprend que la lithologie est un élément important dans la détermination des classes d'instabilités existantes. Les facteurs structuraux viennent en deuxième position. Ici, on parle précisément de la persistance et la densité des joints. Ces facteurs déterminent l'ampleur des instabilités représentée par leurs tailles et leurs fréquences. Dans certains sites, la densité élevée des joints augmente la chance d'avoir des croisements mécaniques d'instabilités ; dans d'autres sites, c'est plutôt la grande persistance des discontinuités qui génère, par endroits, des croisements mécaniques d'instabilités. Les facteurs géométriques viennent en 3ème position d'influence sur les instabilités. Nous remarquons que la pente est beaucoup plus importante dans les éboulements que dans les glissements de terrain. La pente représente un élément primordial des instabilités étudiées puisqu'une valeur minimale est toujours exigée. Les facteurs hydrologiques viennent en quatrième position. Les sites d'études liés à ces facteurs sont complètement indépendants des autres sites puisque les entités hydrologiques sont des paramètres déterminants de l'instabilité existante. Le classement de ces facteurs en quatrième position, revient également aux valeurs faibles des densités des réseaux hydrographiques et l'absence des sources dans la plupart des sites d'études. Les facteurs anthropiques, le type et la densité de végétation, l'occupation des sols, viennent en dernière position d'influence et sont des facteurs d'accélération des instabilités. Ce sont des facteurs amplificateurs qui intensifient les facteurs d'instabilités précédents.

2.9. Analyses statistiques bivariées

2.9.1. Introduction

Après la détermination des facteurs les plus influents sur les instabilités de terrain, il convient maintenant d'analyser leurs modalités. Les modalités de chaque facteur d'instabilité expriment des intensités d'influence différentes sur les instabilités, et une des modalités est toujours prépondérante sur les autres. L'évaluation de l'intensité d'influence de chaque modalité d'instabilité est très importante dans ce travail : elle permet de dégager les modalités les plus problématiques des moins problématiques, puis, donner un aperçu général sur la susceptibilité

aux instabilités de terrain dans la région d'étude. L'objectif est donc de faire un classement des modalités concernées par des phénomènes d'instabilités.

Partant des résultats des analyses statistiques multivariées, les modalités des paramètres les plus influents ont été choisies pour faire l'objet de l'analyse. Cette dernière consiste à dégager la densité réelle des instabilités de terrain de chaque modalité (Tableau. 8) ; il s'agit précisément de la division du nombre d'instabilité existant dans chaque modalité sur la surface de la modalité :

$$\text{Densité d'instabilité (It/Km}^2\text{)} = \frac{\text{Nombre d'instabilité}}{\text{Surface (Km}^2\text{)}}$$

Les surfaces des modalités ont été calculées automatiquement sur « ArcGIS » où elles sont représentées par des entités vectorielles. Le nombre d'instabilité est obtenu à partir du poids des sites d'études où chaque site représente un cas-typique de plusieurs instabilités de terrain existantes.

Pour certaines modalités qui sont représentées par des intervalles de classe, il n'existe pas une méthode ou une classification précise à suivre pour déterminer les classes. Le choix des classes reste tributaire des valeurs minimales, moyennes, maximales et des variances de chaque facteur d'instabilité. La différence entre chaque classe peut correspondre également à un seuil ou une limite entre l'apparition, la disparition ou l'augmentation significative d'un phénomène physique par exemple. En général, la détermination des classes fait l'objet d'une appréciation de l'expert vis-à-vis de l'objectif recherché en tenant compte des notions de valeurs précédentes tout en essayant de garder la parité entre les classes.

L'analyse statistique bivariée est considérée comme une approche quantitative fondée sur des règles de calcul statistiques et sur le concept d'unités homogènes (Carrara et al, 1995 ; Soeters et van Westen 1996 ; Guzzetti et al, 1999). Chaque modalité de facteur est combinée avec la carte d'inventaire des instabilités de terrain puis pondérée suivant la densité des instabilités de terrain (Thiery et al, 2004). La pondération des modalités est utilisée en général pour le calcul de la susceptibilité des instabilités au sens strict du terme à travers des méthodes comme *la théorie de l'évidence* ou *la logique floue*. Ici, nous ne nous intéressons pas aux pondérations ; l'analyse statistique bivariée aura pour simple objectif d'illustrer les densités d'instabilités pour chaque modalité étudiée. Les graphiques engendrés permettront de faire une comparaison entre les densités et de déterminer plus clairement la modalité prépondérante pour chaque facteur d'instabilité.

Tableau 8 : Les différents modalités et paramètres entrant dans l'analyse statistique bivariée

Paramètres	Surface (km ²)	Pourcentage de la surface (%)	Nombre d'instabilité	Densité d'instabilité (Is/km ²)
Lithologie				
Schiste	181,8	23,8	76	0,42
Micaschiste	154,54	20,2	63	0,4
Carbonate	40,45	5,3	21	0,51
Grès	91,05	1,9	30	0,33
Péridotite	58,61	7,6	121	2,06
Flysch	69,81	9,1	6	0,08

Autres (marnes, conglomérat, alluvions,...)	167	2,2	0	
Persistance des fractures				
Persistante faible	329,1	43	40	0,12
Persistance moyenne	317,22	41	137	0,43
Persistante forte	117,72	15	165	1,4
Densité des joints				
Faible	191,63	25	69	0,36
Moyenne	339,72	45	96	0,28
Elevée	232,5	3	150	0,64
Degré de pente				
Pente (15-30°)	409,5	57	22	0,05
Pente (30-45)	125,33	18	62	0,5
Pente (45-90)	10,85	1,4	252	23,22
Pente (0-15°)	216,32	28	0	
Altitude				
0-200	230,83	30	202	0,87
200-400	211,45	27	84	0,4
400-600	162,97	21	23	0,14
600-800	84,54	11	22	0,26
800-1400	74,35	9,8	11	0,14
Exposition				
Nord	220,16	29	124	0,56
Est	216,4	28	148	0,68
Sud	145,69	19	34	0,23
Ouest	166,9	22	36	0,21
Densité du RH				
Très faible	298,76	39	152	0,5
Faible	209,16	27	74	0,35
Moyenne	184,79	24	108	0,58
Forte	62,05	8	0	0
Occupation du sol				
Forêt	64,29	8	33	0,51
Matorral	251,65	33	239	0,95
Zone urbaine	11,97	1,5	9	0,75
Terrain dénudé	216,67	28	60	0,27
Autres (terrain agricole, cours d'eau)	218,42	28	0	

2.9.2. Analyse des modalités lithologiques

La carte lithologique en figure 88 montre les différentes unités vectorielles à travers lesquelles, la surface des entités lithologique ont été obtenue. D'après la figure 89, nous remarquons un rapprochement équilibré entre la densité d'instabilité de tous les types de lithologie à l'exception des péridotites qui montre une densité plus élevée. En effet, le massif péridotitique représente un lieu de prédilection pour les glissements de terrain. Ceci est en rapport avec les propriétés géotechniques et le comportement mécanique des péridotites en présence des autres facteurs d'instabilité en particulier les agents d'altération. Par leur comportement cassant, les

péridotites ont développé une forte densité de joints ; cette dernière a favorisé également le développement des différents minéraux secondaires principalement des phyllosilicates, phénomène qui est moins fréquent dans les autres types de roches.

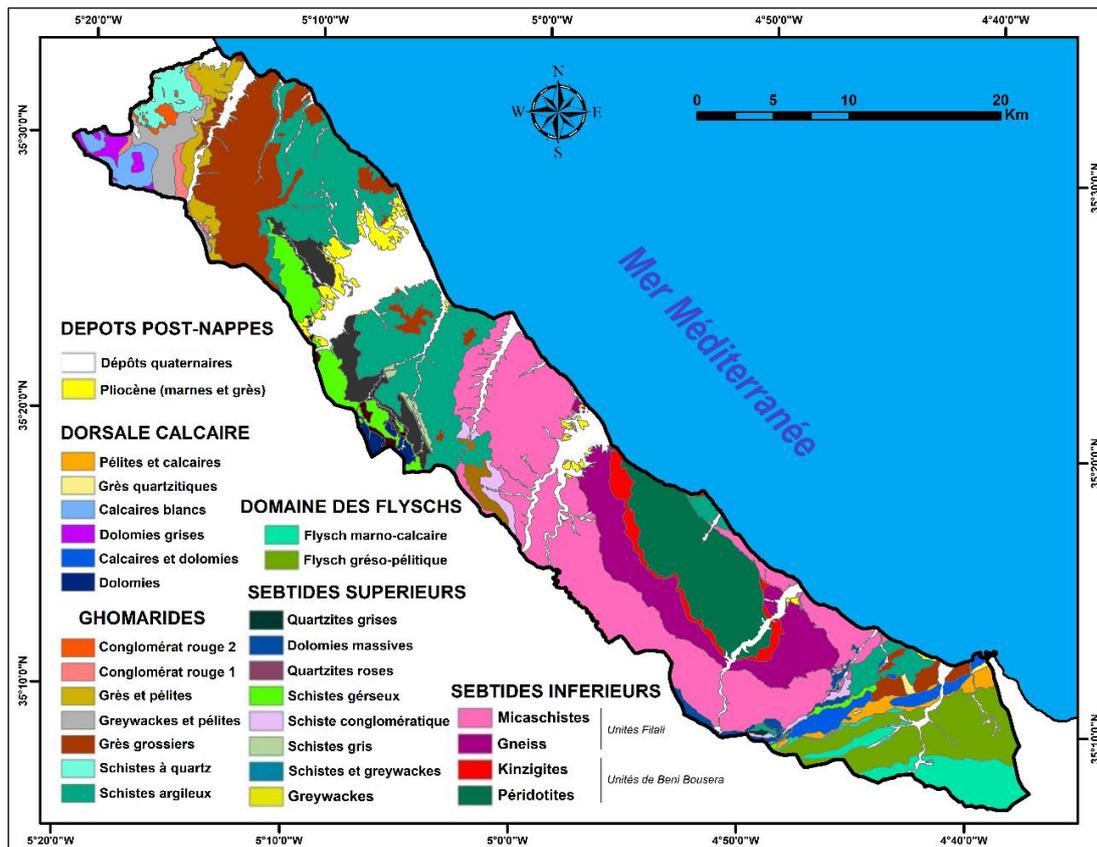


Figure 88 : Carte lithologique de la région d'étude

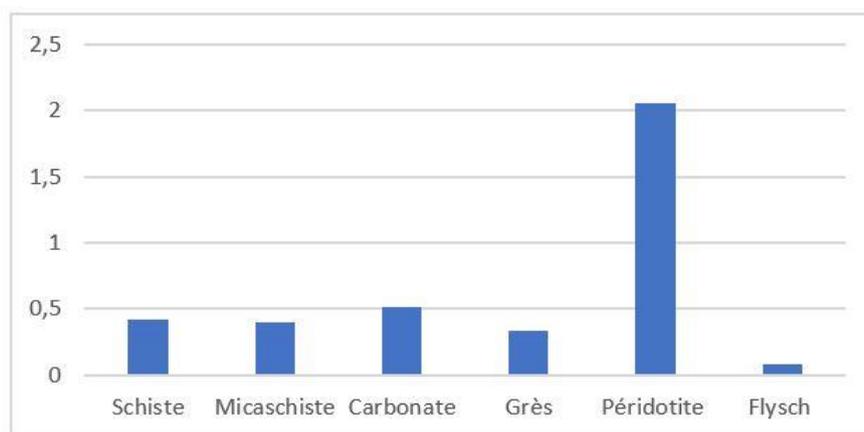


Figure 89 : Densité d'instabilité des modalités lithologiques

2.9.3. Analyse des modalités du facteur « Persistance des fractures »

La persistance des fractures a été calculée au niveau des 30 sites d'études typiques et ensuite généralisée sur toute la zone d'étude en tenant compte des autres facteurs qui ont un rapport de corrélation positive avec la persistance et qui possèdent déjà des unités vectorielles. Selon les données des ACM, la lithologie correspond au facteur le plus corrélé à la persistance et aussi le

plus détaillé. En effet, la persistance varie nettement avec la variation de la composition lithologique du terrain. La lithologie a servi, en plus des observations de terrain, comme une sorte de repère ou d'arrière-plan pour élaborer une carte de persistance de fractures quasi-proche de la réalité et ainsi déterminer la surface des modalités (Fig. 90). Selon le graphique en figure 91, on remarque que la densité des instabilités de terrains augmente avec l'augmentation de la persistance des fractures. Cela est tout à fait compréhensible du fait que plus les fractures sont continues dans le milieu plus il y a des chances d'avoir des instabilités géométriques et inversement. Les modèles B, C et D de la figure. montrent les différentes persistances des fractures rencontrées au niveau du terrain d'étude. Le modèle A n'est que purement illustratif du fait qu'il n'existe pas dans la nature.

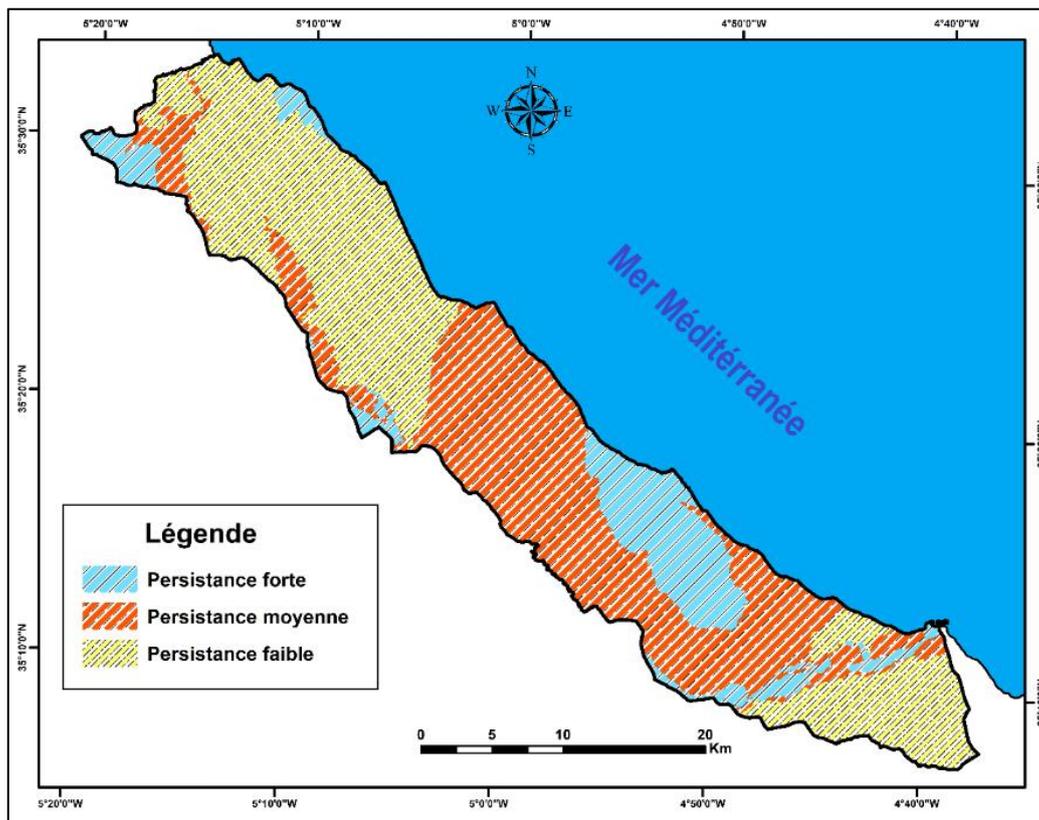


Figure 90 : Carte de la persistance des fractures

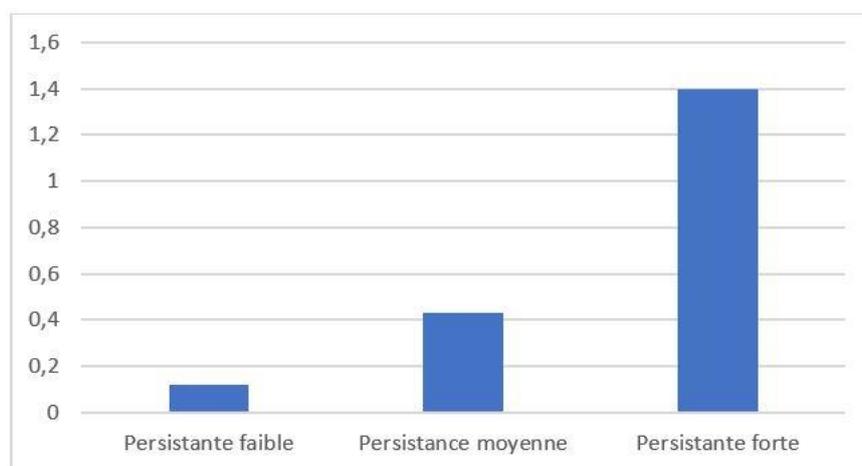


Figure 91 : Densité d'instabilité de la persistance des fractures

2.9.4. Analyse des modalités du facteur « Densité des joints »

De la même façon que la distribution des persistances a été calculée, les cercles de corrélation des ACP montrent une corrélation de la densité des joints avec d'autres paramètres physiques de certains types de roches. Dans le terrain d'étude, la densité des joints varie d'une lithologie à une autre. La carte de densité des joints est donc le produit de la combinaison des observations de terrain et la confrontation aux entités lithologiques (Fig. 92). Le graphe des densités d'instabilités (Fig. 93) montre que la densité d'instabilité est plutôt importante dans une densité de joints élevée, tandis que nous trouvons un léger rapprochement entre les deux entre niveau de densités des joints. En général, il n'y a pas une grande différence entre les 3 densités ; la valeur tourne autour de 0,28 à 0,63 Is/Km². Certes, une densité élevée des joints augmente les chances d'avoir des instabilités de terrain et peut être considérée comme la modalité la plus influente, mais ce n'est pas une règle générale à prendre dans tous les modèles d'instabilité. La vraie question qui doit être posée à chaque fois, est-ce que ces joints permettent d'avoir des instabilités géométriques dans le milieu ? En effet, nous pouvons trouver un milieu avec des dizaines de joints sans une seule instabilité géométrique et un autre milieu avec seulement deux joints qui se croisent et permettent d'avoir une instabilité géométrique. Cela explique d'une part la diminution de la densité d'instabilité entre « les joints avec faible densité » et « les joints avec moyenne densité ». D'autre part, le paramètre le plus important qui doit être regardé, pour évaluer l'influence de la densité des joints, est le nombre d'instabilités géométriques. Ce dernier est malheureusement limité à l'endroit où se trouve l'instabilité et ne peut pas être généralisé sur toute la zone d'étude.

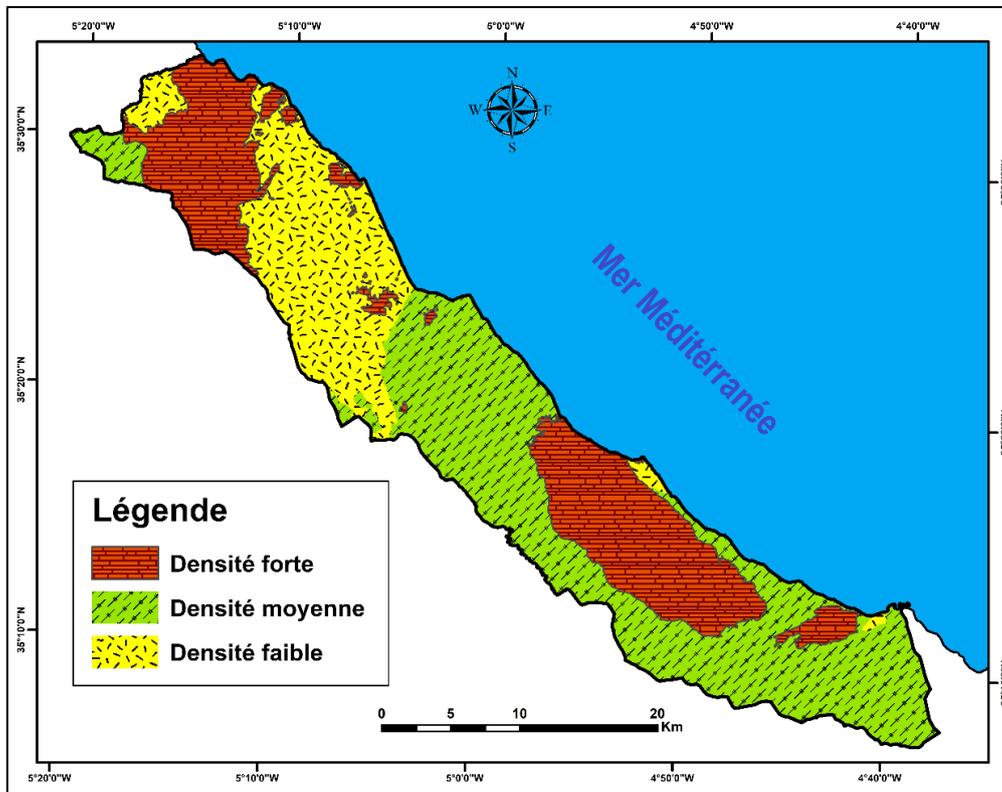


Figure 92 : Carte de la densité des joints

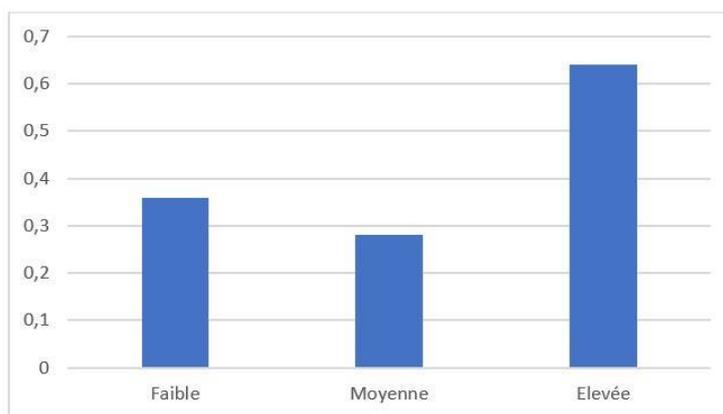


Figure 93 : Densité d'instabilité de la densité des joints

2.9.5. Analyse des modalités du facteur « Pente »

La densité des instabilités augmente d'une manière très significative lorsqu'on passe de la classe des pentes (30-45°) à la classe des pentes (45-90°) (Fig. 94, 95). Les instabilités de terrain ne deviennent nombreuses et problématiques que quand la pente dépasse les 45°. Les pentes entre 0 et 30° sont en général fiables du point de vue instabilité de pente ; les installations humaines peuvent y être construites en toute tranquillité. Dans la classe de pente (45-90°), la densité des instabilités va jusqu'à 23 Is/km². Bien heureusement la classe ne représente qu'une fine parcelle de la zone d'étude (1,5%), mais elle doit être prise au sérieux et surtout ne doit pas être négligée lors d'une quelconque installation. Il est à signaler également que nous nous retrouvons dans une zone géomorphologiquement très active et que les classes de pente sont toujours en expansion en particulier les pentes qui dépassent 45°.

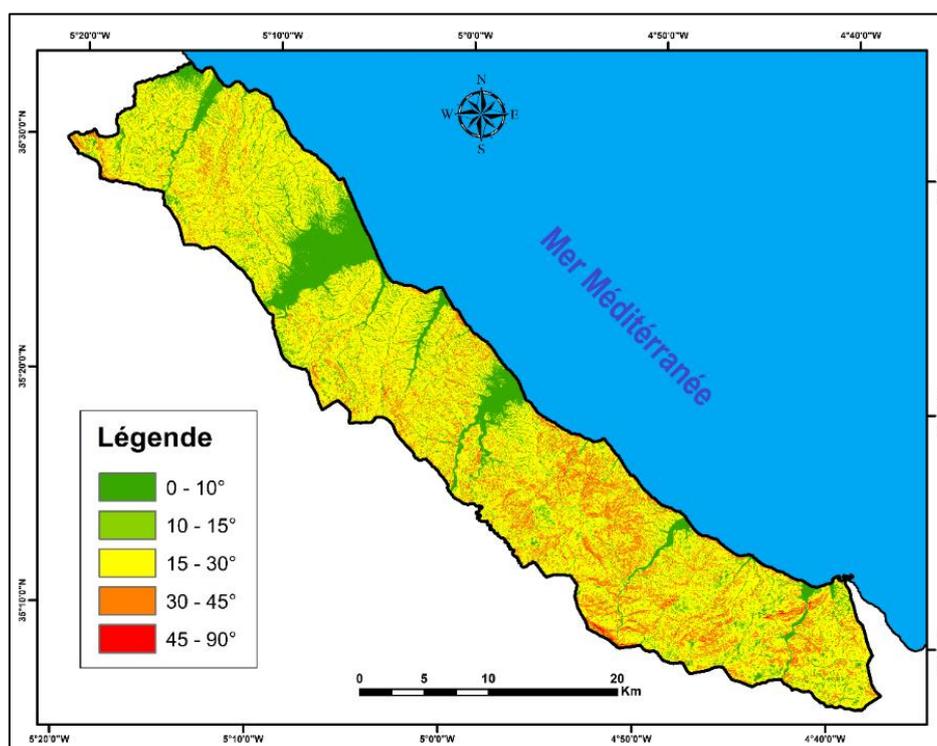


Figure 94 : Carte des pentes reclassifiée

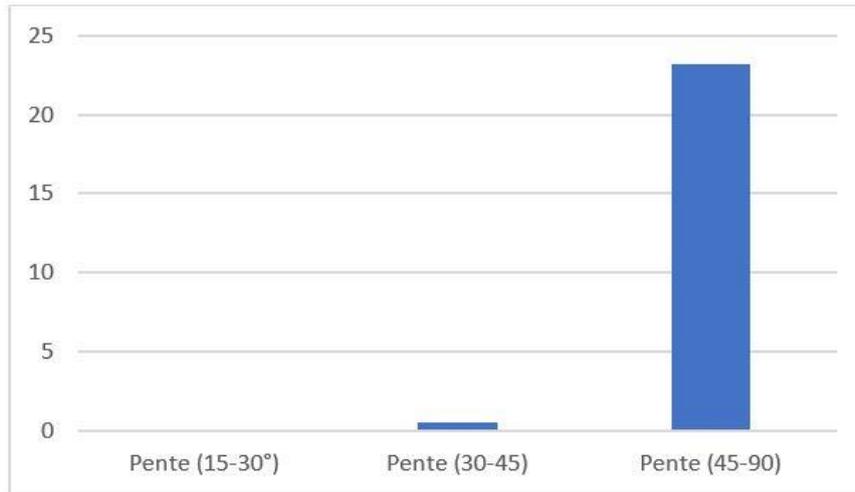


Figure 95 : Densité d'instabilité des classes de *pente*

2.9.6. Analyse des modalités du facteur « Elévation »

L'élévation, bien qu'elle ne corresponde pas à un champ physique, a une influence sur plusieurs champs physiques notamment le climat et la végétation. Dans la zone d'étude, on remarque que la variation de l'élévation affecte également le comportement de l'homme. En effet, l'homme est principalement installé dans des terres avec de faibles élévations. Ceci est en rapport avec les conditions favorables de vie qu'on retrouve au niveau de cette portion géographique. Ici, l'idée est de dégager le paramètre qui est influencé par l'élévation et qui est directement responsable de la répartition des instabilités de terrain. Nous nous basons donc sur 5 classes d'élévation (Fig. 96). D'après le graphe de la densité d'instabilité (Fig. 97), on remarque que la première classe d'élévation (0 - 200 m) présente la densité d'instabilité la plus élevée. Si nous partons du principe que le nombre d'instabilités augmente en allant d'un climat aride à climat plus humide, on comprend que le climat n'est pas responsable de la présente répartition d'instabilités. Après avoir exclu la dernière possibilité et en analysant les données de terrain, on affirme bien que les activités anthropiques sont directement liées à densité élevée d'instabilités dans la première classe d'élévation. Un autre paramètre qui est exclusivement lié à cette classe d'élévation et qui contribue également à l'augmentation de la densité d'instabilités ; il s'agit de l'érosion marine. Les autres classes d'élévation montre une légère différence de densité d'instabilités qui est contrôlée par différents facteurs. Finalement, on précise qu'au niveau de la première classe d'élévation (0 – 200 m), les endroits les plus rapprochés de la côte sont ceux qui connaissent la densité d'instabilités de terrain la plus élevée.

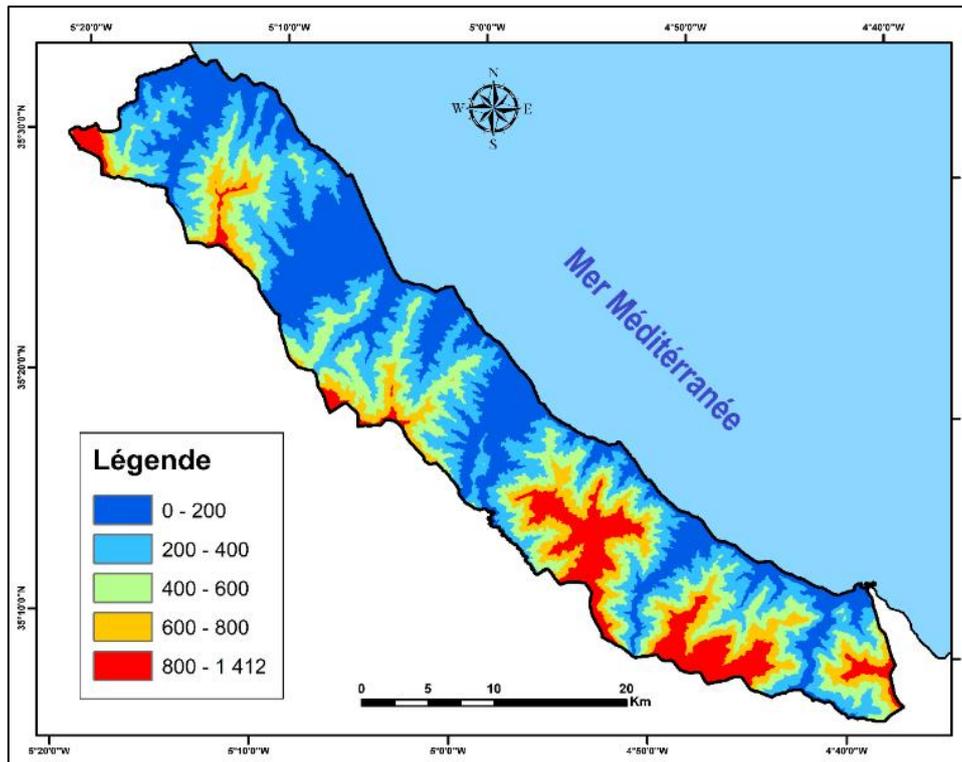


Figure 96 : Carte des 5 classes d'élévation (en mètre)

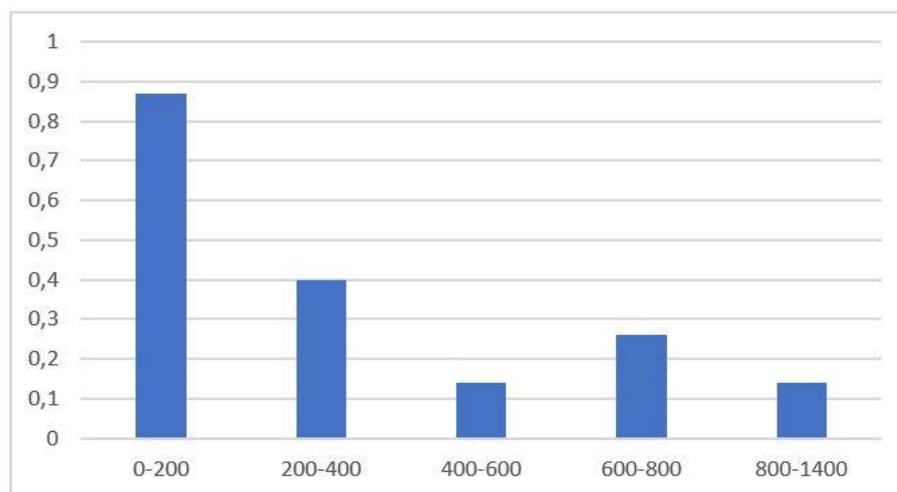


Figure 97 : Graphe de densité d'instabilité des modalités du facteur « **Élévation** »

2.9.7. Analyse des modalités du facteur « Exposition du versant »

La figure 98 montre que les versants à exposition « Nord » et « Est » sont marqués par une densité d'instabilités plus élevée que les versants à exposition « Sud » et « Ouest ». Ceci est très clairement lié à l'effet de Foehn. En effet, les versants à expositions Nord et Est (Fig. 99) sont considérés comme des versants « au vent » où l'humidité est plus intense et plus concentrée aggrave les processus d'altération et d'érosion. A l'opposé de cela, les versants à exposition Sud et Ouest sont considérés comme des versants « sous le vent » où l'humidité est moins abondante. Un autre point très essentiel qu'il ne faut absolument pas négliger et qui correspond

à la densité d'instabilités géométriques qu'on retrouve au niveau de chaque modalité d'exposition. Dans le terrain d'étude, les familles des discontinuités mécaniques (failles, diaclases, stratification, etc.) sont plus favorables à engendrer une instabilité géométrique à condition qu'elles soient en combinaison avec des expositions de versant bien déterminées. C'est tout à fait le cas des expositions Nord et Est qui s'accordent parfaitement avec les paramètres géométriques des familles de discontinuités existantes en donnant des instabilités géométriques.

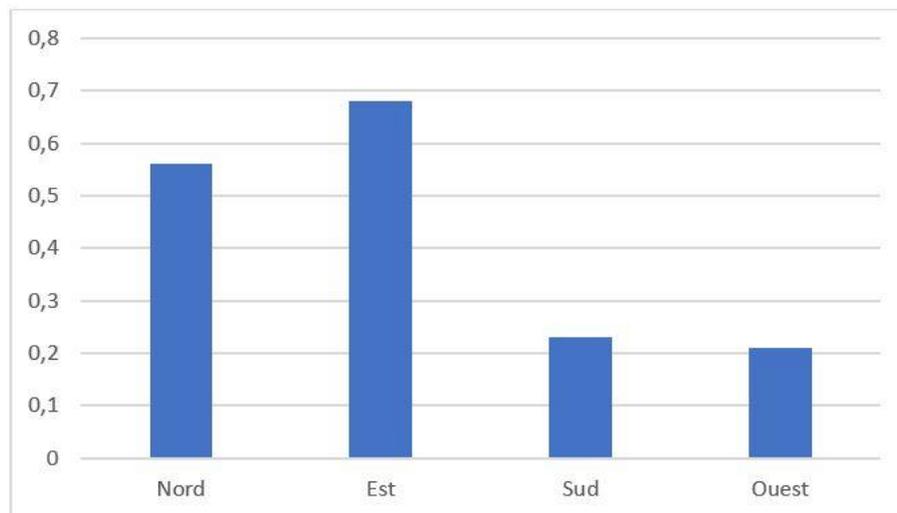


Figure 98 : Graphe de densité d'instabilité des modalités du facteur « *Exposition* »

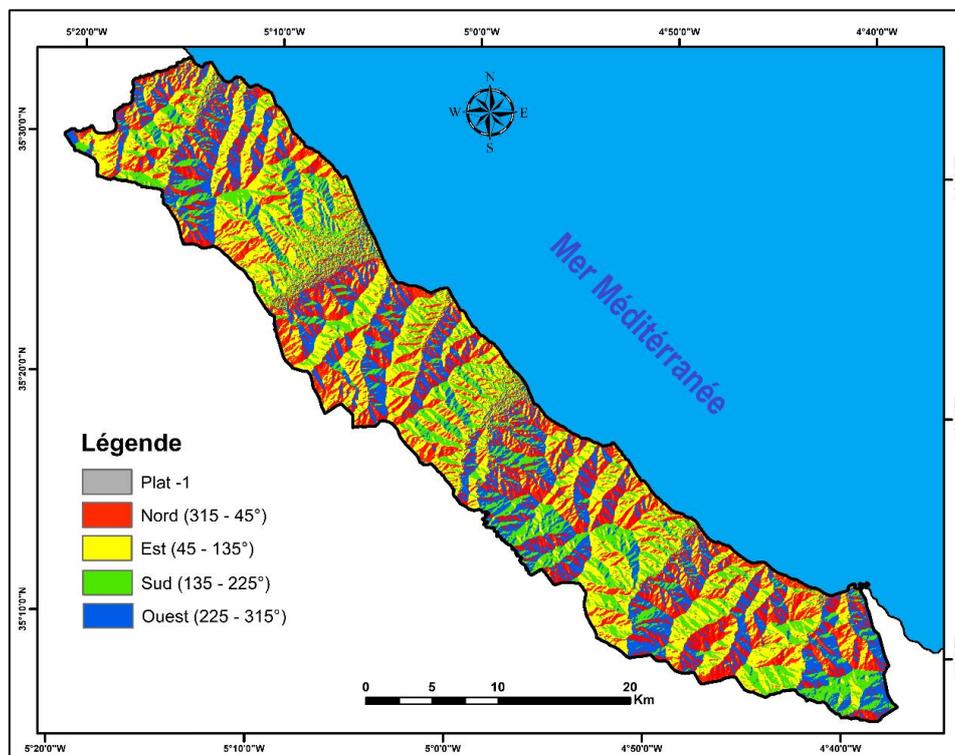


Figure 99 : Carte des expositions des versants

2.9.8. Analyse des modalités du facteur « Densité du réseau hydrographique »

La carte du réseau hydrographique comporte 4 classes dont 3 sont concernées par des instabilités de terrain (Fig. 100). En analysant le graphe des modalités (Fig. 101), on remarque que les 3 premières classes ont des densités d'instabilités presque égales. On déduit alors qu'il n'y a pas de modalité prépondérante pour ce facteur. Si on compare ces résultats aux résultats des analyses multivariés, on comprend pourquoi ce facteur n'a pas une grande influence sur les instabilités de terrain. Le fait d'attribuer une valeur quelconque à ce facteur, le degré d'instabilité reste presque invariable tout comme la densité des instabilités. L'influence réel de ce facteur reste appréciable au niveau de l'instabilité ou l'endroit susceptible d'avoir une instabilité. Ce que nous devons retenir de cette analyse, c'est qu'il y a une limite d'influence où le réseau du drainage n'a aucun effet sur les instabilités du terrain d'étude. La limite peut être définie dans la valeur de $3\text{m}^3/\text{s}$.

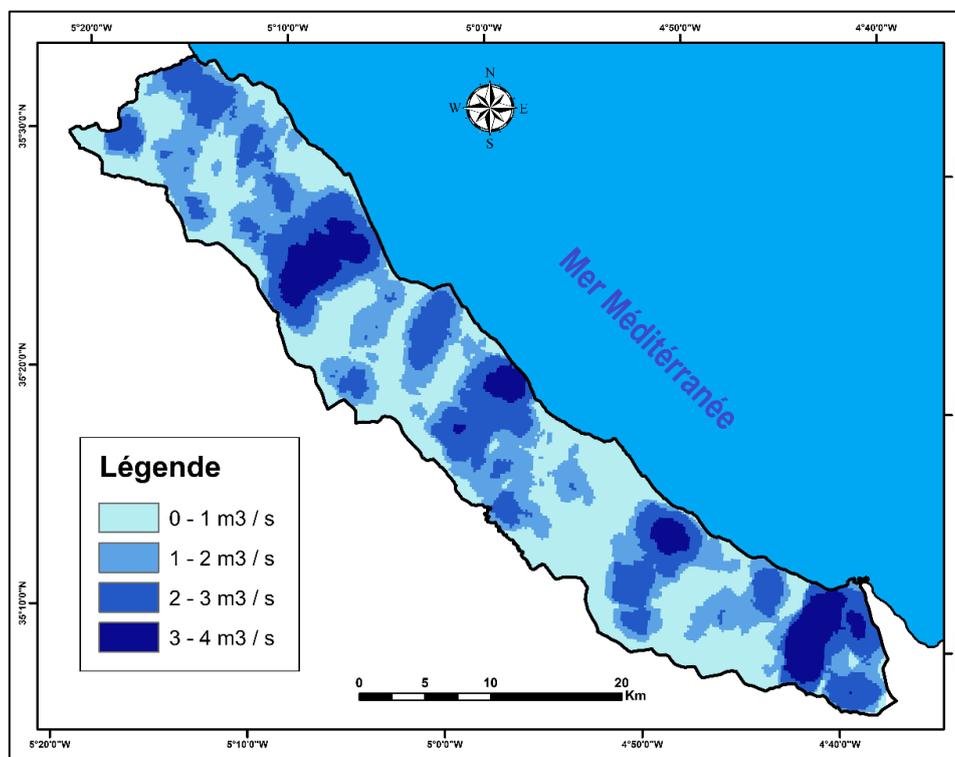


Figure 100 : Carte de densité du réseau hydrographique

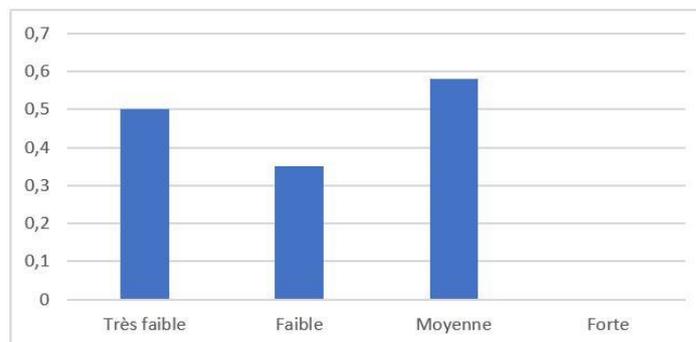


Figure 101 : Graphe de la densité d'instabilité des modalités du facteurs « Densité du réseau hydrographique »

2.9.9. Analyse des modalités du facteur « Occupation du sol »

La région d'étude connaît une diversification en classes d'occupation des sols. Parmi les 6 classes (Fig. 103), seules 4 classes sont concernées par des instabilités de terrain (Tableau. 8). L'absence d'instabilités au niveau des terrains agricoles revient à deux points principaux : le premier concerne la classe des pentes dans laquelle les terrains agricoles appartiennent. La classe des pentes ($0 - 30^\circ$), où les instabilités sont quasiment inexistantes, constitue le terrain propice pour l'agriculture. Le deuxième concerne l'intervention de l'homme dans la nature. On entend toujours parler que les interventions anthropiques paraissent parmi les facteurs d'instabilités les plus fréquents. Dans certains cas, c'est plutôt l'inverse qui se produit. En gérant un terrain, l'homme peut modifier les caractéristiques d'un terrain instable en le rendant stable. D'autre part, les travaux d'agriculture effacent complètement les traces témoins des instabilités préexistantes, ce qui rend leur recensement une tâche impossible. En analysant le graphe (Fig. 102), on remarque que les matorrals présentent la densité d'instabilité de terrain la plus élevée. Les matorrals occupent un tiers de la surface de la zone d'étude et sont présents dans des pentes allant de 15 à 75° . Si on compare la densité d'instabilités des deux classes de végétation (forêt et Matorral), on constate que les forêts peuvent diminuer le risque d'instabilité de 50 % par rapport aux matorrals. La modalité « Zone urbaine » vient en deuxième position. Au niveau des zones urbaines, les activités anthropiques (élévation, construction, aménagement, etc.) sont les principales causes des instabilités de terrain. Les terrains nus comprennent principalement des plateformes carbonatées sans végétation, des parties émergées du lit majeur des cours d'eaux, des terrains déboisés et parfois même des terres en jachère. Au niveau de cette classe, les instabilités de terrain sont majoritairement présentes au niveau des falaises carbonatées et des terrains déboisés à forte pente. Ces deux dernières entités ne représentent qu'une petite partie des terrains nus ce qui explique la faible densité d'instabilité dans cette classe.

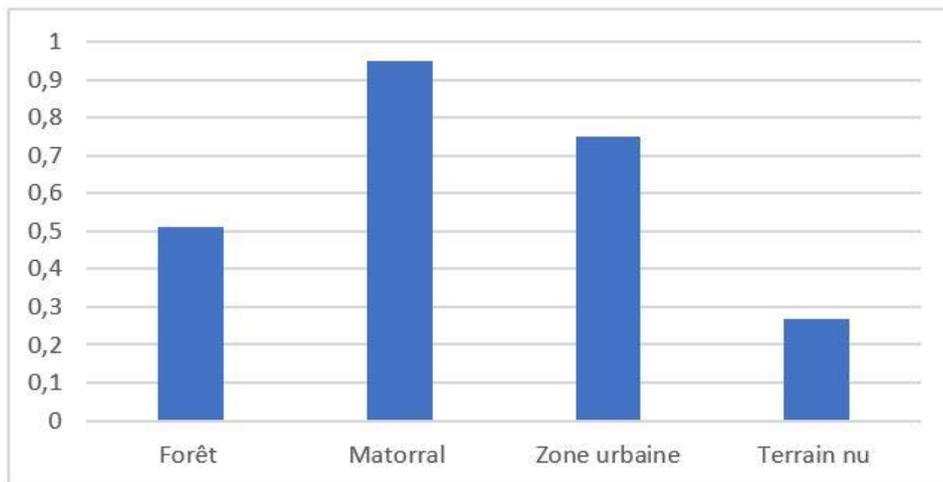


Figure 102 : Graphe de Densité d'instabilité des modalités du facteur « Occupation des sols »

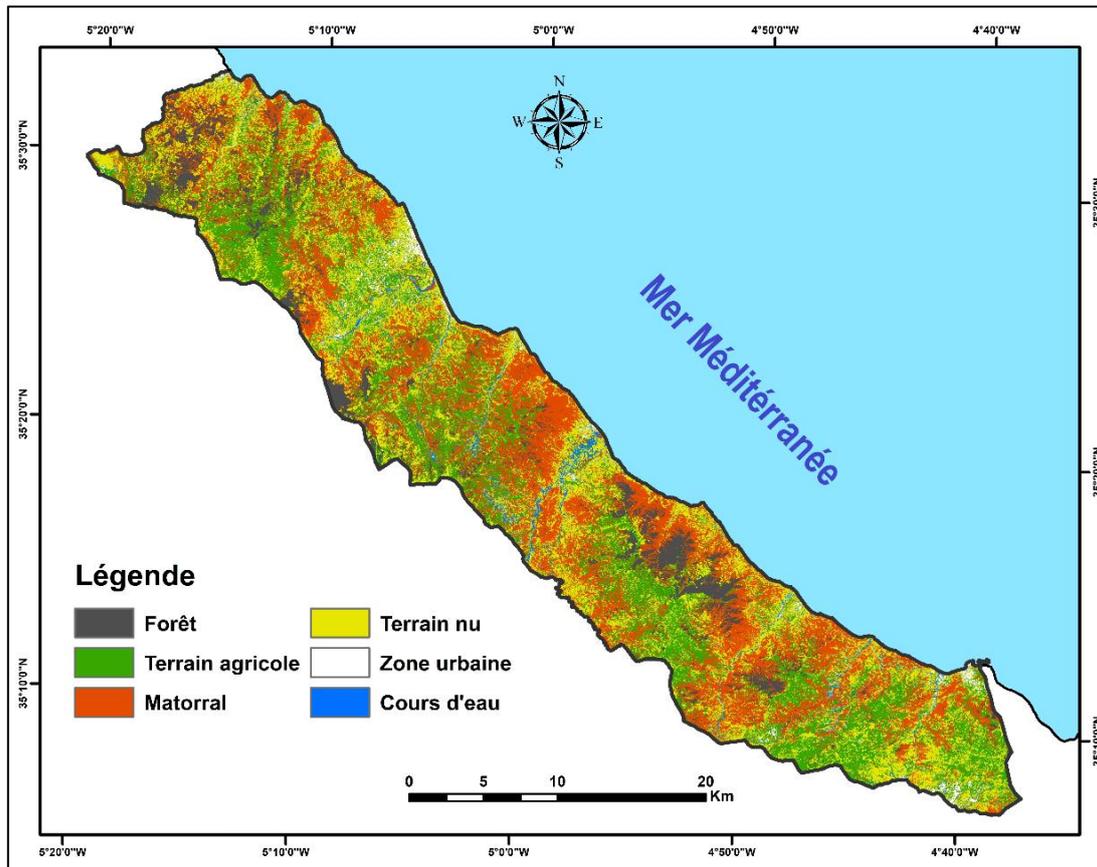


Figure 103 : Carte de l'occupation des sols de la région d'étude

2.10. Synthèse et conclusion des analyses statistiques

Le présent travail a montré que les analyses statistiques sont des méthodes appropriées pour évaluer les facteurs causatifs des instabilités de terrain. Elles peuvent être descriptives ou explicatives en fonction de l'objectif recherché. L'analyse des facteurs causatifs et leurs modalités a nécessité le traitement de données qualitatives et quantitatives. L'ACM a été utilisée pour les variables qualitatives et l'ACP pour les variables quantitatives. Nous avons pu mettre en évidence que :

- Le choix des plans factoriels dépend de la terminologie de l'étude et des objectifs recherchés.
- Pour qu'une analyse soit juste et complète, les dimensions choisies doivent être représentatives des facteurs causatifs, et chaque facteur doit avoir une contribution minimale.
- Pour les deux méthodes (ACM et ACP), l'analyse des corrélations multiples a permis de mettre en évidence le nombre d'interrelations pour chaque facteur.
- En ACM, la classification des facteurs selon leur ordre d'influence peut être réalisée par l'observation du nombre de corrélations de chaque facteur et par une classification hiérarchique qui regroupe les sites étudiés en classes d'instabilité.
- En ACP, l'évaluation du degré d'influence des facteurs causatifs dépend de l'analyse du nombre de corrélations entre les variables, et encore plus de l'appartenance des sites étudiés à un groupe spécifique de variables.

Il est important de souligner que le jugement d'un expert reste indispensable dans l'analyse statistique multivariée, surtout en ACP. Le rôle de l'expert est essentiel lorsque les modalités des variables présentent des valeurs extrêmes et lorsque les individus ne présentent pas de tendance visible pour une ou plusieurs variables spécifiques. La vigilance est recommandée quant à l'interprétation des corrélations, car les méthodes statistiques multivariées peuvent parfois montrer des corrélations qui n'ont aucune interprétation logique.

L'analyse statistique bivariée a mis en évidence les différentes modalités d'instabilités les plus influentes des moins influentes. Pour connaître l'ampleur d'une modalité d'instabilité dans la zone d'étude, il faut comparer les densités d'instabilités calculées avec le pourcentage de chaque modalité.

La susceptibilité aux mouvements de terrain peut être appréciée à travers l'analyse statistique bivariée. Un site qui inclut toutes les modalités qui ont les densités d'instabilités les plus élevées est certainement celui qui a la plus grande susceptibilité aux instabilités de terrain, et inversement.

Enfin, les analyses statistiques multivariées et bivariées montrent une cohérence des résultats. En effet, les facteurs causatifs peuvent être évalués en comparant les deux méthodes statistiques. Les modalités d'une même variable qui ont une forte contribution dans les analyses statistiques multivariées ont des valeurs de densité d'instabilité très variées en analyses statistiques bivariées. Ceci peut être vérifié en regardant, à titre d'exemple, les graphes des densités d'instabilité des facteurs « *Lithologie* », « *Persistance* » et « *Élévation* ». A l'opposé de cela, les modalités des facteurs qui ont moins contribué en analyses statistiques multivariées ont des densités d'instabilité presque égales en analyses statistiques bivariées (le cas du facteur « *Densité du réseau hydrographique* »).

CONCLUSION GENERALE

Le présent travail de recherche avait pour objectif général d'étudier l'influence des facteurs d'instabilités de terrain de la région côtière entre Tétouan et Jebha. Les problèmes d'instabilités dans la région persistent toujours avec des conséquences désastreuses même dans les endroits censés être stables. De ce fait, et vis-à-vis de notre domaine d'expertise, nous nous sommes intéressés en premier temps à l'étude de l'influence des facteurs causatifs géologiques et géotechniques (lithologie, géomécanique, géologie structurale, géomorphologie et hydrogéologie) et des facteurs des disciplines associées (topographie, hydrologie, climatologie, géobiologie et anthropisation). Pour ce faire, nous avons eu recours à des méthodes et techniques multidisciplinaires d'ordre qualitatif et quantitatif (levées du terrain, télédétection, SIG, géostatistiques, modélisations numériques et géotechniques, etc.).

A travers l'étude des différents contextes du milieu, nous avons compris que nous avions à faire à un terrain très problématique en termes de risque d'instabilités de terrain et de compréhension des facteurs causatifs vis-à-vis de la richesse et de la variété des composantes naturelles :

- La région d'étude, appartenant à la fameuse chaîne rifaine, avec son évolution géodynamique depuis le Paléozoïque jusqu'à l'actuel, fait partie des endroits les plus actifs au monde. Le dernier modèle semble le plus convaincant dont nous rejoignons pleinement ses propos. Les épisodes géodynamiques qui se sont succédés depuis l'Eocène sont les plus intenses dans l'histoire de la chaîne et responsables de sa structuration actuelle. Ces évènements ont eu pour corollaire la fragilisation du terrain par l'intensification et le développement des discontinuités géologiques qui favorisent le déclenchement des instabilités.
- Les formations lithologiques très diversifiées (schistes, grès, péridotites, calcaires, etc.), apparentant aux différentes unités structurales (Sebtides, Ghomarides, Dorsale Calcaire, Nappe des flyschs), dont les comportements mécaniques sont différents, favorisent la mise en place de plusieurs types d'instabilités de terrain. Le même principe s'applique pour les unités géomorphologiques.
- La région est caractérisée par différents types de climats méditerranéen à influence marine. Selon l'élévation, les précipitations peuvent aller de 300 mm/an à plus de 1000mm/an et peuvent avoir différents caractères dynamiques (pluie fine, orage, etc.).
- L'analyse des zones sismogènes ont montré que la majorité des séismes ressentis au niveau de la région d'étude proviennent de la zone « TASZ ». Les magnitudes et les fréquences des séismes sont généralement faibles.
- Les nappes d'eau souterraines sont concentrées au niveau des plaines là où les pentes sont très douces, quelquefois sous forme de nappes perchées. Leur influence sur les instabilités du terrain est quasi-absente.

Nous nous sommes ensuite concentrés sur l'étude des instabilités du terrain de la région d'étude. A travers les observations in-situ du terrain et des images satellitaires, les différentes typologies d'instabilités existantes ont pu être identifiées, et qui se réunissent en trois grandes familles : les éboulements, les glissements et les écoulements. Après un rappel des différentes notions mécaniques sur la stabilité des pentes, les différents facteurs de prédisposition et déclenchants

qui régissent les instabilités de terrain ont été définis. Ainsi plusieurs conclusions ont pu être tirées :

- Les caractéristiques lithologiques du terrain étaient les premiers éléments à analyser. Du point de vue pétrographique, les phyllosilicates, par leurs faibles résistances mécaniques en liaison avec leur structure cristalline, et en termes de fréquence des phénomènes gravitaires enregistrés, représentent les minéraux les plus propices aux instabilités de terrain.
Certaines roches connaissent un degré d'altérabilité très élevé, ce qui favorise l'apparition de minéraux aux caractères mécaniques médiocres. Ceci est typique des roches cristallines (schistes et péridotites) dont les minéraux silicatés sont transformés en phyllosilicates. Les péridotites, par leur composition en olivines et en pyroxènes, correspondent aux roches les plus sensibles à l'altération. Des minéraux comme la serpentine, la magnésite et le talc peuvent apparaître. La fréquence élevée des glissements de terrain dans le massif des péridotites est en partie liée à la présence de matériaux d'altération, bien que les résistances mécaniques générales du massif soient élevées. D'autre part, l'altération est responsable de formation des horizons pédologiques. Des instabilités de terrain (glissements, coulées) peuvent alors se manifester au niveau ou à travers les horizons meubles à caractéristiques mécaniques faibles.
- Les discontinuités géologiques ont été étudiées en relation avec la densité (caractère quantitatif) et les caractères qualitatifs qui favorisent au mieux l'instabilité. Ainsi, nous avons abordé certains caractères qualitatifs très déterminants qu'il en faut absolument tenir compte lors des études des facteurs causatifs. Nous avons expliqué également la façon dont ils prédisposent les versants aux instabilités. En bref, les discontinuités géologiques ont plus de chance de prédisposer les versants à la rupture, par leur fortes persistances, par leur orientation parallèle à celle du versant, par leurs ouvertures importantes et par leur remplissage colmaté et homogène.
- Les facteurs topographiques ont également leur part de responsabilité en tant que facteurs de prédisposition. Hormis la pente qui est un facteur indispensable à la rupture, la hauteur du talus ou du versant s'est avérée déterminante ; une hauteur plus importante augmente la probabilité de rupture et l'ampleur de l'instabilité. L'exposition du versant influence la probabilité de rupture principalement si le versant est de même orientation que les discontinuités géologiques du terrain.
- Les sollicitation cycliques des entités hydrologiques prédisposent les terrains aux instabilités. L'action érosive de l'écoulement des cours d'eau déstabilise les berges et les versants adjacents en éliminant leurs butées de pied stabilisatrices. Les sources d'eau favorisent un ruissèlement superficiel qui génèrent des ravinements dans le sol. L'eau des sources est globalement guidée par de grands accidents tectoniques. Le phénomène de « sous-placage hydrogéologique », qui correspond à l'augmentation de la pression interstitielle sous une couche de sol peu perméable, était responsable de plusieurs glissements de terrain. L'effet du déferlement incessant des vagues contre les falaises et les versants côtiers contribue à leur prédisposition aux instabilités de terrain.
- l'occupation du sol, le type et la densité de végétation sont des facteurs qui contrôlent l'occurrence des instabilités de terrain en la favorisant ou en la défavorisant. L'appréciation de la causalité de ces facteurs nécessite de bonnes analyses de terrain et ce vis-à-vis des autres facteurs d'instabilités.

- Les aménagements des routes sont considérés parmi les activités anthropiques les plus influentes sur l'occurrence des instabilités de la région. L'homme déstabilise les talus en excavant les butées de pied, en augmentant les charges en amont et en aval et en perturbant la circulation des eaux.
- Le facteur déclenchant le plus pertinent est de loin les précipitations à caractère torrentiel. Des événements pluviométriques extrêmes ont été récemment enregistrés dans la région dont nous avons bien apprécié et confirmé leurs répercussions en termes de déclenchement des instabilités de terrain.

L'évaluation de l'ampleur et de la distribution spatiale des instabilités de terrain a été réalisée grâce à des inventaires multi-temporels. La méthodologie de leur cartographie, basée sur le couplage entre les analyses géomorphologiques du terrain et les interprétations des images satellitaires, s'est avérée particulièrement exhaustive. Nous avons également proposé des améliorations de l'interprétation visuelle pour des résultats plus précis. Ainsi, 342 instabilités de terrain, des quatre typologies étudiées, ont été recensées sur une surface de 763 Km². Une carte de densité d'instabilités, dérivant des cartes d'inventaires, a été créée pour évaluer quantitativement les endroits à fort risque d'instabilité.

La corrélation et la superposition des données d'inventaire avec certains paramètres du milieu, ont permis d'avoir une première vision de leur distribution. Ce concept méthodologique, basé sur la combinaison entre deux méthodes d'évaluation qualitative, a permis d'apprécier visuellement les paramètres d'instabilités les plus influents et de faciliter le choix des sites d'étude typiques dont les données paramétriques ont été décrites pour les intégrer ensuite dans des approches méthodologiques d'ordre quantitatif (analyses statistiques).

L'évaluation du degré d'influence des facteurs causatifs, en se servant des analyses statistiques multivariées, est la contribution la plus importante de ce travail. L'approche multi-méthodologique, développée dans le cadre de cet objectif, a prouvé son objectivité, en relation avec la détermination automatique des poids d'influence de chaque facteur causatif. Nous avons compris que le taux de contribution d'un facteur dans le jeu de données était la clé pour évaluer son poids d'influence. C'est dans ce sens que nous avons développé « **L'Analyse des Corrélations Multiples** » qui est un des éléments clé de ce travail de recherche. Grâce à ce concept, nous avons pu déterminer le nombre d'interrelations entre chaque facteur. Le facteur ayant le plus grand nombre de corrélations est le plus influent. En ACM, le degré d'influence des facteurs causatifs qualitatifs a été évalué en analysant le graphe des variables ou en faisant une classification hiérarchique des sites d'étude. En ACP, le degré d'influence des facteurs causatifs quantitatifs a été évalué en analysant les cercles de corrélations.

Dans la région côtière entre Tétouan et Jebha, les analyses statistiques multivariées ont considéré que les facteurs géologiques étaient les plus influents sur les instabilités de terrain, suivis par les facteurs géométriques, climatiques, hydrologiques, environnementaux (végétation et occupation du sol) et anthropiques. Les analyses ont montré également que le type et la fréquence des instabilités sont intrinsèques au degré d'influence de chaque facteur causatif.

Les analyses statistiques multivariées ont permis par la suite de déterminer les facteurs dont les paramètres seront analysés en fonction de la densité d'instabilité existante. Elles ont également prouvé leur utilité en contribuant dans la création de certaines cartes paramétriques comme la carte de la persistance des fractures et la carte de la densité des joints. En effet, ces dernières

sont difficilement productibles en raison de l'hétérogénéité et la distribution volumique des paramètres dans un terrain très vaste. Grâce aux rapports de corrélations élevés entre ces paramètres structuraux et la lithologie du terrain, en plus de la disponibilité des entités vectorielles du paramètre « lithologie », les cartes ont pu être produites.

L'évaluation des paramètres (modalités) des facteurs les plus influents a été réalisée en calculant la densité d'instabilité de chaque paramètre du terrain par l'intermédiaire d'une analyse statistique bivariée. En analysant les graphs des densités, nous sommes arrivés aux conclusions suivantes en rapport avec le rôle des facteurs de prédisposition détaillé dans le chapitre 3 :

- Les péridotites correspondent aux roches les plus affectées par les glissements de terrain. Ceci est contre intuitif compte-tenu de leur résistances mécaniques élevées. En faisant des analyses plus poussées, nous avons mis en évidence que ceci est dû, entre autres, au développement des minéraux d'altération (phyllosilicates et autres), à propriétés mécaniques très réduites, à l'intérieur des joints mécaniques qui connaissent d'ailleurs une forte densité.
- Les fortes persistances des fractures, par leur extension ininterrompue dans le massif, favorise la rupture. Le même principe s'applique pour la densité des joints ; les densités élevées des joints connaissent la plus grande densité d'instabilités.
- La classe d'altitude (0 – 200 m) comporte la densité d'instabilités la plus élevée. Ceci n'est pas du tout lié au climat du milieu. Si nous partons du principe que le nombre d'instabilités augmente avec l'humidité du milieu (altitude plus importante), c'est plutôt l'inverse qu'on aurait trouvé. A travers des analyses à différentes échelles, nous avons compris que les activités anthropiques liées à l'aménagement des routes et le caractère abrasif des vagues au niveau des versants côtiers sont responsables de cette densité.
- Les instabilités de terrain sont plus concentrées dans les orientations Nord et Est des versants. Nous avons attribué cela à deux facteurs essentiels : le premier est lié aux instabilités géométriques qui se développent mieux dans ces expositions. Le deuxième revient aux activités d'aménagement des routes et de l'érosion marine qui sont plus concentrées dans ces deux expositions.
- Concernant l'occupation du sol, les forêts, par leur densité d'instabilité réduite, correspondent à un paramètre qui favorise la stabilité. Les activités agricoles ont également un effet stabilisateur des versants.

Recommandations et intérêt

Un inventaire exhaustif des instabilités de terrain est la première étape essentielle de l'évaluation de l'influence des facteurs causatifs mais également pour une gestion de risque. Il permet de sélectionner efficacement et rapidement des sites d'étude représentatifs (en relation avec des instabilités existantes) de tous les facteurs causatifs présents. Si un tel inventaire est inaccessible ou imprécis, nous recommandons fortement d'en réaliser un en suivant la méthodologie décrite dans le présent travail. En effet, sans un tel inventaire, les sites d'étude choisis au hasard peuvent ne pas être bien représentatifs du terrain d'étude. Ceci affecte la qualité des résultats et peut donc conduire à des résultats moins précis.

De même, les données descriptives du terrain doivent être aussi complètes que possible. Pour obtenir des résultats pertinents, un retour d'expérience permanent avec les sites d'étude est recommandé afin de prendre en compte leurs spécificités et leurs complexités. Ceci est d'autant plus important en fonction des facteurs causatifs à prendre en compte, car ces derniers dépendent fortement des zones étudiées.

Concernant les études de susceptibilités, nous recommandons fortement l'utilisation des approches méthodologiques abordées dans le présent travail :

- La méthodologie d'inventaire appliquée permet d'avoir des cartes aussi représentatives des instabilités existantes. Les cartes de susceptibilité pourront ainsi être comparées aux cartes d'inventaire pour but de validation.
- L'analyste pourra s'inspirer de la richesse des facteurs causatifs d'instabilités abordés et de la façon quant à l'extraction des données.
- L'approche méthodologique appliquant des méthodes statistiques multivariées, permettra de réaliser un classement automatique des facteurs, ce qui peut être très bénéfique pour les méthodes d'évaluation de la susceptibilité par pondération des facteurs et combler la subjectivité de la pondération par jugement de l'expert.
- Grâce aux résultats des analyses statistiques multivariées, les facteurs les plus prépondérants peuvent être distingués. La susceptibilité pourra ainsi être appréciée par le calcul de la densité de l'instabilité par rapport aux paramètres de chaque facteur.

Par ailleurs, l'utilisation de la méthodologie d'analyse d'influence des facteurs causatifs par les ACM et ACP est recommandée pour tous les domaines d'intérêt. En effet, cette méthodologie ne se limite pas qu'au domaine des géosciences mais à tous les domaines et disciplines qui s'intéressent à une problématique où les facteurs sont très variés.

Perspectives

Suite à ces premières études, il existe un certain nombre de points importants qui ont été soulevés et qui mériteraient d'être poursuivis ou améliorés :

- Faire un inventaire précis des sources d'eau de la région pour identifier les endroits les plus susceptibles aux instabilités.
- Analyse exacte des niveaux piézométriques surtout au niveau des versants pour repérer les nappes perchées. Bien malheureusement, les nappes connues jusqu'à présent sont celles situées sous les plaines. Néanmoins, nous soupçonnons l'existence de plusieurs nappes perchées même dans les formations présumées imperméables. En effet, L'hétérogénéité lithologique de certains terrains peut favoriser la formation de nappes perchées.
- Etudes hydrogéologiques de l'aquifère du massif des péridotites, pour évaluer l'impact de la nappe sur les instabilités existantes.
- Etudier les systèmes de fracturation en relation avec la circulation des eaux souterraines et l'apparition des résurgences, surtout que plusieurs sources naissent aux sommets des versants. Il s'agit d'un sujet hydrogéologique très important qui peut mener à des découvertes intéressantes.
- Faire des analyses pétrographiques détaillées, notamment au diffractomètre à rayon X, de tous les horizons du sol pour mieux apprécier le taux des phyllosilicates et des autres matériaux à résistances mécaniques faibles.

- Etude détaillée du rôle de déferlement des vagues sur les versants de la ligne côtière entre Tétouan et Jebha, par rapport aux instabilités de terrain et leur impact sur l'ensevelissement des plages (impact socio-économique).
- Mise à jour de l'inventaire des instabilités de terrain. Perfectionner et améliorer les méthodologies d'inventaire quand il s'agit de zones d'étude très étendues.
- En appliquant des analyses statistiques bivariées, il faut calculer les densités d'instabilités de chaque type d'instabilité de terrain par rapport aux paramètres du terrain, afin d'apprécier les paramètres des facteurs qui contrôlent les typologies.

Par ailleurs, ce type de travail peut conduire à une meilleure connaissance de l'aléa « instabilité de terrain », et par là, une politique de gestion de risques peut être mise en place par les autorités compétentes pour objectif d'atténuer les risques d'instabilités de terrain.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Abernethy B, Rutherford I D, (2000). Does the weight of riparian trees destabilize riverbanks?. *Regul. Rivers Res. Manag.*, 16, 565–576.
- ABHL (Agence du bassin hydraulique Loukkos) (2009). L'agence du bassin hydraulique du Loukkos en bref, 14 p. http://www.agire-maroc.org/fileadmin/user_files/pdf/session2/12_8Intersession1_ABH_Loukkos_El_Annid.pdf (accédé 30/01/2023).
- Adams P N, Anderson R S, Revenaugh J, (2002). Microseismic measurement of wave-energy delivery to a rocky coast. *Geology*, 30, 895-898.
- Adams P N, Storlazzi C D, Anderson R S, (2005). Nearshore wave-induced cyclical flexing of sea cliffs. *Journal of Geophysical Research*, 110, F02002.
- Afiri A, (2011). Etude pétro-structurale des péridotites de Béni Bousera et des roches crustales sus-jacentes (Rif Interne, Maroc) : Implications géodynamiques. Sciences de la Terre. Thèse de Doctorat, Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences Semlalia de Marrakech, Maroc.
- Ait Brahim L, Bousta M, Jemmah I A, El Hamdouni I, El Mahsani A, Abdelouafi A, Sossey alaoui F, Lallout I (2018). Landslide susceptibility mapping using AHP method and GIS in the peninsula of Tangier (Rif-northern morocco). MATEC Web Conf, Volume 149.
- Ait Brahim L, Chotin P, Tadili B, Ramdani M, (1990). Failles actives dans le Rif central et oriental (Maroc).compte Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, tome 2, n°310, p. 1123-1129.
- Ait Brahim L, Sossey Alaoui F, (2002). Utilisation de la télédétection pour l'analyse de la fracturation du domaine interne rifain (Maroc) : Relation avec la répartition des sources. *Revue canadienne : Télédétection*, 3(1), 33-47.
- Aleotti P, Chowdhury R, (1999). Landslide hazard assessment: Summary review and new perspectives. *Bull Eng Geol Environ*, 58, 21–44.
- Al Karkouri J (2017). Les milieux montagneux marocains à l'épreuve du changement climatique (cas de la montagne rifaine). *Hespéris-Tamuda*, 52(1), 237–267.
- Allmaras P., Burwell R., Larson W. et Holt R. (1966). Total porosity and random roughness of the interrow zone as influenced by tillage. USDA Conserv. Res. Rep. 7, pp 1–14.
- Álvarez-Valero, A.M., Jagoutz, O., Stanley, J., Manthei, C., Maz, A. El, Moukadiri, A., Piasecki, A., (2014). Crustal attenuation as a tracer for the emplacement of the Beni Bousera ultramafic massif (Betico-Rifean belt). *Bull. Geol. Soc. Am*, 126, 1614– 1624.
- Alvioli M., Baum R.L. (2016). Parallelization of the TRIGRS model for rainfall-induced landslides using the message passing interface. *Environ. Model. Software*, 81, 122-135
- Andrieux, J., Fontbote, J.-M., Mattauer, M., (1971). Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 12, 191–198.
- Antoine, P., Giraud, A. (1995). Typologie des mouvements de versants dans un contexte opérationnel. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 51, 57–62
- Ardizzone F, Cardinali M, Galli M, Guzzetti F, Reichenbach P (2007). Identification and mapping of recent rainfall-induced landslides using elevation data collected by airborne LiDAR. *Nat Hazards Earth Sys Sci*, 7(6), 637–650.

Aristizábal, E., García, E., and Martínez, C. (2015). Susceptibility assessment of shallow landslides triggered by rainfall in tropical basins and mountainous terrains. *Nat. Hazards*, 78, 621–634.

Asroun A, Durville J L (2005). Stabilité des massifs rocheux fissurés. *Rev. Fr. Geotech*, 112 , 5-9.

Atta-ur-Rahman KAN, Collins AE, Qazi F (2011). Causes and extent of environmental impacts of landslide hazard in the Himalayan region: a case study of Murree, Pakistan. *Nat Hazards*, 57, 413–434.

Augier R, Jolivet L, Do Couto D, Negro F. (2013). From ductile to brittle, late to post-orogenic evolution of the Betic Cordillera: Structural insights from the northeastern Internal zones. *Bull Soc géol France*, 184, 405–425.

B

Baccini A, (2010). Statistique Descriptive Multidimensionnelle (pour les nuls). Publications de l'Institut de Mathématiques de Toulouse. Disponible en ligne: <https://math.univ-toulouse.fr/~baccini/zpedago/asdm.pdf> (accédé 30 aout 2022).

Banda, E., Ansorge, J., Boloix, M., Córdoba, D., (1980). Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (Western Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Lett*, 49, 219–230.

Barnard PL, Owen LA, Sharma MC, Finkel RC, (2001). Natural and human-induced landsliding in the Garhwal Himalaya of northern India. *Geomorphology*, 40, 21–35.

Baudelot, S., Bouhdadi, S.D., Durand-Delga, M., (1984). Datation palynologique du Trias moyen au sein des grès rouges “permo-triasiques” des environs de Tétouan (Rif septentrional, Maroc). *Acad Sci Paris*, 2, 1061-1068,.

Bell R, Glade T, (2004). Landslide risk analysis for BÍldudalur, NW-Iceland. *Natural Hazard and Earth System Science*, 4: 1-15.

Benmakhlouf, M., Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., Sanz de Galdeano, C., Ahmamou, M., López-Garrido, A.C., (2012). Inversion of transfer faults: the Jebha-Chrafate fault (Rif, Morocco). *J. African Earth Sci*, 73-74, 33–43.

Berti, M., Martina, M., Franceschini, S., Pignone, S., Simoni, A., Pizziolo, M, (2012). Probabilistic rainfall thresholds for landslide occurrence using a Bayesian approach. *J. Geophys. Res. Earth Surface*, 117, 1–20.

Bessière E, (2019). Evolution géodynamique des zones internes des Cordillères Bétique (Andalousie, Espagne) : apports d'une étude pluridisciplinaire du complexe Alpujarride, OSUC. Orléans : Université d'Orléans, 316 p.

Beven K, Germann P, (1982). Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research* 18(5), pp. 1311–1325.

Billi A, Faccenna C, Bellier O, Minelli L, Neri G, Piromallo C, et al., (2011). Recent tectonic reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean. *Bull Soc géol France*, 182, 279–303.

Bird P, (1979). Continental delamination and the Colorado Plateau. *J. Geophys. Res*, 84, 7561–7571.

Bischoff CA, Ferreti A, Novali F, Uttini A, Giannico C, Meloni F, (2020). Nationwide deformation monitoring with SqueeSAR using Sentinel-1 data. *Proc Int Assoc Hydrol Sci*, 382, 31–37.

Bishop A.W, (1955). The use of the slip circle in the stability analysis of slopes. *Geotechnique*, 5(1) 7-17.

Blanco, M.J., Spakman, W., (1993). The P-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below southern Spain. *Tectonophysics*, 221, 13–34.

Booth-Rea G, Azañón JM, García-Dueñas V, Augier R, (2003). Uppermost-Tortonian to present depocentre migration related with segmentation of the Palomares Fault Zone (PFZ), SE Betics, Spain. *C. R. Geosciences*, 335, 751–761.

Bost M, (2008). Altération par le gel des massifs rocheux : Etude expérimentale et modélisation des mécanismes de génération des contraintes dans les fissures. Thèse de Doctorat, Ecole des Ponts ParisTech, France.

Bouillin J.P., Durand-Delga M, Olivier Ph, (1986). Betic-Rifian and Tyrrhenian Arcs : distinctive features, genesis and development stages. *Developments in Geotectonics*, 21, 281-304.

Bouybaouène, M.L., Goffé, B., Michard, A., (1995). High-pressure, low-temperature metamorphism in the Sebides nappes, northern Rif, Morocco. *Geogaceta*, 17.

Bozzano, F., Cipriani, I., Mazzanti, P. et al., (2011). Displacement patterns of a landslide affected by human activities: insights from ground-based InSAR monitoring. *Nat Hazards*, 59, 1377–1396.

Brabb E E, (1991). The world landslide problem. *J Int Geo*, 14(1), 52–61.

Braeken J, van Assen M A L M, (2017). An empirical Kaiser criterion. *Psychol. Methods*, 22, 450–466.

Brunsdon D, (1985). Landslide types, mechanisms, recognition, identification. In: Morgan CS (ed) *Landslides in the South Wales Coalfield, Proceedings Symposium*. The Polytechnic of Wales, pp 19–28.

Brunsdon D, (1993). Mass movements; the research frontier and beyond: a geomorphological approach. *Geomorphology*, 7, 85–128.

Buform, E., Bezzeghoud, M., Udias, A., Pro, C., (2004). Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications. *Pure and Applied Geophysics* 161, 623–646.

C

Capecchi, V.; Perna, M.; Crisci, A., (2015). Statistical modelling of rainfall-induced shallow landsliding using static predictors and numerical weather predictions: Preliminary results. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, 15, 75–95.

Capitani M, Ribolini A, Bini M, (2013). The slope aspect: A predisposing factor for landsliding?. *Comptes Rendus Geoscience*, 345 (11–12), 427-438.

Carrara, A., Cardinali, M., Guzzetti, V., Reichenbach, P., (1995) GIS-based techniques for mapping landslide hazard. In, Carrara A, Guzzetti F, (eds), "Geographical Information System in assessing natural hazard". *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, vol 5. Springer, Dordrecht. pp. 135-176.

Carson, M. A., Kirkby, M. J., (1972). *Hillslope Form and Process*. Cambridge University Press, 475.

Casciello E, Fernández M, Vergés J, Cesarano M, Torne M., (2015). The Alboran domain in the western Mediterranean evolution: The birth of a concept. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 186, 371-384.

Cascini L, Fornaro G, Peduto D, (2010). Advanced low-and full-resolution DInSAR map generation for slow-moving landslide analysis at different scales. *Engineering Geology*, 112, 29–42

Catenacci V, (1992). Il dissesto geologico e geoambientale in Italia dal dopoguerra al 1990. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, Servizio Geologico Nazionale*, 47, 301.

Çevik, E., Topal, T. (2003). GIS-based landslide susceptibility mapping for a problematic segment of the natural gas pipeline, Hendek (Turkey). *Env Geol*, 44, 949–962.

Chacón J, Irigaray C, Fernández T, El Hamdouni R, (2006). Engineering geology maps: Landslides and geographical information systems. *Bull Eng Geol Environ*, 65, 341–411.

- Chalouan, A., Benmakhlouf, M., Mouhir, L., Ouazani-Touhami, A., Saji, R., Zaghloul, M.N., (1995). Les étapes tectoniques de la structuration alpine du Rif interne (Maroc), In: Actes Du IVème Colloque SECEG et SNED. pp 163–191.
- Chalouan A, Galindo-Zaldivar J, Akil M, Marin C, Chabli A, Ruano P, Bargach K., De Galdeano CS, Benmakhlouf M, Ahmamou M, Gourari L, (2006). Tectonic wedge escape in the southwestern front of the Rif Cordillera (Morocco). In: Moratti G, Chalouan A (eds) Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa. Geological Soc Publishing House, Bath, pp 101–118.
- Chalouan A., Michard A., (1985). Age anté-Viséen de la phase varisque paroxysmale dans les nappes ghomarides du Rif interne (Maroc). *Sci. Géol. Bull*, 38(2), 165-174.
- Chalouan, A., Michard, A., (1990). The Ghomarides Nappes, Rif Coastal Range, Morocco: A Variscan chip in the Alpine Belt. *Tectonics*, 9, 1565–1583.
- Chalouan A, Michard A, (2004). The Alpine Rif Belt (Morocco): A Case of Mountain Building in a Subduction-Subduction-Transform Fault Triple Junction. *Pure Appl. Geophys*, 161, 489–519.
- Chalouan A, Michard A, El Kadiri K, Negro F, de Lamotte D F, Soto J I, Saddiqi O, (2008). The Rif Belt, In: Continental Evolution: The Geology of Morocco. Springer, pp 203–302.
- Chalouan A, Michard A, Feinberg H, Montigny R, Saddiqi O. (2001). The Rif mountain building (Morocco): a new tectonic scenario. *Bull. geol. Soc. France*, 242, 603–616.
- Chalouan A, Saji R, Michard A, Bally AW, (1997). Neogene tectonic evolution of the southwestern Alboran Basin as inferred from seismic data off Morocco. *AAPG bulletin*, 81, 1161– 1184.
- Chang J, Slaymaker O, (2002). Frequency and spatial distribution of landslides in a mountainous drainage basin: Western Foothills, Taiwan. *Catena*, 46, 285–307.
- Chanut MA, Gasc-Barbier M, Dubois L, Carotte A, (2021). Automatic identification of continuous or non-continuous evolution of landslides and quantification of deformations. *Landslides*, 18, 3101–3118.
- Chen Y J, Chang K C, (2011). A spatial–temporal analysis of impacts from human development on the Shih-men Reservoir watershed. *Taiwan Int J Remote Sens*, 32, 9473–9496.
- Chigira M, Duan F, Yagi H, Furuya T, (2004). Using an airborne laser scanner for the identification of shallow landslides and susceptibility assessment in an area of ignimbrite overlain by permeable pyroclastics. *Landslides*, 1, 203–209.
- Chowdhury R, Flentje P, (2003). Role of slope reliability analysis in landslide risk management. *Bull Eng Geol Environ*, 62, 41–46.
- Chumakov I S, (1973). Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile valley in Nubia and upper Egypt. *Initial Reports Deep Sea Drill. Proj*, 13, 1242–1243.
- Colin A, (1846). Recherches expérimentales sur les glissements spontanés de terrain argileux, accompagnées de considérations sur quelques principes de la mécanique terrestre. Carillon, Goeury, Paris.
- Comas, M.C., García-Dueñas, V., Jurado, M.J., (1992). Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data. *Geo-Marine Lett*, 12, 157–164.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I., Watts, A.B., (1999). The origin and Tectonic History of the Alboran Basin: Insights from Leg 161 Results, in: Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results. pp 555–580.
- Coppin N J, Richards I G, (1990). Use of Vegetation in Civil Engineering. Butterworth, London, 272 p.
- Coque R, (2002). Géomorphologie. Armand Colin, collection cursus, Géographie, 6ème édition, 503 p.

Cornée, J.J., Munch, P., Melinte-Drobinescu, M.C., Ben Moussa, A., Quillévére, F., Drinia, H., Azdimoua, A., Ouazani-Touhami, A., Merzeraud, G., Fauquette, S., Corsini, M., Moissette, P., Feddi, N., (2014). The Early Pliocene reflooding in the Western Mediterranean: New insights from the rias of the Internal Rif, Morocco. *Comptes Rendus Geosci*, 346, 90-98.

Corominas J, van Westen C, Frattini P et al., (2014). Recommendations for the quantitative analysis of landslide risk. *Bull Eng Geol Environ*, 73, 209–263.

Crespo-Blanc A, Comas M, Balanyá JC., (2016). Clues for a Tortonian reconstruction of the Gibraltar Arc: Structural pattern, deformation diachronism and block rotations. *Tectonophysics*, 683, 308–324.

Crespo-Blanc A, Frizon de Lamotte D., (2006). Structural evolution of the external zones derived from the flysch trough and the south Iberian and Maghrebian paleomargins around the Gibraltar arc: a comparative study. *Bull. Soc. géol. France*, 177, 267–282.

Crespo-Blanc A, Orozco M, Garcia-Duenas V., (1994). Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault system. *Tectonics*, 13, 78–88.

Crozier M J, (1973). Techniques for the morphometric analysis of landslides. *Zeitschrift für Geomorphologie Dynamique*, 17, 78-101.

Cruden D M, (1991). A simple definition of a landslide. *Bulletin International Association for Engineering Geology*, 43, 27-29.

Cruden, D M, (2003). The shape of cold, high mountains in sedimentary rocks. *Geomorphology*, 55, 249-261.

Cruden D M., Varnes D J, (1996). Landslide types and processes. In *Landslides: Investigation and Mitigation*, Turner, A.K. and Schuster, R.L. (eds). Transportation Research Board Special Report 247, US National Research Council, Washington, DC, Chapter 3, pp 36–75.

D

d'Acremont E, Lafosse M, Rabaute A, Teurquety G, Do Couto D, Ercilla G, et al., (2020). Polyphase tectonic evolution of fore-arc basin related to STEP fault as revealed by seismic reflection data from the Alboran Sea (W- Mediterranean). *Tectonics*, 39(3).

Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Lin, J.C., Hsu, M.L., Lin, C.W., Horng, M.J., Chen, T.C., Milliman, J., Stark, C.P., (2004). Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt. *Geology*, 32, 733–736.

Dai F, Lee C F, (2001). Frequency volume relation and prediction of rainfall-induced landslide. *Engineering Geology*, 59, 253-266.

Damm B, Klose M (2015). The landslide database for Germany: closing the gap at national level. *Geomorphology*, 249, 82–93.

Davies MCR, Hamza O, Harris C, (2001). The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), 137-144.

de Jong, K., Wijbrans, J.R., Féraud, G., (1992). Repeated thermal resetting of phengites in the Mulhacen Complex (Betic Zone, southeastern Spain) shown by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating and single grain laser probe dating. *Earth Planet. Sci. Lett*, 110, 173–191.

de Larouzière FD, Bolze J, Bordet P, Hernadez J, Montenant C, Ott d'Estevou P., (1988). The Betic segment of the lithospheric TransAlboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, 152, 41-52.

- Delonca, A.; Gunzburger, Y.; Verdel, T., (2014). Statistical correlation between meteorological and rockfall databases. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, 14, 1953–1964.
- Deploey J., Savat J., Moeyersons J., (1976). Differential impact of some soil loss factors on flow, runoff creep and rainwash. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1(2),151–161.
- Deverchère J, Yelles K, Calais E, (2003). Active deformation along the Algerian Margin (MARADJA cruise): framework of the May 21 2003 Mw-6.8 Boumerdes earthquake. *EOS Trans. AGU*, 84, S42E–0216.
- DGH (Direction générale de l’Hydraulique) (2020). Ressources en Eau, présentation générale (<http://81.192.10.228/ressources-en-eau/presentation-generale/> accédé 30.01.2023).
- Dhanai P, Singh V P, Soni P, (2022). Rainfall Triggered Slope Instability Analysis with Changing Climate. *Indian Geotech J*, 52(2), 477–492.
- Doblas M, López-Ruiz J, Cebriá J.M. (2007). Cenozoic evolution of the Alboran Domain: a review of the tectonomagmatic models. *Special Paper of the Geological Society of America*, 418, 303-320.
- Doblas, M., Oyarzun, R., (1989). Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology*, 17, 430-433.
- Doglioni, C., Gueguen, E., Harabaglia, P., & Mongelli, F., (1999). On the origin of W-directed subduction zones and applications to the western Mediterranean. *Geological Society London, Special Publications*, 156, 541-561.
- Domínguez Cuesta M J, Jiménez Sanchez M., Rodríguez García A, (1999). Press archives as temporal records of landslides in the North of Spain: relationships between rainfall and instability slope events. *Geomorphology*, 30, 125-132.
- Driussi O, Briais A, Maillard A, (2015). Evidence for transform motion along the South Balearic margin and Implications for the kinematics of opening of the Algerian basin. *Bull. Soc. géol. France*, 186, 353–370.
- Dugonjic S, Arbanas Z, Benac C, (2008). Assessment of landslide hazard on flysch slopes. In: *Proceedings of the 5th conference of Slovenian geotechnical society*, 12–14. Nova Gorica, Slovenia, pp 263-272.
- Dunne T., Zhang W. H. et Aubry B. F., (1991). Effects of rainfall, vegetation, and microtopography on infiltration and runoff. *Water Resources Research*, 27(9), 2271–2285.
- Durand-Delga, M., (1980). La Méditerranée occidentale, étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Bull. Soc. géol. Fr*, 10, 203–224.
- Durand-Delga, M., Hottinger, L., Marcais, J., Mattauer, M., Milliard, Y., Suter, G., (1962). Données actuelles sur la structure du Rif. Livre à la mémoire du professeur Fallot. . Mémoires hors-série, Paris. *Bull. Soc. géol. Fr*, 1, 399-442.
- Durand-Delga, M., Olivier, P.H., (1988). Evolution of the Alboran block margin from Early Mesozoic to Early Miocene time. *Earth sci*, 15, 465–480.
- Durand-Delga, M., Rossi, P., Olivier, P., Puglisi, D., (2000). Situation structurale et nature ophiolitique de roches basiques jurassiques associées aux flyschs maghrebins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie). *Comptes Rendus l’Academie Sci. - Ser. Ila Sci. la Terre des Planetes*, 331, 29–38.

E

Eberhardt E, Stead D, Coggan J S, (2004). Numerical analysis of initiation and progressive failure in natural rock slopes – the 1991 Randa rockslide. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 41, 69–87

El Bakili, A., Corsini, M., Chalouan, A., Münch, P., Romagny, A., Lardeaux, J.M., Azdimousa, A., (2020). Neogene polyphase deformation related to the Alboran Basin evolution: new insights for the Beni Bousera massif (Internal Rif, Morocco). *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, 191, 10.

El Bakili A, Corsini M, Lardeaux J M, Gallet S, Münch P, Chalouan A, (2021). Amphibolite facies metamorphic event within the Upper Sebtides tectonic units (Internal Rif, Morocco): a record of a hyperextended margin at the border of the western Tethys. *Comptes Rendus. Géoscience*, Tome 353, n°1, 193-208.

El Fahchouch N A, Ait Brahim L, Raji O, Khouakhi A, (2015). Apport du SIG et de la télédétection dans la modélisation spatiale de la susceptibilité aux mouvements de terrain dans la région d'Al Hoceima, Rif Oriental, Maroc. *Afrique Science*, 11(2), 44-57.

El Fellah, B.; Mastere, M., (2015). The central Rif Mediterranean coast: Slope failures causative factors. *Bull. De L'institut Sci*, 37, 35–43.

El Hatimi, N., (1982). Contribution à l'étude géologique et structurale de la région d'Assifane (RIF, MAROC). Doctorat, Université Mohamed V, Faculté des Sciences, Rabat, 133p.

El Kadiri, K., Sanz de Galdeano, C., Pedrera, A., Chalouan, A., Galindo-Zaldívar, J., Julià, R., Akil, M., Hlila, R., Ahmamou, M.F., (2010). Eustatic and tectonic controls on Quaternary Ras Leona marine terraces (Strait of Gibraltar, northern Morocco). *Quat. Res*, 74, 277–288.

El Maz, A., Guiraud, M., (2001). Paragenèse à faible variance dans les métapelites de la série de Filali (Rif interne marocain): description, interprétation et conséquences géodynamique. *Bull. la Soc. Geol. Fr*, tome 172, n°4, 469–485.

Emadi-Tafti M, Ataie-Ashtiani B, Hosseini S M, (2021). Integrated impacts of vegetation and soil type on slope stability: A case study of Kheyroud Forest, Iran. *Ecological Modelling*, 446, 109498.

Esteban J J, Cuevas J, Tubí a J M, Sergeev S, Larionov A., (2011). A revised Aquitanian age for the emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, southern Spain). *Geol Mag*, 148: 183-187.

Esteban J J, Sanchez-Rodriguez L, Seward D, Cuevas J, Tuba J M., (2004). The late thermal history of the Ronda area, southern Spain. *Tectonophysics*, 389, 81-92.

Esteves M, Lapetite J M, (2003). A multi-scale approach of runoff generation in a Sahelian gully catchment : a case study in Niger. *Catena*, 50(2-4), 255-271.

Estrada F, Galindo-Zaldívar J, Vazquez JT, Ercilla G, D'Acremont E, Alonso B, et al. 2017. Tectonic indentation in the central Alboran Sea (westernmost Mediterranean). *Terra Nova*, 30, 24-33.

Everett A G, (1979). Secondary permeability as a possible factor in the origin of debris avalanches associated with heavy rainfall. *Journal of Hydrology*, 43(1-4), 347-354.

F

Faccenna, C., Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.P., Capitanio, F.A., Funiciello, F., Horvath, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L., Rossetti, F., Serpelloni, E., (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean. *Rev. Geophys*, 52, 283-332.

Fan X, Scaringi G, Korup O, West A.J, Van Westen CJ, Tanyas H, Hovius N, Hales TC, Jibson RW, Allstadt KE et al., (2019). Earthquake-induced chains of geologic hazards: Patterns, mechanisms, and impacts. *Rev Geophys*, 57,421-503.

- 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 Doctorat. Université de Franche Comté, France. 177 p
- Farmer I W, (1968). Engineering Properties of Rocks. E & FN Spon Ltd, London, p 57.
- Fatahi, B., Khabbaz, H., Indraratna, B., (2010). Bioengineering ground improvement considering root water uptake model. *Ecol. Eng.*, 36, 222–229.
- Fellenius W, (1927). Erdstatische berechnungen mit reibung und kohaesion., Ernst, Berlin.
- Fernández M, Torne M, Vergé s J, Casciello E, Macchiavelli C, (2019). Evidence of Segmentation in the Iberia–Africa Plate Boundary: A Jurassic Heritage?. *Geosciences*, 9, 343.
- Fenton G A, McLean A, Nadim F, Griffiths D V, (2013). Landslide hazard assessment using digital elevation models. *Can Geotech J*, 50(6), 620–631.
- Ferreti A, Colombo D, Fumagalli A, Novali F, Rucci A, (2015). InSAR data for monitoring land subsidence : time to think big. *Proc Int Assoc Hydrol Sci*, 372, 331–334.
- Ferretti A, Prati C, Rocca F, (2000). Non-linear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 38, 2202–2212
- Fiener P. et Auerswald K., (2005). Measurement and modeling of concentrated runoff in grassed waterways. *Journal of Hydrology*, 301(1-4), 198–215.
- Fiorucci F, Cardinali M, Carlà R, Rossi M, Mondini AC, 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.
- Flageollet, J-C. (1989) Les mouvements de terrain et leurs préventions. Paris, masson, 320 p.
- Flageollet, J. C., Maquaire, O, Martin, B., Weber, D., (1999). Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). *Geomorphology*, 30, 65-78.
- Fookes, P.G., Sweeney, M., Manby, C.N.D., Martin, R.P., (1985). Geological and geotechnical engineering aspects of low-cost roads in mountainous terrain. *Eng. Geol*, 21, 1–152.
- Foster C, Pennington CVL, Culshaw MG, Lawrie K, (2012). The national landslide database of Great Britain: development, evolution and applications. *Environ Earth Sci*, 66, 941–953.
- Fox, J. (2005). The R Commander: A Basic-Statistics Graphical User Interface to R. *Journal of Statistical Software*, 14(9), 1–42.
- Fox D. M., Bryan R. B. et Price A. G., (1997). The influence of slope angle on final infiltration rate for interrill conditions. *Geoderma*, 80(1-2), 181–194.
- Frasca G, Gueydan F, Brun JP, Monie P., (2016). Deformation mechanisms in a continental rift up to mantle exhumation. Field evidence from the western Betics, Spain. *Marine and Petroleum Geology*, 76, 310–328.
- Frasca G, Gueydan F, Poujol M, Brun JP, Parat F, Monié P, et al., (2017). Fast switch from extensional exhumation to thrusting of the Ronda Peridotites (South Spain). *Terra Nova*, 29, 117–126.
- Frigerio Porta G, Bebbington M, Xiao X, Jones G, (2021). A Statistical Model for Earthquake And/Or Rainfall Triggered Landslides. *Front. Earth Sci*, 8, 605003
- Frizon de Lamotte D, Raulin C, Mouchot N, Wrobel-Daveau J C, Blanpied C, Ringenbach J C, (2011). The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics*, 30, TC3002.

Frizon de Lamotte D, Saint Bezar B, Bracène R, Mercier E., (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the West Mediterranean. *Tectonics*, 19: 740–761.

Froude M J, Petley D N, (2018). Global fatal landslide occurrence from 2004 to 2016. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18, 2161-2181

G

Galindo-Zaldivar, J., Chalouan, A., Azzouz, O., Sanz de Galdeano, C., Anahnah, F., et al., (2009). Are the seismological and geological observations of the Al Hoceima (Morocco, Rif) 2004 earthquake (M=6.3) contradictory?. *Tectonophysics*, 475, 59–67.

Galli M, Ardizzone F, Cardinali M, Guzzetti F, Reichenbach P, (2008). Comparing landslide inventory maps. *Geomorphology*, 94, 268–289.

Gao J, Maroa J, (2010). Topographic controls on evolution of shallow landslides in pastoral Wairarapa, New Zealand, 1979–2003. *Geomorphology*, 114(3), 373–381.

García-Dueñas V, Balanyá J C., Martínez-Martínez J M., (1992). Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters*, 12, 88-95.

Gasc-Barbier M, Ballion A, Virely D (2008) Design of large cuttings in jointed rock. *Bull Eng Geol Environ*, 67, 227-235.

Gasc-Barbier M, Barra A, Buxó P, Trapero L, Crosetto M, Colell X, Fabregat I, Echeverria A, Marturia J, (2021). Monitoring deformations related to geological risks with InSaR data. *Earth Environ. Sci*, 833, 012142.

Gasc-Barbier M, Merrien-Soukatchoff V, Virely D, (2021). The role of natural thermal cycles on a limestone cliff mechanical behavior. *Eng. Geo*, 293, 106293.

Gasc-Barbier M, Virely D, Guittard J, Merrien-Soukatchoff V, (2006). Different approaches to fracturation of marble rock-The case study of the St Beat tunnel (French Pyrenees). In Proceedings of the International Society for Rock Mechanics, Liege, Belgium, 619–623.

Glade T, (1998). Establishing the frequency and magnitude of landslide-triggering rainstorm events in New Zealand. *Environmental Geology*, 35(2-3), 160-174.

Glade T, (2003). Landslide occurrence as a response to land use change: a review of evidence from New Zealand. *Catena*, 51, 297 – 314

Goldich S S, (1938). A study in rock weathering. *Journal of Geology*, 46, 17-23.

Gràcia, E., Grevemeyer, I., Bartolomé, R. et al., (2019). Earthquake crisis unveils the growth of an incipient continental fault system. *Nat Commun*, 10, 3482.

Gràcia, E., Pallàs, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Diez, S., García, M., Danobeitia, J., (2006). Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 734-749.

Greenway D, (1987). Vegetation and slope stability. *Agricultural Sciences*, 187-230.

Guerriero, L., Ruzza, G., Maresca, R. et al., (2021). Clay landslide movement triggered by artificial vibrations: new insights from monitoring data. *Landslides*, 18, 2949–2957.

Guerrien M, (2003). L'intérêt de l'analyse en composantes principales (ACP) pour la recherche en sciences sociales. *Cah Des Amériques Lat*, 43, 281–192.

- Gueydan F, Mazzotti S, Tiberi C, Cavin R, Villasenor A, (2019). Western Mediterranean subcontinental mantle emplacement by continental margin obduction. *Tectonics*, 38, 2142–2157.
- Guns M, Vanacker V, (2014). Shifts in landslide frequency–area distribution after forest conversion in the tropical Andes. *Anthropocene*, 6, 75–85.
- Gutscher M A., (2004). What Caused the Great Lisbon Earthquake?. *Science*, 305, 1247–1248.
- Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., Spakman, W., (2002). Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30, 1071–1074.
- Guzzetti, F.; Ardizzone, F.; Cardinali, M.; Galli, M.; Reichenbach, P.; Rossi, M., (2008). Distribution of landslides in the Upper Tiber River basin, central Italy. *Geomorphology*, 96, 105–122.
- 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., 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(1-4), 181-216.
- Guzzetti F, Galli M, Reichenbach P, Ardizzone F, Cardinali M, (2006). Landslide hazard assessment in the Collazzone area, Umbria, central Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, 115–131.
- Guzzetti F, Manunta M, Ardizzone F, Pepe A, Cardinali M, Zeni G, Reichenbach P, Lanari R, (2009). Analysis of ground deformation detected using the SBASS-DInSAR technique in Umbria, Central Italy. *Pure and Applied Geophysics*, 166, 1425–1459.
- Guzzetti F, Mondini AC, Cardinali M, Fiorucci F, Santangelo M, Chang KT (2012). Landslide inventory maps: new tools for an old problem. *Earth Sci Rev*, 112, 42–66.
- Guzzetti, F., Reichenbach, P., Cardinali, M., Galli, M., Ardizzone, F. (2005). Landslide hazard assessment in the Staffora basin, northern Italian Apennines. *Geomorphology*, 72, 272-299.

H

- Hack R, (2002). An evaluation of slope stability classification. In: Dinis da Gama C, Ribeira e Sousa L (eds.), Proc. ISRM EUROCK'2002, Portugal, Madeira, Funchal, 25–28 November 2002, *Publ. Sociedade de Portuguesa de Geotecnia*, Av. do Brasil, 101, 1700–066 Lisboa, Portugal. pp 3–32.
- Hajjar Z, Wafik A, Constantin M, (2015). Magnesite veins from ultramafic massif of Beni Bousera (internal Rif, Morocco). *J Tethys*, 3(2), 152–162
- Hajjar, Z., Wafik, A., Constantin, M., Bhilisse, M., (2016). Process of serpentinization in the ultramafic massif of Beni Bousera (internal Rif, Morocco). *Arab. J. Geosci*, 9, 1–9.
- Haneberg W C, Cole W F, Kasali G, (2009). High-resolution lidar-based landslide hazard mapping and modeling, UCSF Parnassus Campus; San Francisco, USA. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 68, 263–276.
- Hansen M J, (1984). Strategies for classification of landslides. In: Brunsten D, Prior DB (eds) Slope Instability. John Wiley and Sons, pp 1-25.
- Hao L, Rajaneesh A, Van Westen CJ, Sajinkumar KS, Martha TR, Jaiswal P, McAdoo BG, (2020). Constructing a complete landslide inventory dataset for the 2018 monsoon disaster in Kerala, India, for land use change analysis. *Earth Syst Sci Data*, 12, 2899-2918.
- Harp E.L., Jibson R.W, (1996). Landslides triggered by the 1994 Northridge, California earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am*, 86, 319–332.

- Hayati, E., Abdi, E., Saravi, M.M., Nieber, J.L., Majnounian, B., Chirico, G.B., Wilson, B., Nazarirad, M., (2018). Soil water dynamics under different forest vegetation cover: implications for hillslope stability. *Earth Surf. Process. Landforms*, 43, 2106–2120.
- HCP (Le Haut-Commissariat au Plan) (2015). Le Maroc en chiffres, 2015. https://hcp.ma/downloads/Maroc-en-chiffres_t13053.html. Accessed 20 July 2022.
- He C, Dong S, Wang Y, (2019). Lithospheric delamination and upwelling asthenosphere in the Longmenshan area: insight from teleseismic P-wave tomography. *Sci Rep*, 9, 6967.
- Hearn G J, Shakya N M, (2017). Engineering challenges for sustainable road access in the himalayas. *Q J Eng Geol Hydrogeol*, 50, 69–80.
- Heim A, (1882). Der Bergsturz von Elm. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 34: 74-115.
- Henry J P, Paquet J, Tancrez J P., (1977). Experimental study of crack propagation in calcite rocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech*, 14, 85-91.
- Hernandez M, (2009). Développement d'une méthodologie et d'outil pour la cartographie probabiliste des aléas gravitaires dans les formations superficielles, Thèse de Doctorat, Université de Nice-Sophia Antipolis, France, 282 pp, *In* Palis E, (2017). Etude du comportement post-rupture de versants instables par l'observation et l'instrumentation. Thèse de Doctorat, Université Côte d'Azur, France, 12 p.
- Hernandez J, de Larouzière FD, Bolze J, Bordet P., (1987). Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran. *Bull. Soc. geol. France*, 8, 257–267.
- Hewlett J D, (1961). Soil moisture as a source of base flow from steep mountain watershed, US Dept, Agric. *Forest Ser*, 132, 11.
- Highland L, (2004). Landslide types and processes, In: Gallach X, (2018). Reconstitution de la fréquence des écroulements rocheux post-LGM dans le Massif du Mont-Blanc. Thèse de Doctorat, Université Grenoble Alpes, France.
- Highland L M, Bobrowsky P, (2008). The landslide Handbook – A guide to understanding landslides. *US Geol. Surv. Circ*, 1325, 129.
- Holcombe EA, Beesley MEW, Vardanega PJ, Sorbie R (2016). Urbanisation and landslides: hazard drivers and better practices. *Proc Inst Civ Eng Civ Eng*, 169, 137–144.
- Homonnay E, Corsini M, Lardeaux JM, Romagny A, Münch P, Bosch D, et al., (2018). Miocene crustal extension following thrust tectonic in the Lower Sebtides units (internal Rif, Ceuta Peninsula, Spain): Implication for the geodynamic evolution of the Alboran domain. *Tectonophysics*, 722, 507–535.
- Horton R.E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *American Geophysical Union Transactions*, 14, 446-460.
- Houpert R. (1991). Le comportement à la rupture des roches. In : proceedings of the 7th International congress on rock mechanics, 1991, Aachen, Germany, vol. 3, p. 115-122.
- Howe E, (1909). Landslides in the San Juan Mountains, Colorado, U.S. Geological Survey Professional Paper, 67, 45.
- Hsu, YC., Chang, YL., Chang, CH. et al., (2018). Physical-based rainfall-triggered shallow landslide forecasting. *Smart Water*, 3, 3.
- Husson, F.; Josse, J., (2014). Multiple Correspondence Analysis. In Visualization and Verbalization of Data, 1st ed.; Blasius, J., Greenacre, M., Eds.; Chapman and Hall: New York, NY, USA, 392 p.
- Husson F, Lê S, Pagès J, (2009). Analyse de Données Avec R. Presses Universitaires de Rennes: Rennes, France, 238 p.

Hutchinson J N, (1973). The response of London Clay Cliffs to differing rates of toe erosion. *Geologia Applicata e idrogeologica*, 8, 221-239.

Hutchinson J N, (1988). General report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrology. Proceedings 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, 1, 3-35.

I

Ibsen M L, Brunsden D, (1996). The nature, use and problems of historical archives for the temporal occurrence of landslides, with specific reference to the south coast of Britain, Ventnor, Isle of Wight. *Geomorphology*, 15(3-4), 241-258.

International geotechnical societies' UNESCO working party on world landslide Inventory, (1990). A suggested method for reporting a landslide. *Bull Int Assoc Eng Geol*, 41, 5-12.

Iribarren L, Vergé S J, Fernández M, (2009). Sediment supply from the Betic–Rif orogen to basins through Neogene. *Tectonophysics*, 47, 68–84.

Itasca. Disponible en ligne: <https://www.itasca.fr/en/software/flac-slope> (accédé 20 aout 2022).

Ivčević A, Bertoldo R, Mazurek H, Siame L, Guignard S, Ben Moussa A, Bellier O, (2020). Local risk awareness and precautionary behaviour in a multi-hazard region of North Morocco. *Int J Disast Risk Re*, 50, 101724.

J

Janowski M, Loget N, Gautheron C, Barbarand J, Bellahsen N, Van Den Driessche J, et al., (2017). Neogene exhumation and relief evolution in the eastern Betics (SE Spain): Insights from the Sierra de Gador. *Terra Nova*, 29(2), 1-7.

Jayasinghe P., Kantakumar L., Raghavan V., Yonezawa G., (2021). Comparative evaluation of open source urban simulation models applied to Colombo city and environs in Sri Lanka. *International Journal of Geoinformatics*, 17(3), 49-60.

Jebur, M.N.; Pradhan, B.; Tehrany, M.S., (2014). Optimization of landslide conditioning factors using very high-resolution airborne laser scanning (LiDAR) data at catchment scale. *Remote Sens. Environ*, 152, 150-165.

Joel A, Messing I, Seguel O, Casanova M., (2002). Measurement of surface water runoff from plots of two different sizes. *Hydrological Processes*, 16(7), 1467-1478.

Johnson C, Harbury N, Hurford AJ, (1997). The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábrides Complex, Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics*, 16, 189-204.

Jolivet L, Augier R, Faccenna C, Negro F, Rimmelé G, Agard P, et al., (2008). Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bull Soc geol France*, 179, 525-550.

Jolivet L, Faccenna C, (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19, 1095–1106.

Jolivet L, Faccenna C, Agard P, Frizon de Lamotte D, Menant A, Sternai P, et al., (2016). Neo-Tethys geodynamics and mantle convection: from extension to compression in Africa and a conceptual model for obduction. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 53, 1190–1204.

K

Karsli F, Atasoy M, Yalcin A, et al., (2009). Effects of land-use changes on landslides in a landslide-prone area (Ardesen, Rize, NE Turkey). *Environ Monit Assess*, 156, 241.

Kayastha P, (2015). Landslide susceptibility mapping and factor effect analysis using frequency ratio in a catchment scale: a case study from Garuwa sub-basin, East Nepal. *Arab J Geosci*, 8, 8601–8613.

Keefer D.K., (2000). Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution— the 1989 Loma Prieta, California event. *Eng. Geol*, 58, 213–249.

Khalilnejad, A., Faisal Hj. Ali & Osman, N., (2012). Contribution of the Root to Slope Stability. *Geotech Geol Eng*, 30, 277–288.

Kirat M. (2017). La détection des glissements de terrain à partir des traces d'instabilité (des exemples appliqués dans le Rif marocain). *Revue Interdisciplinaire*, 1(1).

Kirschbaum D, Stanley T, Zhoua Y, (2015). Spatial and temporal analysis of a global landslide catalog. *Geomorphology*, 249, 4–15.

Kokutse N K., Temgoua A G T, Kavazovic Z, (2016). Slope stability and vegetation: conceptual and numerical investigation of mechanical effects. *Ecol. Eng*, 86, 146-153.

Kornejady A, Ownegh, M, Bahremand A, (2017). Landslide susceptibility assessment using maximum entropy model with two different data sampling methods. *Catena*, 152, 144-162.

Kornprobst J, (1969). Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif Interne, Maroc): Etude des péridotites de haute température et de haute pression, et des pyroxénolites, à grenat ou sans grenat, qui leur sont associées. *Contr. Mineral. Petrol*, 23, 283–322.

Kornprobst J, (1974). Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional). Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc, 256 p.

Koulali, A., Ouazar, D., Tahayt, A., King, R.W., Vernant, P., Reilinger, R.E., McClusky, S., Mourabit, T., Davila, J.M., Amraoui, N., (2011). New GPS constraints on active deformation along the Africa–Iberia plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 308, 211–217.

L

Lafosse M, d'Acremont E, Rabaute A, Estrada F, Jollivet-Castelot M, Vazquez JT, et al., (2020). Plio-Quaternary tectonic evolution of the southern margin of the Alboran Basin (Western Mediterranean). *Solid Earth*, 11, 741–765.

Lanari R, Faccenna C, Fellin MG, Abderrahim E, Nahid A, Medina F, et al., (2020). Tectonic evolution of the Western High Atlas of Morocco: oblique convergence, reactivation and transpression. *Tectonics*, 39(3).

Larsen M C, Parks J E, (1997). How wide is a road? The association of roads and mass-wasting in a forested montane environment. *Earth Surf Process Landforms*, 22, 835-848.

Lê S, Josse J, Husson, F, (2008). FactoMineR: An R package for multivariate analysis. *J. Stat. Softw*, 25, 1-18.

Leblanc D, Olivier P, (1984). Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics*, 101, 345–355.

Lee C, (2014). Multi-stage statistical landslide hazard analysis: earthquake-induced landslides. *Landslide Sci. Safer Geoenviron*, 3, 205-211.

Lee, E.M. et Clark, A.R., (2002). Investigation and management of soft rock cliffs. London: Thomas Telford, 382p.

Lee S G, Winter M G, (2019). The effects of debris flow in the Republic of Korea and some issues for successful risk reduction. *Eng Geol*, 251, 172–189.

Léone F, (1996). Concept de vulnérabilité appliqué à l'évaluation des risques générés par les phénomènes de mouvements de terrain. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.

Leprêtre R, Barbarand J, Missenard Y, Leparmentier F, Frizon de Lamotte D, (2014). Vertical movements along the northern border of the West African Craton: the Reguibat Shield and adjacent basins. *Geol. Mag*, 151, 885–898.

Leprêtre R, Frizon de Lamotte D, Combier V, Gimeno-Vives O, Mohn G, Eschard R, (2018). The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *BSGF – Earth Sciences Bulletin*, 189, 10.

Leroi E, Favre J L, Rezig S, (2001). Cartographie de l'aléa mouvements de terrain par analyse statistique sous SIG. *Rev. Fr. De Géotech*, 95-96, 155–163.

Leroueil S (2001). Natural slopes and cuts : movements and failure mechanisms. *Géotechnique*, 51(3), 197-243.

Li B, Massonne H J, (2018). Two Tertiary metamorphic events recognized in high-pressure metapelites of the Nevado-Filá bride Complex, (Betic Cordillera, Spain). *J. Metam. Geol*, 36, 603–630.

Li Y, Wang X, Mao H, (2020). Influence of human activity on landslide susceptibility development in the Three Gorges area. *Nat Hazards*, 104, 2115–2151.

Lin D G, Huang B S, Lin S H., (2010). 3-D numerical investigations into the shear strength of the soil–root system of Makino bamboo and its effect on slope stability. *Ecol. Eng*, 36, 992–1006.

Liu C, Li W, Wu H, Lu P, Sang K, Sun W, Chen W, Hong Y, Li R (2013). Susceptibility evaluation and mapping of China's landslides based on multi-source data. *Nat Hazards*, 69,1477–1495.

Liu, Y.; Zhang, W.; Zhang, Z.; Xu, Q.; Li, W. (2021). Risk factor detection and landslide susceptibility mapping using Geo-Detector and Random Forest Models: The 2018 Hokkaido eastern Iburi earthquake. *Remote Sens*, 13, 1157.

Loomis T P, (1975). Tertiary mantle diapirism, orogeny, and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar. *Am J Sci*, 275, 1–30.

Lu P, Stumpf A, Kerle N, Casagli N, (2011). Object-oriented change detection for landslide rapid mapping. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 8(4), 701–705.

M

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.

Mahé S, Gasc-Barbier M, Soliva R, (2014). Joint set intensity estimation: comparison between investigation modes. *Bull Eng Geol Environ*, 74, 171-180.

Maillard A, Mauffret A, (1993). Structure et volcanisme de la fosse de Valence 318 (Méditerranée nord-occidentale). *Bull. Soc. Geol. Fr*, 164, 365–383.

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. (1997). The frequency of landslides on the Normandy coast and their behaviour during the present climatic regime. European Science Foundation. Project “ European Palaeoclimate and man 12 : rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene ”, ESF Special issue : Burkhard et al., (eds).; 183-195.

Marc, O., Hovius, N., Meunier, P., Uchida, T., and Hayashi, S., (2015). Transient changes of landslide rates after earthquakes. *Geology*, 43, 883–886.

Marino, P., Peres, D.J., Cancelliere, A., et al., (2020). Soil moisture information can improve shallow landslide forecasting using the hydrometeorological threshold approach. *Landslides*, 17, 2041–2054.

- Martha TR, Kerle N, Jetten V, Van Westen CJ, Vinod Kumar K, (2010). Characterising spectral, spatial and morphometric properties of landslides for semi-automatic detection using object-oriented methods. *Geomorphology*, 116, 24–36.
- Martin C, (1973). Études de géographie physique dans la partie nord-occidentale du massif des Maures. Thèse de Doctorat, Université de Nice, France, 453 p.
- Martin C, (2010). Les grands traits du relief de la partie occidentale du massif des Maures (Var, France) : formation et évolution. *Ét. Géogr. Phys*, 37, 13-40.
- Martins-Campina B, (2005). Le rôle des facteurs géologiques et mécaniques dans le déclenchement des instabilités gravitaires : exemple de deux glissements de terrain des Pyrénées Atlantique (Vallée d'Ossau et Vallée d'Aspe). Thèse de Doctorat. Université Bordeaux 1, France, 47 p.
- Martinez-Garcia P, Comas M, Soto JI, Lonergan L, Watts AB, (2013). Strike-slip tectonics and basin inversion in the Western Mediterranean: the Post-Messinian evolution of the Alboran Sea. *Basin Research*, 25, 361–387.
- Martínez-García, P., Soto, J.I., Comas, M., (2011). Recent structures in the Alboran Ridge and Yusuf fault zones based on swath bathymetry and sub-bottom profiling: evidence of active tectonics. *Geo-Marine Letters*, 31, 19–36.
- Mastere M, (2011). La susceptibilité aux mouvements de terrain dans la province de Chefchaouen: Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 93 p.
- Mastere M, El Fellah B, Maquaire O, (2020). Landslides inventory map as a first step for hazard and risk assessment: Rif mountains, Morocco. *Bulletin de l'Institut Scientifique*, 42, 49-62.
- Mastere M, Van Vliet-Lanoë B, Ait Brahim L, (2013). Cartographie de l'occupation des sols en relation avec les mouvements gravitaires et le ravinement dans le Rif nord-occidental (Maroc). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 19(3), 335–352
- Mathewson, C.C. Keaton J.R., Santi P.M., (1990). Role of Bedrock Ground Water in the Initiation of Debris Flows and Sustained Post-storm Stream Discharge. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 27(1), 73-78.
- Mauffret, A, Frizon de Lamotte D, Lallemand S, Gorini C, Maillard A., (2004). E-W opening of the Algerian basin (Western Mediterranean). *Terra Nova*, 16, 257–264.
- Mazzoli S, Martin-Algarra A. (2011). Deformation partitioning during transpressional emplacement of a “mantle extrusion wedge”: the Ronda peridotites, western Betic Cordillera, Spain. *Journal of the Geological Society, London*, 168: 373–382.
- Mazzoli S, Martin-Algarra A, Reddy SM, Lopez Sanchez-Vizcaino V, Fedele L, Noviello A. (2013). The evolution of the footwall to the Ronda subcontinental mantle peridotites: insights from the Nieves Unit (western Betic Cordillera). *Journal of the Geological Society, London*, 170: 385–402.
- Mbacké Dia C A K, Sarr A G R J, Kafom A, Diome T, Ngom D, et al., (2017). Identification morphométrique des populations de *Tribolium castaneum* Herbst (Coleoptera, Tenebrionidae) inféodées à trois céréales à WidouThiengoli. *J. App. Biosci*, 119, 11929–11942.
- Meghraoui M, Morel J L, Andrieux J, Dahmani M, (1996). Pliocene and quaternary tectonics of the Tell-Rif mountains and Alboran sea, a complex zone of continent convergence. *Bull. Soc. Geol. Fr*, 167, 141–157.
- Merrien-Soukatchoff V, Omraci K, (2000). Détermination des conditions aux limites pour un calcul de stabilité de talus. *Rev. Fr. Geotech*, 92, 31-39.
- Meunier P, Hovius N, John Haines A, (2007). Regional patterns of earthquake-triggered landslides and their relation to ground motion. *Geophys. Res. Lett*, 34, L20408.

- Meunier P, Hovius N, John Haines A., (2008). Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides. *Earth and Planetary Science Letters*, 275, 221–232.
- Meusburger K, Alewell C, (2008). Impacts of anthropogenic and environmental factors on the occurrence of shallow landslides in an alpine catchment (Userven Valley, Switzerland). *Nat Hazards Earth Sci*, 8, 509 – 520.
- Michard A, Chalouan A, Feinberg H, Goffé B, Montigny R, (2002). How does the Alpine belt end between Spain and Morocco?. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173, 3–15.
- Michard A, Goffe B., Bouybaouene M, Saddiqi O, (1997). Late Hercynian-Mesozoic thinning in the Alboran domain: metamorphic data from the northern Rif, Morocco. *Terra Nova*, 9, 171–174.
- Michard A, Mokhtari A, Chalouan A., Saddiqi O, Rossi P, Rjimati E C, (2014). New ophiolite slivers in the External Rif belt, and tentative restoration of a dual Tethyan suture in the western Maghrebides. *Bull. la Soc. Geol. Fr*, 185, 313–328.
- Michard A, Negro F, Saddiqi O, Bouybaouene M L, Chalouan A, Montigny R, Goffé B, (2006). Pressure–temperature–time constraints on the Maghrebide mountain building: evidence from the Rif–Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications. *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 92-114.
- Millard Y, (1959). Les massifs métamorphiques et ultrabasiques de la zone paléozoïque interne du Rif. Notes serv. géol. Maroc, tome 18.
- Millies-Lacroix C A, (1981). Classification des talus et des versants instables. Risques géologiques, mouvements de terrain. *Bull. Liaison Lab. Ponts et Chaussées*, 55-62.
- Moine M, Puissant A, Malet J P, (2009) Detection of landslides from aerial and satellite images with a semi-automatic method. Application to the Barcelonnette basin (Alpes-de-Haute-Provence, France). In: Malet J P, Remaitre A, Bogaard T (eds) *Landslide Processes: From Geomorphological Mapping to Dynamic Modelling*. CERG, Strasbourg, France, pp 63–68.
- Molenaar H, (2005) Automatic recognition of geomorphological features. A process-based approach for the classification of landslides using remote-sensing data sources. Doctoral thesis, IBED-Physical Geography, Section Computational Bio and Physical Geography. Universiteit van Amsterdam, 31 p.
- Monié P, Galindo-Zaldívar J, Lodeiro F G, Goffé B, Jabaloy A, (1991). 40Ar/39Ar geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *J. Geol. Soc. London*, 148, 289–297.
- Monié P, Torres-Roldán R L, García-Casco A, (1994). Cooling and exhumation of the Wertern Betic Cordilleras, 40Ar/39Ar thermochronological constraints on a collapsed terrane. *Tectonophysics*, 238, 353–379.
- Morel, J.L., (1987). Evolution récente de l’orogène rifain et de son avant-pays depuis la fin de la mise en place des nappes (Rif, Maroc). Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud, France.
- Morgenstern N R, Price V E, (1965). The analysis of the stability of general slip surfaces. *Geotechnique*, 15(1), 79-93.

N

- Naghdi R, Maleki S, Abdi E, Mousavi R, Nikooy M, (2013). Assessing the effect of Alnus roots on hillslope stability in order to use in soil bioengineering. *J. For. Sci*, 59, 417–423.
- Negro F, Beyssac O, Goffé B, Saddiqi O, Bouybaouène M L, (2006). Thermal structure of the Alboran Domain in the Rif (northern Morocco) and the Western Betics (southern Spain). Constraints from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *Journal of Metamorphic Geology*, 24(4), 309–327.

Nguyen H T, Fleurisson J A, Cojean R, (2013). Evaluation of topography site effect in slope stability under dynamic loading, Vienna Congress on Recent Advances in Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vienna, Austria, 10 pp.

Nguyen A T, Merrien-Soukatchoff V, Vinches M, Gasc-Barbier M, (2016). Grouping discontinuities in representative sets: influence on the stability analysis of slope cuts. *Bull Eng Geol Environ*, 75, 1429-1444.

Nicolas M, (2010). Étude expérimentale et numérique du ruissellement de surface : effets des variations d'intensité de la pluie. Application à une parcelle de vigne en Cévennes-Vivarais. Thèse de Doctorat, Université Joseph-Fourier, Grenoble, France.

O

Ohlmacher G C, Davis J C, (2003). Using multiple logistic regression and GIS technology to predict landslide hazard in northeast Kansas, USA. *Engineering Geology*, 69(3-4), 331-343.

Olivier P, (1984). Evolution de la limite entre Zones Internes et Zones Externes dans l'Arc de Gibraltar (Maroc-Espagne). Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Overview (2020). Le risque gravitaire : un mal mais bien présent (<https://www.over-view.fr/2020/07/le-risque-gravitaire-un-mal-invisible-mais-bien-present/>) (accédé 30.01.2023).

P

Pailha M, Pouliquen O, (2009). A two-phase flow description of the initiation of underwater granular avalanches. *J. Fluid Mech*, 633, 115–135.

Papa M N, Medina V, Ciervo F, Bateman A, (2013). Derivation of critical rainfall thresholds for shallow landslides as a tool for debris flow early warning systems. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 17 (10), 4095-4107.

Paquet H, (1970). Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 30, 212 p.

Parsons A. J., Brazier R. E., Wainwright J. et Powell D. M. (2006). Scale relationships in hillslope runoff and erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(11), 1384–1393.

Passalacqua P, Tarolli P, Fofoula-Georgiou E (2010). Testing space-scale methodologies for automatic geomorphic feature extraction from Lidar in a complex mountainous landscape. *Water Resources Research*, 46(11), W11535.

Pateau M (2014) De l'aléa au risque naturel : cas de la région Tanger-Tétouan (Rif, Maroc). *Geo-Eco-Trop*, 38(1), 23-32.

Pedreira A, Ruiz-Constan A, Galindo-Zaldivar J, Chalouan A, de Galdeano C S, et al., (2011). Is there an active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field. *J. Geodyn*, 52, 83–96.

Pedreira A, Ruiz-Constán A, García-Senz J, Azor A, Marín-Lechado C, Ayala C, et al., (2020). Evolution of the South-Iberian paleomargin: From hyperextension to continental subduction. *Journal of Structural Geology*, 138, 104122.

Peruccacci, S., Brunetti, M. T., Gariano, S. L., Melillo, M., Rossi, M., and Guzzetti, F. (2017). Rainfall thresholds for possible landslide occurrence in Italy. *Geomorphology*, 290, 39–57.

Petley D, (2008). A first impression of the 12th May 2008 Sichuan earthquake. *Geography review*, 22, 2-4.

Petley D, (2012). Global patterns of loss of life from landslides. *Geology*, 40(10), 927-930.

Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E.S., Rimi, A., (2003). The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics*, 22, 1–29.

Platt J P, Kelley S P, Carter A, Orozco M, (2005). Timing of tectonic events in the Alpujarride Complex, Betic Cordillera, S. Spain. *Journal of the Geological Society*, 162, 1–12.

Platt J P, Vissers R L M, (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17, 540–543.

Platt J P, Whitehouse MJ, (1999). Early Miocene high-temperature metamorphism and rapid exhumation in the Betic Cordillera (Spain): evidence from U–Pb zircon ages. *Earth Planet. Sci. Lett*, 171, 591–605.

Poesen J, Ingelmo-Sanchez F, Mucher H, (1990). The hydrological response of soil surfaces to rainfall as affected by cover and position of rock fragments in the top layer. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, 653–671.

Pollet N, (2004), Contribution à l'analyse des mouvements gravitaires rapides de grande ampleur par la comparaison des matériaux sources et des dépôts : exemples alpins, *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 63, 353-365

Popov I V, (1945). A scheme for the natural classification of landslides. *Doklady Acad. Sci*, 54, 157-159.

Pothérat P, Alfonsi P, (2001). Les mouvements de versant de Séchilienne (Isère), prise en compte de l'héritage structural pour leur simulation numérique. *Revue Française de Géotechnique*, 95-96, 117-131.

Poujol A, (2014). Analyse des déformations actuelles dans le Rif (Maroc) : approche morphotectonique. Géomorphologie. Thèse de Doctorat, Université Montpellier II, France.

Précigout J, Gueydan F, Garrido CJ, Cogné N, Booth-Rea G, (2013). Deformation and Exhumation of the Ronda peridotite (Spain). *Tectonics*, 32, 1011–1025.

Priem H N A, Boelrijk N A I M, Hebeda E H, Oen I S, Verdurmen E A T, Verschure R H, (1979). Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serrania de Ronda, Southern Spain. *Contrib Miner. Pet*, 70, 103–109.

Q

R

Raoult J F (1969). Données nouvelles sur les flyschs au nord du Kef Sidi Driss et dans la zone du col des oliviers (nord du Constantine). *B.S.G.F*, 7, tome 9, 516-522.

Reichenbach P, Busca C, Mondini A C. et al., (2014). The Influence of land use change on landslide susceptibility zonation: The Briga catchment test site (Messina, Italy). *Environmental Management*, 54, 1372–1384.

Reichenbach P, Rossi M, Malamud B D, Mihir M, Guzzetti F, (2018). A review of statistically-based landslide susceptibility models. *Earth Sci Rev*, 180, 60–91.

Reuber I, Michard A, Chalouan A, Juteau T, Jermoumi B, (1982). Structure and emplacement of the Alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: A polyphase tectonic interpretation. *Tectonophysics*, 82, 231-251.

Reynolds S H, (1932). Landslips. *Proceedings of Bristol Naturalists' Society*, 7, 352-357.

Rizzo V, (1988). Una strumentazione concepita per lo studio e la sorveglianza automatica e centralizzata di movimenti franosi in aree insediate. *Geologia Tecnica*, 3, 5-20

Robinson T, Davies, T, Wilson, T, Orchiston C, Barth N, (2016). Evaluation of coseismic landslide hazard on the proposed haast-hollyford highway, south island, new zealand. *Georisk*, 10, 146–163.

Rodríguez-Ruiz M D, Abad I, Bentabol M J, (2019). Permo-Triassic Clastic Rocks from the Ghomaride Complex and Federico Units (Rif Cordillera, N Morocco): An Example of Diagenetic-Metamorphic Transition. *Minerals*, 9(12), 738.

Romagny A, (2014). Évolution des mouvements verticaux néogènes de la chaîne du rif (nord-maroc) : apports d'une analyse structurale et thermochronologique. Thèse de doctorat, Université de Nice-Sophia Antipolis, France.

Romagny A, Jolivet L, Menant A, Bessière E, Maillard A, et al., (2020). Detailed tectonic reconstructions of the Western Mediterranean region for the last 35 Ma, insights on driving mechanisms. *Earth Sciences Bulletin*, 191, 37.

Rosenbaum G, Lister G S, (2004). Formation of arcuate orogenic belts in the western Mediterranean region. In: Sussman A J, Weil A B, (eds). *Orogenic Curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural Analyses*. Boulder, Colorado: Geological Society of America, pp 41–56.

Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359, 117–129.

Royden, Leigh H, (1993). Evolution or retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12, 629–638.

Ruggiero P, Komar P D, Marra J J, McDougal W G, Beach R A, (2001). Wave runup, extreme water levels and the erosion of properties backing beaches. *J. Coastal Res*, 17, 407– 419.

Ruhland M, (1973). Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associée à divers modèles structuraux. *Sci. Géol., Bull*, 26, 91-113.

Ruiz-Cruz, M.D., Sanz de Galdeano, C., (2011). Electron backscatter diffraction-based identification and quantification of diamonds from the rif gneisses (spain and morocco): economic implications. *Econ. Geol*, 106, 1241-1249.

S

Saadi M, Hilali E A, Boudda A, (1980). Carte Géologique de la chaîne Rifaine-Echelle 1: 500.000. Ministère de l'Énergie et des Mines, Direction de Géologie, Service de Géologie du Maroc. Notes et Mémoires.

Sabri M, Ntarmouchant A, Smaili M H, Benslimane A, (2019). Geology and hydrogeochemistry of the thermo-mineral waters of the South Rif Thrust (Northern Morocco). *Geothermics*, 78, 28-49.

Saito H, Uchiyama S, Teshirogi K (2022). Rapid vegetation recovery at landslide scars detected by multitemporal high-resolution satellite imagery at Aso volcano, Japan. *Geomorphology*, 398, 107989

Salciarini D, Tamagnini C, Conversini P. et al., (2012) Spatially distributed rainfall thresholds for the initiation of shallow landslides. *Nat Hazards*, 61, 229-245.

Sallenger A.H., Krabill W., Brock J., Swift R., Manizade S., Stockdon H. (2002). Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave runup during the 1997–1998 El Niño. *Mar Geol*, 187(3), 279-297.

Sánchez-Rodríguez L, Gebauer D, (2000). Mesozoic formation of pyroxenites and gabbros in the Ronda area (southern Spain), followed by Early Miocene subduction metamorphism and emplacement into the middle crust: U-Pb sensitive high-resolution ion microprobe dating of zircon. *Tectonophysics*, 316, 19–44.

Sassa K, (1985). The geotechnical classification of landslides. Proc., 4th International Conference and Field Workshop on Landslides, Tokyo.

Sato H P, Harp E L (2009) Interpretation of earthquake-induced landslides triggered by the 12 May 2008, M7.9 Wenchuan earthquake in the Beichuan area, Sichuan Province, China, using satellite imagery and Google Earth. *Landslides*, 6, 153-159.

Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A., Demnati, A., (1996). Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif–Betic mountains. *Nature*, 379, 785–790.

Sekiguchi T, Sato H P, (2004). Mapping of micro topography using airborne laser scanning. *Landslides*, 1, 195–202

Sharifi Teshnizi, E., Golian, M., Sadeghi, S. & Rastegarnia, A., (2022). Chapter 4 - Application of analytical hierarchy process (AHP) in landslide susceptibility mapping for Qazvin province, N Iran. *Computers in Earth and Environmental Sciences, Artificial Intelligence and Advanced Technologies in Hazards and Risk Management* : 55-95

Sharma K., Singh H. et Pareek O. (1983). Rainwater infiltration into a bare loamy sand. *Hydrological Sciences Journal*, 28(3), 417–424.

Sharp J C, (1996). Present understanding and predictive capability of the stability for very high rock cuts, In : Eurock ' 96, Balkema (ed), p 1541-1551.

Shiferaw H M, (2021). Study on the influence of slope height and angle on the factor of safety and shape of failure of slopes based on strength reduction method of analysis. *Beni-Suef Univ J Basic Appl Sci*, 10, 31

Shuk T, (1994). Key elements and applications of the natural slope methodology (NSM) with some emphasis on slope stability aspects. Proc. 4th South American Congr. on Rock Mechanics. Santiago de Chile. pp. 255-266.

Simon A, Collison, A J C, (2002). Quantifying the mechanical and hydrologic effects of riparian vegetation on streambank stability. *Earth Surf. Process. Landforms*, 27, 527–546.

Sintsov I F, (1898). Ob Odesskikh opolznyakh i o prichinakh ikh proiskhozhdeniya [About the Odessa landslides and about the reasons of their origin]. Notes of Novorossiysk society of scientists, vol. 22, No 1, pp. 187-241.

Sirieys P, (1984). Divers types de mécanismes de mouvements de terrains, Colloque A.F.G.P, Caen, op. cité, pp. 75- 80.

Soeters R, van Westen CJ, (1996). Slope instability, recognition, analysis, and zonation. In: Turner AK, Schuster RL, (eds). Landslides investigation and mitigation, transportation research board, Special Report 247. Washington: National Research Council, pp 129-177.

Sosson M, Morillon AC, Bourgeois J, Feraud G, Poupeau G, SaintMarc P. (1998). Late exhumation stages of the Alpujarride Complex (western Betic Cordilleras, Spain): new thermochronological and structural data on Los Reales and Ojen nappes. *Tectonophysics*, 285, 253–273.

Spakman, W., Wortel, R., (2004). A tomographic view on western Mediterranean geodynamics. *TRANSMED Atlas-The Mediterr. Reg. from Crust to Mantle*, 31–52.

Stephenson W. J., Kirk R. M. (2000). Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. Part one : the role of waves. *Geomorphology*, 32, 21–41.

Stich D, Serpelloni E, de Lis Mancilla F, Morales J, (2006). Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426, 295–317.

Suter G, (1980). Carte géologique de la chaîne rifaine au 1/500 000. Notes et Mém. Ser. géol. Maroc, n°245.

T

Taher N R, Gor M, Aksoy H S, Awlla H A, (2022). Numerical investigation of the effect of slope angle and height on the stability of a slope composed of sandy soil. *Gümüşhane Univ. J. Sci. Technol*, 12, 664–675.

Talhaoui A, Aberkan M, Iben B, El Mouraouah A, (2005). Risques géologiques et activité sismique dans la région d'Al Hoceima (Maroc) : Approche de la quantification des facteurs responsables du déclenchement des instabilités de terrain. *Pangea*, 43/44, 3-18

Tang, Y.; Feng, F.; Guo, Z.; Feng, W.; Li, Z.; Wang, J.; Sun, Q.; Ma, H.; Li, Y. (2020). Integrating principal component analysis with statistically-based models for analysis of causal factors and landslide susceptibility mapping: A comparative study from the loess plateau area in Shanxi (China). *J. Clean Prod*, 277, 124–159.

Tanyaş, H., Görüm, T., Kirschbaum, D. et al., (2022). Could road constructions be more hazardous than an earthquake in terms of mass movement?. *Nat Hazards*, 112, 639–663.

Taylor F E, Malamud B D, Freeborough K, Demeritt D, (2015) Enriching Great Britain Landslide Database by searching newspaper archives. *Geomorphology*, 249, 52–68.

Tendero J A., Martin-Algarra A, Puga E, Diaz De Federico A, (1993). Lithostratigraphy of the metasediments of the Nevado-Filabride ophiolitic association, SE Spain, and discovery of ankerite spots resembling Cretaceous planktonic foraminifera: palaeogeographic consequences | Lithostratigraphie des metasediments de l'assoc. *Comptes Rendus - Acad. des Sci. Ser. II*, 316, 1115-1122.

Terzaghi K, (1925). *Erdbaumechanik auf Bodenphysikalischer Grundlage*. Franz Deuticke, Leipzig-Vienna.

Terzaghi K, (1950). Mechanism of landslides. In: Paige, S., (ed). *Application of Geology to Engineering Practice (Berkey Volume)*. New York: Geological Society of America, 83-123.

Thiery Y, Sterlacchini S, Malet J-P, Puissant A, Maquaire O, (2004). Modélisation spatiale de la susceptibilité des versants aux mouvements de terrain. Conférence CASSINISIGMA 2004: Géomatique et Analyse Spatiale, Grenoble, France.

Thiery Y, Terrier M, (2018). Évaluation de l'aléa glissements de terrain : état de l'art et perspectives pour la cartographie réglementaire en France. *Rev. Fr. Geotech*, 156, 3.

Torne, M, Fernández M, Comas M C, Soto J I, (2000). Lithospheric Structure Beneath the Alboran Basin: Results from 3D Gravity Modeling and Tectonic Relevance. *Geophys. J. Int*, 105, 3209–3228.

Traoré D, (2005). Serpentinisation hydrothermale et altération latéritique des roches ultrabasiqes en milieu tropical : évolution géochimique et minéralogique de la minéralisation en platine de la rivière des Pirogues (Nouvelle-Calédonie). Thèse de Doctorat, Université de la Nouvelle-Calédonie, 41 p.

Tribak H, Belkacem A, El Garouani A, Lahrach A, (2020). Etude géotechnique des sols compressibles : Caractérisation, mécanisme et recommandation (cas des régions de Berrechid et Kenitra, Maroc). *Eur Sci J*, 16(9), 321-336.

Tribak H, Gasc-Barbier M, El Garouani A, (2022). Assessment of ground instabilities' causative factors using multivariate statistical analysis methods: case of the coastal region of northwestern Rif, Morocco. *Geosciences*, 12(10), 383.

U

UNISDR (2021). *DesInventar Disaster Information Management System, Version 9.5.12- 2011*. The United Nations Office for Disaster Risk Reduction, Geneva, Switzerland. <http://www.desinventar.net/index.html>. (accédé 20 juillet 2022).

V

Valdivielso f, Laheurte P, Sabatier D, Perrot X, Virely D, (2018). Analyse géomorphologique et structurale de MNT obtenus par Lidar aérien sur des grands glissements. Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur - Champs-sur-Marne. <https://www.ifsttar.fr/collections/ActesInteractifs/AII3/pdfs/167631.pdf>. (accédé 15 juillet 2022).

Van Asselen S, Seijmonsbergen AC, (2006). Expert-driven semi-automated geomorphological mapping for a mountainous area using a laser DTM. *Geomorphology*, 78, 309-320.

Van Beek, L., Van Asch, T. (2004). Regional assessment of the effects of land-use change on landslide hazard by means of physically based modelling. *Natural Hazards*, 31, 289–304.

Van Den Eeckhaut M, Hervás J (2012). State of the art of national landslide databases in Europe and their potential for assessing landslide susceptibility, hazard and risk. *Geomorphology*, 139/140, 545-558.

Van Den Eeckhaut M, Poesen J, Verstraeten G, Vanacker V, Moeyersons J, Nyssen J, Van Beek LPH, Vandekerckhove L, (2007). Use of LIDAR-derived images for mapping old landslides under forest. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 754-769.

Van Hinsbergen D J J, Vissers R L M, Spakman W, (2014). Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics*, 33, 393-419.

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.

van Westen C J, Van Asch T W J, Soeters R, (2006). Landslide hazard and risk zonation – Why is it still so difficult?. *Bull Eng Geol Environ*, 65, 167-184.

Varnes D J, (1958). Landslide Types and Processes. *Landslides and Engineering Practice*, 24, 20-47.

Varnes D J, (1978). Slope Movement Types and Processes. In Special Report 176: Landslides: Analysis and Control. In: Schuster, R.L., Krizek, R.J., (Eds), Transport Research Board, National Research, p 11-33.

Verges J, Fernandez M, (2012). Tethys-Atlantic interaction along the Iberia-Africa plate boundary: The Betic-Rif orogenic system. *Tectonophysics*, 579, 144-172.

Vuillez C, Tonini M, Sudmeier-Rieux K et al., (2018). Land use changes, landslides and roads in the Phewa Watershed, Western Nepal from 1979 to 2016. *Appl Geogr*, 94, 30-40.

W

Wang C.-Y., Wang C.-H., Manga, M, (2004). Coseismic release of water from mountains: evidence from the 1999 (Mw = 7.5) Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Geology*, 32, 769-772.

Wasowski J, (1998). Understanding rainfall-landslide relationships in man-modified environments: a case history from Caramanico Terme, Italy. *Environ Geol*, 35, 197–209.

Wernli R, (1988). Micropaléontologie du Néogène post nappes du Maroc septentrional et description systématique des foraminifères planctoniques. Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc, 331.

Whalley W-B, (1984). Rockfalls. In: Brunsten, D, Prior, D.B. (eds.) Slope Stability, Chapter 7, John Wiley & Sons, New York, 217-256.

Wieczorek G F, (1996). Landslide Triggering Mechanisms. In: Turner, A.K., Schuster, R.L., (eds), Landslides: Investigation and Mitigation, Transportation Research Board, National Research Council, Special Report, Washington DC, 76-90.

Wildi W, (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. Geogr. Phys*, 24, 201-297.

Wilkinson, P.L., Anderson, M.G., Lloyd, D.M., Renaud, J., (2002). Landslide hazard and bioengineering: towards providing improved decision support through integrated numerical model development. *Environ. Model. Softw*, 17, 333-344.

Wu T H, (2013). Root reinforcement of soil: review of analytical models, test results, and applications to design. *Can. Geotech. J*, 50 (3), 259–274.

X

Y

Yazidi M, Eloutassi N, Nabih K, Hammi A, Yazidi A, Benziane A, (2017). Gestion Des Risques Majeurs Au Maroc : Les Instabilités De Terrain. *European Scientific Journal*, 13, 12.

Z

Zangerl C, Evans K F, Eberhardt E, Loew S, (2008). Normal Stiffness of fractures in granitic rock : a compilation of laboratory and in-situ experiments. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 45, 1195-1210.

Zeck HP, (1996). Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. *Tectonophysics*, 254, 1-16.

Zeck HP, Monié P, Villa IM, Hansen BT, (1992). Very high rates of cooling and uplift in the Alpine Belt of the Betic Cordilleras, Southern Spain. *Geo-Marine Letters*, 20, 79-82.

ANNEXES

Annexe 1 : Catalogues des données climatiques

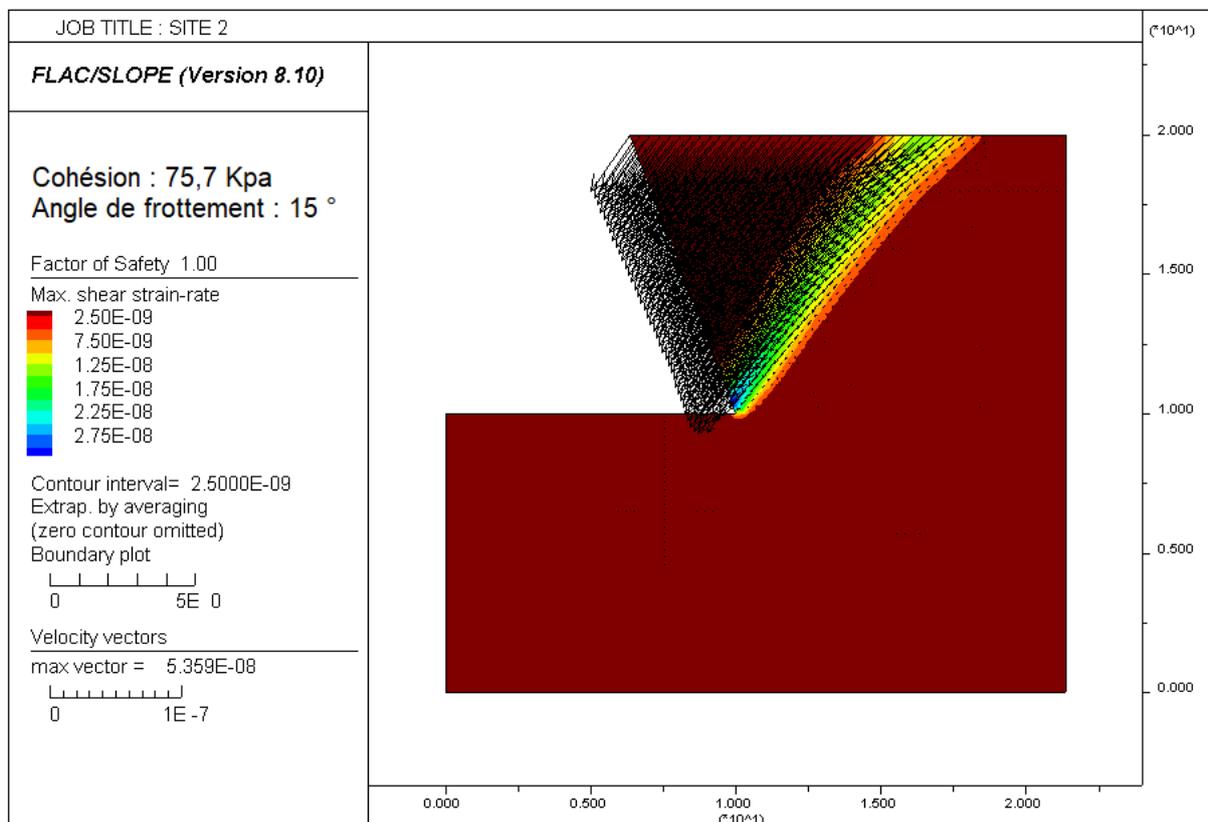
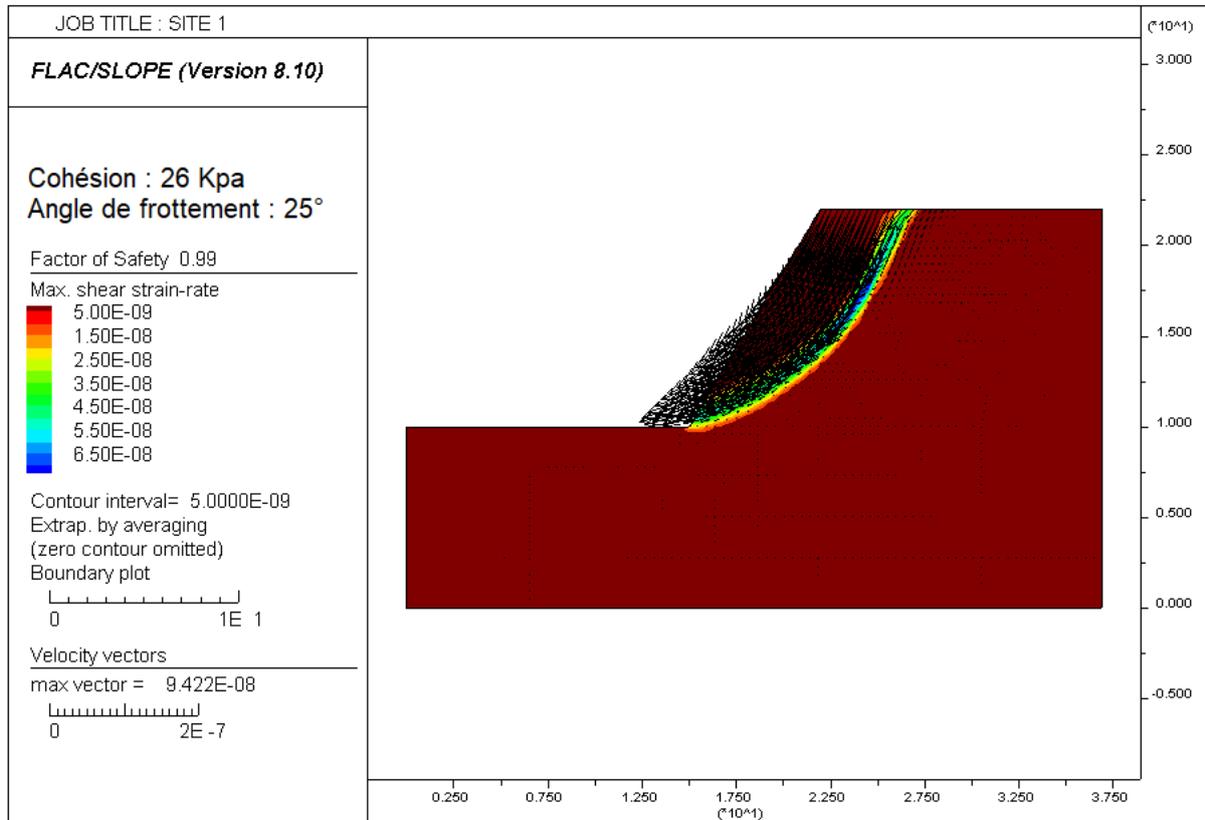
Tableau 9 : Catalogue de quelques données climatiques du mois de **mars 2020** de la station météorologique (Tétouan / Sania Ramel : 35,58 °N / 5,33° O) (Source : Agence du bassin hydraulique Loukkos, Tétouan)

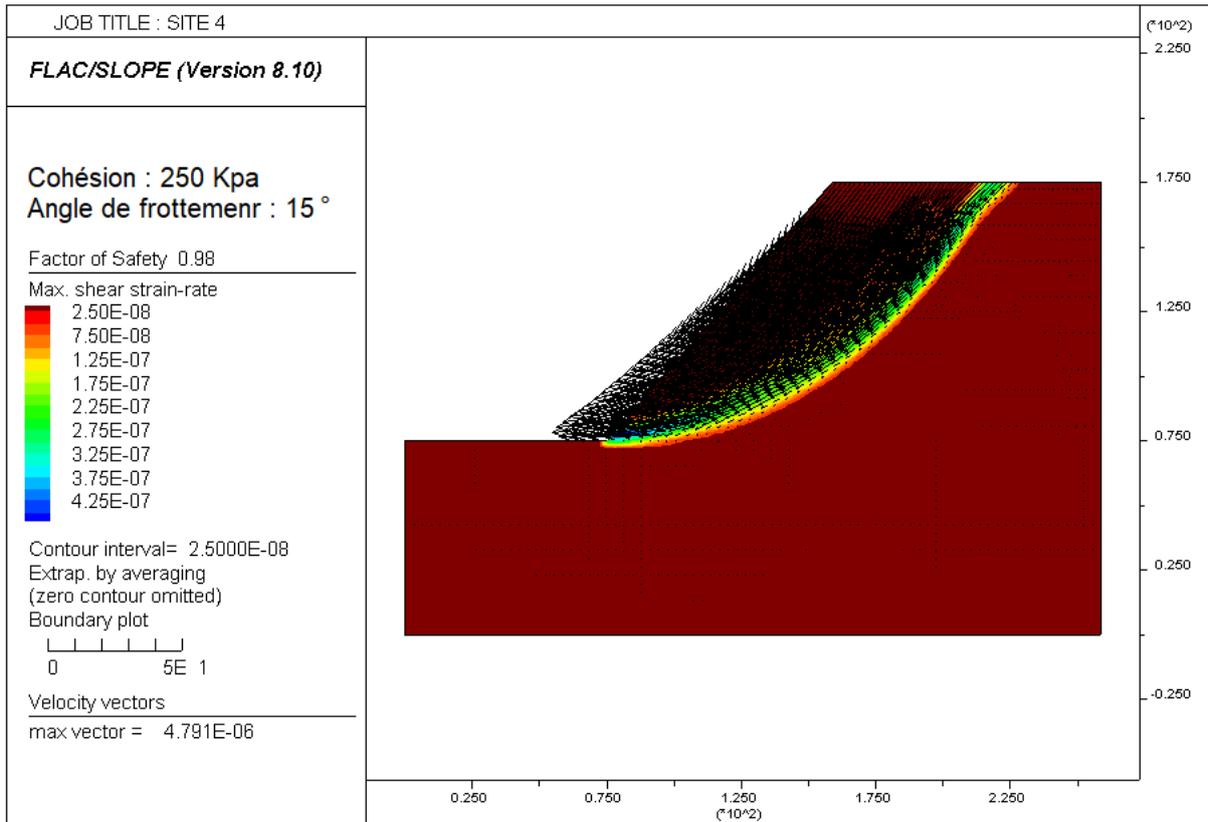
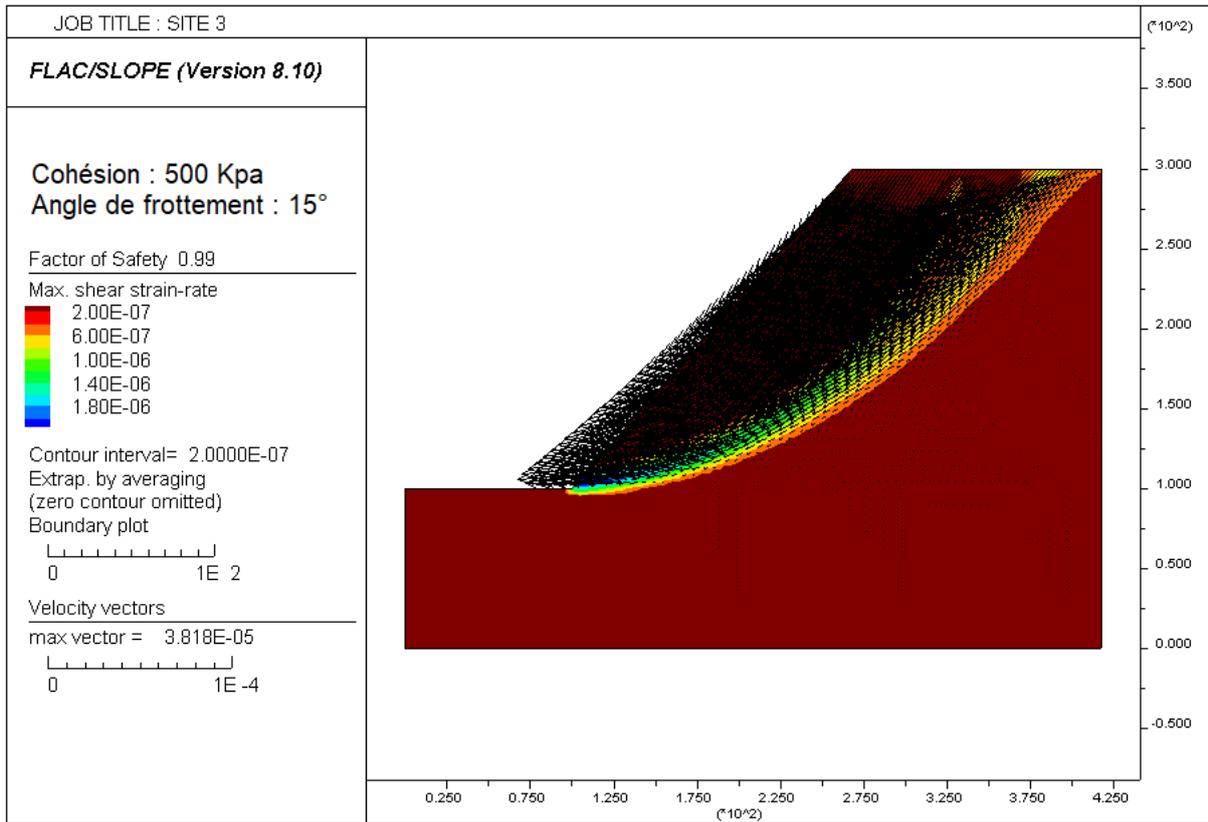
Jour	Température Moyenne	Humidité relative	Précipitations	Vitesse moyenne du vent
1	18,4	68	0	20,4
2	18,4	68	0	32,6
3	17,1	66	0	17,6
4	18	68	0	21,7
5	16,4	74	0	22,4
6	15,2	66	0	24,1
7	13,6	71	0	11,5
8	12,6	78	0	8
9	17,8	51	0	19,6
10	16	68	0	15,6
11	16,3	82	0,25	10,2
12	16,3	72	0	8
13	17,1	75	0	12,6
14	15,3	83	0	12
15	16,2	88	4,83	15,2
16	15,2	61	0,25	23,3
17	14,7	69	0,76	23,9
18	16,2	89	2,54	37,2
19	15,7	89	0	31,7
20	15,2	91	1,52	24,4
21	14,5	75	7,37	20,6
22	13,3	91	24,64	7,6
23	12,6	92	9,4	12,8
24	12,7	97	68,83	12
25	14,2	83	1,52	16,3
26	14,9	78	0,25	16,7
27	15,7	76	0	13,1
28	14,2	84	0	14,4
29	15,4	83	0,25	11,9
30	14,6	85	0,51	10,7
31	16,3	81	22,35	18

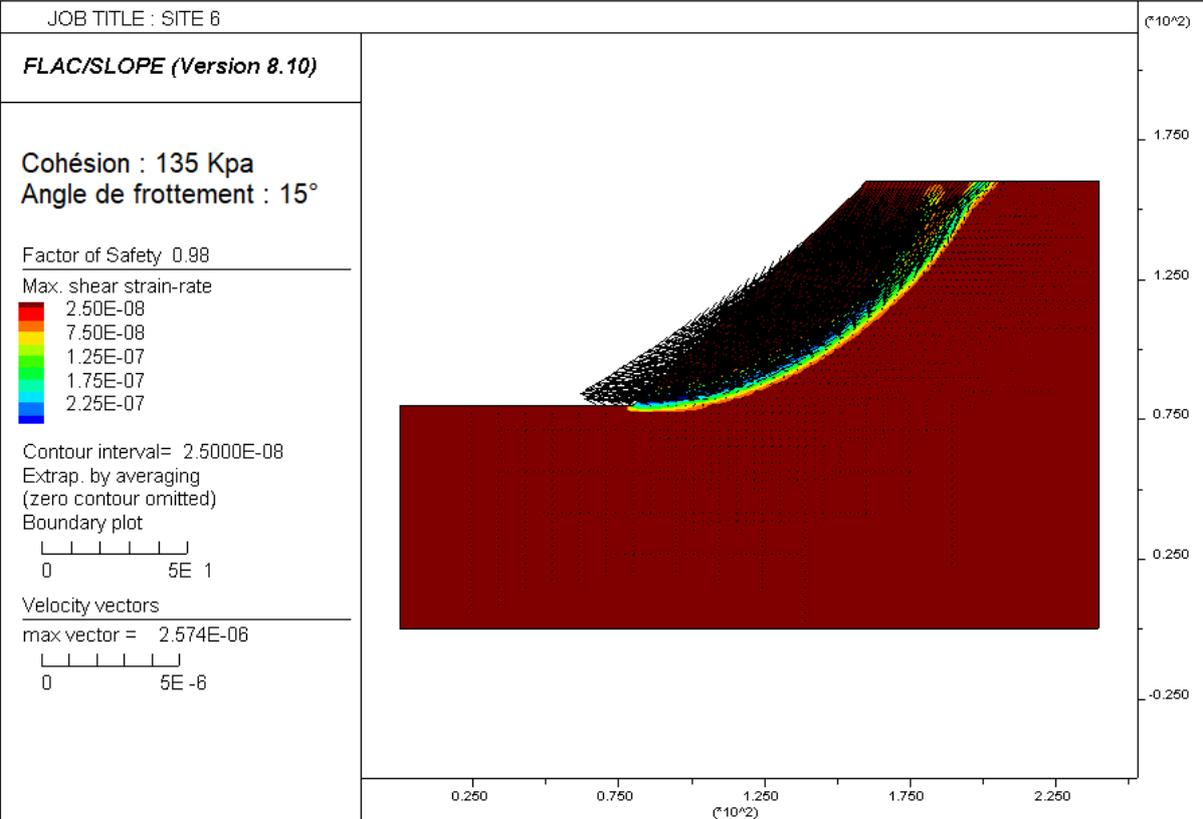
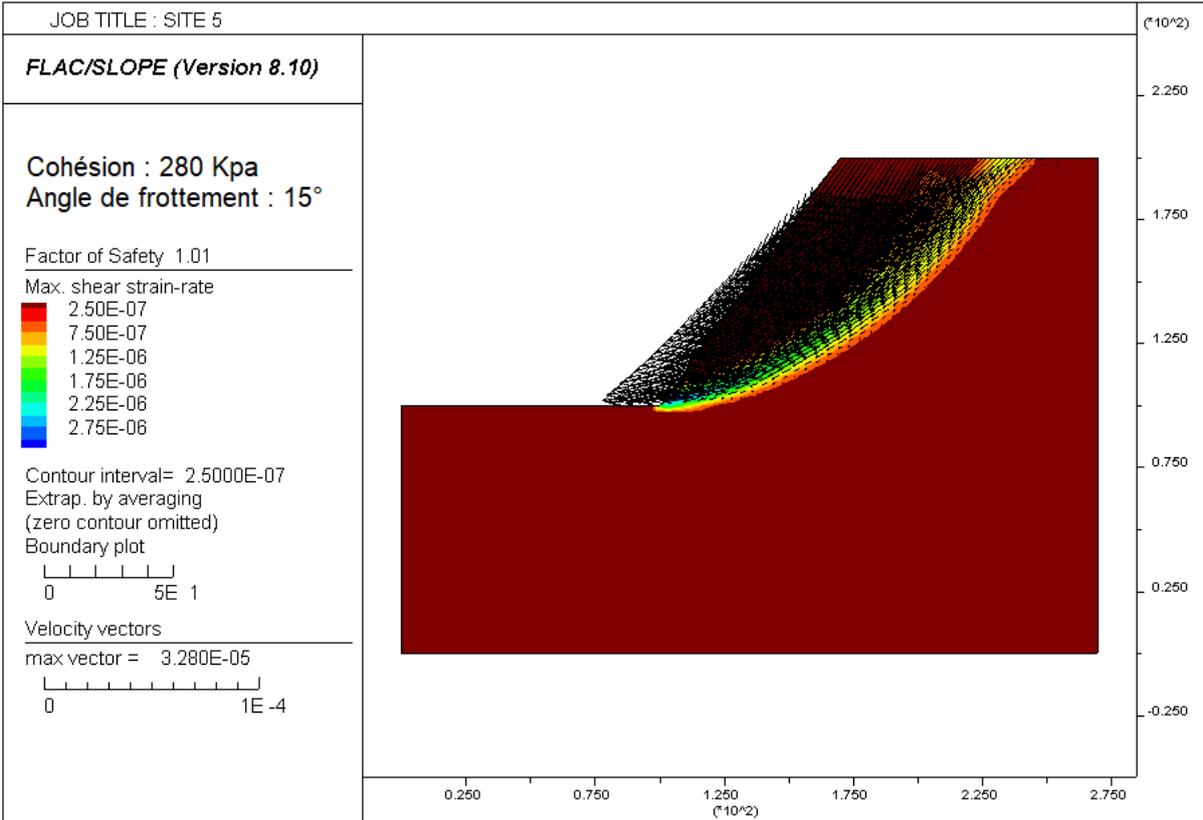
Tableau 10 : Catalogue de quelques données climatiques du mois de **Septembre 2021** de la station météorologique (Tétouan / Sania Ramel : 35,58 °N / 5,33° O) (Source : Agence du bassin hydraulique Loukkos, Tétouan)

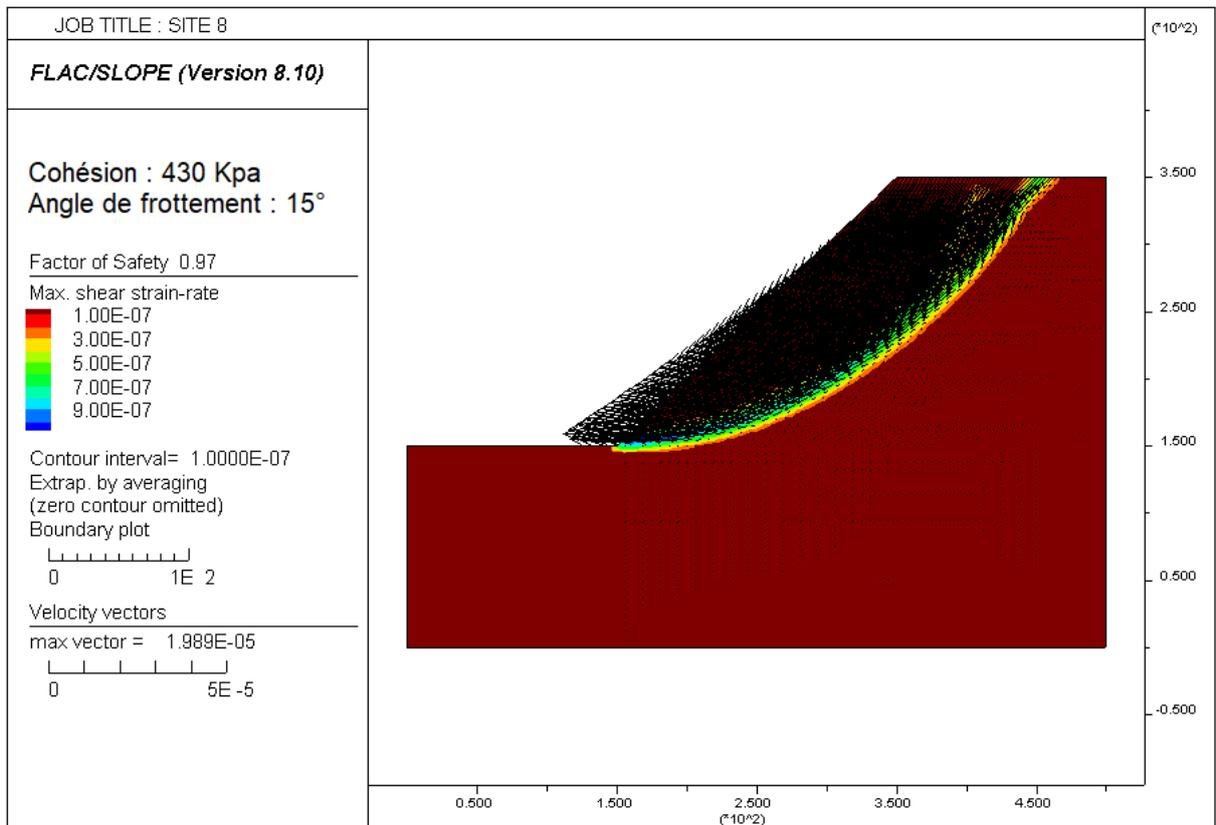
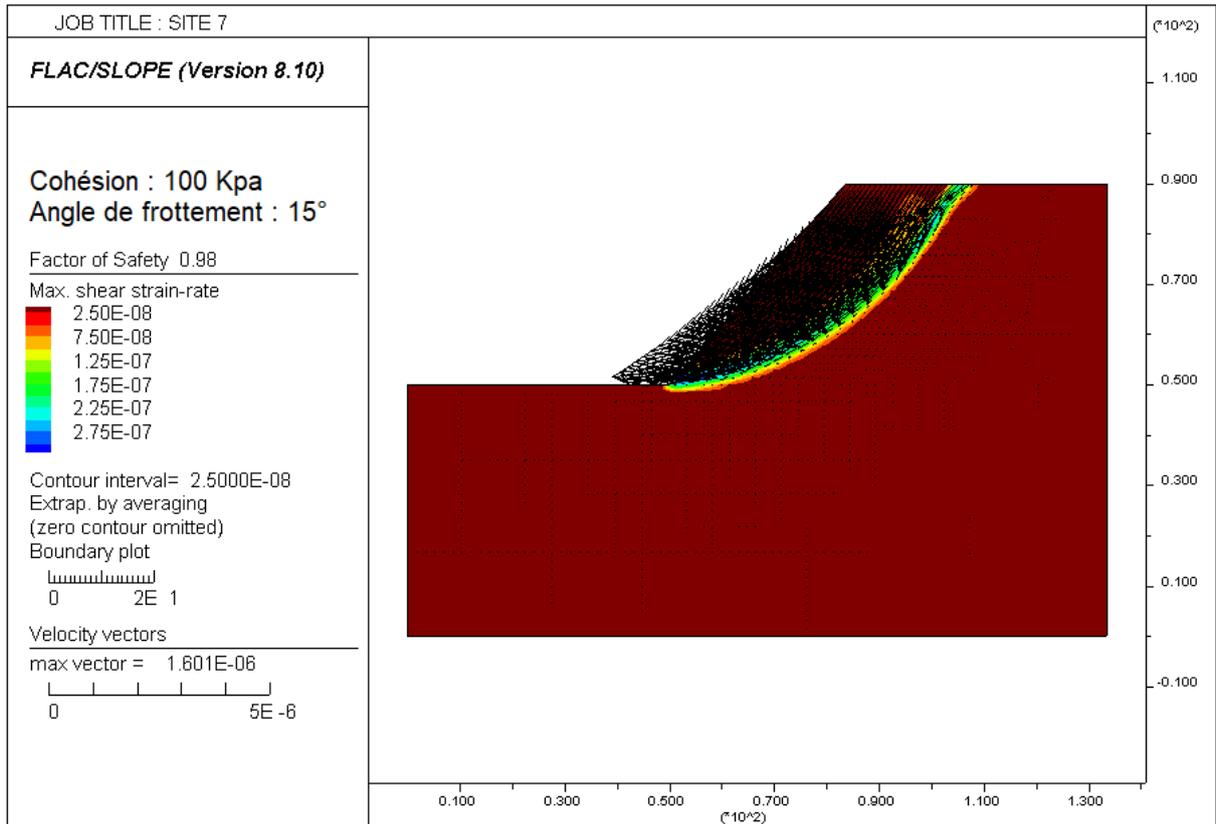
Jour	Température Moyenne	Humidité relative	Précipitations	Vitesse moyenne du vent
1	24,9	74	0	10
2	25,5	66	0	11,5
3	25	66	0	12,8
4	23,7	76	0	10,7
5	24,9	84	0	13,3
6	25,1	86	0	15,2
7	26,1	81	0	8,1
8	25,9	65	0	21,3
9	25,2	64	0	24,3
10	26,8	57	0	17,6
11	23,7	67	0	9,6
12	22,5	83	0	7,6
13	24,5	77	0,51	10,2
14	22,9	82	3,3	9,3
15	23,3	77	3,81	10,9
16	22,8	75	0	12,2
17	22,3	79	0	9,6
18	24,8	63	0	16,3
19	23,8	62	0	15,2
20	22,4	82	0	8,9
21	22,9	91	3,56	15,7
22	22	90	9,4	18,3
23	23,1	88	0,76	13,9
24	23,4	82	0	8,7
25	22,1	71	0	8,7
26	22,1	70	0	10,6
27	20,6	78	0	9,3
28	20,7	80	0	7,8
29	21,4	84	0	13,9
30	22,9	83	0	14,1

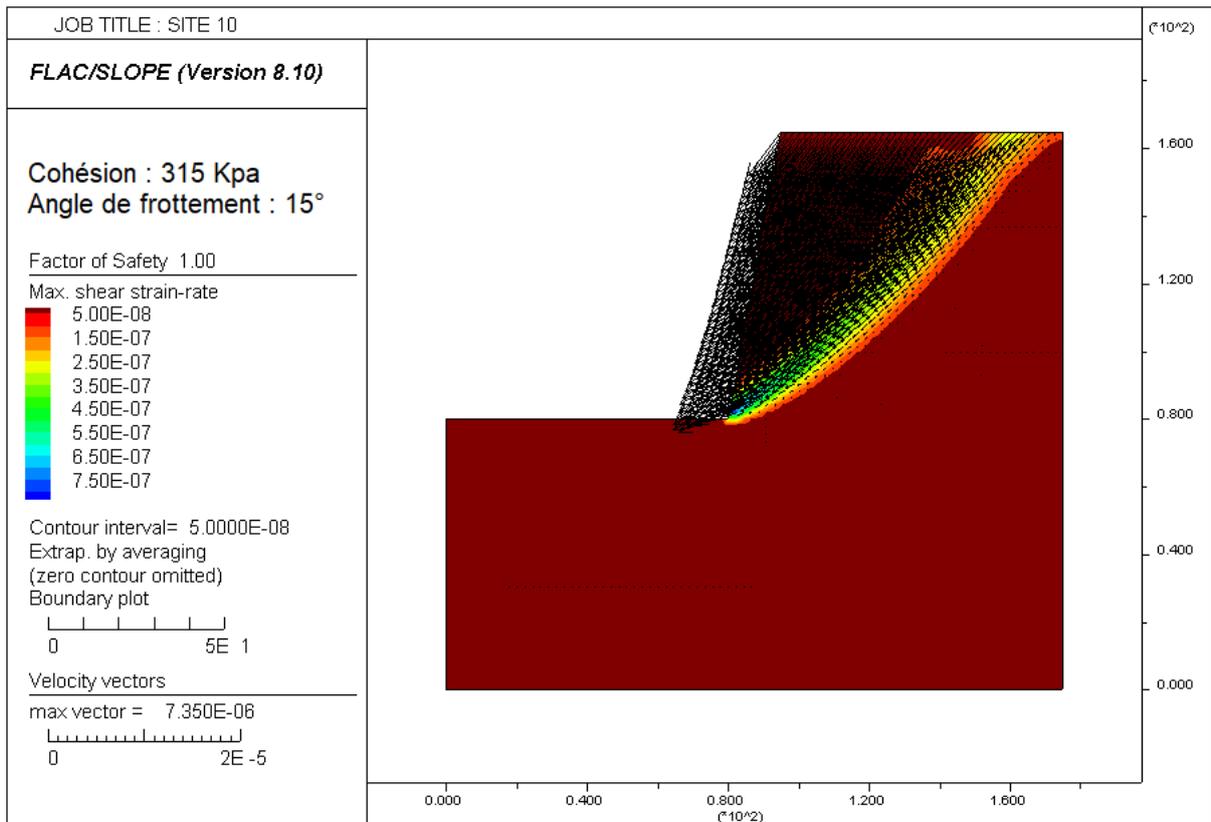
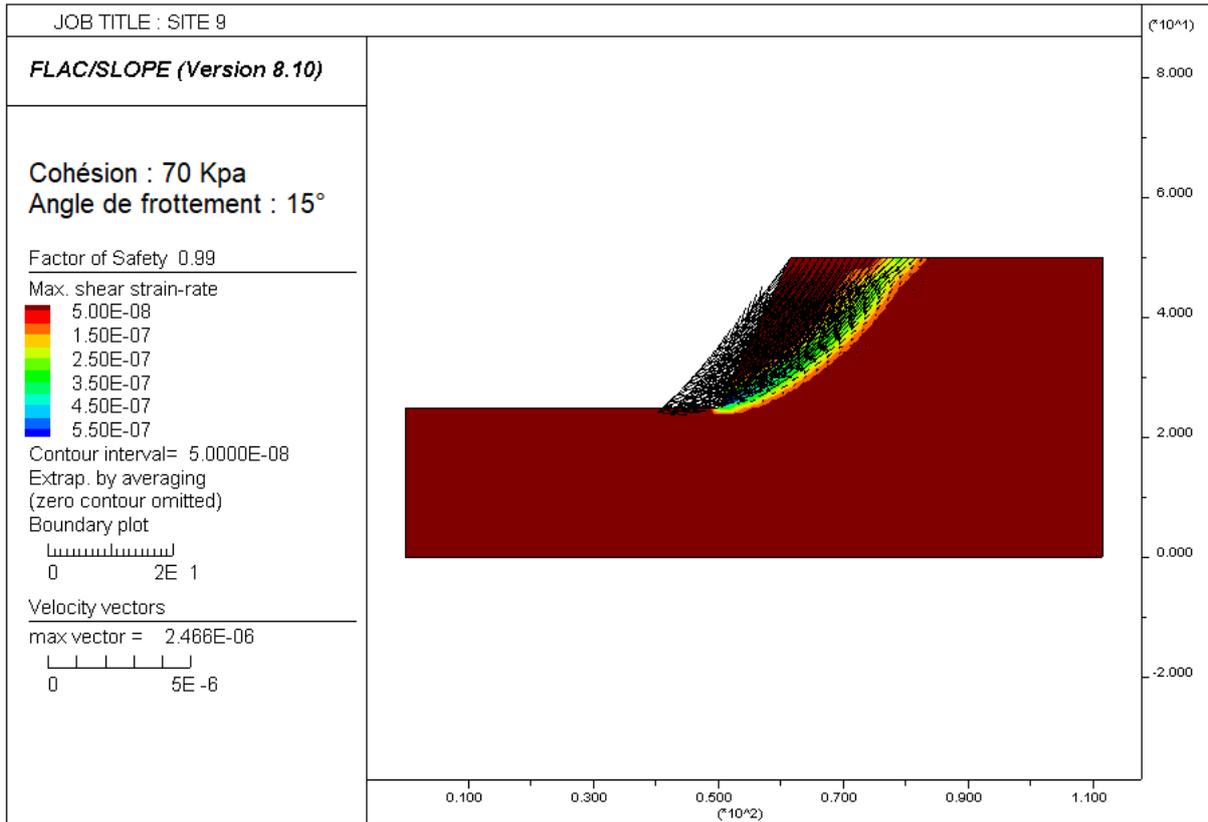
Annexe 2 : Modèles géotechniques numériques des instabilités de terrain des 30 sites d'études

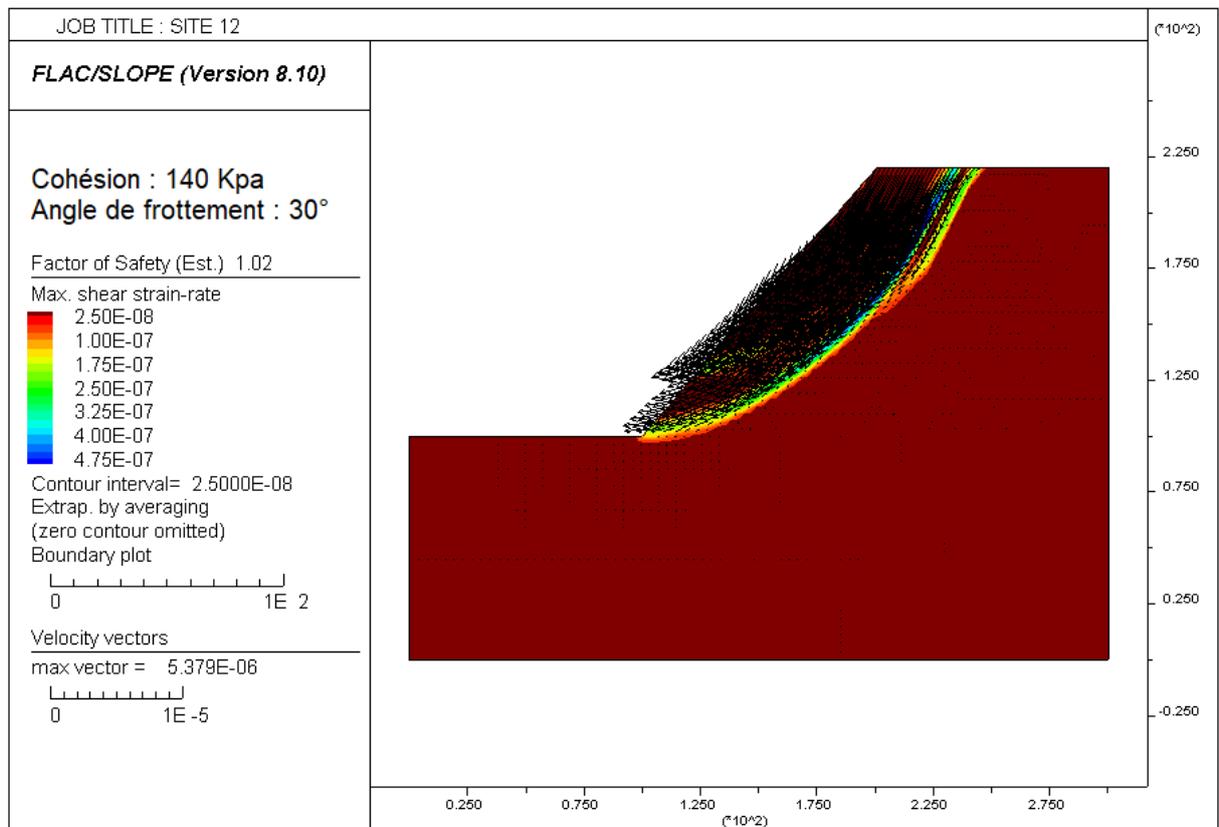
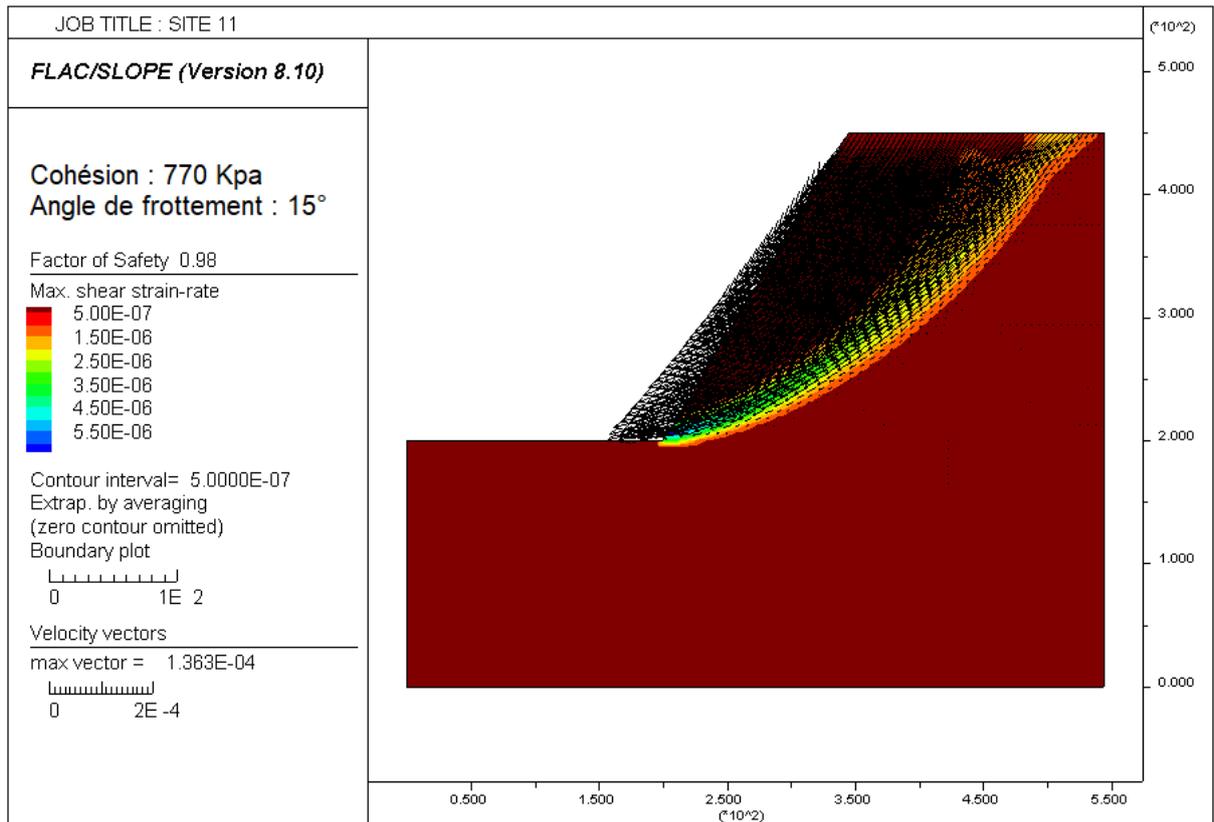


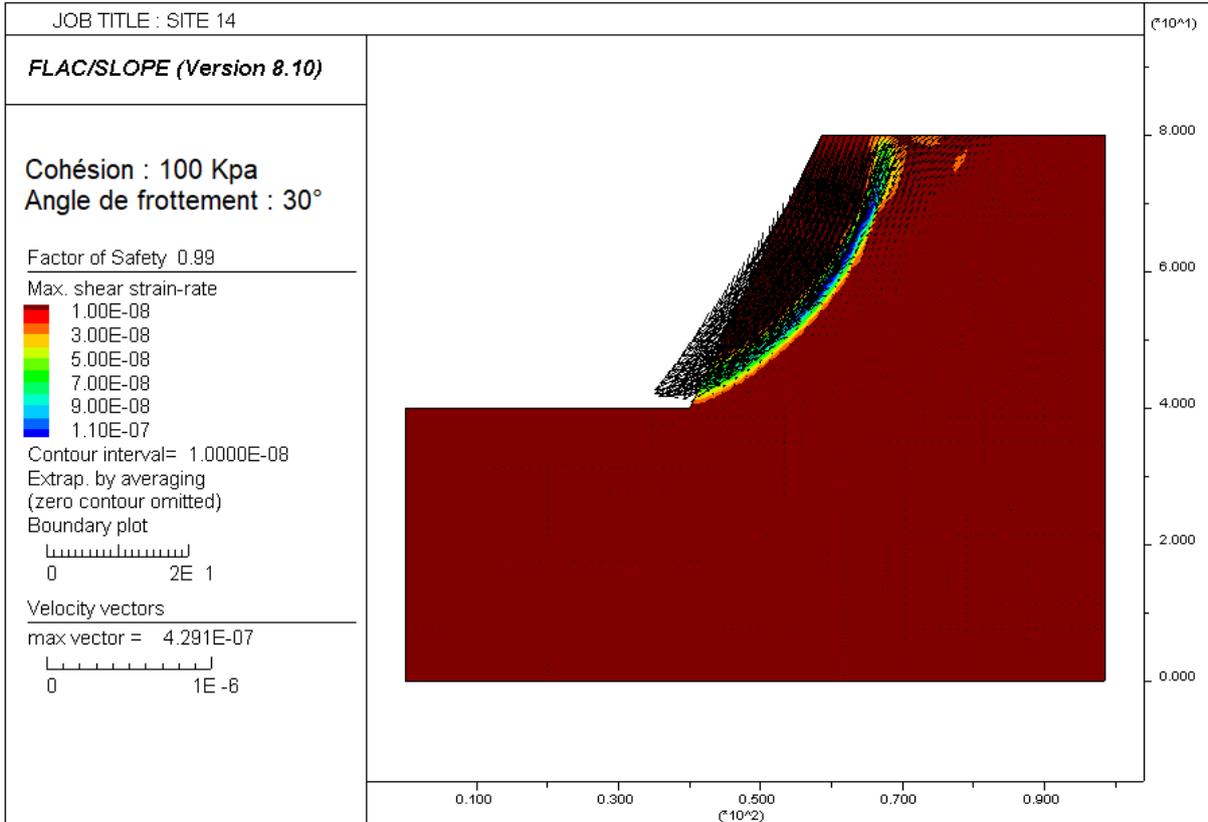
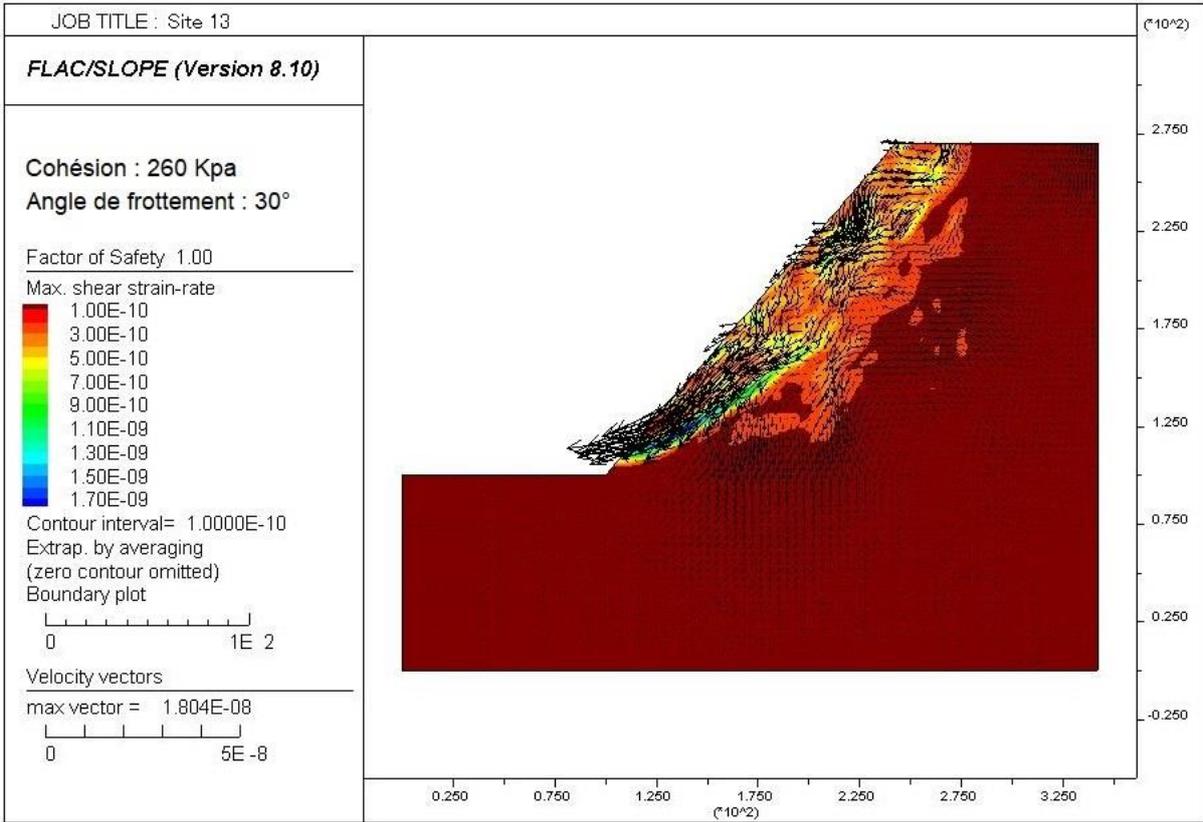


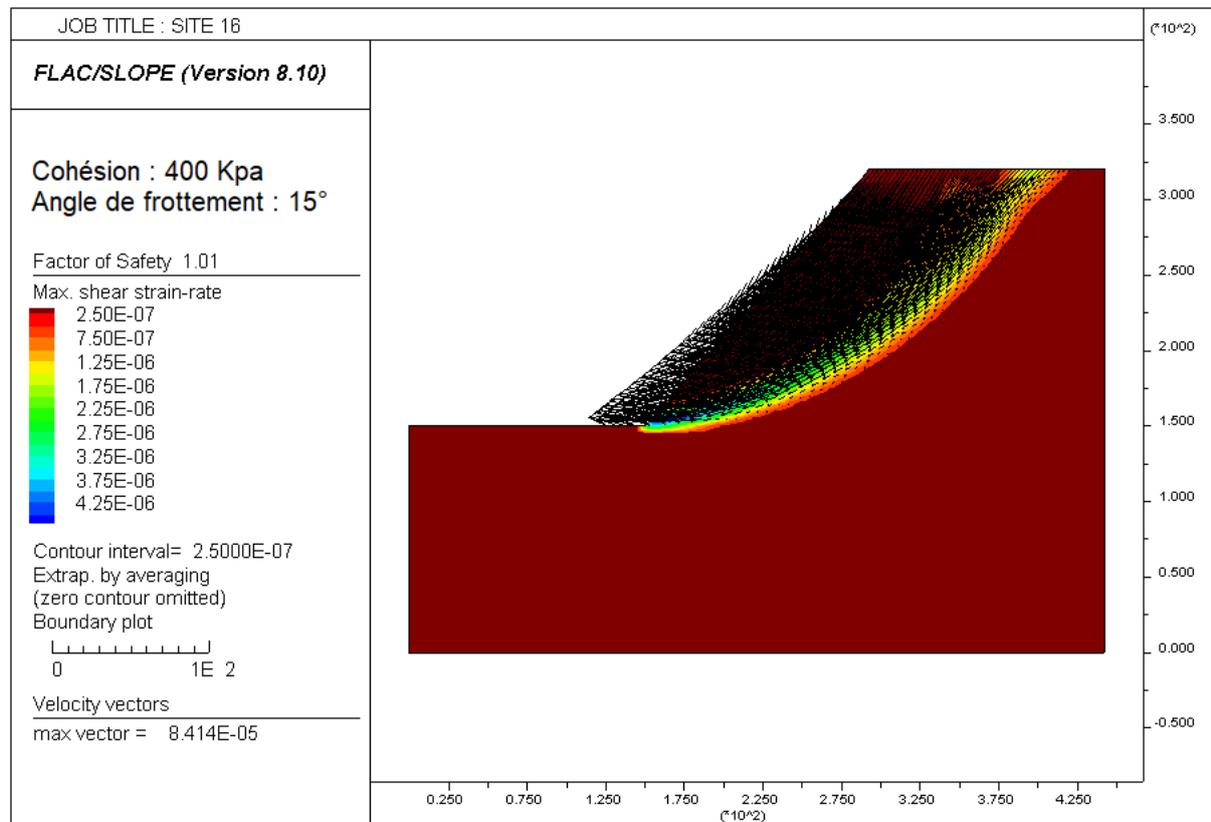
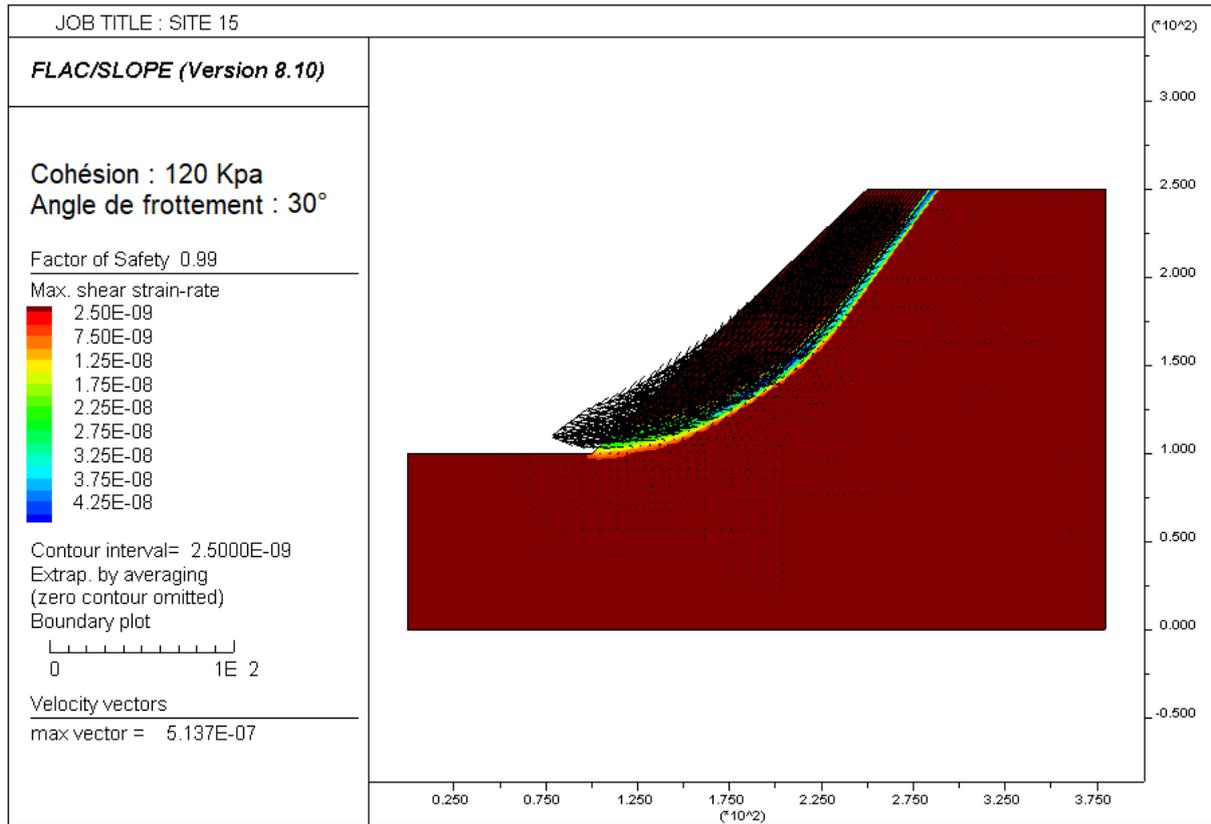


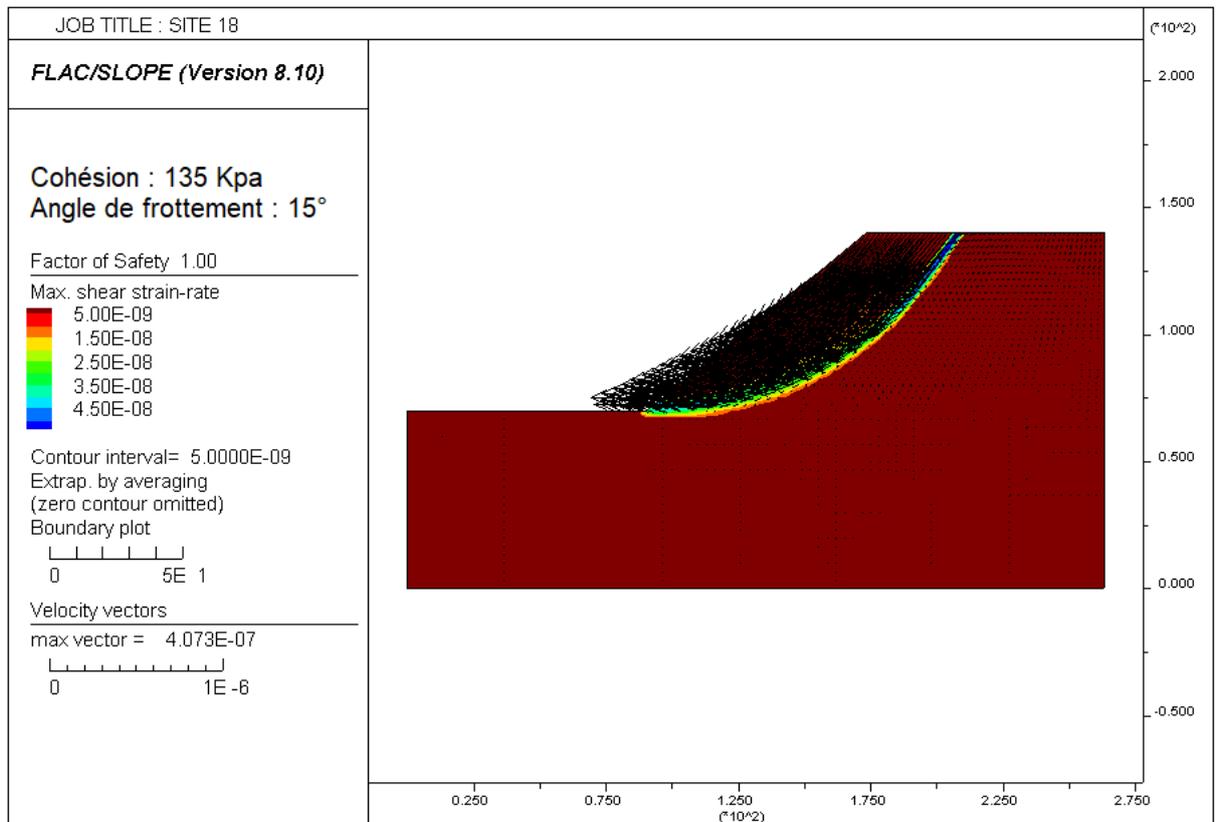
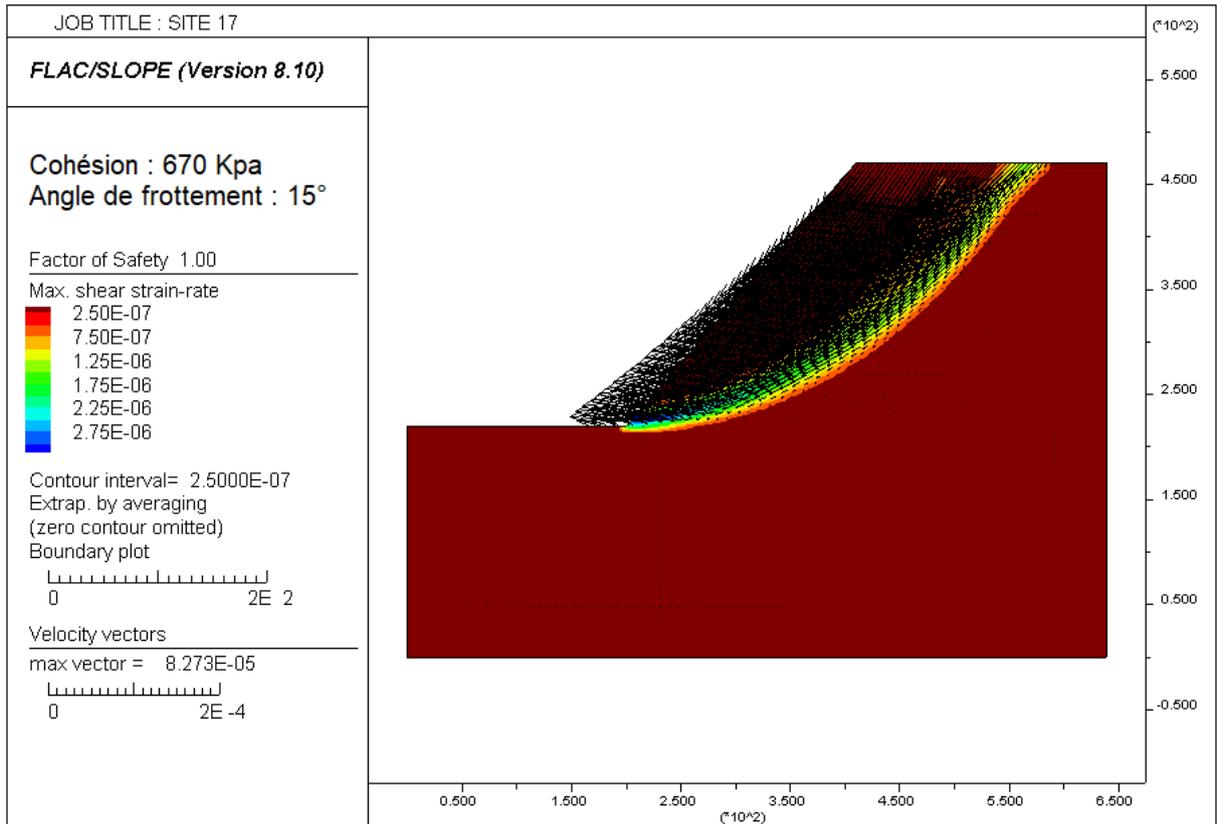


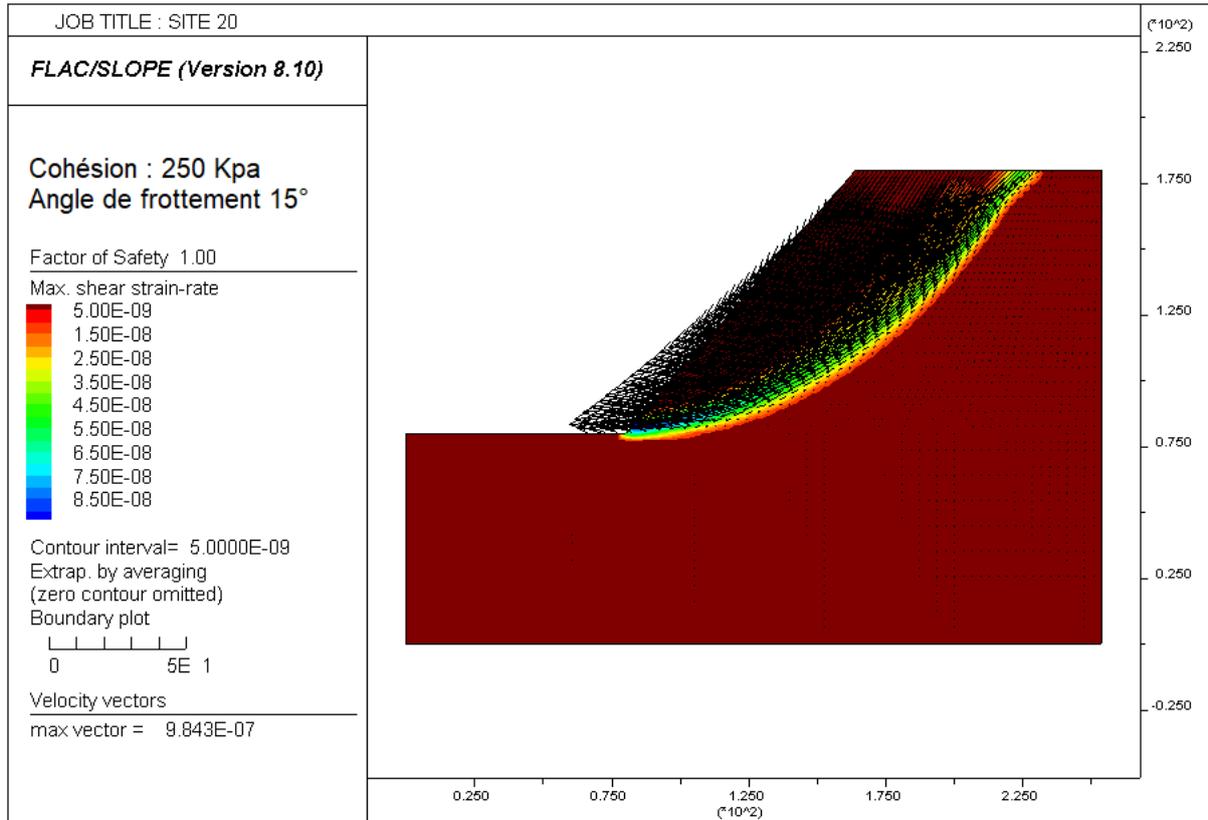
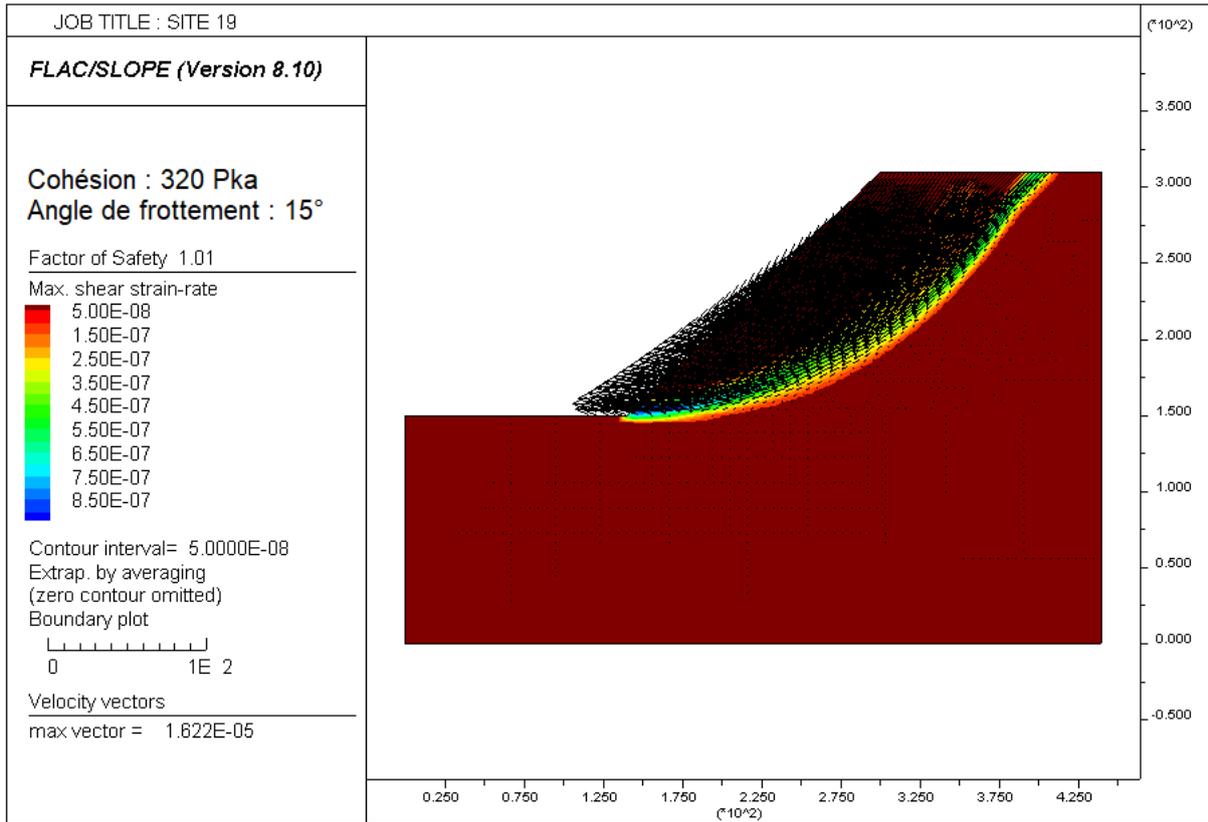


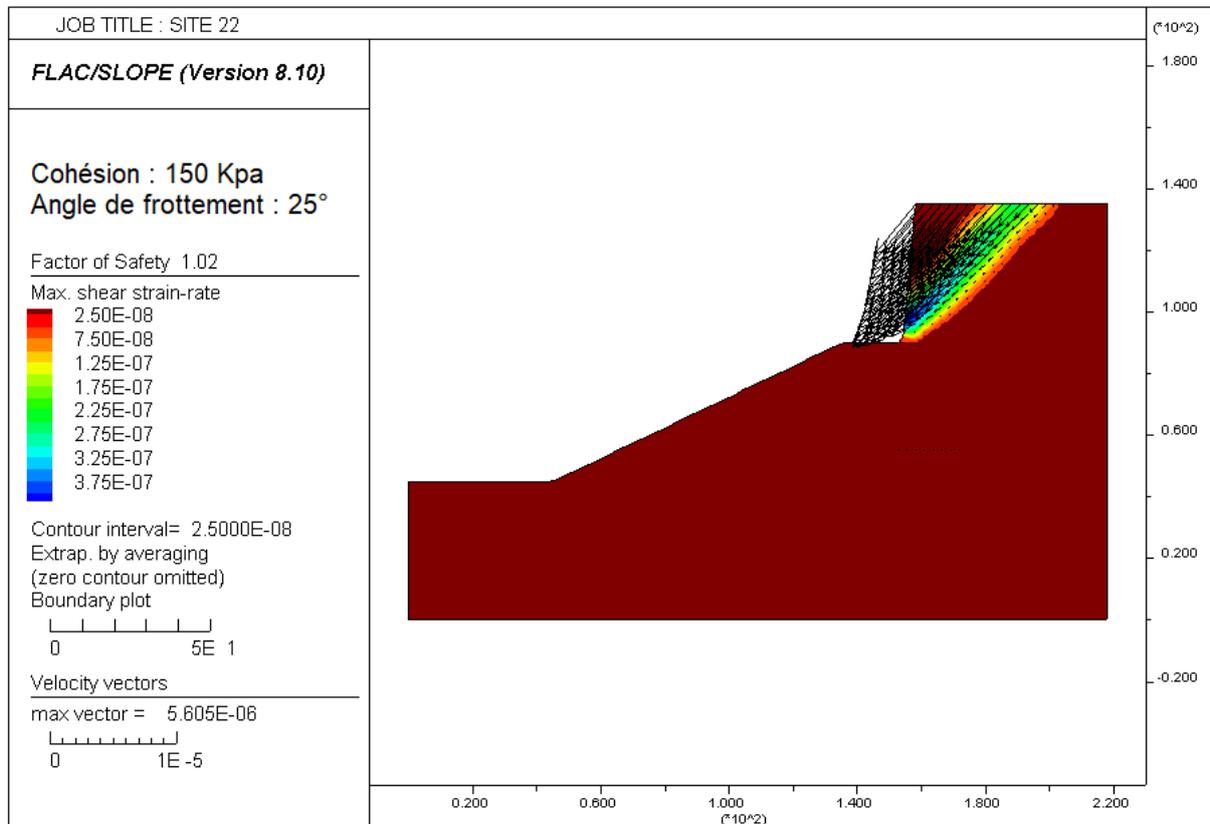
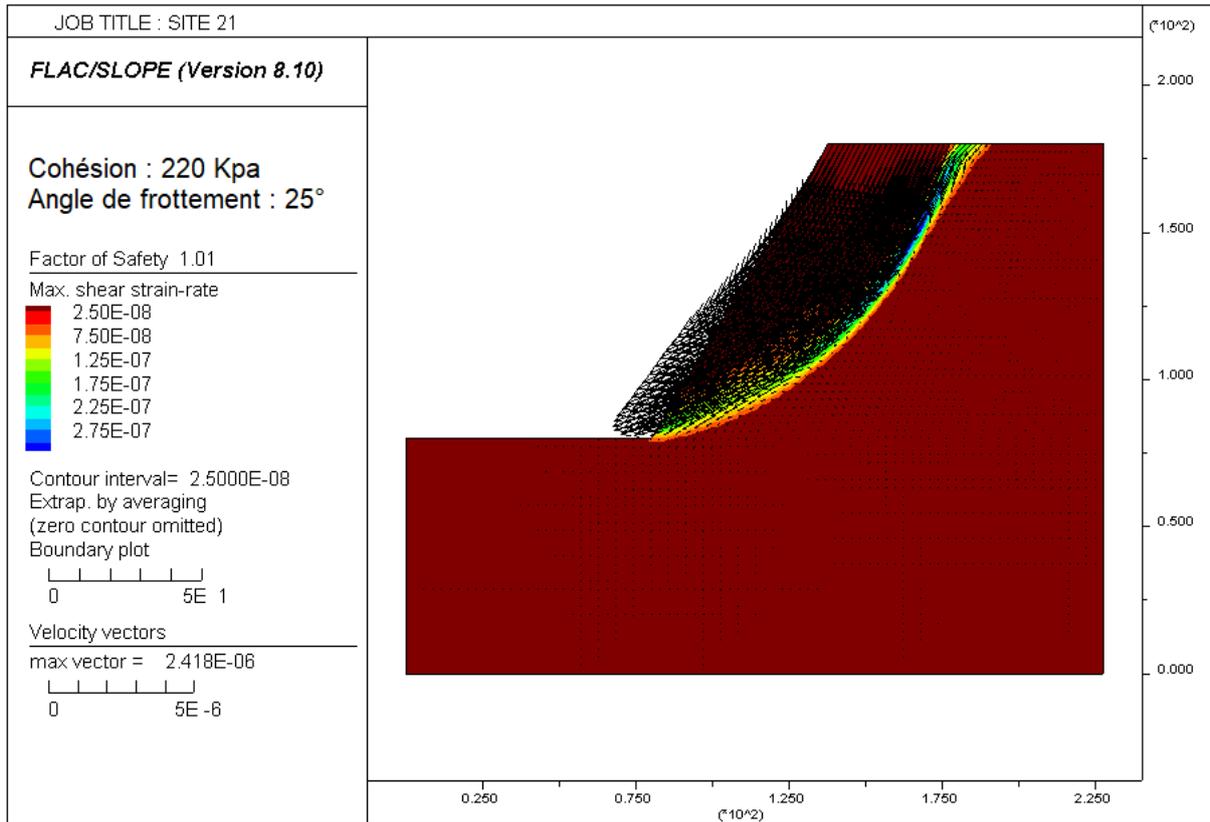


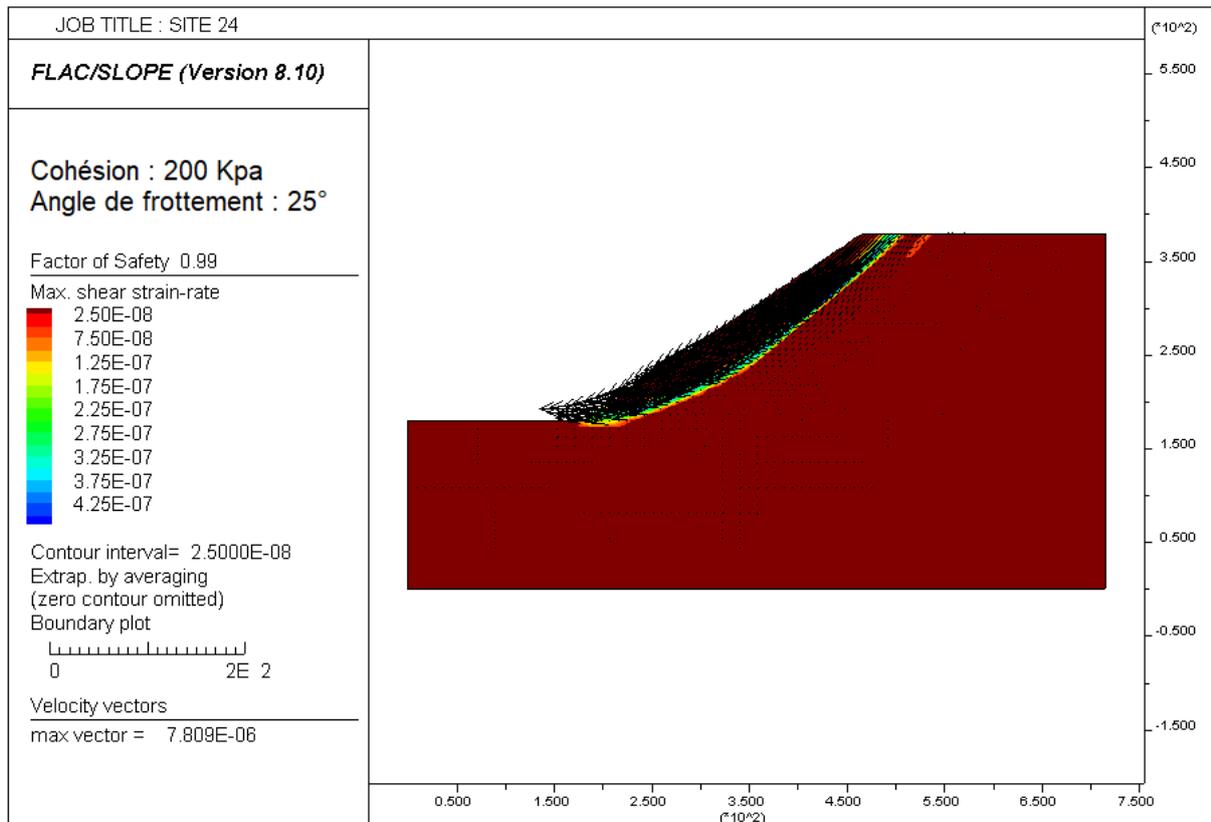
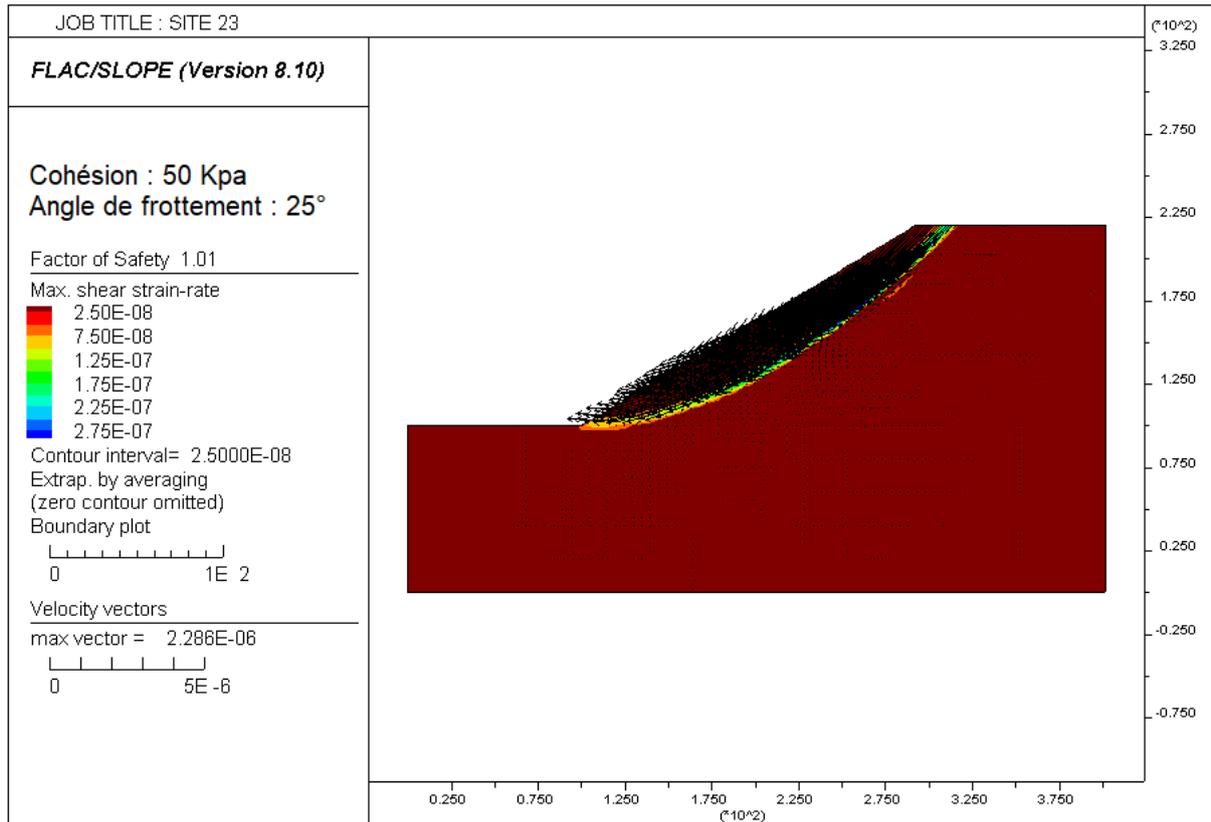


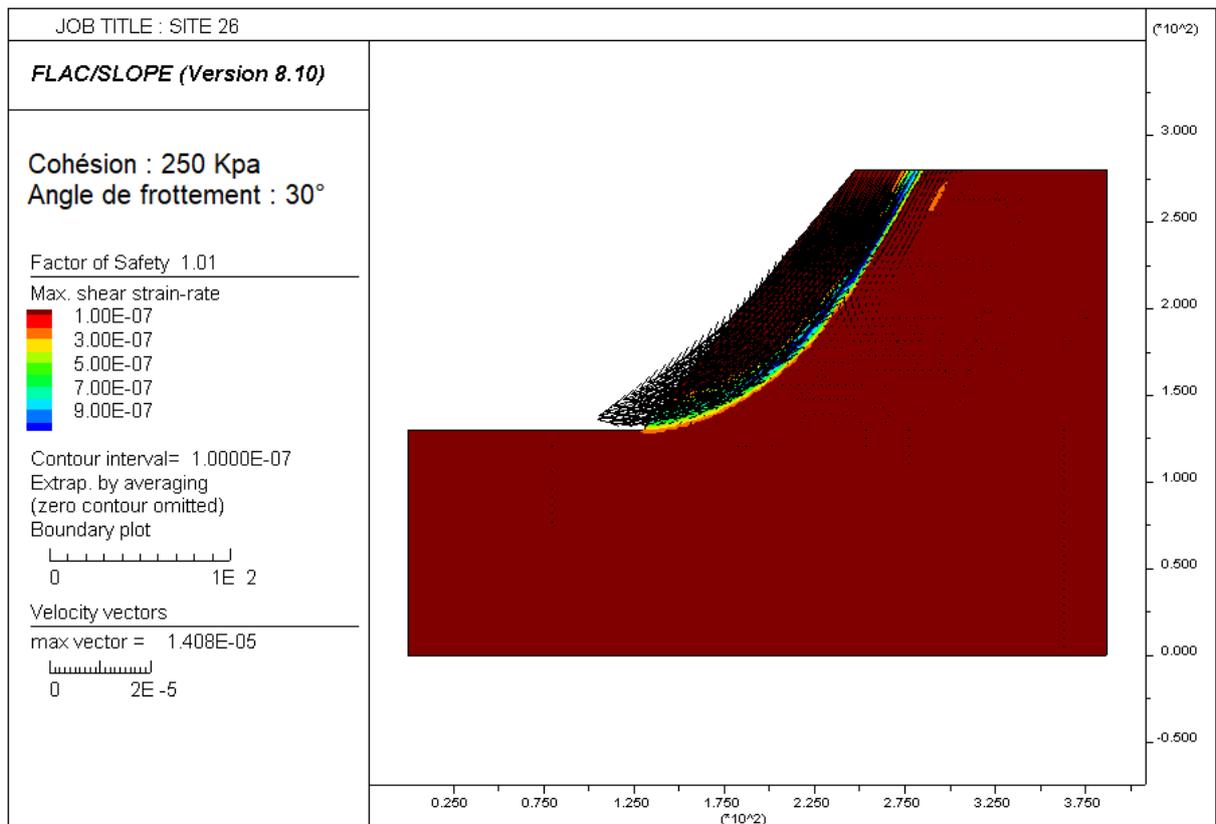
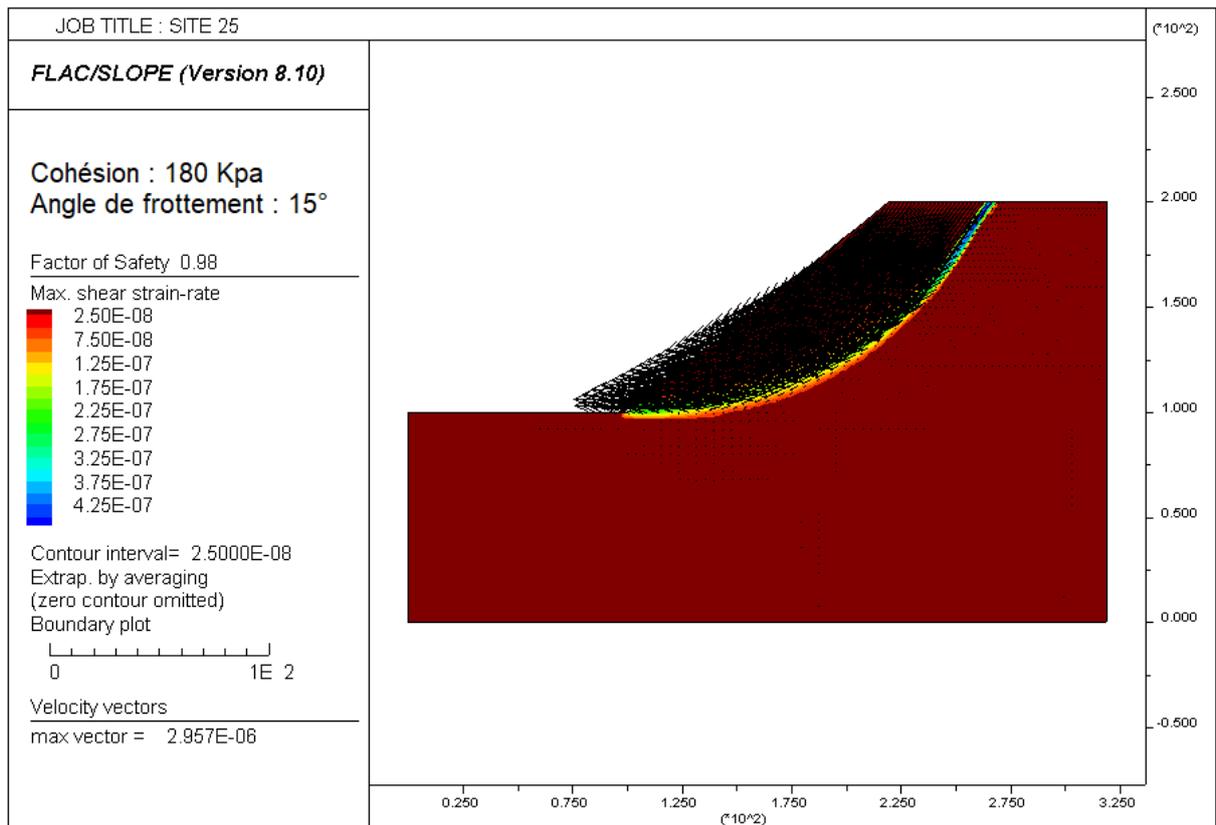


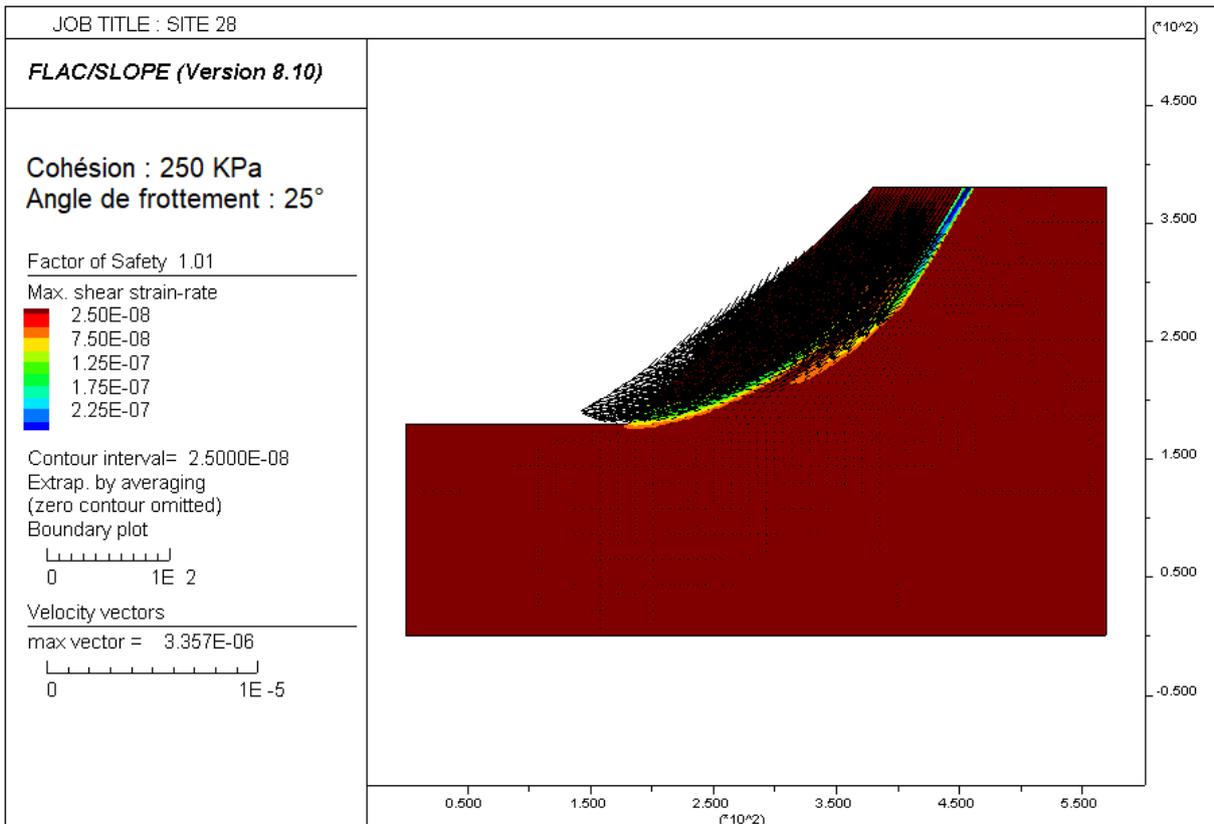
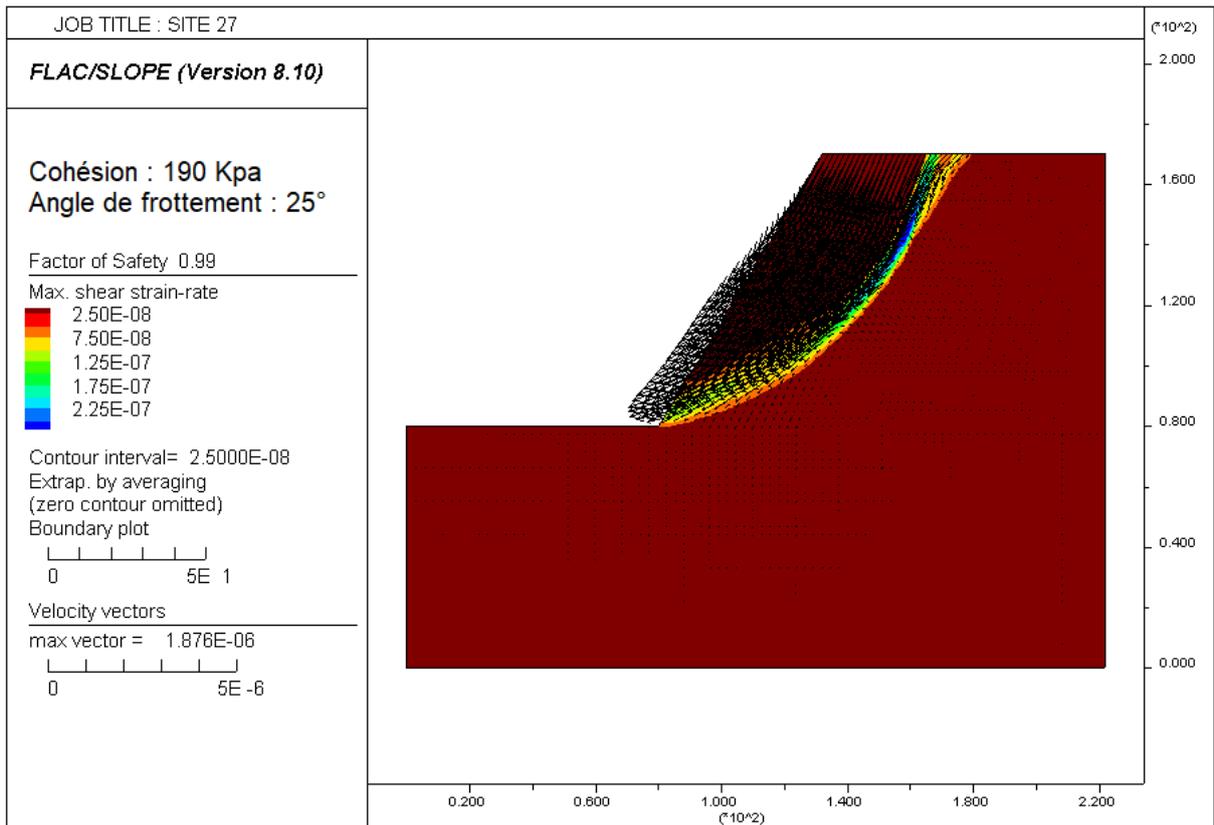


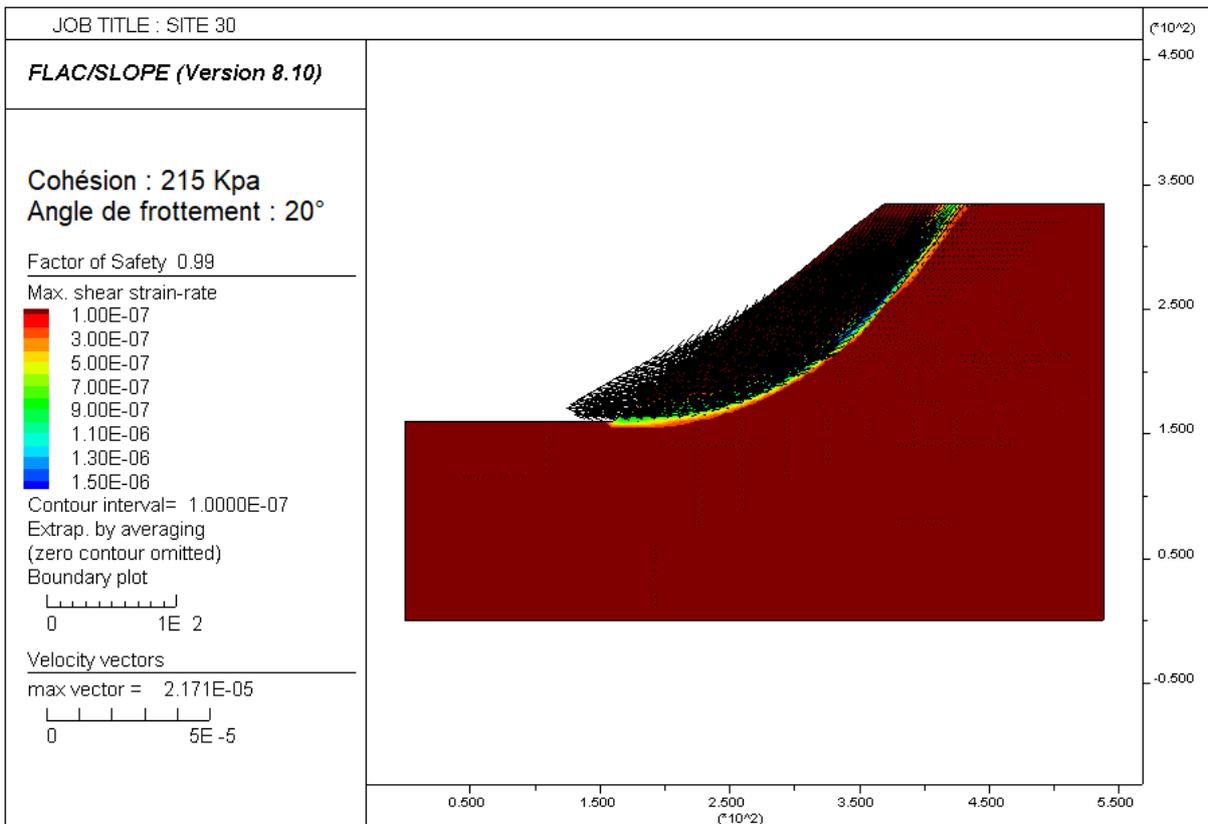
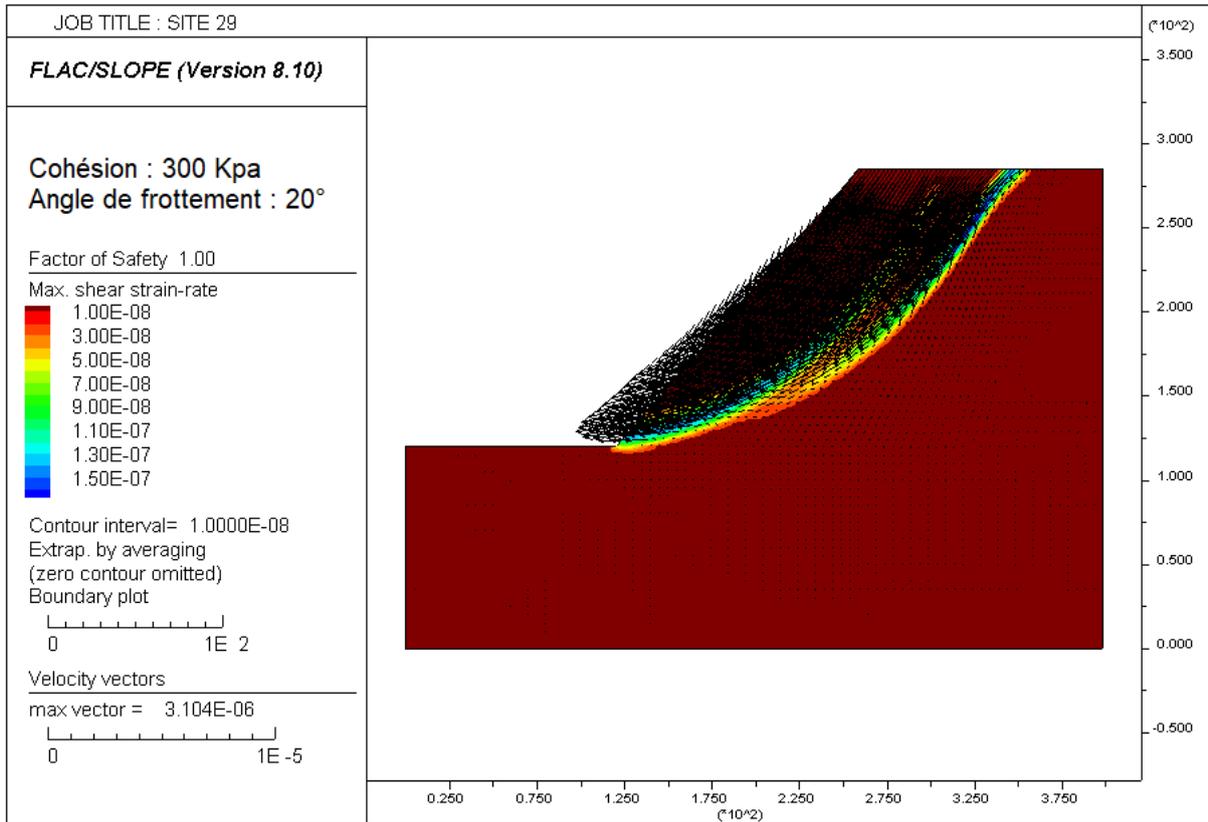












Annexe 3 : Données d'entrée des analyses statistiques multivariées

Tableau 11 : Données d'entrée de l'Analyse des Correspondances Multiples (ACM)

Individu	Type	Lithologie	Liant	Persistance	Ouverture de la fracture	Remplissage de la fracture	Distribution des fractures	Pendage/Pente	Pente	Élévation	Exposition	Cours d'eau	Source	Occupation du sol	Activité anthropique	Climat
Site 1	Effondrement	Grès	Quartzitique	Mineure/Moyenne	Jointive	Minéralisé	Prédominant	Sortant	Abrupte	0 - 200	Est	Absence	Absence	Matorral	Route	Sub-humide
Site 2	Eboulement	Schiste	Argilites	Moyenne/Majeure	Ouverte	Colmaté	Equivalent	Sortant	T Abrupte	0 - 200	Est	Absence	Absence	Forêt	Non affecté	Sub-humide
Site 3	Glissement	Schiste	Argilites	Moyenne	Ouverte	Colmaté	Equivalent	Entrant	Légère	0 - 200	Nord	Absence	Présence	Matorral	Route	Sub-humide
Site 4	Glissement	Schiste	Argilites	Moyenne	Ouverte	Colmaté	Prédominant	Sortant	Légère	0 - 200	Nord	Présence	Présence	Matorral	Route	Sub-humide
Site 5	Glissement	Schiste	Argilites	Moyenne	Ouverte	Colmaté	Equivalent	Sortant	Abrupte	0 - 200	Nord	Présence	Présence	Matorral	Route	Sub-humide
Site 6	Glissement	Schiste	Argilites	Moyenne	Ouverte	Colmaté	Equivalent	Sortant	Légère	0 - 200	Est	Absence	Absence	Matorral	Route	Sub-humide
Site 7	Glissement	Schiste	Argilites	Moyenne	Ouverte	Colmaté	Prédominant	Entrant	Légère	0 - 200	Est	Absence	Absence	Zone urbaine	Habitations	Sub-humide
Site 8	Glissement	Schiste	Argilites	Moyenne	Ouverte	Colmaté	Prédominant	Entrant	Légère	0 - 200	Nord	Présence	Absence	Matorral	Route	Sub-humide
Site 9	Effondrement	Micaschiste	Quartzo-micacé	Moyenne	Jointive	Minéralisé	Equivalent	Sortant	Abrupte	0 - 200	Nord	Absence	Absence	Sol dénudé	Route	Sub-humide
Site 10	Eboulement	Micaschiste	Quartzo-micacé	Moyenne	Jointive	Minéralisé	Equivalent	Entrant	Abrupte	0 - 200	Est	Absence	Absence	Matorral	Route	Sub-humide
Site 11	Glissement	Micaschiste	Quartzo-argileux	Moyenne	Jointive	Minéralisé	Prédominant	Sortant	Abrupte	0 - 200	Est	Absence	Absence	Sols dénudé	Route	Sub-humide
Site 12	Glissement	Péridotite	Absent	Moyenne/Majeure	Ouverte	Minéralisé	Prédominant	Sortant	Légère	0 - 200	Est	Absence	Absence	Forêt	Route	Semi-aride
Site 13	Glissement	Péridotite	Absent	Moyenne/Majeure	Ouverte	Minéralisé	Prédominant	Sortant	Abrupte	0 - 200	Est	Absence	Absence	Forêt	Route	Semi-aride
Site 14	Effondrement	Péridotite	Absent	Moyenne/Majeure	Ouverte	Minéralisé	Prédominant	Sortant	Abrupte	0 - 200	Nord	Présence	Absence	Forêt	Route	Semi-aride
Site 15	Glissement	Péridotite	Absent	Moyenne/Majeure	Ouverte	Minéralisé	Prédominant	Entrant	Légère	0 - 200	Est	Présence	Absence	Matorral	Habitations	Semi-aride
Site 16	Effondrement	Micaschiste	Argilites	Moyenne	Ouverte	Colmaté	Equivalent	Sortant	Légère	0 - 200	Nord	Absence	Présence	Sol dénudé	Route	Semi-aride
Site 17	Glissement	Micaschiste	Argilites	Moyenne	Ouverte	Colmaté	Equivalent	Sortant	Légère	0 - 200	Nord	Absence	Absence	Matorral	Route	Semi-aride
Site 18	Glissement	Schiste	Argilites	Mineure/Moyenne	Jointive	Minéralisé	Prédominant	Sortant	Douce	0 - 200	Ouest	Présence	Absence	Matorral	Route	Aride
Site 19	Effondrement	Schiste	Argilites	Moyenne	Ouverte	Colmaté	Prédominant	Sortant	Légère	0 - 200	Nord	Absence	Présence	Matorral	Route	Aride
Site 20	Glissement	Schiste	Argilites	Moyenne/Majeure	Ouverte	Colmaté	Prédominant	Sortant	Légère	0 - 200	Nord	Absence	Absence	Sol dénudé	Route	Aride
Site 21	Eboulement	calcaire	Calcite-Quartz	Moyenne/Majeure	Ouverte/jointive	Colmaté	Prédominant	Sortant	Abrupte	0 - 200	Nord	Absence	Absence	Matorral	Non affecté	Aride
Site 22	Eboulement	Calcaire	Calcite	Moyenne/Majeure	Ouverte	Minéralisé	Prédominant	Entrant	Abrupte	900 - 1100	Sud	Absence	Présence	Sols dénudé	Non affecté	Très humide
Site 23	Glissement	Grès	Quartzitique	Mineure/Moyenne	Jointive	Minéralisé	Prédominant	Sortant	Douce	600 - 800	Ouest	Absence	Présence	Matorral	Route	Humide
Site 24	Glissement	Schiste	Argilites	Mineure/Moyenne	Ouverte	Colmaté	Prédominant	Sortant	Douce	200 - 400	Est	Absence	Absence	Matorral	Habitations	Sub-humide
Site 25	Glissement	Schiste	Argilites	Mineure/Moyenne	Ouverte	Colmaté	Prédominant	Sortant	Douce	200 - 400	Nord	Absence	Présence	Zone urbaine	Habitations	Sub-humide
Site 26	Glissement	Péridotite	Absent	Moyenne/Majeure	Ouverte	Minéralisé	Prédominant	Entrant	Légère	400 - 600	Sud	Présence	Présence	Forêt	Habitations	Humide

Site 27	Eboulement	Dolomie	Calcite	Moyenne/Majeure	Ouverte	Minéralisé	Prédominant	Sortant	Abrupte	900 - 1100	Ouest	Présence	Absence	Sol dénudé	Non affecté	Humide
Site 28	Eboulement	Calcaire	Calcite	Moyenne/Majeure	Ouverte	Minéralisé	Equivalent	Sortant	Légère	600 et 800	Ouest	Présence	Absence	Sol dénudé	Non affecté	Sub-humide
Site 29	Eboulement	Flysch	Marneuse	Mineure/Moyenne	Ouverte	Colmaté	Prédominant	Sortant	Légère	400 - 600	Est	Absence	Présence	Matorral	Non affecté	Semi-aride
Site 30	Glissement	Flysch	Marneuse	Mineure/Moyenne	Ouverte	Colmaté	Prédominant	Sortant	Douce	400 - 600	Est	Présence	Absence	Matorral	Non affecté	Semi-aride

Tableau 12 : Données d'entrée de l'Analyse en Composantes Principales (ACP - Glissements)

Individu (glissement)	Profondeur du glissement	Lithologie	Angle de frottement (°)	Cohésion (KPa)	Masse volumique (Kg/m ³)	Pendage des couches (°)	Densité des joints (m ⁻³)	Précipitations (mm/an)	Pente (°)	Hauteur (m)	Élévation (m)	Densité du RH (m ⁻²)	Nombre de Source	NDVI	TWI
Site 3	Profond	Schiste	15	500000	2300	20	2,5	600	50	200	150	0,765	1	0,1	5,78
Site 4	Superficiel	Schiste	15	250000	2300	20	3,5	600	50	100	200	0,765	2	0,1	6,5
Site 5	Superficiel	Schiste	15	280000	2300	25	3,5	600	55	100	250	0,584	1	0,06	6,5
Site 6	Profond	Schiste	15	135000	2300	15	2,4	600	45	80	30	0,584	0	0,02	8,5
Site 8	Profond	Schiste	15	430000	2300	15	7,66	600	45	200	150	0,765	0	0,02	5,78
Site 9	Superficiel	Micaschiste	15	70000	2500	10	7,28	600	65	25	90	1,98	0	-0,25	5,78
Site 11	Superficiel	Micaschiste	15	770000	2500	40	7,28	600	60	250	160	0,765	0	0,02	6,5
Site 12	Superficiel	Péridotite	30	140000	3200	0	13,5	400	50	120	150	0,37	0	0,07	5,2
Site 13	Superficiel	Péridotite	30	260000	3200	0	13,5	400	65	120	150	0,37	0	0,07	3,5
Site 15	Superficiel	Péridotite	30	120000	3200	0	13,5	400	45	150	200	0,765	0	0,03	8
Site 16	Superficiel	Micaschiste	15	400000	2500	65	7,24	400	50	170	170	0,584	1	-0,25	5,78
Site 17	Superficiel	Micaschiste	15	670000	2500	45	7,24	400	50	250	220	0,584	0	0,05	5,2
Site 18	Superficiel	Schiste	15	135000	2300	15	7,24	400	40	70	175	1,355	0	0,01	3,5
Site 19	Profond	Schiste	15	320000	2300	40	12,24	400	45	160	100	1,355	1	0,02	5,78
Site 20	Superficiel	Schiste	15	250000	2300	15	4	400	50	100	30	2,855	0	0,02	2,5
Site 23	Profond	Grès	20	90000	2500	10	16	900	32	120	700	1,98	2	0,12	8
Site 24	Profond	Grès	20	200000	2500	20	14,5	700	35	200	350	1,562	1	0,2	6,5
Site 25	Superficiel	Schiste	15	180000	2300	10	10,5	700	40	100	300	0,955	2	0,12	8,5
Site 26	Superficiel	Péridotite	30	250000	3200	0	13,5	900	52	150	700	1,98	3	0,02	7,5

Tableau 13 : Données d'entrée de l'Analyse en Composantes Principales (ACP - Eboulements)

Individu (Eboulement)	Lithologie	Angle de frottement (°)	Masse volumique (Kg/m ³)	Pendage des couches	Densité des joints (m ⁻³)	Nombre d'instabilité géométrique	Précipitations	Pente (°)	Hauteur (m)	Élévation (m)	Densité du RH (m ⁻²)	Nombre de Source	NDVI	TWI
Site 1	Grès	25	2500	25	18	5	600	60	12	55	0,765	0	0,2	3,5
Site 2	Schiste	15	2300	30	3,5	3	600	110	10	5	0	0	0,02	2
Site 7	Schiste	15	2300	10	3	1	600	50	40	80	0,584	0	0,08	5,2
Site 10	Micaschiste	15	2500	15	8,28	4	600	80	85	150	0,37	0	0,02	3,2
Site 14	Péridotite	30	3200	0	13,5	1	400	65	40	90	1,355	0	0,02	4,6
Site 21	Calcaire	25	2600	20	7,5	0	400	60	100	100	0,37	0	0,02	3,5
Site 22	Calcaire	25	2700	80	7,66	5	1100	85	45	1100	0	2	0,01	2,2
Site 27	Dolomie	25	2700	35	6,5	2	900	60	90	1050	0,37	0	0,02	3,2
Site 28	Calcaire	25	2600	40	7,22	0	700	45	200	700	0,765	0	0,08	4,6
Site 29	Grès-pélite	20	2400	25	7,22	1	500	50	165	450	1,355	1	0,08	5,78
Site 30	Grès-pélite	20	2400	25	7,22	1	500	40	175	200	2,855	0	0,02	7,5

Annexe 4 : Résultats des contributions des facteurs causatifs dans les analyses statistiques multivariées

Tableau 14 : les rapports de corrélation des variables selon l'axe 1 (ACM)

Tableau 15 : les rapports de corrélation des variables selon l'axe 2 (ACM)

Variable	R2	P. Value
Lithologie	7.879E-01	9.828E-07
Liant	7.804E-01	1.444E-06
Élévation	7.417E-01	2.123E-06
Climat	6.768E-01	6.996E-06
Exposition	6.281E-01	8.820E-06
Persistance	5.337E-01	3.365E-05
Remplissage fracture	3.907E-01	2.219E-04
Activité anthropique	3.292E-01	4.564E-03
Occupation du sol	3.534E-01	9.122E-03
Type	2.291E-01	2.984E-02

Variable	R2	P. Value
Persistance	6.355E-01	1.210E-06
Élévation	6.992E-01	1.224E-05
Pente	5.314E-01	1.652E-04
Lithologie	6.139E-01	6.205E-04
Distribution des fractures	3.326E-01	8.501E-04
Activité anthropique	3.761E-01	1.713E-03
Liant	5.477E-01	3.143E-03
Occupation du sol	2.765E-01	3.560E-02

(R2 = Rapport de corrélation) ; (P.Value = Probabilité d'observation d'un rapport de corrélation significativement différent de 0 dans le cas d'hypothèse nulle est « vrai »)

(La probabilité critique utilisée est de 0,05 ou 5 %)

Tableau 16 : Valeurs de contribution des différentes variables actives aux 4 premières dimensions et leur qualité de représentation (ACP – Glissements)

Variable	Dimension 1		Dimension 2		Dimension 3		Dimension 4	
	Contribution	Cos ²						
Densité volumique	0.96	0.03	38.76	0.74	6.65	0.11	4.86	0.06
Pendage des couches	7.43	0.22	24.72	0.47	4.40	0.07	2.06	0.02
Densité des joints	9.97	0.29	15.27	0.29	6.36	0.10	0.84	0.01
Précipitations	23.06	0.68	2.56	0.05	2.28	0.10	6.70	0.08
Pente	11.56	0.34	6.99	0.13	0.65	0.01	23.63	0.27
Hauteur	0.08	0.00	4.64	0.09	39.48	0.64	0.26	0.00
Densité du réseau hydro	2.87	0.08	0.01	0.00	28.94	0.47	8.29	0.10
Nombre de source	19.13	0.56	3.40	0.06	0.83	0.01	7.38	0.08
NDVI	10.35	0.31	0.06	0.00	8.60	0.14	24.77	0.28
TWI	14.60	0.43	3.59	0.07	1.82	0.03	21.23	0.24
TOTAL	100 %		100 %		100 %		100 %	

Cos² = Qualité de représentation (1 = qualité optimale, 0 = qualité minimale) ; (La probabilité critique utilisée est de 0,05 ou 5 %)

Tableau 17 : Les rapports de corrélation des variables selon l'axe 1 (ACP - Glissements)

Tableau 18 : Les rapports de corrélation des variables selon l'axe 2 (ACP - Glissements)

Tableau 19 : Les rapports de corrélation des variables selon l'axe 3 (ACP - Glissements)

Variable	R2	P. Value
Élévation	8.334E-01	9.385E-06
Précipitations	8.251E-01	1.376E-05
Nombre de source	7.515E-01	2.077E-04
TWI	6.565E-01	2.265E-03
NDVI	5.529E-01	1.408E-02
Densité des joints	5.425E-01	1.641E-02
Angle de frottement	4.580E-01	4.860E-02
Pendage des couches	-4.683E-01	4.313E-02
Pente	-5.841E-01	8.638E-03

Variable	R2	P. Value
Densité volumique	8.593E-01	2.446E-06
Angle de frottement	7.829E-01	7.414E-05
Densité des joints	5.394E-01	1.716E-02
Pendages des couches	-6.862E-01	1.178E-03

Variable	R2	P. Value
Hauteur	8.000E-01	3.921E-05
Cohésion	5.436E-01	1.615E-02
Densité du RH	-6.850E-01	1.213E-03

Tableau 20 : Valeurs de contribution des différentes variables actives aux 4 premières dimensions et leur qualité de représentation (ACP – Eboulements)

Variable	Dimension 1		Dimension 2		Dimension 3		Dimension 4	
	Contribution	Cos ²						
Densité volumique	0.03	0.00	2.89	0.06	1.69	0.03	66.31	0.87
Pendage des couches	10.05	0.43	15.44	0.33	9.63	0.16	0.01	0.00
Densité des joints	0.05	0.00	22.67	0.49	24.08	0.41	4.62	0.06
Instabilité géométrique	13.43	0.58	4.02	0.09	6.97	0.12	2.84	0.04
Précipitations	12.43	0.54	8.99	0.19	5.82	0.10	0.00	0.00
Pente	14.68	0.63	1.55	0.03	10.59	0.18	0.08	0.00
Hauteur	8.69	0.38	18.16	0.39	1.89	0.03	0.05	0.00
Densité du RH	14.96	0.65	0.64	0.01	5.70	0.10	0.75	0.01
Nombre de source	6.71	0.29	11.35	0.25	11.86	0.20	1.44	0.02
NDVI	0.40	0.02	11.73	0.25	18.66	0.32	23.62	0.31
TWI	18.57	0.80	2.57	0.06	3.11	0.05	0.28	0.00
TOTAL	100 %		100 %		100 %		100 %	

(La probabilité critique utilisée est de 0,05 ou 5 %)

Tableau 21 : Les rapports de corrélation des variables selon l'axe 1 (ACP - Eboulements)

Variable	R2	P. Value
Pente	7.962E-01	3.362E-03
Instabilité géométrique	7.617E-01	6.450E-03
Précipitations	7.328E-01	1.031E-02
Pendage des couches	6.588E-01	2.748E-02
Hauteur	-6.125E-01	4.514E-02
Densité du RH	-8.037E-01	2.879E-03
TWI	-8.955E-01	1.940E-04

Tableau 22 : Les rapports de corrélation des variables selon l'axe 2 (ACP - Eboulements)

Variable	R2	P. Value
Élévation	6.309E-01	3.740E-02
Hauteur	6.271E-01	3.891E-02
Densité des joints	-7.008E-01	1.631E-02

Publications dans le cadre de la thèse

N°	Titre de la publication	Auteurs	Nom du Journal	Année de publication, Volume, pages	Base de données d'indexation
1	Assessment of Ground Instabilities' Causative Factors Using Multivariate Statistical Analysis Methods: Case of the Coastal Region of Northwestern Rif, Morocco	TRIBAK, H.; GASC-BARBIER, M.; EL GAROUANI, A	Geosciences	2022, 12, 383	Scopus, Web of science
2	Ground instabilities inventory between Tetouan and Jebha (Morocco): Mapping, description and analysis	TRIBAK, H.; GASC-BARBIER, M.; EL GAROUANI, A	Bulletin of Engineering. Geology and Environment	Sous révision	Scopus

Communications

N°	Intitulé de la communication	Nature de la communication	Auteur(s)	Référence de la manifestation (Intitulé, Lieu, etc.)	Date
1	<i>Etude géotechnique des sols compressibles des régions de Berrechid et Kenitra (Maroc)</i>	Orale	TRIBAK H., EL GAROUANI A	23 ^{ème} Colloque International des Bassins Sédimentaires, Faculté des Sciences Dhar Mhrez, Fès	21-23 Novembre 2019
2	<i>Etude géologique et géotechnique des instabilités des versants de la côte ouest méditerranéenne du Maroc</i>	Orale	TRIBAK, H.; GASC-BARBIER, M.; EL GAROUANI, A	<i>Edition 1 : Bulletin des Journées Scientifiques, Faculté des Sciences et techniques, Fès</i>	20 Mai 2021
3	<i>Inventory of ground instabilities on the western Mediterranean coast of Morocco (case of the region between Tetouan and Jebha)</i>	Orale	TRIBAK, H.; GASC-BARBIER, M.; EL GAROUANI, A	<i>5^{ème} édition: International Symposium Rock Slope Stability, Chambéry, France</i>	17-18 Novembre 2021
4	<i>Influence de la géologie et de la géotechnique sur les instabilités des versants de la côte ouest méditerranéenne du Maroc</i>	Orale	TRIBAK, H.; GASC-BARBIER, M.; EL GAROUANI, A	<i>Journées doctorales de {GERS + GéoCoD + TEAM}, Aix-En-Provence, France</i>	12-13 janvier 2023



geosciences

Tracked for
**Impact
Factor**

CITESCORE
4.8

The Heterogeneous Nature of the Guliya Ice Core Paleodust Record

Volume 12 · Issue 10 | October 2022



mdpi.com/journal/geosciences
ISSN 2076-3263

Article

Assessment of Ground Instabilities' Causative Factors Using Multivariate Statistical Analysis Methods: Case of the Coastal Region of Northwestern Rif, Morocco

Haytam Tribak ^{1,2,3,*}, Muriel Gasc-Barbier ^{1,*} and Abdelkader El Garouani ²

¹ GeoCoD, Cerema, 13290 Aix en Provence, France

² Functional Ecology and Environmental Engineering Laboratory, Sidi Mohamed Ben Abdellah University, Fez 30050, Morocco

³ Géoazur, Côte d'Azur University, 06560 Valbonne, France

* Correspondence: tribak.geologue@gmail.com (H.T.); muriel.gasc@cerema.fr (M.G.-B.)

Abstract: An assessment of ground instabilities' causative factors remains a topical subject. Such studies are rare, and evaluation techniques are still under development. The choice of evaluation technique should take into account the materials available and the objective sought. Statistical analysis methods are the most widely used, with multivariate analysis being the most accurate. The present work evaluates the weights of the influences of the different factors of ground instability of the coastal region between Tetouan and Jebha through multiple correspondence analysis (MCA) and principal component analysis (PCA). The application of both methods requires an accurate ground instability inventory with study sites that are well documented through modalities of causative factors and other descriptive data. The performed MCA shows that lithology has a significant influence on the type of existing instability. It also helped classify the instabilities into five distinct classes according to their modalities and specify the factors that differentiate the classes. The PCA shows that lithology is the most influential factor in landslides, contrary to rockfalls, where a variety of factors can be preponderant.

Keywords: ground instabilities; causative factors assessment; multivariate statistic; MCA; PCA; northwestern Rif

Citation: Tribak, H.; Gasc-Barbier, M.; El Garouani, A. Assessment of Ground Instabilities' Causative Factors Using Multivariate Statistical Analysis Methods: Case of the Coastal Region of North-Western Rif, Morocco. *Geosciences* **2022**, *12*, 383. <https://doi.org/10.3390/geosciences12100383>

Academic Editors: Jesus Martinez-Frias and Mohamed Shahin

Received: 1 September 2022

Accepted: 11 October 2022

Published: 14 October 2022

Publisher's Note: MDPI stays neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.



Copyright: © 2022 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

1. Introduction

Ground instabilities are the most catastrophic geohazards in many areas of the world [1–3]. Several internal or external factors can play a part in the initiation and reactivation of ground movements. These factors can have geological, geomechanical, geometric, hydrological, climatic, edaphic, or anthropogenic origins [4,5]. They control the type and spatial distribution of ground movements in the presence of other aggravating factors [6]. The importance of each factor depends on its degree of influence, i.e., its ability to determine the typology and frequency of existing land movements. Indeed, for each ground instability in a study area, the study in [7] demonstrated that one of the factors is preponderant, whereas other authors have often pointed out a combination of many factors [8,9]. Weights assigned to causative factors differ, as the characteristics of conditioning factors vary from region to region [10,11]. Concerning the evaluation of the causative factors, most of the current works are focused on the analysis of the susceptibility of the ground movements through the association of various factors by means of statistical methods. The evaluation consists of the correlation of the susceptibility result with each tested factor. The best result attributes a weight to each factor in the analysis. There are very few methods of ranking the factors according to their influence weight; the best known method is to consider an expert's judgment based on a visual interpretation of the

Bulletin of Engineering Geology and the Environment
Ground instabilities inventory between Tetouan and Jebha (Morocco): Mapping, description and analysis
 --Manuscript Draft--

Manuscript Number:	BOEG-D-22-01165R1
Full Title:	Ground instabilities inventory between Tetouan and Jebha (Morocco): Mapping, description and analysis
Article Type:	Original Article
Corresponding Author:	Haytam TRIBAK, Ph.D Student Universite Cote d'Azur Nice, FRANCE
Corresponding Author Secondary Information:	
Corresponding Author's Institution:	Universite Cote d'Azur
Corresponding Author's Secondary Institution:	
First Author:	Haytam TRIBAK, Ph.D Student
First Author Secondary Information:	
Order of Authors:	Haytam TRIBAK, Ph.D Student Muriel Gasc-Barbier, PhD Abdelkader El Garouani, PhD
Order of Authors Secondary Information:	
Funding Information:	
Abstract:	Ground instabilities inventories, regrouping the different existing instability typologies, are of primary importance for their comprehension and anticipation of further instabilities. Several methods can be used to prepare such an inventory, depending on the objective, the size of the study area, the availability of data, etc. To make an inventory of ground instabilities in the north-western Rif of Morocco, we chose to use only free software and free available data. We were thus able to provide one global inventory map presenting the different instabilities shown with colored dots and four smaller area inventory maps presenting the instabilities with surface features. An analysis of the maps highlights parameters that could be responsible for ground instabilities. The multi-methodological approaches we used for the realization of inventories give high quality results and stresses the importance of risk assessment in the study area.
Response to Reviewers:	The answers are in attached file "Ans-rev2". In the manuscript, the corrected parts are in red color

A ground instabilities inventory between Tetouan and Jebha (Morocco): Mapping, description and analysis

Haytam Tribak¹²³, Muriel Gasc-Barbier¹, Abdelkader El Garouani²

1 GeoCoD, Cerema, Aix en Provence, 13,290, France

2 Functional Ecology and Environmental Engineering Laboratory, Sidi Mohamed Ben Abdellah University, Fez, B.P. 2202, Morocco

3 Géoazur, Côte d'Azur University, Valbonne, 06560, France

Corresponding author's email: tribak.geologue@gmail.com

ORCID: 0000-0001-9192-9816 (M. Gasc-Barbier), 0000-0001-5379-6469 (A. El Garouani)

Abstract

Ground instabilities inventories, regrouping the different existing instability typologies, are of primary importance for their comprehension and anticipation of further instabilities. Several methods can be used to prepare such an inventory, depending on the objective, the size of the study area, the availability of data, etc. To make an inventory of ground instabilities in the north-western Rif of Morocco, we chose to use only free software and free available data. We were thus able to provide one global inventory map presenting the different instabilities shown with colored dots and four smaller area inventory maps presenting the instabilities with surface features. An analysis of the maps highlights parameters that could be responsible for ground instabilities. The multi-methodological approaches we used for the realization of inventories give high quality results and stresses the importance of risk assessment in the study area.

Keywords Ground instabilities, multi-temporal geomorphological inventory, field investigation, remote sensing, north-western Rif

Statements and Declarations

Funding: This research received no external funding

Conflicts of interests: The authors declare no conflict of interest

Geotechnical Study of Compressible Soils: Characterization, mechanism and recommendation (case of Berrechid and Kenitra regions, Morocco)

Haytam Tribak, PhD

Département de l'Environnement, Faculté des Sciences et Techniques,
Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, Fès, Maroc

Ayoub Belkacem, ING

Laboratoire Publique d'Essais et d'Etudes, Casablanca, Maroc

Abdelkader El Garouani, PES

Abderrahim Lahrach, PES

Département de l'Environnement, Faculté des Sciences et Techniques,
Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, Fès, Maroc

Abstract

Constructions on compressible soils cause significant damage (stability, compaction, deformation) in the short and long term in the world. In Morocco, the areas whose soils show high compressibility correspond most often to recent coastal plains, like that of Berrechid and that of Gharb. Geotechnical tests carried out in the laboratory allow to identify and know the mechanical behavior of the studied soils. Among the tests carried out in the context of this work: particle size analysis, the methylene blue test, the Atterberg limit tests and the oedometric tests. According to the results of identification tests, both soils are silty-clay nature, the clay fraction corresponds to a kaolinite, with a granulometry less than 80 μm , a methylene bleu value between 1,5 and 2,5 ; and a plasticity index (PI) of a value of 7 for Berrechid's soil and 24 for Gharb's soil. The compressibility coefficients, obtained by the odometric tests, indicate that Berrechid's soils are moderately compressible with $C_c = 0.156$, and the Gharb's soils are quite highly compressibles with $C_c = 0.252$. The choice of the soil improvement solution comes after the interpretation of the test results. In our case, the reinforcement recommended in ordre to correct the problems of deformation and compaction, is to make ballasted columns and rigid inclusions ; it all depends on the type of structure raised on these compressible soils.

Keywords: Compressible Soils, Geotechnical Tests, Berrechid Plain, Gharb Plain