

Etude Géotechnique Et Modélisation Volumique Des Zones Instables ; Processus D'effondrement De La Falaise Adjacente À La Voie De Contournement Du Port d'Al Hoceima (Rif, Maroc)

Allal Labriki
Saïd Chakiri
Wafae Nouaim
Mohamed Allouza
Zohra Bejjaji
Jamil Ezzayani

Université Ibn Tofail, Faculté des Sciences, Laboratoire de Géosciences des Ressources Naturelles, Kénitra, Maroc

doi: 10.19044/esj.2017.v13n9p251

[URL:http://dx.doi.org/10.19044/esj.2017.v13n9p251](http://dx.doi.org/10.19044/esj.2017.v13n9p251)

Abstract

Al Hoceima region (northern Morocco) is an area mostly affected by the instability of the terrain, many rockslides and landslides which occurs regularly. The last of which took place in 2011 in some part of Al Hoceima. The objective of this study is to try to understand the process and the collapse mechanisms of this area. The analysis of the geotechnical data, using a volumetric field model, makes it possible to determine the spatial variations of the parameters controlling the stability. This, thus, helps to determine the passage mechanisms of this slope from the stable state to the state of movement. The study showed that the flow of water in a loose medium and the anthropogenic impacts on the general modification of this flow is the main triggering factor. This is in addition to the anisotropy of the schistose formations that guides the flow Shear fracture along the bedding and fracture planes.

Keywords: Sliding, geotechnical, underflow, volumetric model, Rif northern, Morocco

Résumé

La région d'Al Hoceima (Maroc septentrional) est la zone la plus touchée par les instabilités de terrain. De nombreux éboulements et

glissements de terrain s'y sont produits régulièrement, dont le dernier s'est déclenché en 2011 au port d'Al Hoceima. Le but de cette note est d'essayer de comprendre le processus et les mécanismes d'effondrement de cette zone. L'analyse des données géotechniques par un modèle volumique de terrain, permet de déterminer les variations spatiales des paramètres contrôlant la stabilité, et ainsi les mécanismes de passage de ce versant de l'état stable à l'état de mouvement. L'étude a montré que l'écoulement des eaux dans un milieu lâche et l'effet anthropique sur la modification générale de cet écoulement est le principal facteur de déclenchement ; il s'ajoute à l'anisotropie des formations schisteuses qui guide la rupture par cisaillement le long des plans de litages et de fracturations.

Mots clés: Glissement, géotechnique, sous-écoulement, modèle volumique, Rif septentrional, Maroc

Introduction

Les mouvements gravitaires jouent un rôle majeur dans l'évolution morphologique de la chaîne de Rif. C'est l'un des processus d'érosion les plus actifs qui est également à l'origine de catastrophes naturelles pouvant être extrêmement destructrices, tant en terme matériel qu'en vie humaine.

La région d'Al Hoceima, située au nord de la chaîne rifaine sur la façade méditerranéenne, est la zone la plus touchée par ces phénomènes. C'est une zone façonnée par des instabilités de terrain qui se manifestent à l'échelle de tous les versants par des mouvements plus ou moins profonds affectant les terrains tendres du Paléozoïque ; des effondrements et des éboulements rocheux sur la totalité des escarpements rocheux. L'instabilité de terrain dans la zone d'Al Hoceima est assez précaire car de nombreux éboulements et glissements de terrain s'y produisent régulièrement; le dernier événement s'est produit en 2011 lors de l'effondrement de la partie frontale de la falaise adjacente à la voie de contournement du port d'Al Hoceima (baie de Quemado) (Figure 1).

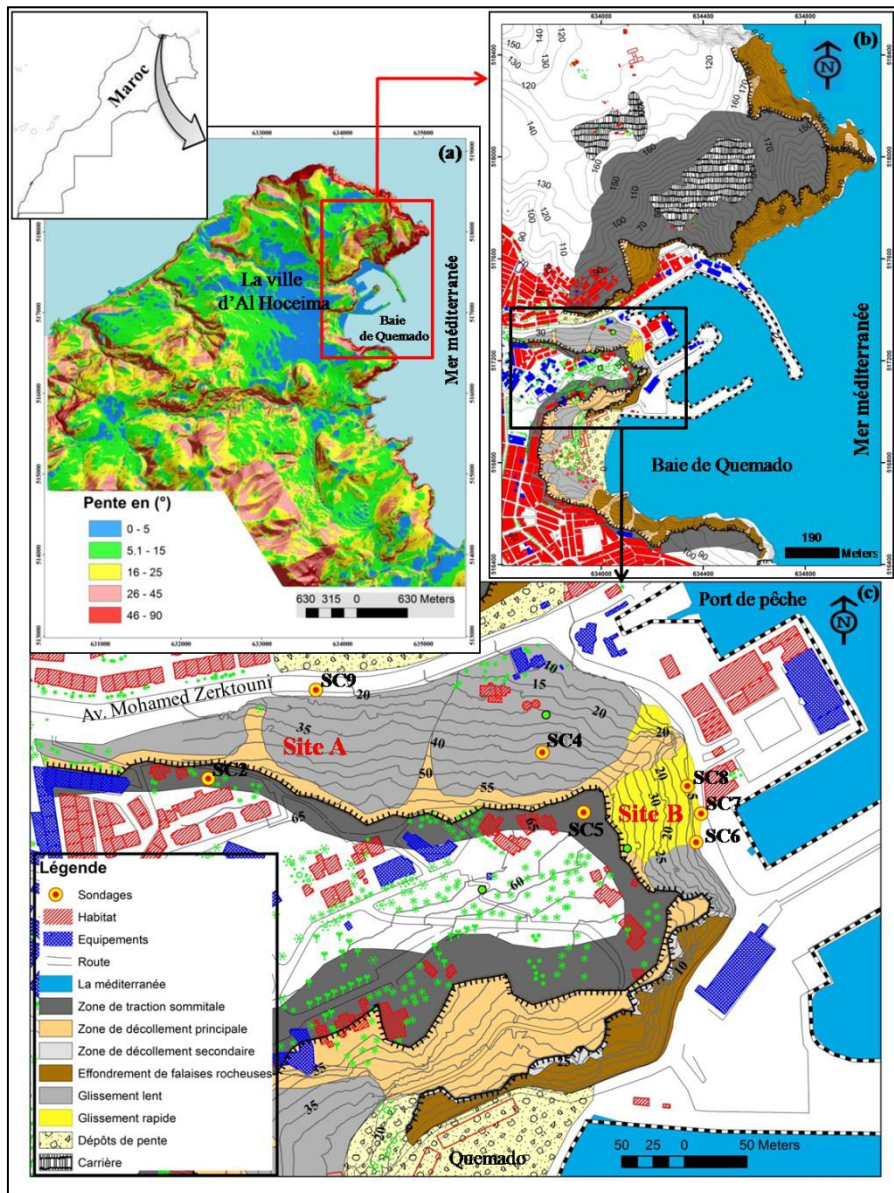


Figure 1. (a) Carte des pentes de la ville d'Al Hoceima; (b) Carte d'activité des mouvements de terrains dans le secteur de Quemado; (c) Carte d'instabilité de la falaise adjacente à la voie de contournement du port d'Al Hoceima

Ce secteur est marqué par un escarpement très net au sud de la baie de Quemado et dans la zone située en face du port d'Al Hoceima. La pente est assez importante avec une valeur moyenne qui dépasse 45° (Figure 1a). La morphologie est très modelée car elle a subi de nombreuses modifications d'une part, par l'action principale de différents glissements de terrain, dont le plus important est le glissement du port et, d'autre part, par

l'action mécanique des vagues qui agissent au pied de falaise en entraînant un sous-cavage qui provoque des effondrements et des éboulements massifs.

De point de vue géomorphologique (Figure 1b), le secteur de Quemado qui s'ouvre sur la baie d'Al Hoceima, est situé entre la pointe rocheuse de la corniche Moro Viejo au sud et la pointe de Râs l'Abid au nord. Le recul de trait de côte est très remarquable et dépasse 1.3 km par rapport à la pointe la plus avancée dans la mer. Il apparaît bien que l'érosion préférentielle des formations paléozoïques est le principal facteur responsable du façonnement de cette forme particulière (Maurer, 1968).

L'objectif de cette étude est de définir les processus et les mécanismes de l'effondrement de la falaise adjacente à la voie de contournement du port d'Al Hoceima et de proposer une modélisation de son évolution ultérieure. Notre approche sera basée principalement sur l'analyse et l'interprétation des données géotechniques, et le comportement mécanique des roches en relation avec les conditions hydrogéologiques.

Méthodologie de travail

L'étude de ces instabilités de terrain s'avère délicate car les phénomènes de mouvements gravitaires sont influencés par de nombreux facteurs tels que la structure géologique et hydrogéologique ainsi que l'évolution des propriétés mécaniques du versant (El Fellah et al., 1996). Notre travail sera basée sur une méthode d'étude qui tient compte, d'une part des données géotechniques modélisées dans un modèle volumique de terrain en 3D et, d'autre part, des techniques d'analyses et d'interprétations géologiques, pour mettre en évidence un scénario de mouvement plus proche de la réalité.

Dans le but de déterminer le processus de mouvement de terrain dans le secteur étudié, nous avons procédé à l'analyse spatiale des données géotechniques de 28 échantillons, issus de sept sondages carottés (SC2, SC4, SC5, SC6, SC7, SC8, SC9) (Figure 1c) exécutés en 2012 par le Laboratoire Public d'Essais et d'Etudes (LPEE) à l'aide d'une sondeuse SILEA 700. Ces sondages, ont atteint respectivement 36m, 35m, 45.90m, 20m, 20m, 15m, 15 m de profondeur (Tableau 1).

Tableau 1. Données géotechniques utilisées (LPEE, 2012)

Echantillon	Profondeur en (m)	WL (%)	WP (%)	IP (%)	Pic		Résiduel	
					C' (Kpa)	Φ° (°)	Cr'	Φr' (°)
SC2-1	(12,20-12,70)	29	17	12	-	-	-	-
SC2-2	(18,00-18,50)	30	18	12	29	26°	22	26°
SC2-3	(26,20-26,90)	28	17	11	-	-	-	-
SC4-4	(10,40-10,70)	37	21	16	39	23°	32	23°
SC4-5	(12,30-12,80)	43	18	25	39	22°	33	22°
SC4-6	(15,50-16,00)	31	18	13	40	22°	33	22°
SC4-7	(21,80-22,40)	27	16	11	30	26°	24	26°
SC4-8	(27,60-28,00)	22	14	8	32	24°	26	26°
SC4-9	(33,60-34,00)	23	15	8	39	22°	33	22°
SC5-10	(1,50-2,00)	31	17	14	-	-	-	-
SC5-11	(7,50-8,00)	31	17	14	-	-	-	-
SC5-12	(17,80-18,20)	31	16	15	-	-	-	-
SC5-13	(20,00-20,50)	31	16	15	26	27°	19	27°
SC5-14	(32,50-33,00)	32	17	15	32	27°	26	27°
SC5-15	(41,50-42,00)	34	19	15	-	-	-	-
SC6-16	(1,80-3,00)	31	18	13	-	-	-	-
SC6-17	(8,50-9,50)	24	15	9	-	-	-	-
SC6-18	(14,00-14,50)	25	15	10	13	32°	13	32°
SC6-19	(19,00-19,50)	27	16	11	44	34°	44	34°
SC7-20	(1,80-2,50)	30	16	14	-	-	-	-
SC7-21	(7,80-8,20)	35	19	16	-	-	-	-
SC7-22	(11,30-11,60)	25	15	10	28	31°	28	31°
SC7-23	(12,50-13,00)	27	18	9	-	-	-	-
SC8-24	(4,20-5,10)	36	20	16	-	-	-	-
SC9-25	(2,80-3,50)	26	16	10	30	25°	24	25°
SC9-26	(4,20-4,60)	29	18	11	32	24°	26	24°
SC9-27	(7,20-7,50)	23	14	9	-	-	-	-
SC9-28	(11,70-12,40)	22	14	8	-	-	-	-

La modélisation des données géotechniques par un modèle volumique de terrain (Pouliot, 2005; Labriki et al., 2016) permet d’organiser l’espace étudié en voxels, selon une grille régulière en trois dimensions (Longley et al., 2001). Ce type de représentations orientées espace permettent de modéliser totalement l’univers d’intérêt du sous-sol volumique, et ainsi, d’y associer des propriétés qui varient spatialement à l’intérieur de chaque voxel (Labriki et al., 2016). Selon la taille des voxels, le modèle peut représenter efficacement les paramètres étudiés, il est nécessaire donc de bien choisir la taille des voxels en fonction des paramètres à modéliser (Figure 2).

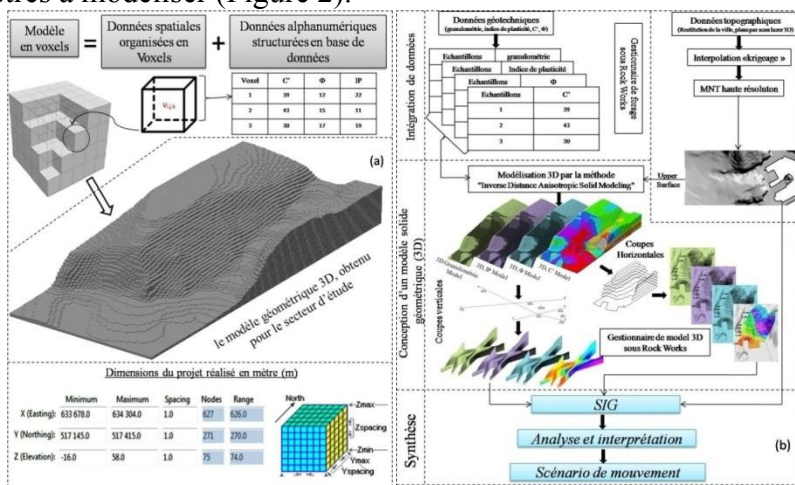


Figure 2. (a) Dimensions du modèle solide géométrique en voxels; (b) Méthodologie d’analyse adoptée en trois dimension sous SIG

Le contexte géologique et néotectonique

Le massif de Bokkoya fait partie du domaine interne et occupe la partie centrale nord de la chaîne du Rif. Il est représenté principalement par la dorsale calcaire externe, la dorsale calcaire interne, et les klippes tectoniques paléozoïques (Sébtides, Ghomarides).

Le paléozoïque du massif de Bokkoya affleure en bandes allongées orientées grossièrement ENE-WSW et occupe le plus souvent des dépressions topographiques, formant ainsi cinq klippes tectoniques répartie tout au long du massif ; ces Klippes sont délimitées par des contacts anormaux très redressés (Azzouz, 1992) (Figure 3a).

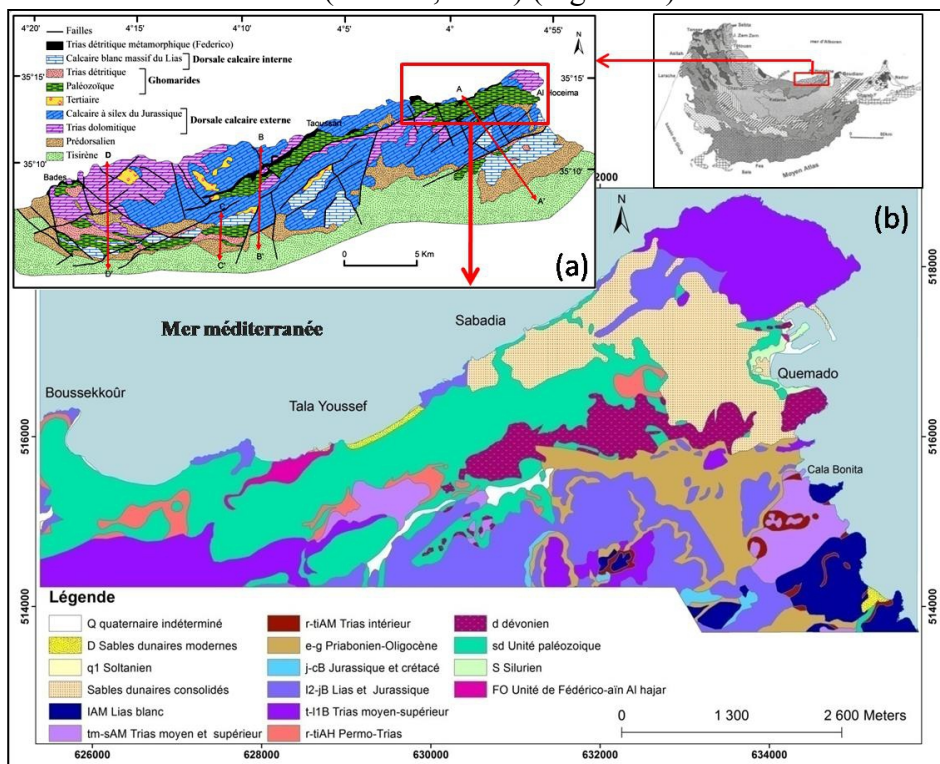


Figure 3. (a) Schéma structural du massif de Bokkoya (Azzouz, 2007) ; (b) Carte structurale de la klippe paléozoïque d’Al Hoceima (extrait de la carte géologique d’Al Hoceima au 1/50000)

La région d’étude appartient à la klippe d’Al Hoceima (Figure 3b). Celle-ci est constituée par des formations siluro-dévonniennes (schistes, grès et flyschs), des calcaires griottes massives à Orthocères du port d’Al Hoceima attribuées au Silurien supérieur (Blumenthal, 1937), des calcaires dévoniens de Tirhanimine et des calcaires zébrés du Givétien (Megard, 1963) qui occupent tout le cap de Moro Viejo de la pointe sud d’Al Hoceima. Dans le secteur de Sabadía et la partie est occupée par la ville,

cette klippe est recouverte par des sables dunaires consolidés d'âge quaternaire.

Ce secteur est caractérisé par une activité néotectonique remarquable, associée à l'épisode de relâchement plio-quaternaire responsable de l'ouverture de la baie du Nekor (Azzouz, 1992), qui est exprimée par deux familles de failles normales parallèles et perpendiculaires à la côte (Chalouan, 1995). La première famille est représentée par des failles de direction N55 à N70, parfois N120, parallèles à l'allongement principal du massif de Bokkoya; la deuxième par des failles sub-méridiennes (N160) transversales (Azzouz et al., 2002). Cette activité néotectonique se traduit actuellement par l'activité sismique que connaît cette région (Cherkaoui, 1991). Les manifestations induites par les secousses sismiques, apparaissent à partir d'une magnitude minimale d'activation des mouvements de versants de l'ordre de $M = 4$ (Guzzetti et al., 1999); néanmoins, des séismes de faible magnitude peuvent également être la source de mouvements de grande ampleur, sans écarter l'effet permanent sur les propriétés mécaniques de la roche.

Le contexte hydrogéologique

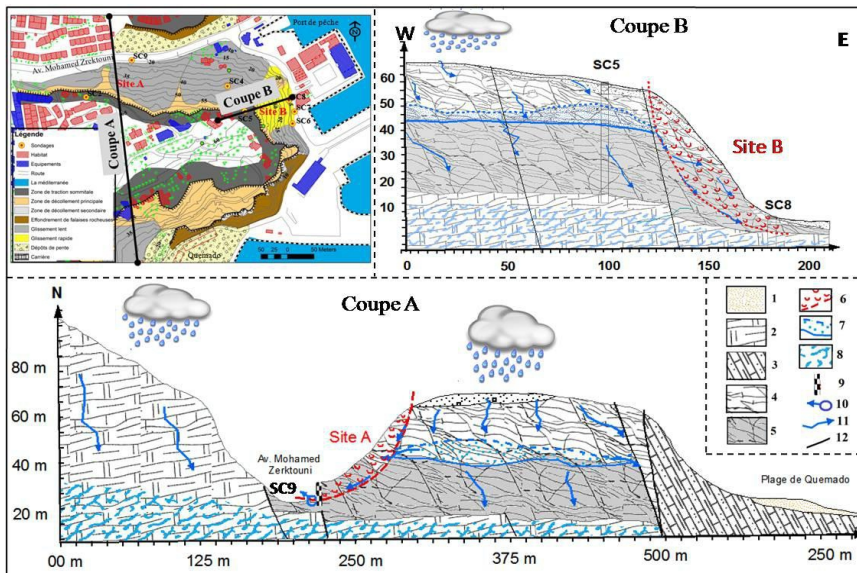


Figure 4. Coupes synthétiques basées sur les données des sondages carottés (SC5, SC8 et SC9) effectués par L.P.E.E en 2012

- 1) Quaternaire ; 2) Formations de la dorsale calcaire; 3) Calcaires griottes Silurien; 4) Schistes fracturés et altérés; 5) Schistes fracturés; 6) Glissement de terrain; 7) Nappe perchée; 8) Ecoulement karstique; 9) Mur en béton armé; 10) Source d'eau; 11) Infiltrations; 12) Failles

Le contexte hydrogéologique local est en relation avec les variations géologiques et les conditions géomorphologiques et climatiques. La pluviométrie moyenne actuelle sur le massif d'Al Hoceima est de 350 mm/an. Les eaux souterraines proviennent de l'infiltration des eaux de pluie dans le sol, s'insinuent par gravité dans les pores, les microfissures et les fissures des roches, humidifiant ainsi des couches de plus en plus profondes. Deux principaux aquifères pourront être rencontrés:

- L'aquifère des altérites de sub-surface contenu dans les formations superficielles. Néanmoins, il est courant de constater que la frange supérieure altérée des schistes paléozoïques recèle une nappe perchée (Figure 4); celle-ci réagit directement aux conditions météorologiques et peut se confondre avec la surface topographique pendant les périodes humides, donnant ainsi lieu à des suintements ou de petites sources (Figure 4, coupe A). Les schistes ont longtemps eu la réputation d'être imperméables mais la présence de nombreuses failles, fractures et diaclases permettent à l'eau de circuler, d'où la présence d'un aquifère.

- L'aquifère des formations calcaires. Les terrains carbonatés jouent un rôle primordial dans la circulation des eaux dans la klippe paléozoïque d'Al Hoceima. Leur extension géographique relativement importante, leur épaisseur, leur fracturation et leur karstification, sont autant d'éléments favorables à l'emmagasinement d'importantes quantités d'eau qui ne sont remises en circulation qu'avec un certain retard ; ils sont donc le siège d'écoulements pérennes.

La connexion hydraulique entre les deux aquifères est très partielle, dans la pratique, on peut considérer qu'il n'y a pas de relation fonctionnelle directe entre les deux niveaux aquifères ; la nappe de surface étant directement connectée aux infiltrations météoriques et aux conditions asséchantes estivales (Figure 4). Les schistes se caractérisent par une infiltration lente ; l'eau remplit progressivement les moindres interstices, les pores, les petites fissures et encore les vides laissés entre les grains. Les nappes ainsi formées ne sont jamais des étendues d'eau libre, mais des couches de terrain saturées d'eau.

Dans l'aquifère calcaire, les eaux de pluie s'engouffrent rapidement par les fissures et circulent à grande vitesse dans les galeries souterraines. Les eaux forment alors de véritables rivières souterraines, mais le plus souvent, la circulation souterraine des eaux de pluie prend du temps ; ces circulations ont donc un rôle de régulation extrêmement important de débit de base de la source d'eau de Tanout.

Calcul des limites d'Atterberg

Les limites d'Atterberg ont été déterminées sur vingt huit échantillons (tableau 1). Ces résultats montrent que la limite de liquidité varie entre 22 et 43% et la limite de plasticité entre 14 et 21%, ce qui correspond à des argiles généralement peu plastiques à moyenne plasticité. Le diagramme de plasticité basé sur l'abaque de Casagrande, permet en outre de replacer les échantillons par rapport à sept grands types (Figure 5a). Les résultats obtenus montrent que les échantillons prélevés ont des caractéristiques relativement proches ; ils appartiennent aux domaines des "argiles non organiques à faible plasticité" et "argiles non organiques de moyenne plasticité".

Cependant, les indices de plasticité IP (compris entre 8 et 25) et la teneur en eau de liquidité WL sont assez faibles. Le couple (IP, WL) permet d'apprécier la faculté d'un matériau à devenir très déformable en absorbant de l'eau, c'est-à-dire, sa plasticité. Un sol dont l'indice IP est grand, serait très sensible aux conditions atmosphériques, car plus IP est grand plus le gonflement par humidification de la terre et le rétrécissement par dessiccation seront importants. L'indice de plasticité précise donc aussi les risques de déformation du matériau.

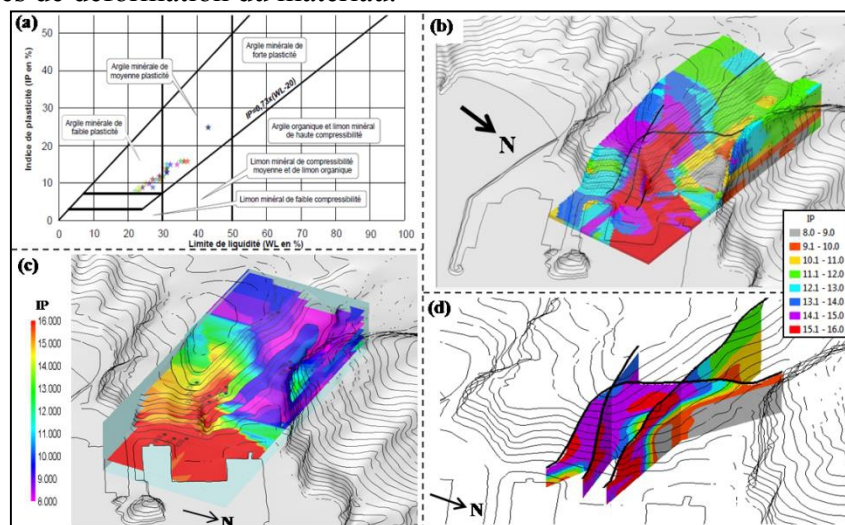


Figure 5. (a) Représentation des échantillons sur le diagramme de Casagrande; (b) Modèle volumique de l'indice de plasticité en voxels de la région d'étude; (c) Sections horizontales (équidistance = 10m); (d) Schéma de clôture en trois sections transversales

Le report des données de l'indice de plasticité dans un modèle volumique de terrain (Figure 5b) montre que la partie frontale de la région d'étude présente généralement des matériaux ayant un indice de plasticité supérieur à 14% (en rouge), les sections horizontales réalisées (Figure 5c) à partir de ce modèle, indiquent que ces matériaux de plasticité supérieure à 14, se prolongent latéralement à l'intérieur de ce massif, soulignant ainsi le

fait qu'une faible augmentation de la teneur en eau de ces matériaux proches de la saturation permet d'atteindre la limite de liquidité. Ceci signifie que les formations de cette zone seront relativement plus sensibles à une variation de la teneur en eau lors de fortes pluies.

Le schéma de clôture (fence diagram) (Figure 5d) confirme les résultats précédents et indique que l'indice de plasticité détermine clairement les limites existantes entre les différentes structures constituant ce massif. Il montre la présence d'un niveau supérieur caractérisé par un indice de plasticité élevé qui semble correspondre à la couverture constituée par les schistes altérés (Figure 4). En dessous, existe un niveau inférieur enveloppant des matériaux peu plastiques avec un indice de plasticité qui varie entre 9% et 11%. A l'intérieur de ce niveau s'observe une forme qui ne montre pas de relation de continuité avec la structure dans laquelle il est inclus ; il s'agirait probablement d'un méga bouding (olistolite) correspondant à celui quiaffleure au pied de ce secteur. Ainsi, une interface avec des matériaux peu plastiques est observée entre les deux niveaux, avec un indice de plasticité qui varie entre 12% et 15%. Cette formation est de la même série schisteuse qui a subi une altération très accentuée ; elle constitue donc la limite inférieure imperméable de la nappe perchée précédemment décrite.

La force de cohésion et les angles de frottements internes (C', ϕ)

Il ressort du modèle volumique réalisé, que les valeurs de cohésion obtenus sur les échantillons analysés (Tableau 1), indiquent une faible cohésion des matériaux de la zone frontale de la région d'étude (Figure 6a), il s'agit des schistes altérés qui reflètent le développement des phénomènes de ruptures progressives et brutales affectant ce versant. Par contre, les valeurs obtenues pour les matériaux présents dans des positions plus profondes, sont beaucoup plus élevées. Ceci s'explique par le fait qu'ici les schistes sont relativement peu altérés et non remaniés par des mouvements superficiels de type glissement de terrain.

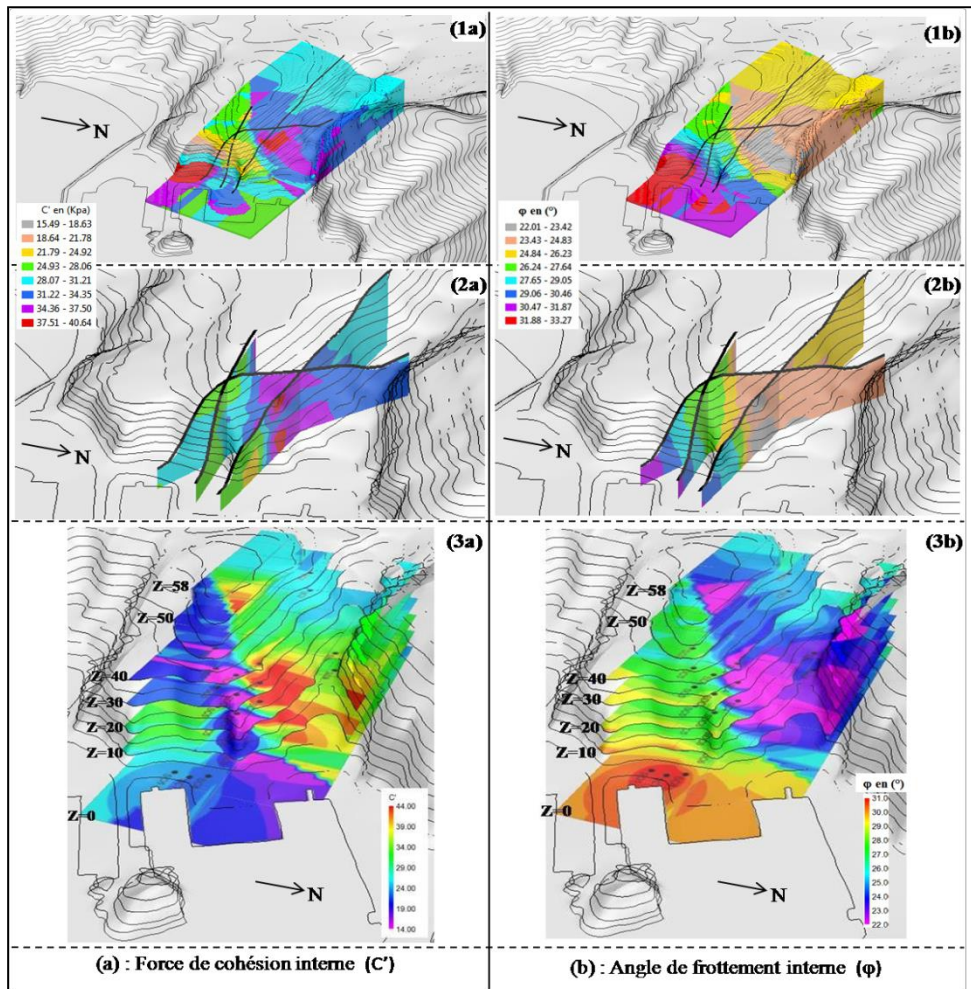


Figure 6. (1a) Modèle volumique de cohésion; (1b) modèle volumique de frottement interne; (2) Schéma de clôture en trois sections transversales; (3) Sections horizontales (équidistance = 10m)

Par ailleurs, les résultats des angles de frottement interne (Tableau 1) sont relativement proches entre eux, mais demeurent aussi élevés pour les matériaux remaniés (formations superficielles). Les valeurs obtenues dans les sites A et B (Figure 1), sont comprises entre 22° et 34; ceci confère aux formations de ce secteur une assez grande variabilité de comportement. Ces valeurs montrent que les formations du site B correspondent à des matériaux riches en éléments fins (argiles, limons). Pour les matériaux intacts en profondeur, les valeurs de frottement révèlent un état de faible surconsolidation (Figure 6b) ; ces valeurs sont relativement comparables aux valeurs des sites instables.

En ce qui concerne la répartition spatiale de la cohésion (C') (Figure 6a), il faut souligner le rôle important de l'eau. Ainsi, lorsque la quantité

d'eau est très élevée, les particules du sol sont séparées les unes des autres et, par conséquent, la cohésion du sol diminue. Cette diminution est remarquable au niveau de la zone frontale du versant (site B) ce qui explique l'effondrement de 2011. En revanche, la présence d'eau peut donner une certaine cohésion (cohésion apparente) à des sols qui n'ont aucune lorsqu'ils sont secs, c'est le cas de la partie inférieure du site B, ni trop sec ni trop humide, qui montre une cohésion relativement élevée. Mais si la quantité d'eau dépasse certains seuils relatifs à l'équilibre, la cohésion du sol diminue brutalement donnant ainsi un mouvement de type écoulement. C'est le cas du glissement stabilisé en 2010 (la partie supérieure du site A).

L'anisotropie de structure des formations schisteuses se retrouve dans leurs propriétés mécaniques. La cohésion et l'angle de frottement montrent des écarts entre les valeurs à la rupture parallèlement et perpendiculairement au litage. De la même manière, les résultats obtenus suggèrent que les plans de faiblesse sont parallèles aux plans de stratifications et que la déformation pourrait se produire par cisaillement le long des plans de litage et de fracturation.

Synthèse et conclusion

Les unités géologiques du versant méditerranéen de la baie d'Al Hoceima sont composées principalement par des formations siluro-dévonniennes (schistes, grès et flyschs) et des calcaires griottes massives du port d'Al Hoceima (Blumenthal, 1937), ces formations sont recouvertes par des sables dunaires d'âges quaternaires. Les précipitations sont considérées comme un facteur majeur de contrôle sur le déclenchement des instabilités de terrains. En effet, il existe généralement une forte corrélation entre les événements pluvieux de forte intensité et l'apparition de mouvements de terrain (Margaa, 1998; Flageollet et al., 1999). Ce secteur est caractérisé par son anisotropie qui se manifeste le long des plans de stratification et par des fissures verticales. L'anisotropie guide la rupture des formations schisteuses et engendre une diminution globale de compétence. Cette diminution est envisagée par des fissures observées en arrière de la falaise. Il est possible en effet de montrer que l'apparition d'efforts de traction, susceptibles d'ouvrir les diaclases préexistantes et autres naissantes, peut résulter simplement d'un comportement élastique du terrain. L'analyse des données des propriétés mécaniques (pic et résiduel) (Tableau 1) montrent toutes une diminution de volume des échantillons (comportement contractant) au cours de la déformation, ce qui confirme l'état lâche des matériaux constituant le secteur d'étude; ceci s'explique par l'arrangement des grains qui n'est pas optimum ce qui laisse un volume accessible à l'eau. L'écoulement des eaux dans ce milieu lâche produit une poussée sur le matériau traversé. Par ailleurs, le transport de particules fines permet en plus d'augmenter la perméabilité et

donc de favoriser l'écoulement. A ceci s'ajoute également l'effet de la dissolution chimique qui entraîne la diminution des liaisons intergranulaires et donc la diminution de la cohésion de la roche. On peut notamment ajouter les relations de cause à effet ; la cohésion de roches diminue à mesure que sa teneur en eau augmente ; les particules d'une formation immergée appuient moins les unes sur les autres (réduction de la contrainte effective), ce qui diminue sa résistance au cisaillement.

Au terme de l'étude descriptive et analytique de scénario des glissements de terrain de ce versant, on a observé qu'il existe deux modes de rupture. Le premier mode est défini comme une rupture par plastification avec un écoulement de la masse de sol (site A ; glissement stabilisé en 2010). Le second mode s'effectue brutalement le long d'une surface de rupture, en considérant ainsi la résistance au cisaillement (site B ; glissement effondré en 2011). La rupture de l'équilibre dans ce massif sous-entend donc la modification des paramètres participant à la stabilité et l'adjonction des paramètres déstabilisateurs. De ce fait, le passage de ce versant de l'état stable à l'état de mouvement résulte de l'action de facteurs de prédisposition qui conditionnent la rupture (fracturation, stratification, granulométrie, frottement, cohésion, etc.). Par la suite, le mouvement s'initie dans le site A (glissement de Tanoute) par action de l'eau (facteurs déclenchant) de la nappe perchée liée aux conditions météorologiques, la masse affectée par le glissement semble en mouvement plus ou moins lent, mais le volume déplacé, à long terme, peut éventuellement poser de nouveaux problèmes sur la stabilité de la route de l'avenue Mohamed Zerktouni. En 2010, ce glissement a été bien stabilisé par l'installation d'un mur en béton armé, sans aucune prise en compte de la circulation de l'eau qui apparaît donc sur l'ensemble de la zone étudiée comme un agent fortement décisif dans la gestion des instabilités. En effet, la technique de stabilisation utilisée a entraîné une modification générale sur la circulation des eaux qui vont prendre une nouvelle direction vers le site B ; par conséquent cette modification des conditions hydrauliques a permis l'augmentation de la pression interstitielle qui a entraîné une modification de l'état de contrainte granulaire a exercé une force vers le vide, et ainsi l'apparition d'une surface de rupture qui a engendré l'effondrement de 2011 sur le site B.

References:

1. Azzouz, O. (1992). Lithostratigraphie et tectonique hercynienne des terrains paléozoïques ghomarides du Massif des Bokoya (Rif Interne, Maroc). Thèse 3ème cycle, Univ Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 208 p.

2. Azzouz, O., El Fellah, B., & Chalouan, A., (2002). Processus de glissement dans le Massif de Bokoya (Rif interne, Maroc) : exemple de Cala Bonita. Bull. Institut sci., Rabat, Sciences de la Terre 24, 33–40.
3. Azzouz, O. (2007). Les dolomies triasiques de la dorsale externe (Bokoya, Rif interne, Maroc) : Un complexe tectono-sédimentaire du Rift oblique alboran-iberie. Thèse d'état, Univ. Mohamed 1er, Fac. Sci, Oujda.
4. Blumenthal M.M. (1937). Esbozo geologico del Rif en la region des Bokoya. Bol. Inst. Min. Espana, Madrid, 3ser. , 23, p. 64.
5. 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). Actes du IVème Colloque SECEG et SNED, Seville, pp. 163-191.
6. Cherkaoui T.E. (1991). Contribution à l'étude de l'aléa sismique au Maroc. Thèse Doctorat, Univ. Grenoble, France, 246 p.
7. El Fellah B., Azzouz O. & Asebriy L. (1996). Sikha d'Asfalou; exemple de glissement littoral sur la côte méditerranéenne de Bokoya entre Torrès et Bades (Rif, Maroc). ORSTOM, réseau érosion, Bull. 16, pp. 222-230.
8. Flageollet, J.C. (1989). Les mouvements de terrain et leur prévention. Masson, Paris. 218p.
9. Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., & Reichenbach, P. (1999). Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, central Italy. Geomorphology, 31, pp. 181–216.
10. Labriki A., Chakiri S., Nouaim W., Allouza M., & Ezzayani J. (2016). Approche méthodologique d'évaluation de susceptibilité des versants aux glissements de terrain par un modèle volumique de l'alea ; application au secteur de Boujibar Al Hoceima (Rif, Maroc). European Scientific Journal (ESJ), November 2016, edition vol 12 No 32, pp. 206-220.
11. Longley, P. A., Goodchild, M. F., Maguire, D. J. & Rhind, D. W. (2001). Geographical information systems and science. John Wiley & Sons, Canada, 472 p.
12. L.P.E.E. (Laboratoire public d'essais et d'études) (2012). Expertise Glissement Hoceima. Rapport n° 2012.110.01190.2012.0046.
13. Margaa Kh. (1994). Essai de cartographie des risques naturels : application à l'aménagement de la région d'Al Hoceïma. Thèse Univ. Franche-Comté, Besançon, France, 196 p.

14. Maurer G. (1968). Les montagnes du Rif central; étude géomorphologique. Trav. Inst. Sci., série Géol. & Géogr. phys., 14, Rabat, 499 p.
15. Megard, F. (1963). La partie orientale du massif des Bokkoya. Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 194, p. 123-181
16. Pouliot, J. (2005). La modélisation géométrique 3D de données spatiales: Examen des structures de stockage et création de modèles. Notes de cours: SCG-66880. Département des Sciences Géomatiques, Université Laval, Québec, QC.