

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

LARBI TEBESSI UNIVERSITY - TEBESSA



جامعة العربي التبسي - تبسة

UNIVERSITE LARBI TEBESSI - TEBESSA

Institut des Mines

Thèse

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de Doctorat L.M.D en Mines

Option : Mines

Evolution et caractérisation géomécanique du glissement du gisement de phosphate : Cas de Kef Essnoun -Bir el Ater – NE Algérien.

Par **TABET Abdelhak**

Devant le jury composé de :

Président :	KARA Mohammed	Pr	Université Laarbi Tebessi Tébessa
Rapporteur :	NOUIOUA Ismail	MCA	Université Laarbi Tebessi Tébessa
Co- Rapporteur:	FEHDI Chemseddine	Pr	Université Laarbi Tebessi Tébessa
Examineur :	BAALI Fethi	Pr	Université Laarbi Tebessi Tébessa
Examineur:	HADJI Riheb	MCA	Université Ferhat Abbas Setif
Examineur :	ZAHRI Farid	MCA	Université Ferhat Abbas Setif

Juillet 2020

Dédicaces

Aucune dédicace n'exprimerait mon respect, mon amour éternel Et ma considération pour les sacrifices que vous avez consentis pour mon instruction et mon bien être. Je vous remercie pour tout le soutien et l'amour que vous me portez depuis mon enfance Et j'espère que votre bénédiction m'accompagne toujours. Je dédie ce travail en première lieu : A Mes grands-parents, Mon père, Ma mère, Mes frères, et à toute ma famille. Je dédie ce travail encore : Mes collègues et ami(e)s. Toutes personnes qui m'ont aidé de près ou de loin.

Remerciement

Grâce à Dieu, me voilà arrivé au moment tant espéré pour savourer les fruits de mon travail de recherche en thèse de doctorat en Mines. Tout d'abord, je tiens à remercier le Docteur NOUIOUA Ismail mon Directeur de thèse pour l'encouragement, les efforts, les conseils et les aides scientifiques déployés afin de finir ce travail scientifique. Je remercie vivement le Professeur KARA Mohamed d'avoir accepté de présider le jury de soutenance et d'examiner cette présente thèse de Doctorat. J'adresse également mes sincères remerciements au Professeur FEHDI Chamseddine mon corapporteur pour avoir manifesté un grand intérêt pour le sujet et pour sa contribution dans la réalisation de ce présent travail.

Aussi, je tiens à exprimer vivement mes remerciements et reconnaissances aux membres de jury de soutenance d'avoir accepté d'examiner cette présente thèse de doctorat en Mines ;

- **Professeur** BAALI Fethi de l'Université de Laarbi Tébessi –Tebessa

- **Docteur** HADJI Riheb Maître de conférences A de l'université Ferhat Abes –Sétif

- **Docteur** ZAHRI Farid Maître de conférences A de l'université Ferhat Abes –Sétif

Je voudrais aussi remercier, les responsables, les ingénieurs et les techniciens de la mine de phosphate de Kef Essenoun –Bir El Ater-, qui m'ont aidé pour leur disponibilité pendant toute la période de réalisation de ce travail. Et enfin, mes remerciements vont à tous les responsables, les enseignants, les travailleurs, les Doctorants et les étudiants de l'Université de Laarbi Tébessi –Tebessa.

الملخص

تقع منطقة جبل العنق في الجنوب الشرقي للجزائر على بعد 100 كلم من ولاية تبسة و20 كلم من الحدود الجزائرية التونسية، على الطريق الذي يربط بين ولايتي تبسة والوادي. هاته المنطقة تشكل الحدود الجغرافية الطبيعية بين مرتفعات قسنطينة والصحراء الكبرى. تشكل سلسلة جبال جبل العنق تجمعا من الحجر الجيري بطول 20 كم يصل إلى مستوى ارتفاع 1198 م. وفقاً لوثائق منجم جبل العنق، في 8 سبتمبر 2007 حوالي الساعة 05:00 صباحاً، حدث الانزلاق الجبلي في الجانب الشمالي الشرقي. كمية كبيرة من الصخور انفصلت من الكتلة الصخرية لتملى الحفرة تقريباً بالكامل وتتسبب في أضرار مادية هائلة حيث كان هذا الحادث واسع النطاق ، سواء من حيث الحجم (عدة ملايين م³) ومدى حركة المواد (حتى 200 م). ان انزلاق هاته الكتلة الصخرية على الطبقة السفلية يرجع الى ضعف ميكانيكي في خصائص الطبقة البينية في قاعدة طبقة الفوسفات ، مجتمعة مع الطبقة المحلية الجيومورفولوجيا التي تعزز عدم الاستقرار. يأتي اقتراح هاته الأطروحة في وقت مناسب لتقديم وتحديث الشروحات والتفسيرات التي تلبى اهتمامات السلطات المحلية، وتساهم في اتخاذ الاجراءات الجديدة المتعلقة بتطور هذا الموضوع في قاعدة البيانات الميدانية، كذلك لتجنب حدوث هذا النوع من الحوادث مرة أخرى خاصة مع ظهور الشقوق التي يمكن أن تصل إلى أحجام كبيرة في منطقة الدراسة.

الكلمات المفتاحية: التطور، الانهيار الأرضي، الاستغلال، كاف السنون، الخصائص الجيوميكانيكية، السطح المفتوح.

RÉSUMÉ

La région de Djebel Onk est située au Sud – Est de l’Algérie, à 100 km de la Wilaya de Tébessa et à 20 km de la frontière Algéro – Tunisienne, sur la route qui relie Tébessa à El Oued .Cette région constitue la limite géographique naturelle entre les hauts plateaux constantinois et le domaine saharien. Le massif de Djebel Onk forme un ensemble de calcaire de 20 km de longueur qui culmine à 1198 m d’altitude. D’après les documents de la mine de Djebel Onk, le 08 Septembre 2007 à environ 05 heures du matin, est survenu le glissement du flanc nord-est de la fosse. Une masse importante de roches s’est détachée du massif comblant presque entièrement la fosse et causant d’énormes dégâts matériels. Il s’agit d’un accident de grande ampleur, tant par les volumes mobilisés (plusieurs millions de m³) que par l’importance du déplacement des matériaux (pouvant atteindre 200m). Cet accident est de type « glissement de bancs rocheux sur substratum », rendu possible du fait des très faibles caractéristiques mécaniques de l’intercalaire à la base de la couche phosphaté, allié à une géomorphologie locale favorisant l’instabilité. La présente proposition de thèse vient à un moment opportun pour mettre à jour les explications et les interprétations qui répondent aux préoccupations des autorités locales, et contribue à l’apport de nouvelles acquisitions concernant l’évolution de ce glissement sur la base de données de terrain, ainsi que pour éviter un autre déclenchement de ce type d’accidents surtout avec l’apparition de fissures pouvant atteindre des tailles importantes dans la région d’étude.

1

¹**Mots clés :** Évolution, Glissement, exploitation, kef essnoun, caractérisation géomécanique, mine à ciel ouvert

ABSTRACT

The DjebelOnk region is located in the south-east of Algeria, 100 km from the Wilaya of Tébessa and 20 km from the Algerian - Tunisian border, on the road that links Tébessa to El Oued. natural geographical area between the Constantine highlands and the Saharan area. The Jebel Onk massif forms a 20 km long limestone complex which rises to an altitude of 1198 m.

According to documents from the DjebelOnk mine, on September 8, 2007 at approximately 05 :00 am, the northeast flank of the pit occurred. A large mass of rock detached from the massif filling almost entirely the pit and causing enormous material damage.

This is a large-scale accident, both in terms of the volumes mobilized (several million m³) and the extent of the movement of materials (up to 200m). This accident is of the “rock bank slide on substratum” type, made possible due to the very weak mechanical characteristics of the interlayer at the base of the phosphate layer, combined with a local geomorphology promoting instability.

This thesis proposal comes at an opportune time to update the explanations and interpretations that meet the concerns of local authorities, and contributes to the contribution of new acquisitions concerning the evolution of this shift on the field database. , as well as to avoid another triggering of this type of accident especially with the appearance of cracks which can reach large sizes in the study area.

2

²**Keywords :** Evolution, landslide, exploitation, kef essnoun, geomechanical characterization, surface mine.

Table des matières

Table des matières

Table des matières	i
Table des figures	v
Liste des tableaux	viii
Introduction Générale	1
1 Généralités sur les mouvements de terrain	3
1.1 Introduction	3
1.2 Les mouvements de terrain	3
1.2.1 Types de mouvement de terrain	3
1.2.2 Classification des mouvements de terrains (Sols et Roche)	4
1.2.3 Les différents types de mouvements de terrain	4
1.3 Les mouvements rapides et discontinus	5
1.3.1 Les écroulements	5
1.3.2 Les culbutes	6
1.3.3 Coulées boueuses et laves torrentielles	7
1.3.4 Les effondrements	7
1.4 Les mouvements lents et continus	8
1.4.1 Le fluage	8
1.4.2 Les affaissements	8
1.4.3 Le tassement	9
1.4.4 Solifluxion	9
1.5 Les glissements de terrain	10
1.5.1 Définition de glissement	10
1.5.2 Forme d'un glissement de terrain	13
1.5.3 Le processus du glissement de terrain	13
1.5.4 Glissement rocheux	14
1.5.4.1 La rupture plane simple	14
1.5.4.2 la rupture en dièdre le long d'un plan	14
1.5.4.3 la rupture en dièdre vrai	15
1.5.4.4 la rupture par basculement de blocs	15

1.5.4.5	la rupture sur une surface en escalier	15
1.5.4.6	rupture bilinéaire (type Cox-Cytovitch)	16
1.6	Conclusion	18
2	Contexte de la mine de Djebel Onk	19
2.1	Introduction	19
2.2	Géologie Régionale	19
2.2.1	Situation géographique des gisements de Djebel-Onk	19
2.2.2	Historique et méthodologie des recherches géologique au Djebel	21
2.2.3	Stratigraphie	21
2.2.4	Climatologie	25
2.2.5	Température	25
2.2.6	Pluviométrie	25
2.2.7	Les vents	25
2.2.8	Tectonique	28
2.2.9	Paléogéographie	30
2.3	Géologie locale	32
2.3.1	Situation géographique de Kef Essnoun	32
2.3.2	Historique de la mine de phosphate de Kef-Essenoun Djebel El Onk	33
2.3.3	Structure Géologique	33
2.3.4	Stratigraphie	34
2.3.5	Tectonique	35
2.4	CONCLUSION	36
3	Les systèmes de classification des massifs rocheux	37
3.1	Introduction	37
3.2	Structure des massifs rocheux	37
3.2.1	Description des massifs rocheux	37
3.2.1.1	Matrice rocheuse	38
3.2.1.2	Discontinuités	38
3.3	Systèmes de classification des massifs rocheux	49
3.3.1	Le Désignation de qualité Roche [56]	49
3.3.1.1	Limites de RQD	50
3.3.2	Évaluation de la masse rocheuse [58]	51
3.3.2.1	Les paramètres de classification et leur estimation (Rating)	52
3.3.2.2	Limitations du système RMR	54
3.3.3	Évaluation de la Masse de la Pente [61]	54
3.3.4	L'indice GSI (Indice de Force Géologique)	56
3.4	Méthodes de calcul de la stabilité des talus	58
3.4.1	Définition du coefficient de sécurité	58
3.4.2	Principes et hypothèses des méthodes d'équilibre limite	58

3.5	Conclusion	60
4	Les méthodes de prospection	61
4.1	Introduction	61
4.2	Généralités sur la géophysique appliquée	61
4.2.1	Utilités des méthodes de prospection géophysique	61
4.2.2	Les principaux objectifs de la prospection géophysique appliquée au glissement de terrain [71]	62
4.3	Les méthodes géophysiques	62
4.3.1	Téledétection	63
4.3.1.1	Photos aériennes et satellitaires	63
4.3.2	La microgravimétrie	64
4.3.3	Les méthodes sismiques	65
4.3.4	La Tomographie	66
4.3.4.1	Dispositifs et acquisition des données	67
4.3.4.2	Domaine d'utilisation de la tomographie[77]	69
4.3.4.3	Procédure de mesure en 2D[77]	72
4.3.4.4	Pseudo-sections[77]	74
4.3.4.5	Profondeur d'investigation et profondeur de détection	75
4.3.5	La méthode électromagnétique	75
4.3.6	Le géoradar	76
4.4	CONCLUSION	77
5	Etude de l'évolution du glissement et caractérisation géomécanique du gisement de phosphate	78
5.1	Introduction	78
5.2	Les propriétés des roches	79
5.2.1	Les propriétés physiques	79
5.2.1.1	La masse volumique	79
5.2.1.2	Densité	79
5.2.2	Propriétés technologiques des roches	80
5.2.2.1	Dureté	80
5.2.3	Propriétés Mécanique des roches	80
5.2.3.1	Compression Uniaxiale	80
5.2.3.2	Résistance à la traction	80
5.2.3.3	Résistance au cisaillement	80
5.2.3.4	Le module d'Young et le coefficient de Poisson	80
5.3	Les résultats de RQD de défirrent formation géologique	81
5.4	Les résultats de RMR de défirrent formation géologique	83
5.5	Représentation stéréographique	86
5.6	Les résultats de SMR de défirrent formation géologique	91

5.7	Les résultats de GSI de différent formation géologique	92
5.8	Les résultats de la tomographie électrique	93
5.9	Conclusion	96
	Conclusion Générale	97
	Bibliographie	99
	Annexe	106

Liste des figures

Table des figures

1.1	Eroulement de terrain[4]	6
1.2	Eroulement.[5]	6
1.3	Les culbute[6]	6
1.4	Coulées boueuses et laves torrentielles[8, 9]	7
1.5	Schématisation du phénomène d’effondrements [11, 12]	7
1.6	Fluage de terrain[13]	8
1.7	Affaissement de terrain[11]	9
1.8	Le tassement[14]	9
1.9	Schéma du mécanisme de solifluxion	10
1.10	différents types de glissement de terrain en fonction de la typographie BRGM (www.brgm.fr)	10
1.11	Schématisation du phénomène de mouvement de terrain[13]	11
1.12	(a) avalanche, (b) Schématisation du phénomène de glissement de terrain plan.[16]	11
1.13	Schématisation du phénomène de glissement circulaire (a) avant activation (b) après activation [16]	12
1.14	Glissements successifs emboîtés	12
1.15	Forme un glissement de terrain. [14]	13
1.16	Rupture plane simple[18]	14
1.17	Rupture en dièdre le long d’un plan [18]	15
1.18	Rupture en dièdre vrai [18]	15
1.19	Rupture par basculement du bloc[18]	15
1.20	Rupture sur une surface en escalier[18]	16
1.21	Rupture bilinéaire (type Cox-Cytovitch).[18]	16
2.1	Carte de situation géographique de Djebel-Onk[23]	20
2.2	Carte géologique de la zone d’étude[32]	22
2.3	Colonne stratigraphique de la région de Djebel Onk –Algérie orientale –[21]	26
2.4	Plan topographique de la mine de kef- Essenoun 2019[33]	27
2.5	Coupe côte Nord-ouest du kef-Essenoun[33]	27
2.6	Coupe côte Nord-ouest du kef-Essenoun[33]	27
2.7	Coupe côte Nord-ouest du kef-Essenoun[33]	28
2.8	Coupe côte Nord-ouest du kef-Essenoun[33]	28

2.9	Carte structurale de la région de Djebel Onk à l'intérieur du bassin de Gafsa –Métlaoui[34].	29
2.10	Coupes stratigraphiques et structurales des flancs Nord et Sud du Djebel Onk [21].	30
2.11	Situation paléogéographique des gisements de phosphate de la région de Djebel Onk à l'intérieur du bassin phosphaté Gafsa – Métlaoui – Onk [36, 37, 38, 39]	32
2.12	Carte de localisation de la zone d'étude	33
2.13	Série d'anticlinaux de Kef Essnoun	34
3.1	Structure géométrique d'un massif rocheux de calcaire au Nord du Liban[[40]	38
3.2	Stratification[43]	39
3.3	Plans de schistosité[43]	39
3.4	Failles [43]	40
3.5	Diaclases[43]	41
3.6	Orientation d'une discontinuité	42
3.7	Extension, rugosité, ouverture et remplissage d'une discontinuité[47]	43
3.8	Charte de Barton. Détermination des coefficients de rugosité de joint JRC[46]	45
3.9	Epaisseur déformable d'un joint[45]	45
3.10	Projection de WULFF. [49]	47
3.11	Mesure de la fréquence des discontinuités [51]	49
3.12	Procédure de mesure et de calcul du RQD [56]	51
3.13	Estimation du GSI à partir d'une description géologique de la masse rocheuse [65]	57
3.14	Exemple d'une rupture circulaire [68]	58
4.1	Principe de la gravimétrie[82]	65
4.2	différent type de sources sismiques employées en prospection géophysique de proche surface :a)source p masse et plaque,b) source s masse et s –box ,c) source s vibrante (ELVIS III S8,GEOSYM)	66
4.3	Principe des méthodes sismiques.[82]	67
4.4	Principe du dispositif Wenner[82]	68
4.5	Variation normalisée des coefficients de sensibilité G dans le cas d'un dipôle-dipôle. [79]	69
4.6	Schéma de différents dispositifs [77]	70
4.7	Arrangement des électrodes pour une acquisition 2D et séquence de mesures pour une configuration Wenner[77]	72
4.8	Principe de mesures pour les différents dispositifs[82]	73
4.9	Principe de construction d'une Pseudo-section[77]	74
4.10	Eroulement. Courbe de profondeur d'investigation caractéristique.	75
5.1	glissement de kefessnoun	79

5.2	les diffèrent étapes pour déterminée les propriétés physico-mécanique des-roches	82
5.3	Projection stéréographique (CalcaireYprésien)	87
5.4	Projection des pôles (CalcaireYprésien).	87
5.5	Projection stéréographique (phosphate)	88
5.6	Projection des pôles (phosphate).	88
5.7	Projection stéréographique (marne)	89
5.8	Projection des pôles (marne).	89
5.9	Projection stéréographique (calcaire danien-montien)	90
5.10	Projection des pôles(calcaire danien-montien)	90
5.11	Valeur de GSI pour les defferent type de roche de kefessnoun	92
5.12	Illustration du facteur de sécurité et de la surface de glissement	93
5.13	profil de tomographie électrique a été réalisé sur le site d'étude	94
5.14	Le résultat de l'inversion 2D de la zone d'étude	95

Liste des tableaux

Liste des tableaux

1.1	Classification selon l'évaluation de la vitesse moyenne[18]	14
1.2	Classification selon la profondeur de la surface de glissement[18]	14
1.3	: principales classes et types de déstabilisation sur les versants en fonction des terrains concernés [20]	17
2.1	réserves géologiques en phosphates des gisements de Djebel Onk 31/03/2019[33]	36
3.1	Classification des ouvertures des discontinuités.	43
3.2	Principaux systèmes de classification de la masse rocheuse[55]	50
3.3	Corrélation entre l'indice RQD et la qualité du massif rocheux [56]	50
3.4	Résistance en compression simple Co [52]	52
3.5	Classe de qualité de massif rocheux RQD [52]	52
3.6	Classes d'espacement des joints [52]	52
3.7	Classes des conditions de discontinuités[52]	53
3.8	Classes des venues d'eau souterraines [52]	53
3.9	Note d'ajustement pour l'orientation des joints [52]	53
3.10	Qualité du massif rocheux selon le RMR [58]	54
3.12	L'indice SMR (Évaluation de la Masse de la Pente)	55
3.11	Notes des paramètres du SMR[61].	56
3.13	GSI et les qualités du massif rocheux[65]	57
3.14	Valeurs de FS en fonction de l'importance de l'ouvrage[67]	58
3.15	Résumé des méthodes d'équilibre limite (tiré de [69])	59
5.1	les propriétés physico- mécaniques des différents facies du flanc nord de kefEssnoun	81
5.2	Valeur du RQD des différentes formations géologiques	82
5.3	Valeur du RMR de facies Calcaire Yprésien	83
5.4	Valeur du RMR de facies Phosphate	84
5.5	Valeur du RMR de facies de la marne	84
5.6	Valeur du RMR de facies de la Calcaire Danien - Montien	85
5.7	Orientation et pendage des discontinuités du massif rocheux de Diffèrent facies	86
5.8	Orientation des joints et le talus	91
5.9	Valeur du SMR des différentes formations géologiques	91

5.10 Classification GSI du massif rocheux de Kef Esnnoun	93
--	----

Introduction générale

Introduction Générale

Le glissement de terrain est l'un des phénomènes les plus communs dans les mines et les carrières, ceci peut être dû à des causes naturelles (mouvements du terrain) ou anthropogéniques (explosion, changement de la circulation des eaux ...), ils doivent être étudiés et traités par des méthodes efficaces. A ce jour, ces problèmes n'ont pas été complètement résolus et plusieurs travaux ont été proposés pour la résolution de ces derniers.

Deux grandes catégories de méthodes ont été utilisées ; les méthodes géotechniques et les méthodes géophysiques. La stabilité des pentes demande une étude détaillée de toutes les Conditions géologiques et géomorphologiques ; Les principaux facteurs de stabilité des pentes peuvent être divisés en facteurs intrinsèques, tels que propriétés physico-techniques des couches de sol, et des facteurs externes (les précipitations, charges sismiques et dynamiques).

La pente rocheuse peut être classée en fonction de plusieurs paramètres à mesurer, tels que les prédicteurs du comportement de la roche ; Parmi les autres systèmes, on peut citer le système de Rock Quality Désignation (RQD) qui est développé par (Deere 1967) afin de donner une estimation quantitative de la fracturation influençant le comportement de la masse rocheuse à partir de l'examen de carottes obtenues par des forages. Le système de Classification géo mécanique Rock Mass Rating (RMR) (Bieniawski 1976) qui est basé sur l'estimation d'un certain nombre de paramètres et évalué à l'aide d'un tableau qui attribue un nombre de points en fonction de leur valeur. La somme de tous les points permet d'obtenir la valeur RMR totale. Le système slope mass rating (SMR) (Romana, 1985 ; Romana, 1991) est orienté vers la stabilité des pentes rocheuses, il est obtenu à partir du RMR en lui ajoutant un produit de facteurs d'ajustement.

Il y a aussi de nombreuses méthodes d'analyse de la stabilité telles que l'analyse par la méthode de l'équilibre limite par le logiciel Géoslop (slopW), cette méthode nous donne la valeur du facteur de sécurité et la surface de glissement critique qui est utilisée pour évaluer l'état de stabilité de la masse rocheuse. Dans les méthodes géophysiques les plus populaires on retrouve les méthodes gravimétriques, électromagnétiques, Géo Radar, tomographie de résistivité électrique et sismique réflexion, (Denis Gongmans and All. 2007) ont souligné que la méthode de tomographie électrique est l'une des méthodes géophysiques les plus utilisées dans les glissements des terrains. Ces dernières idées nous ont motivés à utiliser la méthode ERT dans notre cas d'étude.

Dans ce projet nous allons étudier le cas d'instabilité qui s'est manifestée par un

important glissement de terrain dans la mine de kef essnoun en 2007 ; en utilisant une étude géologique et géotechnique et géophysique, les résultats seront donc comparer avec d'autres travaux dans le même cas d'étude.

Le présent travail nous a permet d'étudier l'évolution et la caractérisation géomécanique du glissement de gisement de phosphate de kef Essnoun TEBESSA NE algérien, il est réparti en cinq chapitres :

Le premier chapitre englobe des généralités sur les mouvements de terrains et les causes principales qui influent sur la stabilité des versants rocheux, en présentant l'impact de ces phénomène, leurs dangers, et de prendre les précautions convenables pour détecter les zones instables afin de trouver les meilleures solutions de protections ou de traitements.

Le deuxième chapitre concerne le contexte géologique de la mine de Djebel Onk ainsi que les conditions hydrogéologiques et géotechniques du site d'étude, la présentation topographique a été présentée en relief. Cette partie a été assistée par une cartographie bien détaillée.

Certaines notions sur les massifs rocheux et les discontinuités ainsi que les principales méthodes de classification des massifs rocheux dans le secteur minier sont présentées en détaille. Leurs descriptions et le domaine d'utilisation sont présentés dans le troisième chapitre.

Dans le quatrième chapitre, on passe en revue les différentes méthodes de prospection géophysiques où nous avons les décrit en présentant leur importance, leur principe et leur application.

Enfin, le cinquième chapitre aborde d'une part, l'étude de l'évolution du glissement par la méthode Tomographie électrique, et d'autre part, la caractérisation géo-mécanique du gisement de phosphate de kef essnoun, ainsi que le calcul du facteur de sécurité.

Chapitre 1

Généralités sur les mouvements de terrain

1. Introduction
 2. Les mouvements de terrain
 3. Les mouvements rapides et discontinus
 4. Les mouvements lents et continus
 5. Les glissements de terrain
 6. Conclusion
-

Chapitre 1

Généralités sur les mouvements de terrain

1.1 Introduction

Le phénomène de glissement de terrain est considéré comme dangers naturel permanents rencontrés dans tous les pays du monde, car l'importance des effets de glissement pouvant engendrer des dégâts humains et matériels pouvant se chiffrer en plusieurs millions de Dollars dont les gouvernements doivent prêter beaucoup d'attention. Pour cela, il faut compte tenu de ces phénomènes et de leurs dangers, et de prendre les précautions convenables pour détecter les zones instables afin de trouver les meilleures solutions de protections ou de traitements.

1.2 Les mouvements de terrain

Les mouvements de terrain sont des phénomènes naturels d'origines très diverses, résultant de la déformation, de la rupture et du déplacement du sol. Ce sont des phénomènes généralement ponctuels, mais qui par leur diversité et leur fréquence sont néanmoins responsables de dommages et de préjudices importants et coûteux.[1]

Mouvement gravitaire de translation et/ou de rotation d'une partie du matériel d'un versant (terrains meubles ou rocheux), suite à une déstabilisation provoquée par des sollicitations extérieures, mobilisant sa résistance au cisaillement le long d'une surface de glissement et caractérisé par de grands déplacements, forme de la surface de glissement influencée par la géométrie et les caractéristiques mécaniques des couches de sols.[2]

1.2.1 Types de mouvement de terrain

Le mouvement de terrain a pour caractéristique d'être difficilement prévisible et constitue un danger pour la vie humaine en raison de son intensité, de la soudaineté et du caractère dynamique de son déclenchement. Selon la vitesse de déplacement, deux ensembles

peuvent être distingués.[3]

1.2.2 Classification des mouvements de terrains (Sols et Roche)

De nombreuses classifications ont été proposées pour rendre compte de la diversité des mouvements de terrain. Les principaux critères de classification retenus sont :

- Types de terrains affectés.
 - Types de mouvements.
 - Vitesse des processus.
 - Taux de remaniement des matériaux après le mouvement.
- Les mouvements de terrain les plus fréquents sont classés en
 - Glissements.
 - Coulées.
 - Ecoulement.
 - Fluages.

1.2.3 Les différents types de mouvements de terrain

Selon la vitesse de déplacement, deux ensembles de mouvements de terrain peuvent être distingués :

1. les mouvements lents

Pour lesquels la déformation est progressive et peut être accompagnée de rupture, mais en principe d'aucune accélération brutale :

- Les affaissements consécutifs à l'évolution de cavités souterraines naturelles ou artificielles (carrières ou mines), évolution amortie par le comportement souple des terrains superficiels.
- Les tassements par retrait de sols argileux et par consolidation de certains terrains compressibles (vases, tourbes).
- Le fluage de matériaux plastiques sur faible pente.
- Les glissements, qui correspondent au déplacement en masse, le long d'une surface de rupture plane, courbe ou complexe, de sols cohérents (marnes et argiles).
- Le retrait ou le gonflement de certains matériaux argileux en fonction de leur teneur en eau.

2. les mouvements rapides

Qui peut être divisé en deux groupes, selon le mode de propagation des matériaux, en masse, ou à l'état remanié. Le premier groupe (propagation en masse) comprend :

- Les effondrements, qui résultent de la rupture brutale de voûtes de cavités souterraines naturelles ou artificielles, sans atténuation par les terrains de surface
- Les chutes de pierres ou de blocs provenant de l'évolution mécanique de falaises ou d'escarpements rocheux très fracturés.
- Les éboulements ou écroulements de pans de falaises ou d'escarpements rocheux selon les plans de discontinuité préexistants.
- Certains glissements rocheux. Le second groupe (propagation en état remanié) comprend :
 - Les laves torrentielles, qui résulte du transport de matériaux en coulées visqueuses ou fluides dans le lit de torrents de montagne.
 - Les coulées boueuses, qui provient généralement de l'évolution du front des glissements.[4]

1.3 Les mouvements rapides et discontinus

Ils se propagent de manière brutale et soudaine. Ils regroupent les écroulements l'effondrement, les chutes de pierres et de blocs, l'éboulement et les coulées boueuses.

Les mouvements rapides touchent majoritairement les personnes, avec des conséquences souvent dramatiques. Ces mouvements ont des incidences sur les infrastructures (bâtiments, voies de communication...etc.), allant de la dégradation à la ruine totale.

1.3.1 Les écroulements

Ce sont des chutes soudaines de masses rocheuses. On utilise le terme de chute de pierres pour le détachement de quelques unités de volume inférieur à $1m^3$ ou chute de blocs pour un volume supérieur. Le terme écroulement est utilisé quand il s'agit de la chute soudaine d'une masse rocheuse qui se détache d'une paroi en se désorganisant[4]

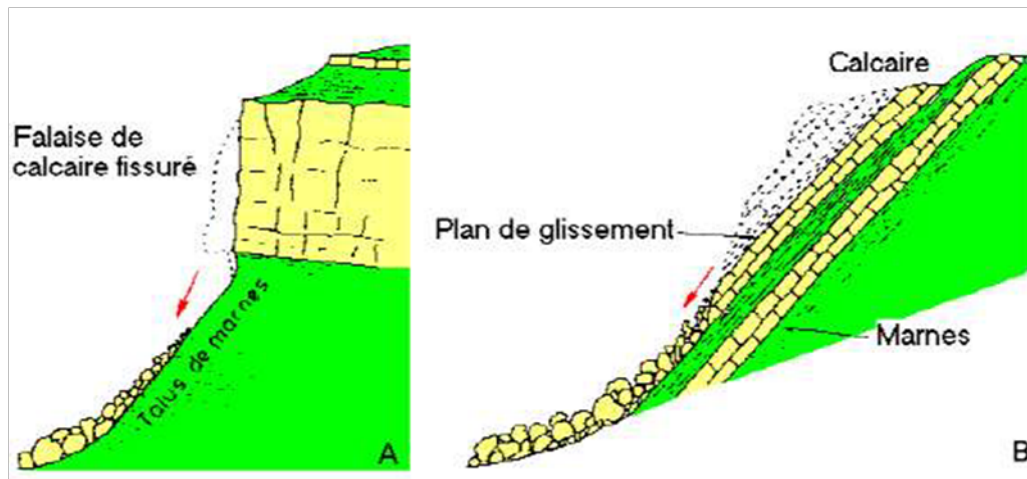


Figure 1.1 : Eroulement de terrain[4]

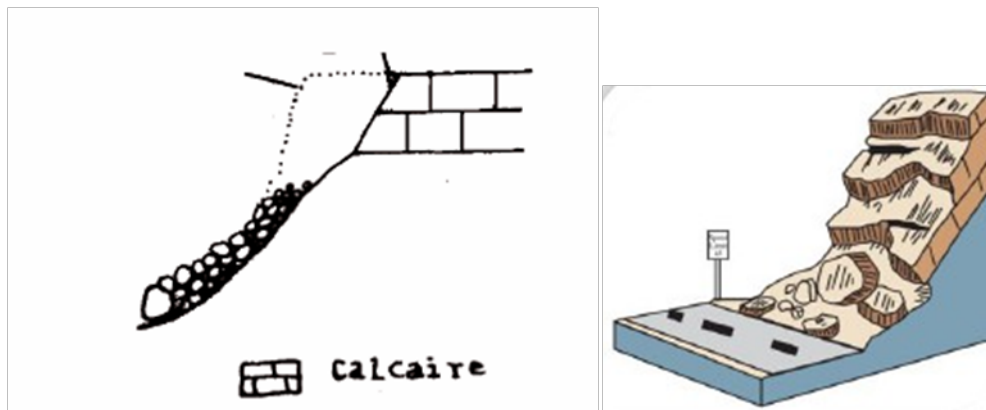


Figure 1.2 : Eroulement.[5]

1.3.2 Les culbutes

Une culbute (voir Fig 1.3), est la rotation vers l'avant, hors de la pente, d'une masse de sol ou de roche autour d'un point ou d'un axe en dessous du centre de gravité de la masse qui bascule.[6]

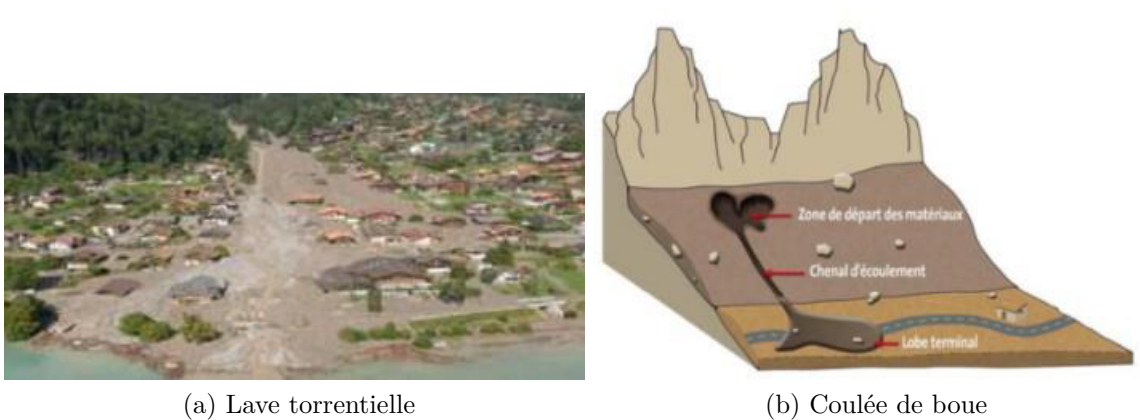


Figure 1.3 : Les culbute[6]

1.3.3 Coulées boueuses et laves torrentielles

Les coulées apparaissent dans des matériaux meubles (sols argileux ou marneux) lorsque leur teneur en eau augmente de manière importante (la masse en mouvement a franchi sa limite de liquidité). Ces coulées peuvent se produire à la suite d'une solifluxion ou d'un glissement de terrain. Elles consistent en la propagation de matériaux sans cohésion ou ayant perdu brutalement leur cohésion dès la mise en mouvement. Lors d'un phénomène de coulée boueuse :

- Le degré de remaniement de la masse en mouvement est total.
- La vitesse et la distance parcourue par une coulée boueuse sont très variables, dépendant de nombreux facteurs comme la nature des matériaux, la quantité d'eau, la viscosité du mélange eau/matériau, la topographie, la saturation en eau des sols sur les quels se déplace la coulée.[7]



(a) Lave torrentielle

(b) Coulée de boue

Figure 1.4 : Coulées boueuses et laves torrentielles[8, 9]

1.3.4 Les effondrements

Déplacements verticaux instantanés de la surface du sol par rupture brutale de cavités souterraines préexistantes, naturelles ou artificielles (mines ou carrières), avec ouverture d'excavations. [10]

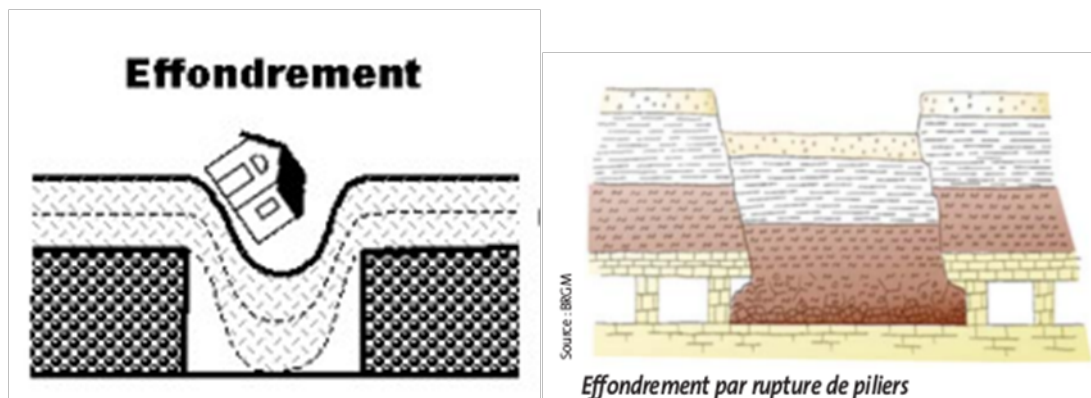


Figure 1.5 : Schématisation du phénomène d'effondrements [11, 12]

1.4 Les mouvements lents et continus

Seuls les mouvements rapides sont directement dangereux pour l'homme. Leurs conséquences sont d'autant plus graves que les masses déplacées sont importantes. Les conséquences des mouvements lents sont essentiellement socioéconomiques ou d'intérêt public. Ces mouvements entraînent une déformation progressive des terrains, pas toujours perceptible par l'homme. Ils regroupent : l'affaissement, le tassement, le glissement, la solifluxion, le fluage, le retrait-gonflement et le fauchage. [6]

1.4.1 Le fluage

Il correspond à des mouvements lents, dus à des sollicitations proches de la rupture (domaine plastique). La figure (1.6), le banc de marne flue sous le poids de la falaise calcaire. Ceci peut provoquer une fissuration du banc calcaire peu déformable et un risque d'éroulement de la falaise [6]

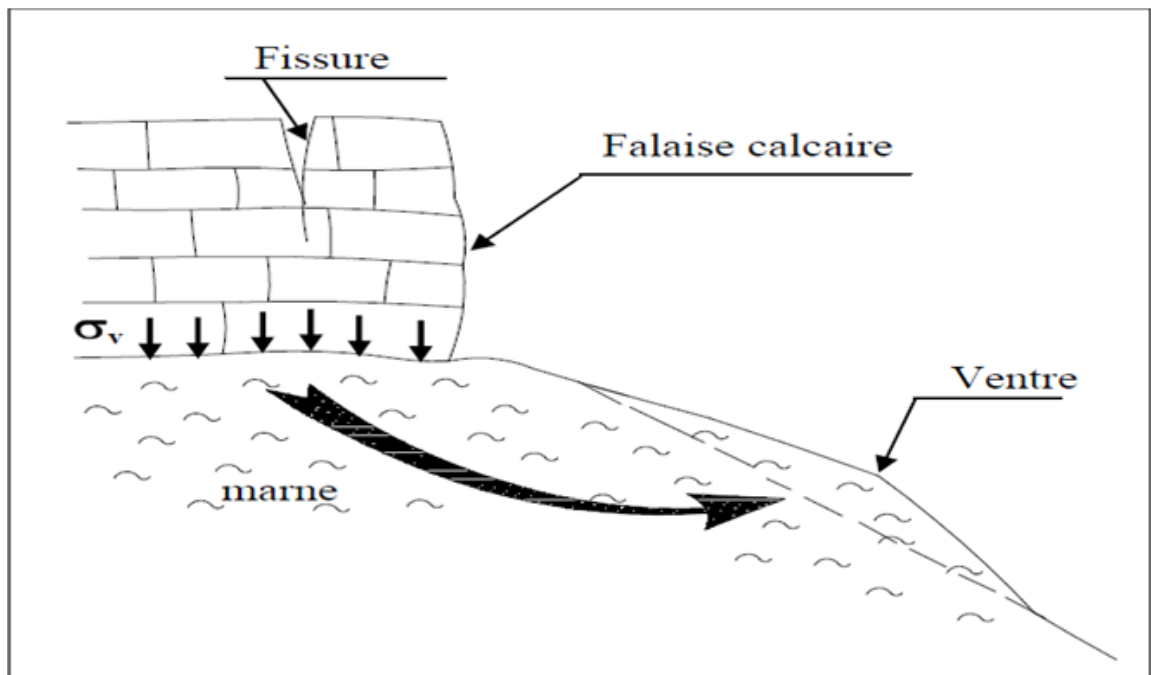


Figure 1.6 : Fluage de terrain [13]

1.4.2 Les affaissements

Les affaissements, sont des dépressions topographiques en forme de cuvette plus ou moins profonde due au fléchissement lent et progressif des terrains de couverture, avec ou sans fractures ouvertes, consécutives à l'évolution d'une cavité souterraine. Il n'y a pas de rupture en surface. [1]

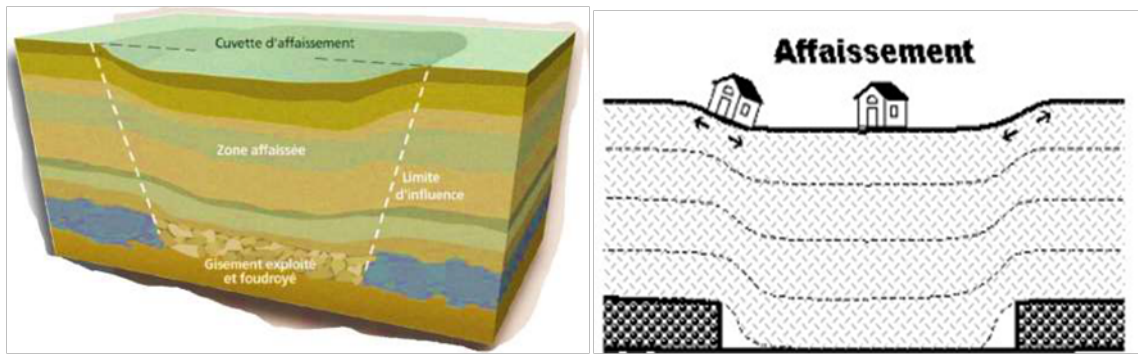


Figure 1.7 : Affaissement de terrain[11]

1.4.3 Le tassement

Le tassement du sol est sa déformation verticale due à l'application telle que les remblais les fondations ou son propre poids. Les tassements peuvent être uniformes ou différents d'un point à l'autre selon la nature du sol en place. Dans les sols non saturés les tassements sont presque instantanés mais dans les sols saturés, ils peuvent s'étendre sur quelques secondes dans les sols sableux-graveleux, jusqu'à plusieurs dizaines d'années dans les argiles peu perméables. Pour vérifier la conformité des structures vis-à-vis des conditions de sécurité et de service on doit faire un calcul de tassement. [14]

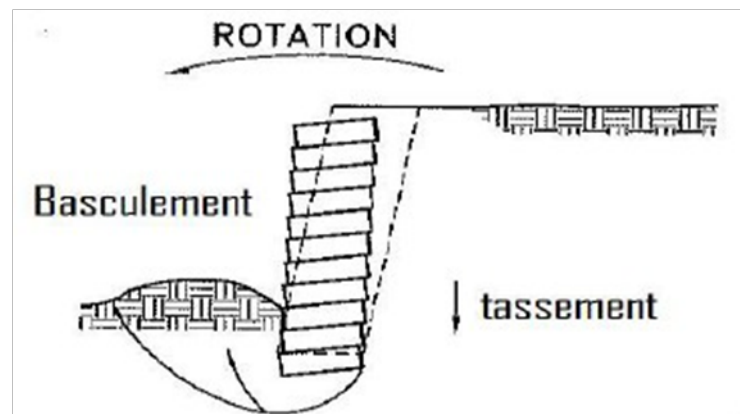


Figure 1.8 : Le tassement[14]

1.4.4 Solifluxion

Ce phénomène s'accroît sous l'effet du gel-dégel, particulièrement au moment du dégel quand le matériau de surface est saturé et qu'un sol gelé subsiste en profondeur. En général les solifluxions touchent superficiellement (profondeur inférieure à 2m) les sols meubles et spécialement les versants marneux. Elles sont caractérisées par une zone de départ inexistante et une faible extension des masses en mouvement. [6]

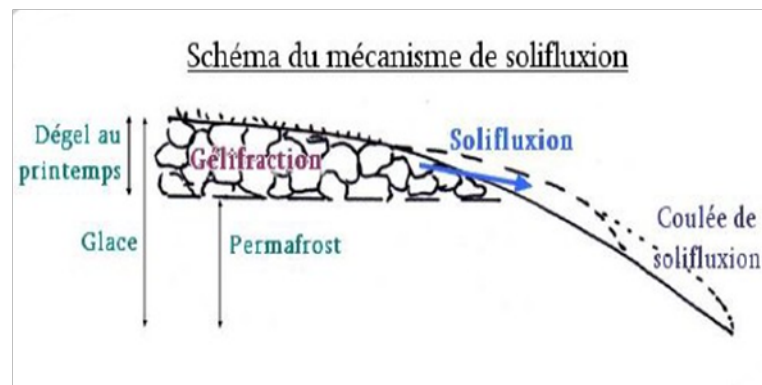


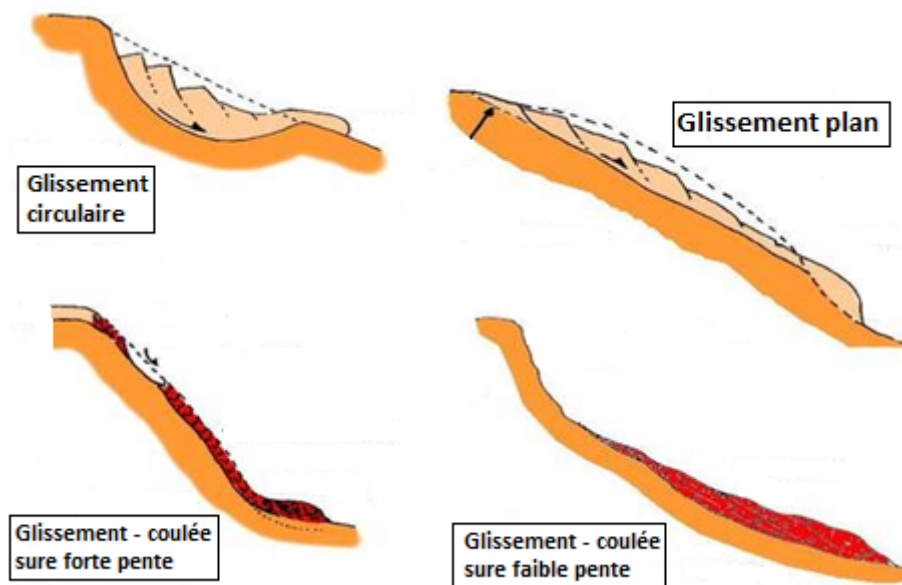
Figure 1.9 : Schéma du mécanisme de solifluxion

1.5 Les glissements de terrain

Ils se caractérisent par la translation latérale d'une certaine masse de matériaux au niveau d'une surface de rupture nettement individualisée et se produisent généralement dans des matériaux faiblement cohérents (marnes, argiles..). Les glissements sont les mouvements qui affectent le plus fréquemment les ouvrages de génie civil et génie minier.

1.5.1 Définition de glissement

Un glissement de terrain correspond à un déplacement généralement lent sur une pente, le long d'une surface de rupture dite surface de cisaillement, d'une masse de terrain cohérente, de volume et d'épaisseur variables : quelques mètres cubes dans le cas du simple glissement de talus ponctuel à quelques millions de mètres cubes dans le cas d'un mouvement de grande ampleur pouvant concerner l'ensemble d'un versant. [15]

Figure 1.10 : différents types de glissement de terrain en fonction de la topographie BRGM (www.brgm.fr)

Selon la forme de la surface de rupture, on distingue trois types de glissements

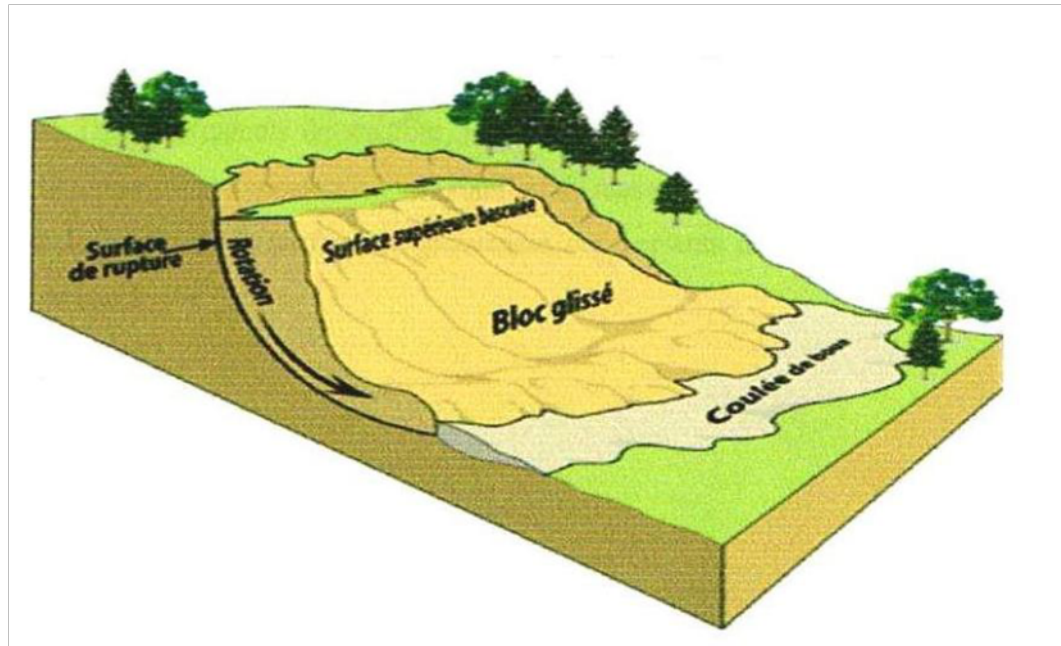


Figure 1.11 : Schématisation du phénomène de mouvement de terrain[13]

1. Glissement plan.

Ils se produisent lorsqu'existe une surface topographique pouvant guider une rupture plane : couche de caractéristiques médiocres, contact manteau d'altération - substratum (Fig.12). On en verra une application dans le cas des versants naturels.[19]

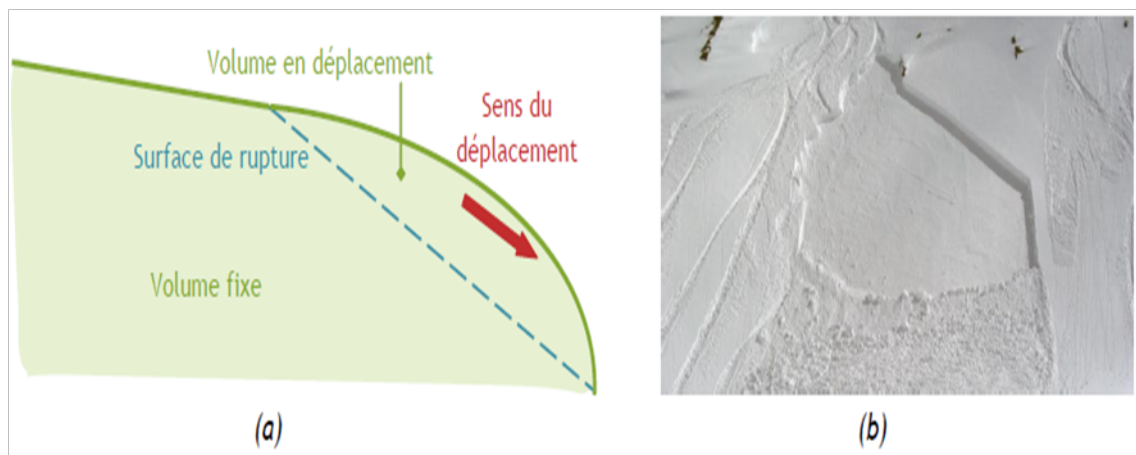


Figure 1.12 : (a) avalanche, (b) Schématisation du phénomène de glissement de terrain plan.[16]

2. Glissements rotationnels ou circulaires.

Ils sont caractérisés par un basculement de la masse glissée (Fig.1.13), le long d'une surface de rupture dont la forme est parfois assimilable à un cylindre à directrice circulaire c'est le cas en particulier des ruptures de remblais sur sols mous et de déblais en sols homogènes[19]

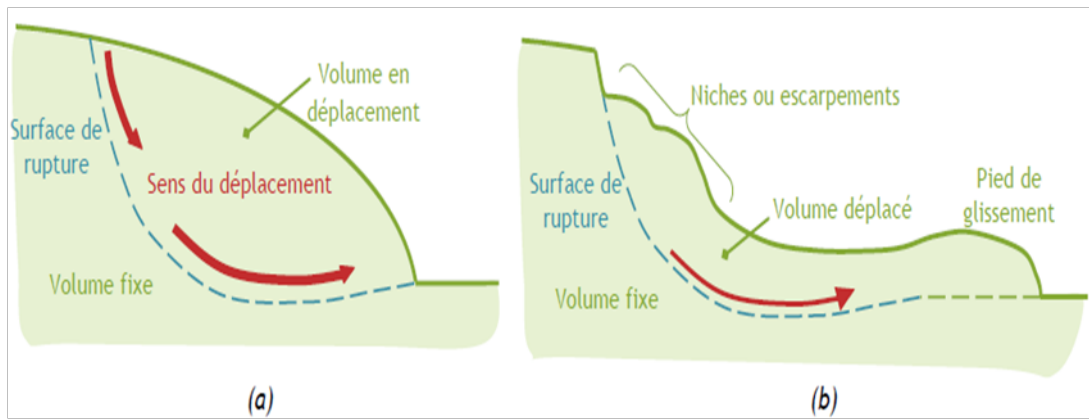


Figure 1.13 : Schématisation du phénomène de glissement circulaire (a) avant activation (b) après activation [16]

3. Glissement rotationnel complexe

Ce type de glissement est rare. Il s'agit de glissements multiples emboîtés les uns dans les autres, dus souvent à la suppression de la butée provoquée par le glissement précédent, ce qui entraîne des glissements successifs remontant vers l'amont. [20]

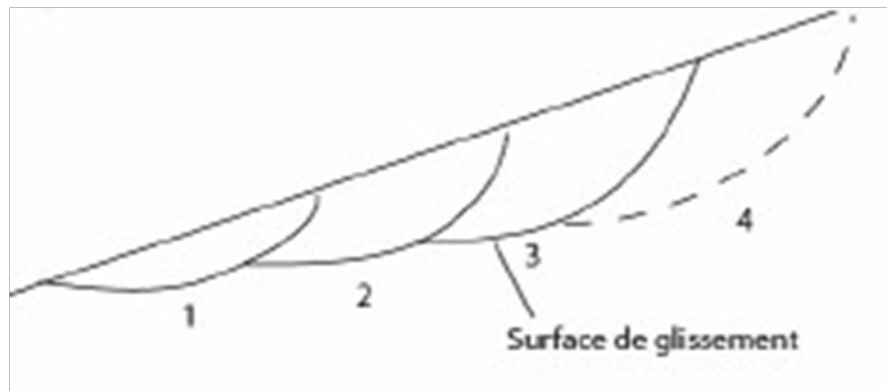


Figure 1.14 : Glissements successifs emboîtés

La combinaison circulaire est plus commune, elle est une approximation du cas en spirale logarithmique minimisant l'énergie. Les glissements purement plans sont rares, la rupture a alors lieu suivant une ligne bien définie (par exemple les avalanches). Cependant un glissement est souvent une combinaison des deux, répétée plusieurs fois dans les cas les plus complexes.

L'identification de quatre grandes classes de mouvements de terrain n'est pas exhaustive, d'autres existent, tels les écoulements boueux, mais ne seront pas le sujet de cette ressource.

Dans de nombreux cas, il existe une phase préliminaire d'activation du glissement souvent maintenue active par un ensemble de phénomènes. Une variation des conditions déclenche le glissement via des facteurs d'activation d'un glissement de terrain pouvant aussi pondérer la phase d'évolution antérieure.[16]

1.5.2 Forme d'un glissement de terrain

Lorsque les forces s'exerçant sur une pente (forces motrices) dépassent la résistance des matériaux constitutifs de cette pente (forces résistantes), celle-ci subit une rupture et un glissement de terrain se produit. La rupture de l'équilibre a pour origine soit l'augmentation des forces déstabilisantes, liées à la gravité, soit la diminution des forces résistantes (ou stabilisantes). Principe de base (schématique).

Un objet posé sur plan est soumis :

- à une force motrice $W\tau$ (composante parallèle au plan de son poids W) ;
- à une force résistance Ff (composante parallèle au plan du frottement entre l'objet et le plan).

Ff est proportionnel au produit :

- de la composante perpendiculaire au plan WN du poids de l'objet ;
- et de la tangente de l'angle de frottement α entre l'objet et le plan.

Lorsque $W\tau > Ff$ l'objet glisse sur le plan

Lorsque $W\tau < Ff$ l'objet est fixe

Lorsque $W\tau = Ff$ l'objet est en équilibre limite

Dans la nature les glissements de terrain peuvent se produire sur des surfaces de rupture : planes, circulaires, complexes.[14]

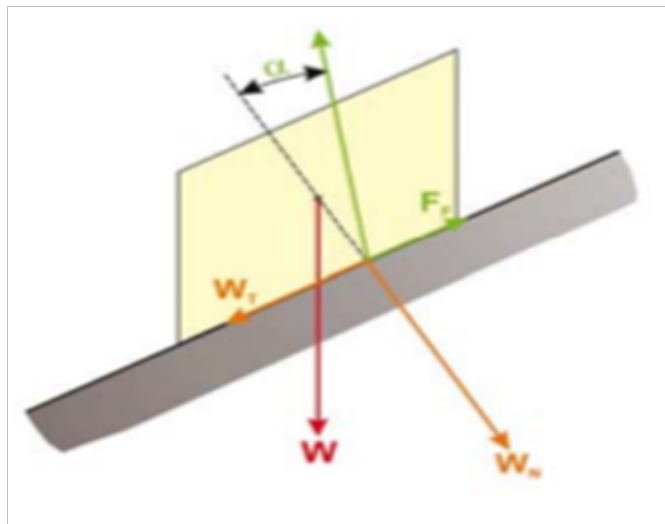


Figure 1.15 : Forme un glissement de terrain. [14]

1.5.3 Le processus du glissement de terrain

Une étude efficace doit nécessairement combiner l'approche géologique et l'approche mécanique : Si un versant est stable jusqu' à telle date, il faut rechercher le fait nouveau qui, peu de temps avant l'apparition des désordres, a modifié l'équilibre antérieur : on peut

découvrir ainsi des travaux de terrassement ou de construction, un déboisement intense, une pluviométrie exceptionnelle, un séisme. Mais le plus souvent, le fait nouveau n'a servi que de catalyseur. [17]

TAB. 1.1 : Classification selon l'évaluation de la vitesse moyenne[18]

Glissement	Vitesse de glissement
Sub-stabilisé, très lent	0 - 2 cm/an
Peu actif, lent	2 - 10 cm/an
Actif (ou lent avec phases rapides)	> 10 cm/an

TAB. 1.2 : Classification selon la profondeur de la surface de glissement[18]

Glissement	Surface de glissement
Superficiel	0 - 2 m
Semi profond	2 - 10 m
Profond	> 10m

1.5.4 Glissement rocheux

1.5.4.1 La rupture plane simple

la masse en rupture est limitée par un plan de discontinuité ; le mouvement se produit dans la direction du vecteur pendage de cette discontinuité. [18]

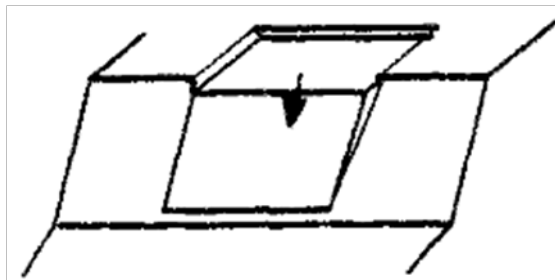


Figure 1.16 : Rupture plane simple[18]

1.5.4.2 la rupture en dièdre le long d'un plan

la masse en rupture est délimitée par deux discontinuités qui s'intersectent ; le mouvement a lieu dans la direction du vecteur pendage d'un seul des deux plans ; il y a un décollement sans action mécanique le long de l'autre plan.[18]

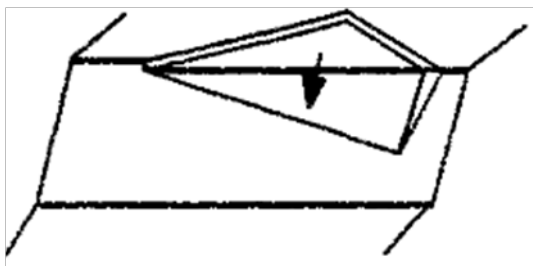


Figure 1.17 : Rupture en dièdre le long d'un plan [18]

1.5.4.3 la rupture en dièdre vrai

la masse en rupture est délimitée par deux discontinuités qui s'intersectent ; le mouvement a lieu dans la direction du vecteur pendage de l'intersection des deux plans ; la masse s'appuie simultanément sur les deux plans lors du glissement.



Figure 1.18 : Rupture en dièdre vrai [18]

1.5.4.4 la rupture par basculement de blocs

la masse en rupture est découpée en blocs résultant de la combinaison de deux discontinuités se répétant un nombre fini de fois, et formant, à la base, une surface en escalier ; le mouvement a lieu dans la direction d'un seul des plans ; il allie le basculement d'un ensemble de blocs supérieurs et le glissement d'un ensemble de blocs inférieurs le long de la surface de rupture.[18]

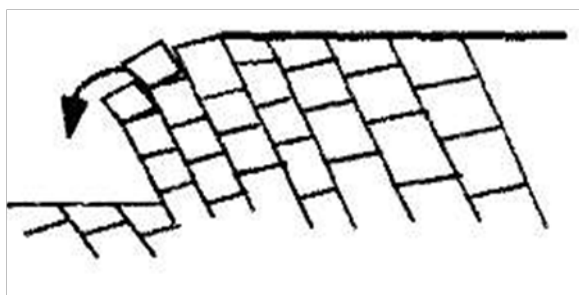


Figure 1.19 : Rupture par basculement du bloc[18]

1.5.4.5 la rupture sur une surface en escalier

la masse en rupture est limitée par une surface en escalier résultant d'une combinaison de deux discontinuités se répétant un nombre fini de fois ; le mouvement a lieu par

glissement dans la direction du vecteur pendage d'un seul des deux plans.

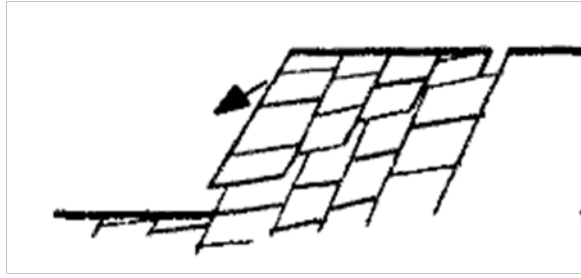


Figure 1.20 : Rupture sur une surface en escalier[18]

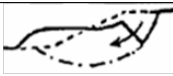
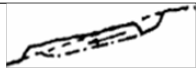



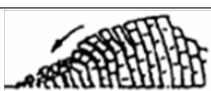
1.5.4.6 rupture bilinéaire (type Cox-Cytovitch)

la masse en rupture est limitée par deux discontinuités, exprimées une seule fois chacune ; elle est de plus découpée en deux blocs par une discontinuité verticale, hypothétique ou non, passant par le point d'intersection des deux premières ; le mouvement a lieu suivant la direction du seul plan de discontinuité qui s'intersecte le talus, favorisé par le glissement du bloc arrière sur le second plan de discontinuité



Figure 1.21 : Rupture bilinéaire (type Cox-Cytovitch).[18]

TAB. 1.3 : principales classes et types de déstabilisation sur les versants en fonction des terrains concernés [20]

Classes	Types	Schéma	Terrains concernés	Remaniement interne	Vitesse moyenne
Glissements de terrain (sens strict)	Glissement circulaire (loupe)		Roches peu cohérentes - marnes - alluvions - moraines	Plutôt faible	Quelques cm à quelques m par jour Discontinu (saisons)
Glissements de terrain (sens strict)	Glissement Plan		Roches peu cohérents - marnes - alluvions - moraines	Plutôt faible	Quelques cm à quelques m par jour Discontinu (saisons)
Glissements de terrain (sens strict)	Glissement De niveau D'altération		Altérites	Plutôt fort	quelques m par jour Discontinu (saisons)
Coulées	Coulées de solifluxion		Roches meubles	Plutôt fort	Plusieurs m par seconde variable (selon fluidité)
Ecrolements	Ecrolements d'aval pendage		Roches cohérentes Stratifiées ou non	Plutôt fort	Déclenchement très rapide Très rapide Chute en quelques secondes
Fauchage			Roches cohérentes Stratifiées ou non	Variable selon le stade	Très lent quelques cm par an

1.6 Conclusion

A l'instar de ce qui a été développé dans ce chapitre, il se dégage que les mouvements de terrain sont des ennemis redoutables, dans la mesure leurs caractères imprévisibles et violents représentent un danger pour la vie humaine et biens. Dans ce cadre et à travers notre recherche sur ce phénomène il ya deux types de mouvements bien distincts et qui sont les mouvements lents et rapides. Ces dégâts se distinguent sous forme de plusieurs pathologies où les critères de constructions peuvent jouer un rôle important dans la vulnérabilité du cadre bâti face au risque du glissement de terrain. A partir de l'inventaire des différents mouvements de terrain reconnus dans les deux secteurs d'étude, une classification synthétique est établie. Elle permet d'évaluer le comportement des deux versants étudiés en termes de vitesse de propagation des différents aléas que sont : les chutes de blocs, les écroulements, les glissements rocheux et les glissements de sols. Ces vitesses de propagation varient depuis des vitesses extrêmement rapides.

Chapitre 2

Contexte de la mine de Djebel Onk

1. Introduction
 2. Géologie Régionale
 3. Géologie locale
 4. Conclusion
-

Chapitre 2

Contexte de la mine de Djebel Onk

2.1 Introduction

La Société des mines de phosphate SOMIPHOS spa (SOMIPHOS), une société basée en Algérie, spécialisée dans la prospection et l'exploitation minières et d'évaluer les ressources minérales des gisements de phosphate.

Les phosphates de la région de Djebel El Onk, au Sud-Est de l'algérien, font partie d'un vaste ensemble de gisements phosphatés formés à la période Fini Crétacé-Eocène sur les rives Sud et Sud- Est méditerranéennes.

2.2 Géologie Régionale

2.2.1 Situation géographique des gisements de Djebel-Onk

Le gisement de Kef-Essnoun, objet de notre étude, fait partie du bassin phosphaté de Djebel El Onk. Ce dernier est situé au Sud – Est de l'Algérie, à 100 km de la Wilaya de Tébessa et à 20 km de la frontière Algéro – Tunisienne, sur la route qui relie Tébessa à El Oued. Il constitue la limite géographique naturelle entre les hauts plateaux

Constantinois et le domaine Saharien.

Les terrains sont semi-désertiques à faible population [21, 22]

Ces coordonnées LAMBERT sont :

X= 981,500 ----- 984,500

Y= 165,000 ----- 170,000

La région de Djebel Onk est subdivisée en 5 secteurs miniers :

- Gisement de Djemi Djema, (Sud du massif du Djebel Onk) ;
- Gisement de Kef Essnoun, (Sud du massif du Djebel Onk) ;
- Gisement de Djebel Onk Nord, (nord du centre minier de Djemi Djema) ;
- Gisement d'Oued Betita, (Sud-est du centre minier du Djemi Djema) ;

- Gisement de Bled El Hadba, (Sud-est de Djebel Onk).

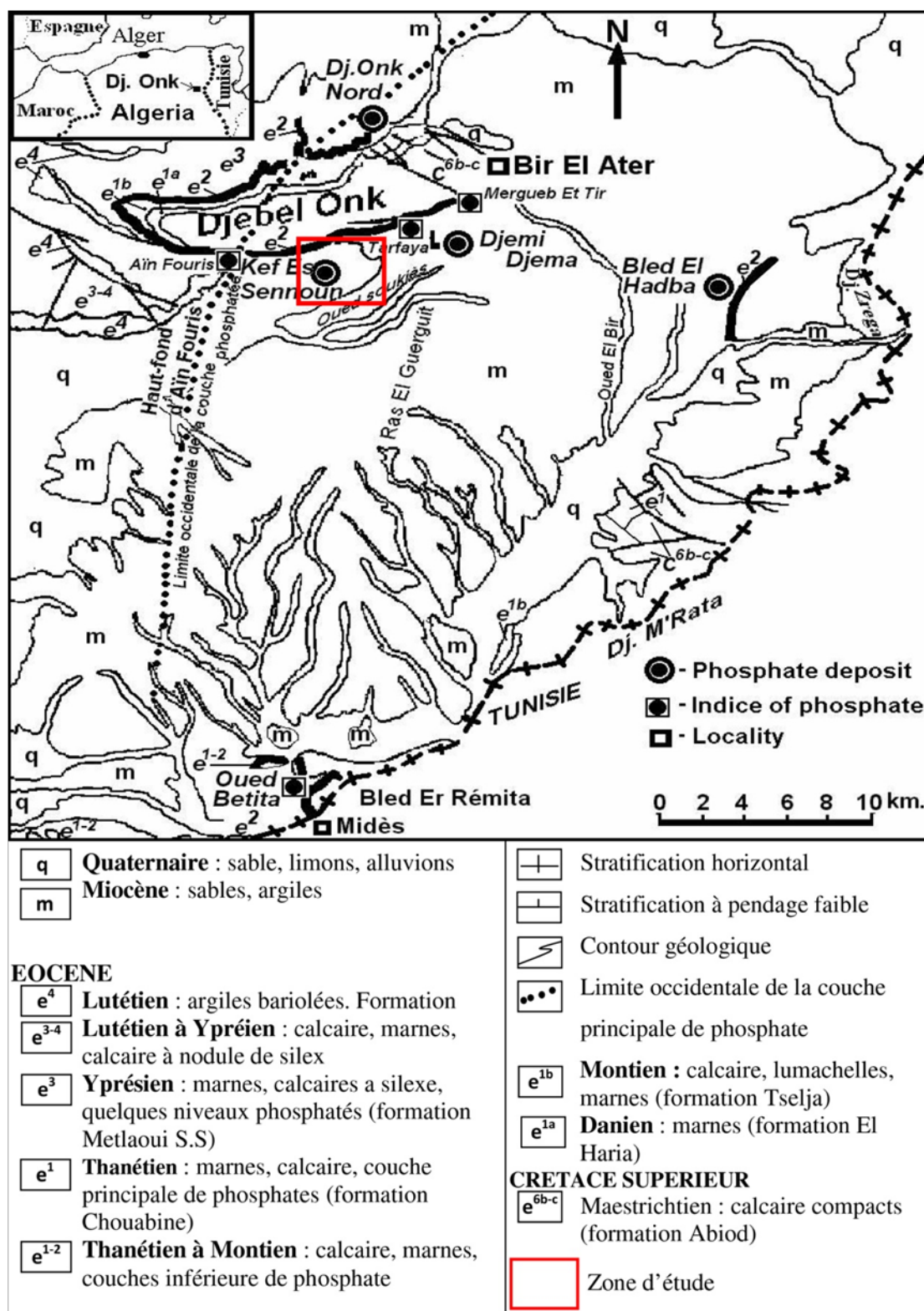


Figure 2.1 : Carte de situation géographique de Djebel-Onk[23]

2.2.2 Historique et méthodologie des recherches géologique au Djebel

Les phosphates Algériens ont été découverts à Boghari par Ph. Thomas (1873), un peu avant les phosphates de Gafsa (1855). Dans la période 1906 / 1907, Joleau a découvert le gisement de Djebel El Onk avec la mise en évidence de deux couches phosphatées dans un ravin de l'Oued de Djemi – Djema au Sud de Djebel El Onk.[24]

En 1912, Dessert a présenté les premières informations sur les gisements phosphatés Algériens avec des coupes lithologiques détaillées des gisements de la zone de Djebel El Onk. La prospection systématique a été débutée par « la compagnie des Phosphates de Constantine »[25], en 1930 et avait confirmé l'existence des réserves considérables, ce qui amené à la création de la société de Djebel El Onk (S.D.O), en 1936 ; mais l'éloignement de la mer, la désertification de la région, le manque de l'eau et de l'énergie et les méthodes de l'exploitation reflètent une exploitation irrationnelle. La connaissance sur la géologie régionale et des gisements progresse avec les études de R. Laffitte (1939), L. Cayeux (1939 – 41 – 50)[26, 27]. En 1951, L. Visse a étudié le gisement de phosphate du Djebel Djemi – Djema dont il reprend avec beaucoup de détails la stratigraphie et évalue les réserves (110 Mt de minerai à 24.80 – 25.20 % P₂O₅, soit 54 – 55 % BPL, pour un total de 600 Mt dans toute la zone de Djebel El Onk. A partir de 1960, dans le cadre de l'industrialisation de l'Algérie (plan de Constantine)[28], le projet d'exploitation des phosphates devient prioritaire. De 1961 à 1963, des essais de prospection radiométrique aéroportée effectués au – dessus du gisement du Djebel El Onk pour tester la méthode utilisée avec succès par le BRGM dans l'Atlas Tellien le long des affleurements de l'Eocène (Vogt et Belhadj, 1963)[29]. Les études ont été reprises par Ranchin (1963) qui avait établi les cartes géologiques à l'échelle 1 / 5000. De 1971 à 1974[30], les travaux de recherches et de prospection sur les phosphates de l'Est Algérien ont été relancés par la SONAREM en s'appuyant sur un levé aéro – radiométrique (Rudowicz, 1975). De 1985 à 1987, L'E.N. FERPHOS a confié à l' EREM des travaux de recherche et d'évaluation des ressources en phosphate de tous les gisements potentiels de la région de Djebel El Onk, ces importants travaux, réalisés avec la coopération soviétique, ont vu en particulier la réalisation de 97 sondages carottés, totalisant 10732 m de série[31].

2.2.3 Stratigraphie

La stratigraphie de la région de Djebel El Onk a été établie par Visse (1952). La série sédimentaire affleurant est exprimée par une succession stratigraphique allant du Crétacé Supérieur (Maestrichtien) à l'Eocène moyen (Lutétien), surmontée par une série sablo – argileuse continentale datée du Miocène et du Quaternaire [28].

- **Crétacé**

Ce sont les sédiments les plus anciens au cœur de l'anticlinal de Djebel El Onk tectoniquement très accidentés. Seuls les dépôts du Maestrichtien y affleurent. Les

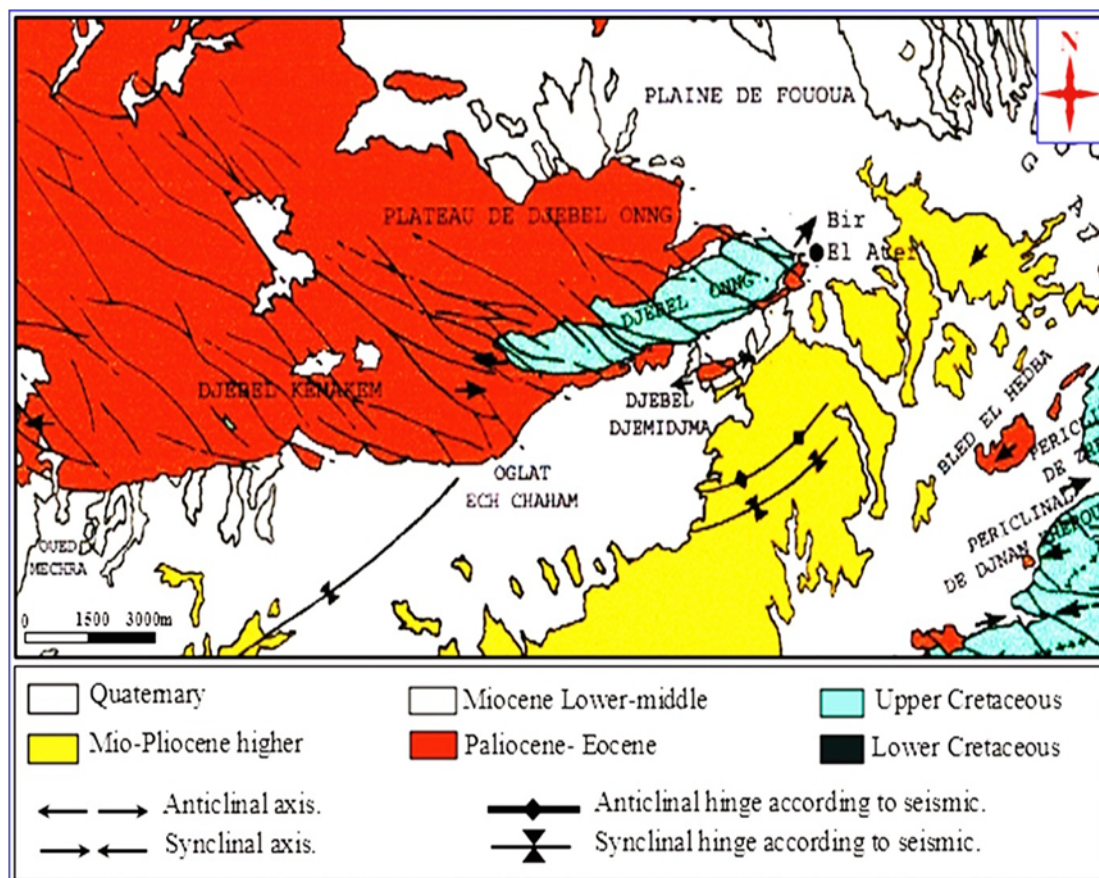


Figure 2.2 : Carte géologique de la zone d'étude[32]

sédiments de cet âge, au cœur de Djebel El Onk, sont représentés par des calcaires à silex et des intercalations de marnes (de 5 à 10 m). Ils représentent à leur partie supérieure, une surface taraudée, rubéfiée, facilement repérable dans la topographie.

• Paléogène

Ce sont des sédiments marins représentés par des calcaires, des phosphates et de gypse, dans la région, le Paléogène atteint d'assez grandes épaisseurs de 350 m, les variations lithologiques et les restes des organismes ont permis d'identifier les subdivisions stratigraphiques suivantes :

– Danien

Il est différent du Crétacé, il est conventionnellement adopté au contact calcaire Maestrichtien série argilo – marneuse. Cette différence lithologique est présentée par une subdivision en deux séries distinctes, où on note la séparation entre le Danien supérieur et le Danien inférieur. L'épaisseur totale du Danien est d'environ 100 m.

* Danien inférieur

Il est représenté par des argiles marneuses schisteuses, de couleur grise foncée à brun vert, intercalé par des marnes dures et irrégulières. L'ensemble est traversé par des filons de gypses de différentes orientations.

* **Danien supérieur**

Il est formé par des calcaires durs blancs, très fins souvent à cassure conchoïdale, avec des intercalations de marnes tendres, argileuses et schisteuses. Dans la partie supérieure du Danien, on note la présence d'un banc caractéristique de 1 à 2 m d'épaisseur, formé de calcaire beige à lumachelle surmontés par des marnes en plaquettes blanches. C'est dans cet étage qu'apparaissent les premiers minces niveaux (10 à 30 cm) de marne phosphatée.

– **Montien**

Cet étage est marqué par la présence d'une série de calcaire, calcaires détritiques, calcaires à lumachelle avec des intercalations de marne et dolomie, ces sédiments se caractérisent par une absence ou une faible quantité de silex. Les huîtres sont abondantes, en bancs gris à noire. Les *Ostera*, *Ostera offdigitilina* du bois, *Pittor*, sont des espèces caractéristiques.

– **Thanétien**

C'est l'horizon porteur de la minéralisation. Il est visible sur le flanc de l'anticlinale de Djebel El Onk avec une épaisseur de 72 m. Il se subdivise en deux parties :

* **Thanétien inférieur**

Caractérisé par des schistes marneux irrégulièrement intercalés de calcaire. Ces schistes sont de couleur grise foncée à noir. Dans la partie supérieure du Thanétien inférieur apparaissent des intercalations phosphatées atteignant jusqu'à 2 m d'épaisseur, et très riche en matière organique surmontées par des calcaires et des marnes à gros gastéropodes. La puissance varie de 30 à 40 m.

* **Thanétien supérieur**

il débute par un niveau dolomitique à gastéropodes, sous – jacent à une couche phosphatée de 30 m d'épaisseur en moyenne à Djebel El Onk et à Bled El Hadba, et qui diminue jusqu'à la disparition vers le Nord, l'Ouest et le sud de ce gisement se termine généralement par un niveau lumachellique. La limite entre le Thanétien et l'Yprésien est obtenue seulement par le changement du faciès phosphaté à celui de calcaire marneux à une épaisseur de 0 à 50 m.

– **Yprésien**

Il repose directement sur les dépôts du Thanétien et affleure dans la carrière de Djemi – Djema et au Nord du Djebel El Onk, il a une épaisseur de 32 m, on note :

* **Yprésien inférieur**

Il est représenté à la base, par des conglomérats marquant la limite avec

le Thanétien et sous – jacent une couche à alternance de calcaire, marne, dolomie et de la couche phosphatée. On note la présence de couches minces de silex dans les calcaires. L'épaisseur moyenne de l'Yprésien inférieur est de 30 m au maximum.

* **Yprésien supérieur**

Il est constitué par l'alternance de calcaires, calcaire dolomitique et marnes, sa puissance est de 2 à 3 m.

– **Lutétien**

Les formations de cet étage recouvrent en concordance les séries Yprésiennes ; elles sont répandues dans la région de Djebel El Onk, on distingue :

* **Lutétien inférieur**

Il est marqué par un changement de faciès où les marnes remplacent le calcaire, il est assez riche en matière organique.

* **Lutétien supérieur**

Il est représenté par une alternance de marnes blanches et d'argiles, il est caractérisé par la présence de gypse, son épaisseur peut atteindre 100 m, ce type de faciès termine le cycle de la sédimentation marine Tertiaire inférieur (Paléogène).

– **Miocène**

– Il est représenté par un complexe de roches terrigénèses composées de conglomérats, d'argiles, de sables et de schistes. Le Miocène est subdivisé en trois unités de bas en haut.

* **Miocène inférieur**

Il est formé de conglomérats, de sable à gros grains et sables blancs à grains moyens avec de minces couches d'argiles silteuse. Sa puissance est de 200 m.

* **Miocène moyen**

Il est constitué d'argile marron, d'argile à structure schisteuse, brune, la puissance est d'environ 100 m.

* **Miocène supérieur**

Il est constitué de roches sablo argileuses, grès à bancs de graviers et contenant de gros blocs arrondis.

– **Quaternaire**

Les formations Quaternaires couvrent de vastes surfaces dans la région ; elles sont essentiellement représentées par des éboulis, de dépôts sableux éoliens, fluviaux et des dépôts alluviaux.

2.2.4 Climatologie

La zone d'étude de Djebel El Onk a un climat de transition entre celui de la région semi-aride de Tébessa et celui de la région sub-aride de Négrine.

2.2.5 Température

Sur une moyenne de 5 années, les températures ont la même évolution, en hiver elles fluctuent autour de 7 °C. La température augmente progressivement à partir du mois de Mai, jusqu'à atteindre des niveaux très haut (45°C) en été, et diminue progressivement en automne.

2.2.6 Pluviométrie

Les précipitations durant le mois d'été sont extrêmement rares. Les périodes sans pluies pendant plus d'un mois sont fréquentes. Les périodes pluvieuses varient entre 66 et 107 jours / an, tandis que les précipitations sont de l'ordre de 200 à 400 mm/an. Les orages sont importants et fréquents particulièrement durant le mois d'Août et de Septembre. La neige et le gel sont rares, mais la température descend souvent en dessous de 0°C en hiver.

2.2.7 Les vents

Dans la région les vents dominants ne sont pas dirigés vers les habitations, ils soufflent du secteur 0 et 0.N-0, une dominante secondaire provient du S.S-E. La vitesse moyenne des vents est comprise entre 1 et 3m/s.

QUATERNAIRE			Eboulis et formations alluvionnaires sableuses
MIOCENE	SUP (350m)		Sables, grès à grains grossiers
	MOY (250m)		Argiles, schistes argileux de couleur marron, bronze avec intercalation de sables blancs
	INF (100m)		Sables fins blancs avec des couches de grès et argiles
LUTETIEN	SUP (100m)		Gypses avec interlits de marnes (évaporites)
	INF (40m)		Calcaires et dolomies avec géodes de quartz
YPRESIEN (70m)	SUP		Calcaires et dolomies avec silex
	INF		Calcaires avec lentilles de silex et calcaire phosphaté
THANETIEN (80m)	SUP		Phosphates pseudolithiques, coprolithiques, gris et noirs
	INF		Marnes sombres schistifiées
MONTIEN (100m)			Minéralisation en Baryto-Célcéitine Calcaires avec bancs à Ostrea
DANIEN	SUP (80m)		Alternance de calcaires et de marnes claires
	INF (35m)		Argiles noires avec fibre de gypse
MAESTRICHTIEN SUPERIEUR (200 m)			Calcaires, calcaires noduleux de couleur blanche

Figure 2.3 : Colonne stratigraphique de la région de Djebel Onk –Algérie orientale –[21]

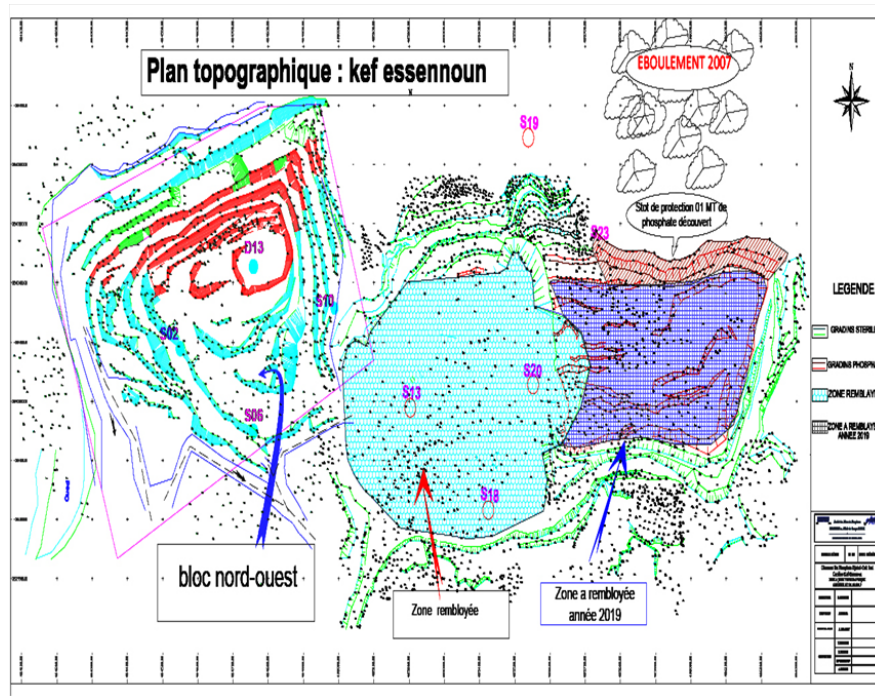


Figure 2.4 : Plan topographique de la mine de kef- Essenoun 2019[33]

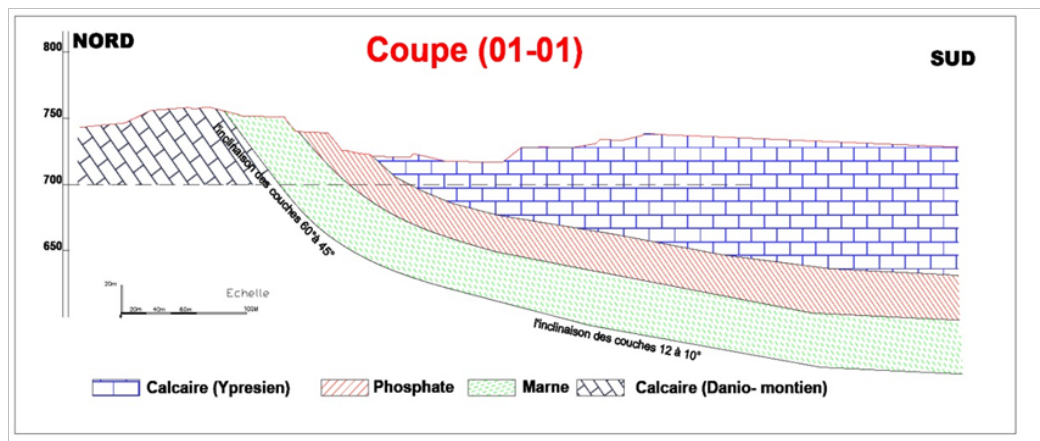


Figure 2.5 : Coupe côte Nord-ouest du kef-Essenoun[33]

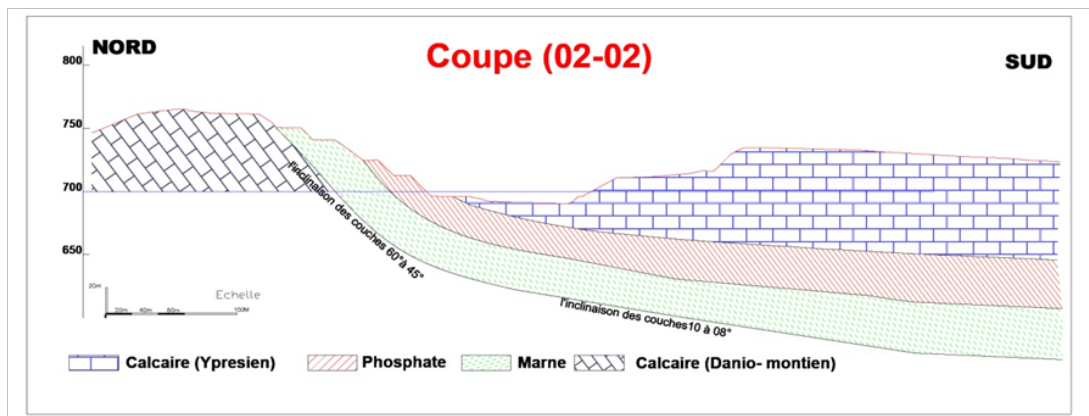


Figure 2.6 : Coupe côte Nord-ouest du kef-Essenoun[33]

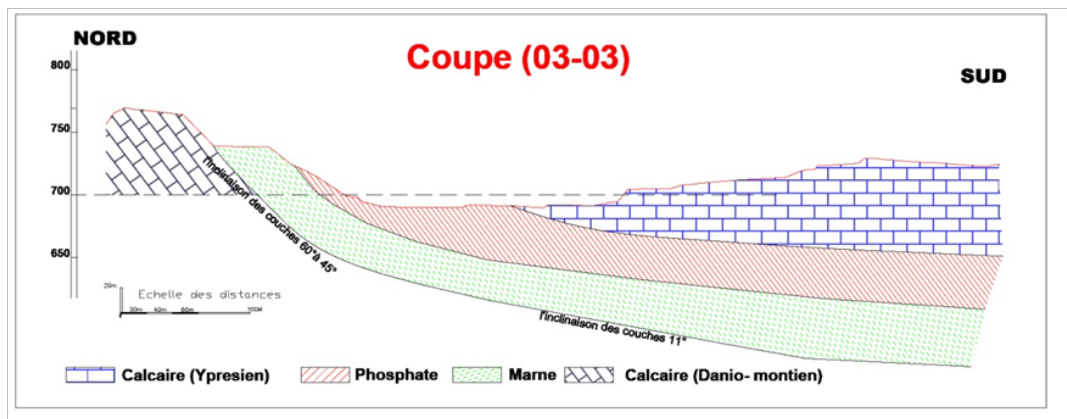


Figure 2.7 : Coupe côte Nord-ouest du kef-Essenoun[33]

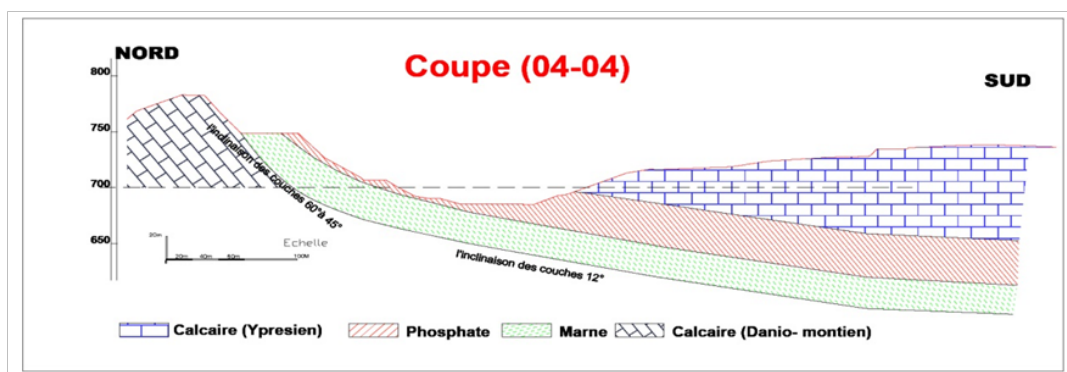


Figure 2.8 : Coupe côte Nord-ouest du kef-Essenoun[33]

2.2.8 Tectonique

La région de Djebel Onk appartient à l'extrémité orientale de l'Atlas Saharien (Ranchin, 1963). La série supérieure à l'Eocène du bassin de Djebel Onk – Gafsa - Mélaoui est structurée en une suite d'anticlinaux et de synclinaux dissymétrique, généralement faillés dans leurs flancs, d'axe le plus souvent SW – NE, et décrochés par des accidents transverses N 120° à N 140° E.

Les anticlinaux de Djebel Onk, Djebel Djemi – Djema et Oued Bétita sont localisés à la bordure de la flexure Sud – Atlasique qui correspond à une zone d'affleurement entre le domaine Atlasique mobile et la plate – forme Saharienne stable, ils appartiennent à la branche Nord de la flexure Sud Atlasique de direction E – W.

L'anticlinal de djebel Onk prolonge des monts de Nememcha jusqu'à l'Est en périclinale sous les formations du Miocène d'une direction E – NE, cet anticlinal est asymétrique au flanc méridional avec un pendage de 80° et flanc septentrional de 10°.

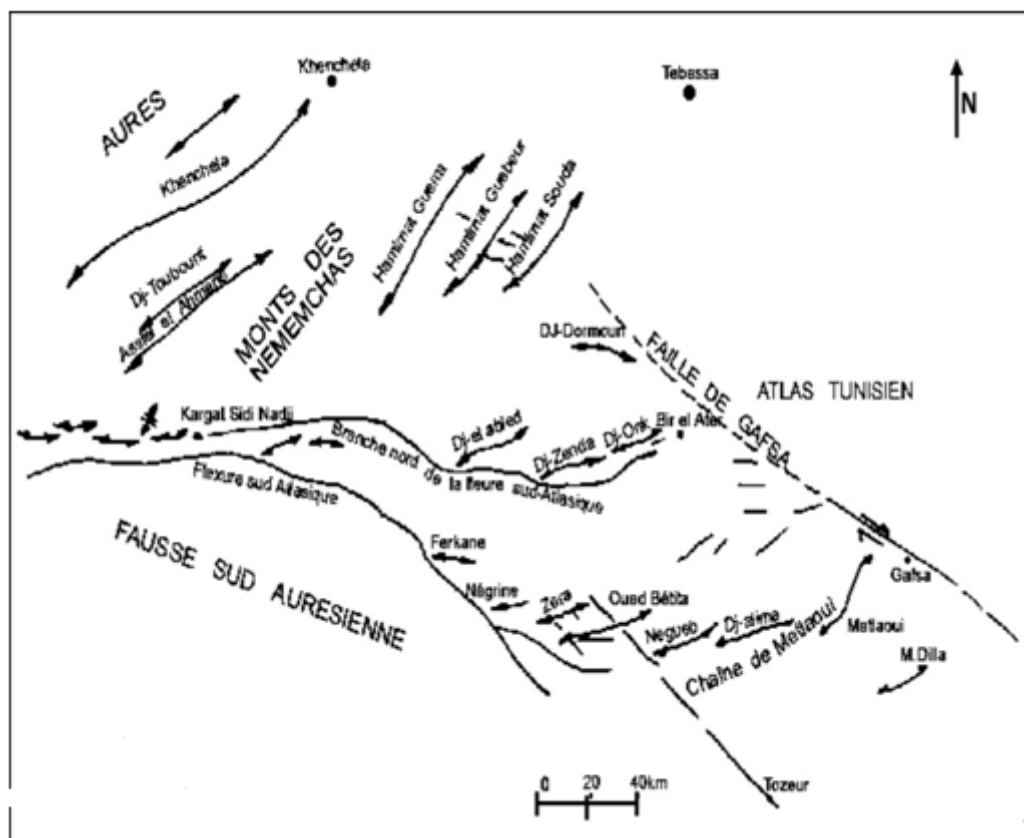


Figure 2.9 : Carte structurale de la région de Djebel Onk à l'intérieur du bassin de Gafsa –Mélaoui[34].

Trois phases tectoniques d'ampleur très inégales ont marqué leur empreinte sur la région de Djebel Onk :

1. Tectonique Paléocène – Eocène (syngénétique)

Une phase compressive NW – SE contemporaine à la sédimentation Paléogène, s'exprime par des ondulations et des failles syngénétiques. Cette tectonique précoce induit des lacunes de sédimentation dans la série Paléocène – Eocène et a conduit à l'édification des dispositifs paléogéographiques en Hauts fonds et sillons qui vont contrôler la sédimentation des phosphates. Ces déformations précoces peuvent être liées à la montée diapirique des évaporites triasiques, notamment au Paléocène – Eocène.

2. Tectonique post – Eocène moyen et anté – Miocène

Contemporaine à l'émergence de la série au Lutétien supérieur, La phase majeure des plissements des Aurès et des déformations distensives transverses (N120° à N150°) induisant un début de destruction de la série Crétacé Supérieur à Eocène en petits horsts et grabens, allongés suivant la direction N170°E qui vont être affectés par la pénéplanation et l'érosion différentielle anté – Miocène. Ces plissements sont, en majorité, antérieurs aux dépôts des sables Miocènes. C'est à la faveur de cette phase tectonique qu'apparaît l'anticlinal de Djebel Onk [35].

3. Tectonique tardi – Miocène, post – Burdigalienne, à Pliocène – Pléistocène

C'est la phase majeure du plissement de l'Atlas Tunisien. Les plissements de la série Crétacé supérieur – Paléocène – Eocène et Miocène en grandes structures antiformes et synformes rejoignent en horsts et grabens dans les structures antérieures, ils forment vers le Sud-est sur le flanc inverse des méga plis de Djebel Onk et Djemi – Djema (comportement en dressants). Cette tectogénèse est responsable de la structure actuelle de la région de Djebel Onk.

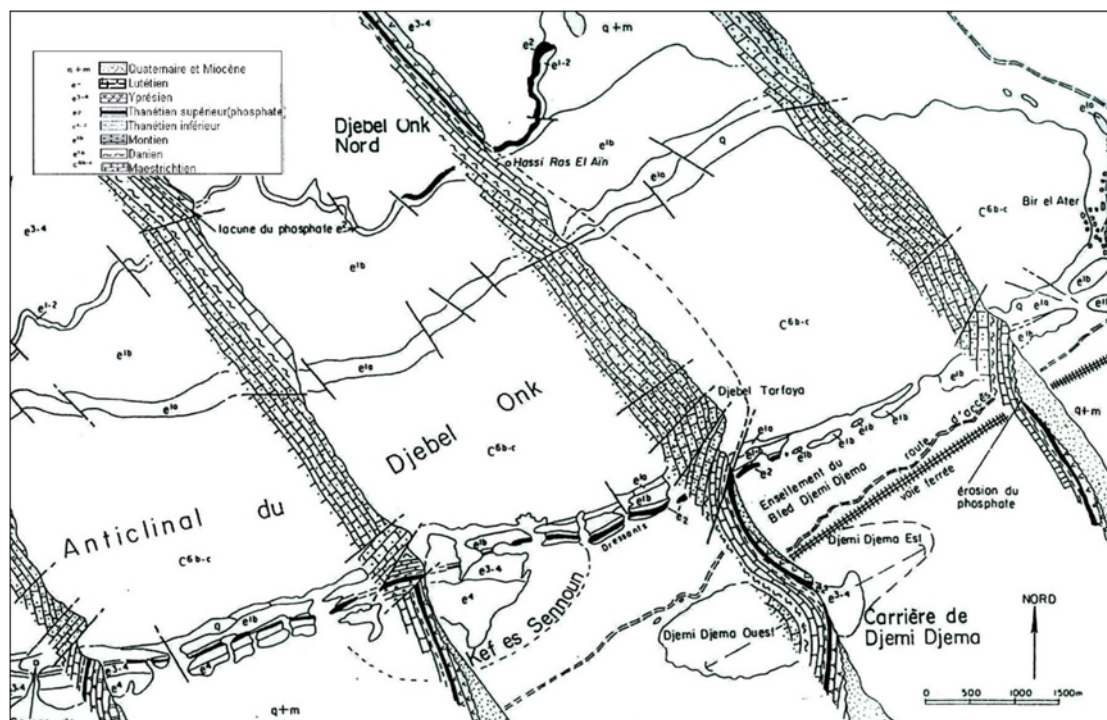


Figure 2.10 : Coupes stratigraphiques et structurales des flancs Nord et Sud du Djebel Onk [21].

2.2.9 Paléogéographie

Au paléocène supérieur – Eocène inférieur, la région de Djebel Onk appartenait à la partie occidentale du bassin de Gafsa – Mélaoui – Djebel Onk. Il se différencierait cependant par une subsidence plus marquée, ce qui explique le tonnage énorme de phosphate accumulé, mais aussi les teneurs moyennes en phosphates tricalciques plus faibles que celles enregistrées dans le gisement de Mélaoui (G.Ranchin, 1963). Ce sillon, occupé par une mer épicontinentale peu profonde, était situé entre l'île ou dôme de Kassarine au Nord, le môle de Djeffera au Sud et le haut fond de Djebel Fouris à l'Ouest. La région a connu au cours de l'histoire géologique de la région, plusieurs étapes de développement bien marquées dans les sédiments :

- Période de sédimentation marine

Cette période de sédimentation qui débute à la fin du développement du bassin géosynclinal couvrant l'Afrique du Nord et allant du Maestrichtien à l'Eocène supérieur.

Le Maestrichtien se caractérise par une subsidence lente et une sédimentation calme. A la limite entre le Maestrichtien et le Danien, on note un changement de faciès, précurseur de mouvements orogéniques mettant fin au cycle de sédimentation géosynclinal. La profondeur du bassin diminue alors d'une manière brusque, ce qui reflète dans les roches par une sédimentation argilo-carbonaté qui dure pendant tout le Danien.

Le Montien est une période de lente subsidence et de sédimentation assez calme. La mer est alors peu profonde, les bancs d'huîtres s'y déposaient en masse et ils sont caractéristiques pour les eaux peu profondes.

Au Thanétien inférieur, la profondeur du bassin a de nouveau diminué. On a alors un apport important de substance argileuse et des sédiments argilo-marneux qui indique une fermeture progressive du domaine de sédimentation et une tendance régressive de régime marin. Par contre, le Thanétien supérieur se caractérise par un apport considérable de sédimentation phosphatée qui témoigne d'une réouverture du domaine sédimentaire et du retour des influences transgressives. A la fin de sédimentation phosphatée principale, une phase régressive se produit à nouveau, elle est matérialisée par des remaniements de phosphate, puis localement par un horizon conglomératique à galets de dolomie formé en milieu marin sans indice d'émersion.

La présence de dolomie est l'indice d'une saturation de l'eau de mer proche des conditions qui permettent le dépôt des faciès à évaporites. Elle souligne le caractère régressif de ces faciès phosphatés (Ranchin, 1963). Cette phase régressive est suivie, régionalement, par la transgression yprésien (calcaire à silex) qui déborde largement les limites des formations précédentes. Au Lutétien, on note une lente diminution de la profondeur du bassin, ce qui a conduit à la formation de haut-fond et de lagunes et au dépôt d'évaporites. Les variations d'épaisseur, ainsi que l'homogénéité ou l'hétérogénéité de la couche phosphatée elle-même traduisent cette paléogéographie diversifiée. Ainsi, la couche de phosphate, calée entre les marnes noires du mur et les dolomies du toit, est la plus épaisse au niveau des gisements de Djemi-Djema (30 m) et de Kef Essenoun (proche de 50 m) qui caractérisent le sillon subsidant.

- Période de sédimentation continentale

A partir du Lutétien supérieur, les terrains s'émergent. L'Oligocène n'a pas laissé de traces du fait de l'érosion anté-miocène. Alors que le Miocène-Pliocène fut une période d'intense sédimentation continentale marquée par les sables, les argiles et les conglomérats. Tandis que le Quaternaire se caractérise par les produits d'érosion qui se déposent sur les flancs et les vallées. Ce sont les colluvions, les alluvions et

les éboulis de pente. Des traces d'une glaciation au Pléistocène de courte durée très nette sont bien conservées au Djebel Onk.

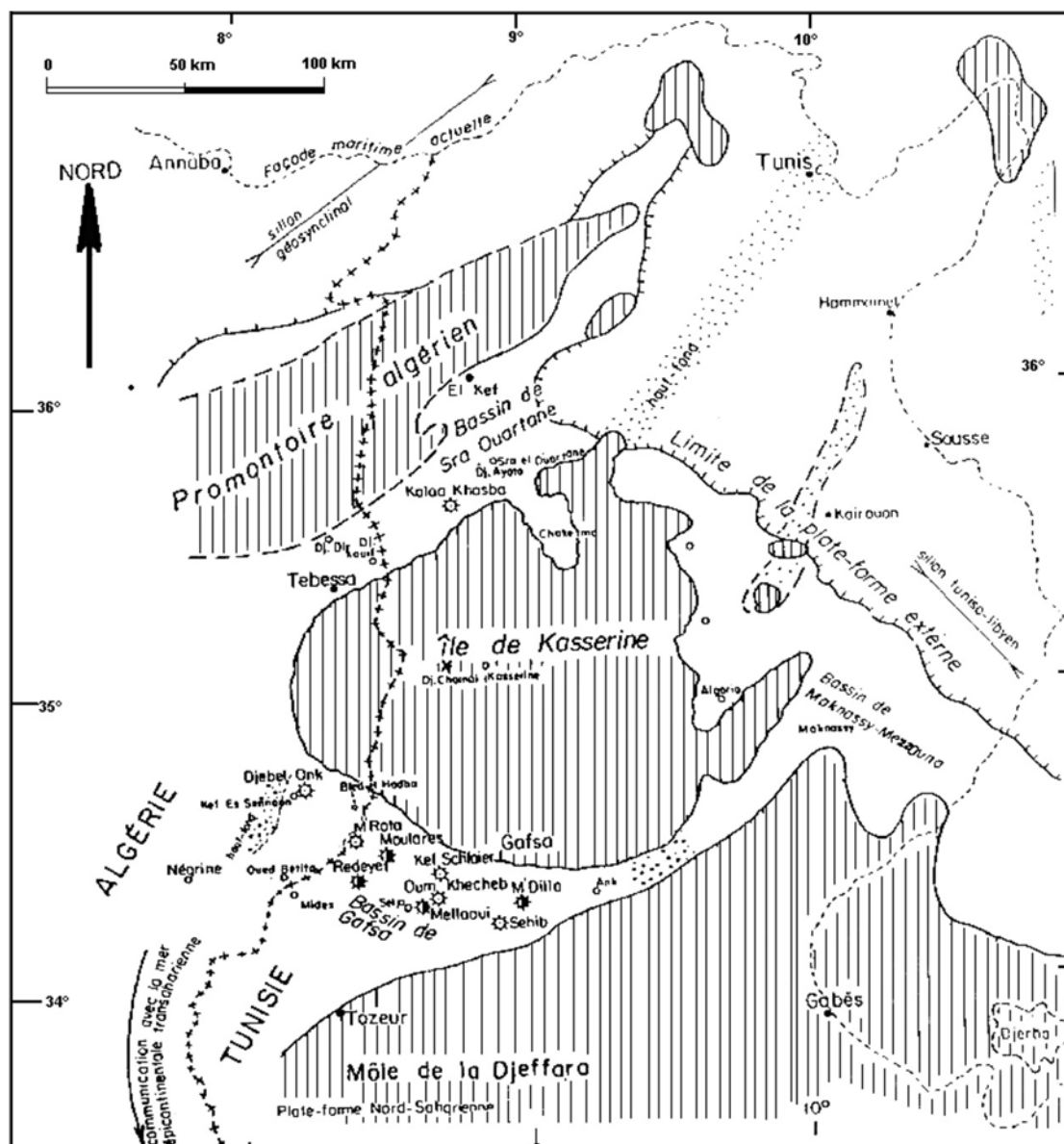


Figure 2.11 : Situation paléogéographique des gisements de phosphate de la région de Djebel Onk à l'intérieur du bassin phosphaté Gafsa – Métlaoui – Onk [36, 37, 38, 39]

2.3 Géologie locale

2.3.1 Situation géographique de Kef Essnoun

Il se situe à 2 km à l'ouest du gisement de Djemi – Djema. Topographiquement, la zone du gisement, est située au pied de Djebel Onk, constitue un plateau descendant en pente douce vers le Sud. Ses coordonnées sont : X=951.500, Y= 168.00 à 170,00

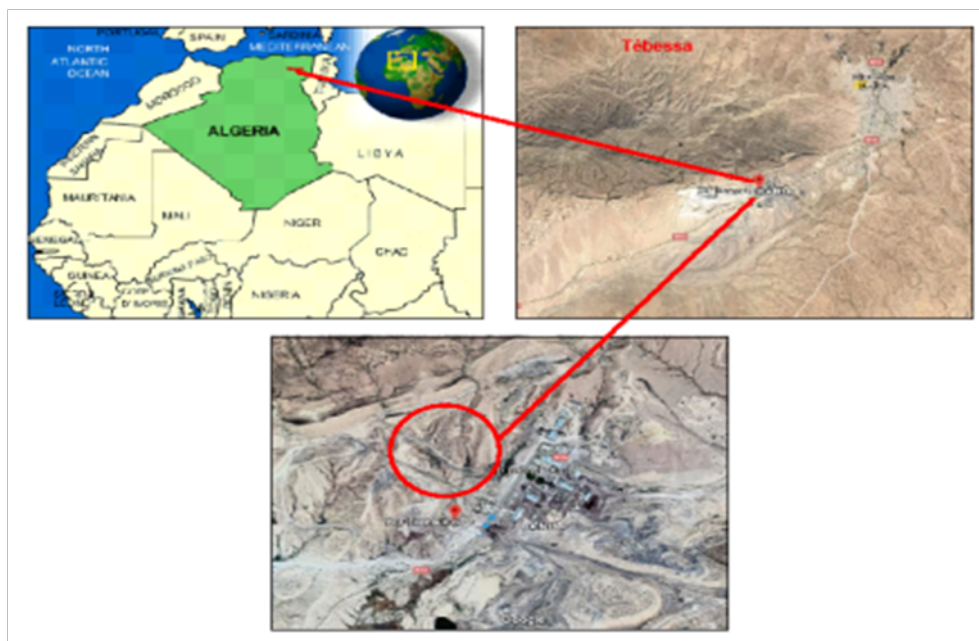


Figure 2.12 : Carte de localisation de la zone d'étude

2.3.2 Historique de la mine de phosphate de Kef-Essenoun Djebel El Onk

Le gisement de Kef-Essenoun a été reconnu en détail par l'EREM au cours de l'année 1986, grâce à de 32 sondages carottés notés S_2 à S_{33} réalisés selon une maille de (250*300) m.

En outre l'EREM a réalisée dans la zone dressant de Kef-Essenoun 22 tranchées notés T22 à T44.

Des données plus anciennes concernant la zone de Kef Es-sennoun proviennent des recherches réalisées par G. Ranchin (puits, KS1, KS2, KS3), descenderie, du demi, tranchées dans les dressants ainsi que plus récemment de 1977 à 1979 par la SONAREM (sondages : S3-K, S4-K, S5-K, tranchées des dressants).

Dans le souci de développement de l'activité de Ferphos, un avis d'appel d'offre a été lancé en 1990 afin de rassembler tous les éléments techniques et économiques permettant de projeter les investissements adéquats, ce qui a été réalisé par le consultant français BRGM/SOFREMINEs, ce dernier a fourni une expertise géologique de tous les gisements de la région de Djebel El Onk.

2.3.3 Structure Géologique

Le gisement de Kef -Essenoun est situé dans le prolongement de la retombée méridionale de la flexure antiforme du Djebel El Onk (Figure.1.4) dont la structuration majeure est due à la tectonique post-miocène.

Le gisement de Kef-Essenoun constitue une table monoclinale à pendage régulier vers le Sud (5 à 10°), tout au moins pour sa partie Nord. Cependant il existe une zone de

rupture de pente au Sud de la table. La mise en évidence de cette relative augmentation du pendage a une importance au plan minier car on note que l'épaisseur du recouvrement stérile, notamment celles des sables, augmente au niveau de cette légère rupture de pente. Les dressants de Kef-Essenoun correspondent à la zone de flexure-faille du flanc inverse de la mégastructure antiforme, ou du flanc Nord de la structure synforme. Les dressants sont allongés N75°E où la couche phosphatée affleurant est subverticale ou fortement inclinée vers le Sud-Est ou le Nord-Ouest. Toute la zone d'affleurement des phosphates est considérée comme très tétanisée et d'accès difficile à l'exploitation.



Figure 2.13 : Série d'anticlinaux de Kef Essenoun

2.3.4 Stratigraphie

Le gisement de Kef Essenoun est constitué de bas en haut par la succession lithologique suivante (Cielensky et al. 1985, 1987) :

- Des formations du Thanétien inférieur (le mur du faisceau phosphaté) sont représentées par des marnes feuilletées, sombres dans lesquelles s'intercalent localement, dans la partie inférieure, deux niveaux de phosphates dolomitiques d'épaisseur infra métrique ;
- Le faisceau phosphaté, appartenant au Thanétien supérieur est constitué par une couche unique de phosphate sans intercalation stérile ;
- Au toit du faisceau phosphaté, apparaît la série calcaro-dolomitique à silex de l'Ypresien, au-dessus de laquelle se dépose localement les calcaires Lutétien, puis les sables du Miocène et en dernier les dépôts récents du Quaternaire constitués essentielle-

ment d'alluvions. L'épaisseur totale du recouvrement stérile varie de 40 m au nord à 198m au sud.

2.3.5 Tectonique

D'après les travaux de l'EREM, Le gisement de Kef Essnoun est caractérisé par une structure simple, qui se présente sous forme d'une table monoclinale à pendage régulier, sous un angle de 5 à 10° vers le Sud.

Le gisement de Kef Essenoun est situé dans le prolongement de la retombée méridionale de la flexure antiforme de Djebel Onk dont la structuration majeure est due à la tectonique post-miocène. Il est caractérisé par une structure simple, qui se présente sous forme d'une table monoclinale à pendage régulier, sous un angle de 5 à 10° vers le Sud.

Au sud de la table, on aperçoit une zone de rupture de pente où le pendage des couches atteint 20°. Une série de trois failles majeures de direction NNO-SSE traversent le gisement mais n'engendrent pas de déformations majeures sur la géométrie de la couche phosphatée. Par contre, dans la zone des dressants de Kef Essenoun, allongée N 75° E, la tectonique souple et cassante a entraîné un changement brusque du pendage de la couche phosphatée affleurant où l'angle de pendage est sub-vertical ou fortement incliné vers le sud-est ou le sud-ouest. Ces dressants, représentés par les formations du Paléocène (Danien- Montien et Thanétien) et de l'Eocène inférieur (Yprésien) correspondent à la zone de flexure faillée du flanc inverse de l'anticlinal de Djebel Onk. Au Nord-est des dressants, la série est renversée et la couche de phosphate plonge suivant un angle de 30° à 60° vers le nord-ouest. Par contre dans la partie centrale des dressants, la couche de phosphate est en série normale et plonge vers le sud.

TAB. 2.1 : réserves géologiques en phosphates des gisements de Djebel Onk 31/03/2019[33]

Gisements	Catégorie de réserve	Mine à ciel ouvert
Djemi Djema	B	68 935 761,03
	C1	31 000 000
	C2	109 000 000
Kef Essennoun	B	153 391 005,10
	C1	/
	C2	14 000 000
Tarfaya	C2	14 000 000
Total de Djebel Onk Sud		390 326 766,13
Bled Elhadba	B	210 772 096
	C1	232 515 209
	C2	294 497 010
Djebel Onk Nord	C1	31 000 000
Oued Betita	C2	/
TOTAL BEH-OB-DJ-O-N		768 784 315
TOTAL GENERAL		1 159 111 081,13

2.4 CONCLUSION

La région du Djebel Onk Sud est reconnue par les sédiments de CRETACE, TERTIAIRE, et les dépôts du QUATERNAIRE qui recouvrent la majeure partie des terrains, la structure est simple, sous forme d'une table monoclinale à pendage subhorizontale au niveau de K.E.S. Cette région est caractérisée par deux types de failles NNW -SSE et N75°E Les gisements de Djebel Onk sont classés parmi les grands gisements dans le monde à cause de la qualité de phosphates élevée. Pour obtenir le produit marchand, la mine de Djebel -Onk opérée par deux procédés de traitement. Par voie humide, et par voie sèche.

Chapitre 3

Les systèmes de classification des massifs rocheux

1. Introduction
 2. Structure des massifs rocheux
 3. Systèmes de classification des massifs rocheux
 4. Méthodes de calcul de la stabilité des talus
 5. Conclusion
-

Chapitre 3

Les systèmes de classification des massifs rocheux

3.1 Introduction

Ce chapitre consacré à la présentation des constituants d'un massif rocheux qui est constitué d'une matrice et de discontinuités; ces deux éléments ont une grande influence sur la stabilité des ouvrages miniers, Où nous avons décrit les différents types de discontinuités et leur caractéristique géométriques et mécanique. Ainsi que nous présentent les différents systèmes de classification du massif rocheux, tel que (RQD, RMR, SMR, GSI) qui nous donne la possibilité d'évaluer l'état de stabilité des pentes. Ces systèmes de classification prennent en considération plusieurs facteurs affectant la stabilité des massifs rocheux. Ces facteurs sont la résistance de la matrice rocheuse, la présence de l'eau et la description des discontinuités (nombre de familles, espacement, rugosité, altération des épontes, matériau de remplissage...).et nous allons montrer la méthode d'analyse de stabilité des pentes (la méthode de l'équilibre limite).

3.2 Structure des massifs rocheux

3.2.1 Description des massifs rocheux

Les massifs rocheux, structures très complexes, sont formés d'une juxtaposition de matériaux hétérogènes. Ils sont assimilés à un assemblage de blocs appelés matrice rocheuse qui sont délimités par des discontinuités constituées de fissures, de fractures ou de failles ou encore de limites stratigraphiques; Le comportement mécanique des massifs rocheux est un facteur essentiel dans le dimensionnement des ouvrages qui y sont exécutés. Afin de comprendre, expliquer et modéliser ce comportement, il est nécessaire de connaître la structure géométrique ou plus précisément le modèle de distribution géométrique des fractures, ainsi que les propriétés mécaniques de chacune des composantes que sont la matrice rocheuse et les discontinuités. [40]



Figure 3.1 : Structure géométrique d'un massif rocheux de calcaire au Nord du Liban[[40]

3.2.1.1 Matrice rocheuse

La matrice rocheuse est définie comme un volume de roche intacte qui possède des propriétés homogènes et non coupé par des discontinuités discrètes et isolées. La matrice rocheuse fait ainsi référence aux blocs non-fracturés situés entre les discontinuités structurales. En fonction des caractéristiques du massif rocheux et de son histoire géologique, la taille de ces blocs peut varier de quelques millimètres à plusieurs mètres.[41]

3.2.1.2 Discontinuités

Tout massif rocheux, quelle que soit son histoire et sa localisation, possède des défauts qui correspondent à des zones de faible épaisseur le long desquelles les propriétés mécaniques de la roche sont fortement dégradées. Ils correspondent à différentes origines géologiques : joints de stratification, diaclases, failles, plans de schistosité, etc. Mécaniquement, ils présentent des propriétés plus faibles que celles du matériau rocheux environnant (faible résistance au cisaillement, résistance à la traction négligeable, grande déformabilité et conductivité hydraulique...), et leur prise en compte est essentielle pour la modélisation des ouvrages en milieux rocheux. [41]

- **Types de discontinuités**

On peut distinguer, d'après[42]les groupes suivants de discontinuités :

– **Les surfaces de stratification**

Plus ou moins régulières, séparant les strates. Ces surfaces peuvent être soulignées de minces dépôts argileux ou schisteux favorisant le glissement banc sur banc.



Figure 3.2 : Stratification[43]

– **La schistosité**

Résultant de la réorientation des minéraux constitutifs dans une direction perpendiculaire à celle des contraintes de compression auxquelles le massif a été soumis.



Figure 3.3 : Plans de schistosité[43]

– **Les failles (fractures)**

Surfaces de rupture, par cisaillement sous l'effet des contraintes de compression (failles inverses ou normales selon l'orientation des contraintes principales ...) ou par traction. Le déplacement des lèvres de la rupture, le rejet, peut avoir une amplitude nulle ou atteindre plusieurs kilomètres. Il est évident que de la genèse de la faille va dépendre l'état de fracturation des épontes (masses rocheuses de part et d'autre de la fracture). Les plans de faille sont souvent marqués de stries indiquant le sens du mouvement et facilitant un rejeu de la faille dans cette direction.



Figure 3.4 : Failles [43]

– **Les diaclases**

correspondant à une rupture de type fragile, en traction. L'origine des diaclases est contestée : plans liés à la diagenèse et au retrait de la roche pour certains, d'origine tectonique pour d'autres. Quoiqu'il en soit, dans les roches stratifiées, les diaclases se présentent pratiquement toujours sous la forme de deux familles orthogonales entre elles et perpendiculaires aux plans de stratification. Les diaclases découpent ainsi des éléments parallélépipédiques facilitant les chutes de blocs.



Figure 3.5 : Diaclases[43]

- **Les caractéristiques des discontinuités**

Le massif rocheux présente des surfaces de discontinuités découpant la masse rocheuse en une série de blocs plus ou moins imbriqués et reliés entre eux par la cohésion de leurs discontinuités. La résistance d'ensemble du massif est davantage conditionnée par les caractéristiques géométriques et les propriétés mécaniques de ces surfaces de discontinuités que par la résistance de la matrice rocheuse ; du point de vue mécanique, ces discontinuités n'assurent pas la continuité des déformations tangentielles. L'intensité de la fracturation conditionne les propriétés mécaniques et hydrauliques du massif, sa connaissance est indispensable à l'élaboration des procédés de traitement (injection, drainage, renforcement par barre, etc.) ; les dispositions des surfaces de discontinuité dans l'espace ainsi que leurs propriétés mécaniques sont déterminantes pour l'analyse de tous les problèmes de stabilité (appui de barrage, soutènements, fondations diverses, travaux souterrains, etc.)

- **Caractéristiques géométriques des discontinuités**

Les caractéristiques géométriques les plus importantes des discontinuités, qui ont une influence sur le comportement du massif rocheux sont l'orientation, l'ouverture, l'espacement, la persistance, etc.[44]

- * **L'orientation**

A l'échelle des ouvrages les discontinuités sont assimilées à des plans, donc, le pendage et l'azimut suffisent à préciser leur orientation.

La projection stéréographique est la méthode de représentation des orientations des plans la plus utilisée. En général, les discontinuités sur un site se regroupent en un certain nombre (1, 2, 3...) de familles définies par leur

orientation.

En d'autres termes l'orientation, est définie la position du plan de discontinuité dans l'espace, par deux valeurs

L'azimut (direction par rapport au nord) de l'horizontale du plan. C'est un angle compris entre 0 et 180° ;

Le pendage, inclinaison de la ligne de plus grande pente du plan. En général, les valeurs de pendage sont prises entre 0 et 90°, ce qui laisse deux plans possibles. On précise alors l'information par la direction de versement du plan ;

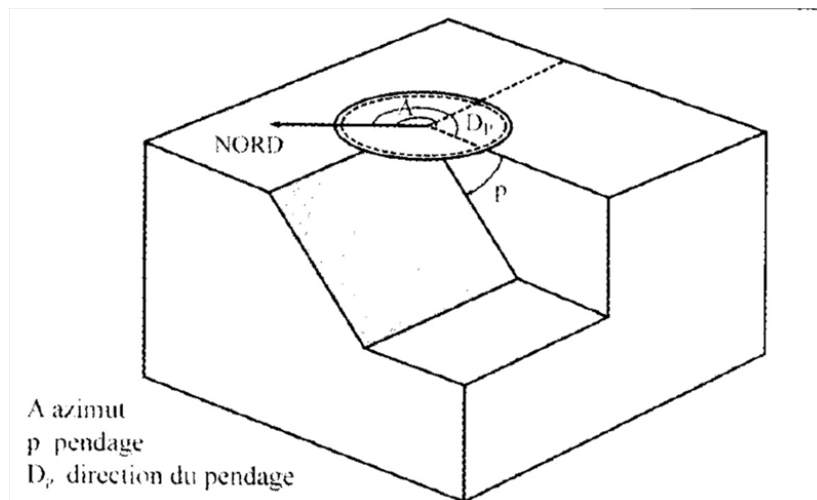


Figure 3.6 : Orientation d'une discontinuité

* **La position et l'espacement**

En général, la position absolue d'une discontinuité à moins d'importance que sa position relative par rapport aux discontinuités voisines qui est donnée par l'espacement entre discontinuités. Pour chaque famille de discontinuités, on définit un espacement moyen égal à la moyenne des espacements.

* **La persistance**

Il est difficile de cerner cette caractéristique en raison des dimensions limitées de la surface d'observation. D'un point de vue pratique, on utilise le rapport $R = 1/L$ 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.

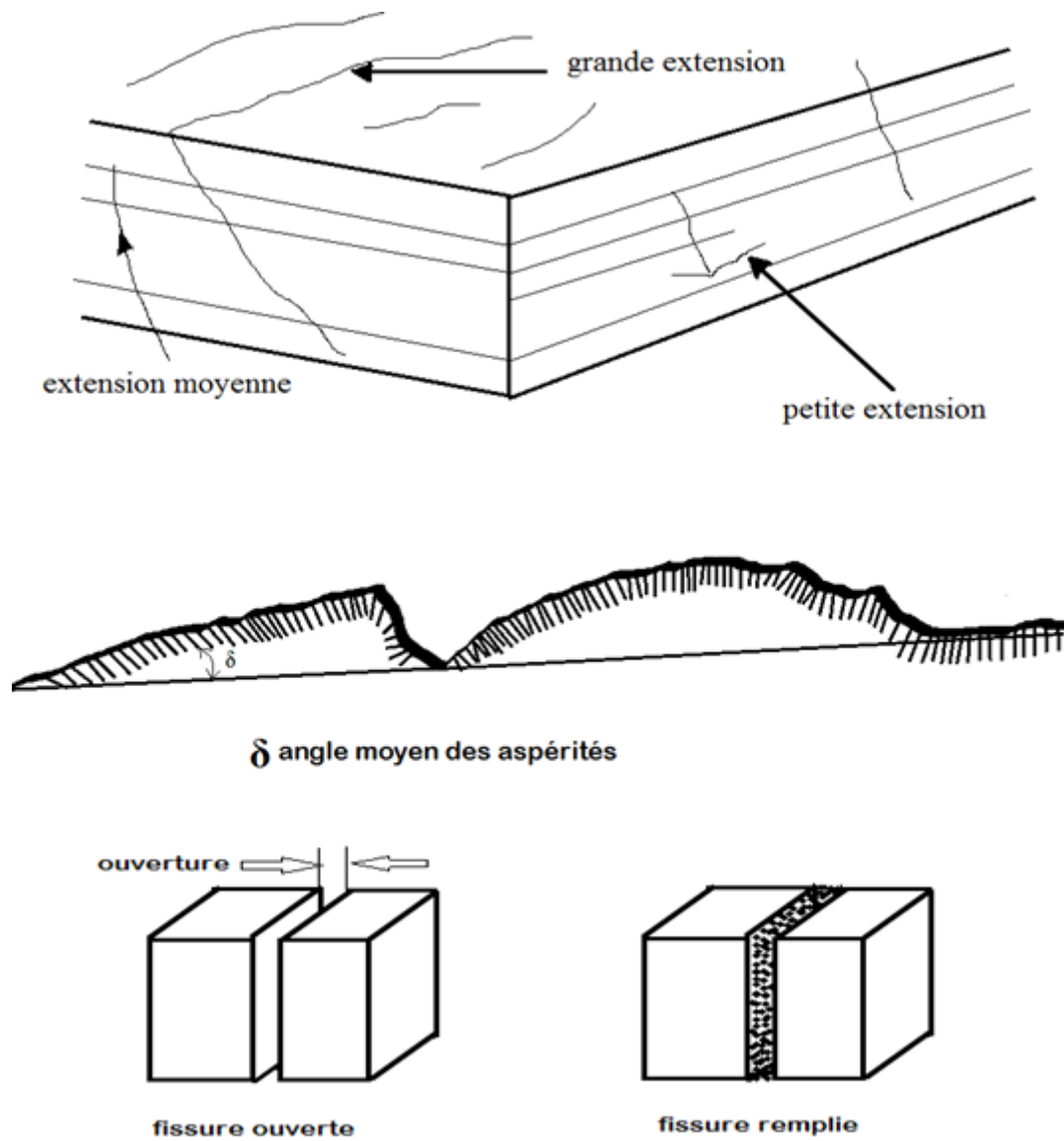


Figure 3.7 : Extension, rugosité, ouverture et remplissage d'une discontinuité[47]

* **L'ouverture**

C'est la distance qui sépare les deux surfaces d'une discontinuité. Le tableau suivant donne une classification des ouvertures des discontinuités dans les roches.

TAB. 3.1 : Classification des ouvertures des discontinuités.

Ouverture (10 ⁻³ m)	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 ouverture
>10	Large ouverture

- **Caractéristiques mécaniques d'une discontinuité**

D'après l'étude de [45] Le comportement mécanique d'une discontinuité (ou d'un joint) est essentiellement influencé par sa rugosité, le degré d'altération des épontes et le remplissage éventuel.

- **Altération**

L'altération des épontes d'une discontinuité est caractérisée par la résistance à la compression simple, notée JCS (Joint Wall Compressive Strength). Comparée à la résistance en compression simple de la roche saine σ_c , elle permet de donner une appréciation sur le degré d'altération des épontes de la discontinuité et, en conséquence, sur le pouvoir de mobiliser ou non la dilatance. Le JCS peut être déterminé directement par un essai en compression simple au laboratoire ou indirectement in situ, par le marteau de Schmidt

- **Rugosité**

La rugosité représente le taux d'ondulation de la surface de contact du joint. Elle est difficile à quantifier et elle est fonction de l'échelle d'analyse. En mécanique des roches la rugosité est souvent représentée par le coefficient de rugosité du joint JRC (Joint Roughness Coefficient).

Le JRC permet de déterminer la variation de l'angle de dilatance et de l'angle de frottement mobilisé. Il peut être estimé (grossièrement) à partir d'une charte établie par Barton, en calant le profil du joint sur l'un des éléments de la charte (fig. 1.4); ou déterminé par un essai de basculement en mesurant l'angle de frottement du joint. Il varie de 0 pour des joints lisses à 20 pour des joints très rugueux.

Il varie en fonction de la déformation du joint. Plus les aspérités du joint sont cisailées, plus le JRC est faible.

- **Épaisseur et remplissage des joints**

L'épaisseur du joint, définie d'un point de vue mécanique, joue aussi un rôle important, surtout en compression. Elle est reliée à l'ouverture du joint, mais prend en compte également le caractère altéré et déformable des épontes. Ce paramètre est certes dépendant du JRC et du JCS, mais il faut aussi tenir compte du remplissage du joint et de l'état de contrainte en place, et toute mesure in-situ doit être prise avec prudence (joint ouvert,...). Par un essai en compression simple on peut également mesurer cette épaisseur. Au cours de la compression, le joint se referme et la zone altérée se resserre jusqu'à une limite où la déformation ne serait plus mobilisable, à ce moment le joint est complètement fermé et cette limite représente une très bonne approximation de l'épaisseur du joint effectivement déformable.

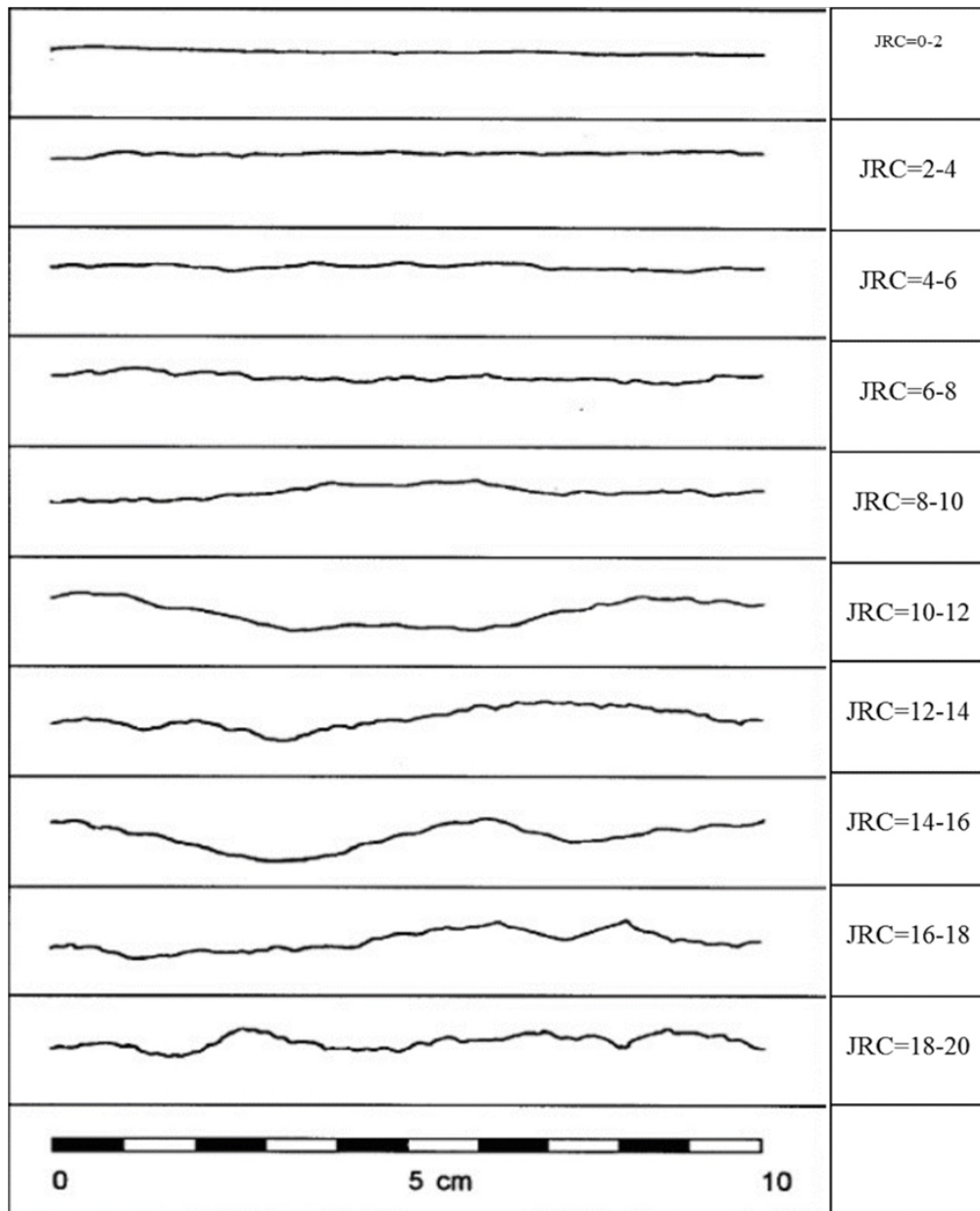


Figure 3.8 : Charte de Barton. Détermination des coefficients de rugosité de joint JRC[46]

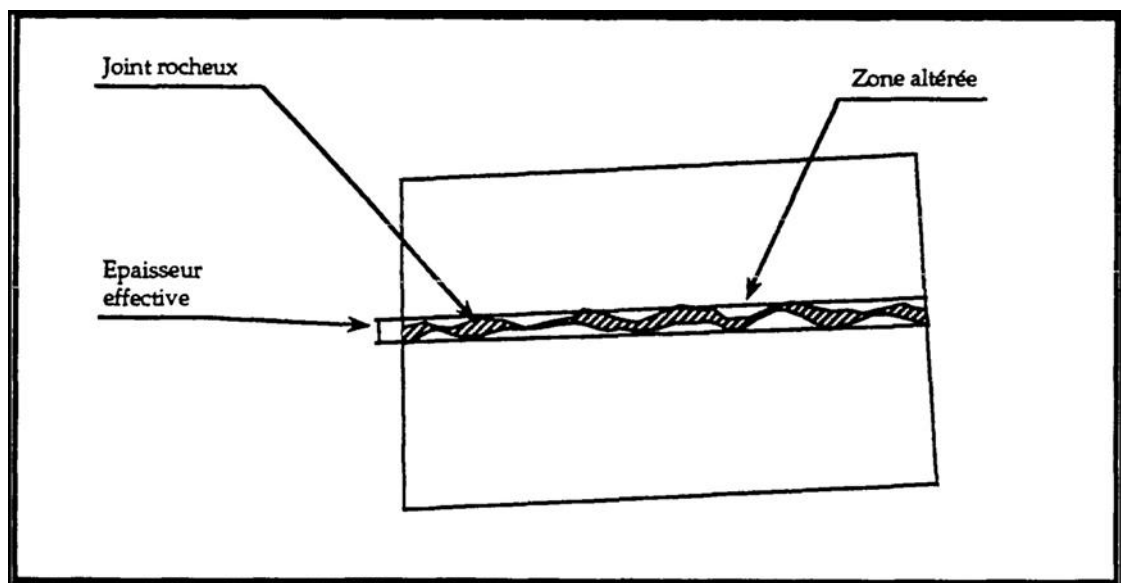


Figure 3.9 : Epaisseur déformable d'un joint[45]

- **Méthodes de mesure des discontinuités**[47]

On distingue principalement trois méthodes de relevé : la méthode directe qui consiste à mesurer les discontinuités sur une surface exposée (surface d'un gradin ou parement d'une galerie par exemple), la méthode basée sur des mesures à partir des sondages et la méthode utilisant des techniques géophysiques à partir de la surface ou en sondages (diagraphie).

- **Méthodes directes**

La méthode traditionnelle pour relever les discontinuités est la méthode manuelle qui fait appel à l'utilisation d'une boussole et d'un inclinomètre. Il existe actuellement des appareils automatiques qui ont été mis au point pour faciliter cette opération qui peut s'avérer très difficile dans des configurations telles que le toit d'une galerie par exemple. Ces appareils permettent de mesurer et d'enregistrer directement l'azimut et le pendage par simple application d'un capteur sur le plan de la discontinuité.

- **Mesures à partir de sondages**

Parmi les techniques utilisées dans cette méthode, on cite particulièrement les dispositifs d'orientation des carottes, les mesures endoscopiques, les sondes à empreintes et les diagraphies différées et instantanées.

Le relevé de la fissuration à partir d'un sondage carotté se fait comme dans la méthode manuelle par la mesure des paramètres géométriques des discontinuités au niveau des morceaux de carottes. L'implantation d'un sondage carotté doit résulter de considérations basées sur l'analyse structurale préalable du massif rocheux et éventuellement sur des données géophysiques. Son orientation par rapport aux directions d'anisotropie principale du massif est essentielle pour son interprétation. Dans ce cas particulier, il faudrait au préalable mesurer l'orientation du sondage et le reconstituer après le carottage.

- **Analyse des mesures**

Le traitement d'un relevé de discontinuités peut se faire en trois phases successive : la représentation des discontinuités et la recherche des familles principales, la visualisation tridimensionnelle et l'analyse de la densité de fissuration et enfin l'évaluation de la alcoométrie du massif rocheux en place.

- **Recherche des familles de fissures**[48]

Des méthodes de projection vont permettre de synthétiser et représenter les orientations des discontinuités en 2D. Les représentations classiques sont les projections dans un cercle équatorial selon les méthodes de Wulff ou de Schmidt. Pour ces méthodes stéréographiques, on s'intéresse au vecteur normal au plan de discontinuité (qui contient à la fois l'information de pendage et l'information d'azimut). Ce vecteur intersecté la sphère de travail (sphère de référence), en

un point appelé pôle, Les méthodes de Schmidt et de Wulff sont deux moyens possibles de projection de ce pôle dans le plan équatorial de la sphère : la projection de Wulff conserve les angles, et permet ainsi d'étudier les relations entre les positions dans l'espace des différentes familles de discontinuités. La seconde conserve les surfaces, et permet d'évaluer la densité des discontinuités en fonction de leur répartition.

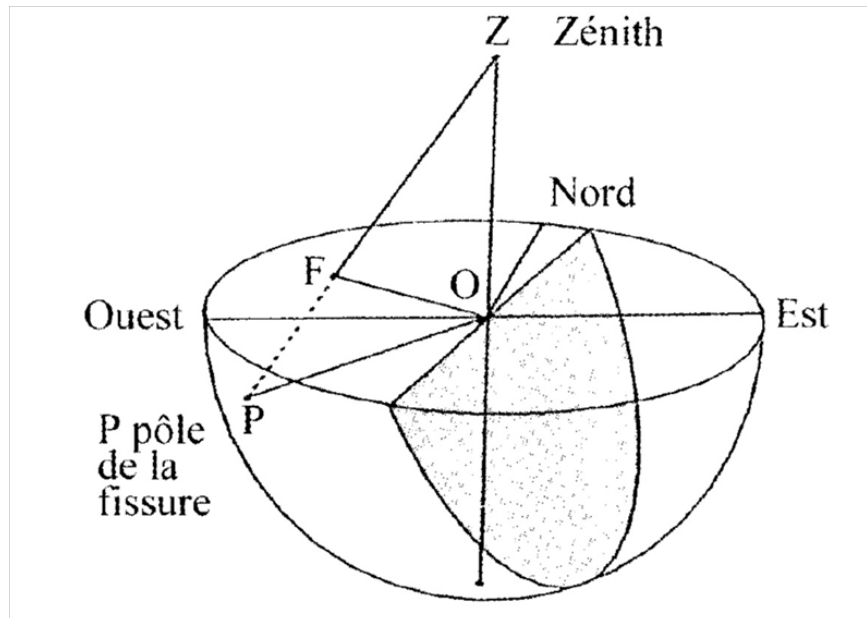


Figure 3.10 : Projection de WULFF. [49]

Ces projections stéréographiques permettent ainsi de distinguer des familles directionnelles dans la base de données. Certaines familles pouvaient déjà être pressenties sur le terrain, ou peuvent être devinées sur les projections stéréographiques. Cette approche intuitive n'est cependant pas très rigoureuse : on la complète par l'analyse statistique des données d'orientation des familles de discontinuités.

Le logiciel DISTAT, développé par le Centre de Géosciences de l'Ecole des Mines de Paris, effectue ainsi une classification automatique de la base de données, en proposant des regroupements en familles directionnelles suivant les vecteurs normaux les plus proches.

A partir des écarts-types et des coefficients de corrélation des régressions statistiques, nous pouvons sélectionner un nombre de familles satisfaisant d'un point de vue statistique, et cohérent avec notre intuition du massif rocheux. Nous avons ainsi retenu 7 familles, en introduisant une petite subtilité : les discontinuités de grande trace (supérieure à 4 m) ont été traitées comme une famille à part, par une approche non pas statistique, mais déterministe.

On caractérise alors ces familles directionnelles par 4 paramètres, leur orientation, leur pendage, leur extension et leur espacement, définis par des distribu-

tions statistiques ajustées aux données mesurées. Les lois d'ajustement sont en général des lois log-normales ou des lois exponentielles négatives.

– **Densité de fracturation [50]**

* **Densité de fractures du massif**

L'indice ID (intervalle entre discontinuités) est la moyenne des intervalles découpés par les discontinuités successives le long d'une ligne de mesure (axe d'un forage ou ligne de mesure sur affleurement). Il est nécessaire de réaliser des mesures dans plusieurs directions, choisies en fonction des directions des discontinuités. L'inverse de ID est une densité linéique de fractures appelée aussi fréquence. L'histogramme des intervalles mesurés permet d'obtenir une image plus complète de la fracturation (la courbe cumulative de distribution est équivalente à une courbe granulométrique). Le RQD (Rock Quality Designation), également utilisé, est la somme des longueurs des carottes supérieures à 10 cm, rapportée à la longueur de la passe.

* **Fréquence d'une famille de discontinuités**

La fréquence moyenne d'une famille de discontinuités est le nombre de discontinuités recoupées par une ligne de mesure perpendiculaire au plan moyen de la famille, divisé par la longueur de cette ligne ($\lambda = N/L$). L'espacement moyen est la moyenne des intervalles découpés par les discontinuités le long de cette ligne. C'est l'inverse de la fréquence. L'histogramme des espacements orthogonaux entre discontinuités d'une même famille reflète la distribution de celles-ci. Il nécessite de relever les distances entre les intersections successives des discontinuités avec la ligne de mesure. Comme la ligne de mesure n'est généralement pas perpendiculaire au plan moyen de la famille étudiée, il faut multiplier les distances mesurées par le sinus de l'angle β entre la ligne de mesure et le plan moyen (ou par le cosinus de l'angle entre la ligne de mesure et la normale au plan moyen). Inversement, une fréquence déterminée sur le terrain (fréquence apparente) doit être divisée par ce sinus ($\lambda = N/L \sin \beta$). Si la ligne de mesure se trouve sur un affleurement, seules doivent être considérées les discontinuités qui intersectent effectivement cette ligne (et non celles, visibles sur l'affleurement, qui ne l'atteignent pas). On montre que la fréquence d'une famille est aussi égale à la surface de discontinuités par unité de volume du massif, ainsi qu'à la longueur de discontinuités par unité de surface perpendiculaire au plan moyen de cette famille. Si cette longueur est mesurée sur un plan d'observation qui fait un angle β avec le plan moyen de la famille (cas général), la fréquence apparente obtenue doit être divisée par $\sin \beta$ pour obtenir la fréquence réelle.

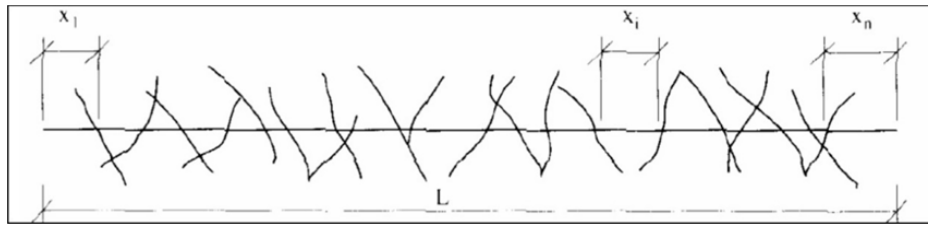


Figure 3.11 : Mesure de la fréquence des discontinuités [51]

Une famille comportant un petit nombre de joints de grande extension peut avoir la même fréquence qu'une autre comportant un grand nombre de joints de faible extension. Pour mieux décrire la géométrie d'une famille de fractures, la détermination de la fréquence doit être complétée par la connaissance des extensions.

3.3 Systèmes de classification des massifs rocheux

La classification de la masse rocheuse est le processus consistant à placer une masse rocheuse dans des groupes ou des classes sur des relations définies [52] et à lui attribuer une description unique (ou un numéro) sur la base de propriétés/ caractéristiques similaires telles que le comportement de la masse rocheuse peut être prédite. La masse rocheuse se réfère à un assemblage de matériaux rocheux séparés par des discontinuités rocheuses, principalement par des joints, des plans de litage, et des failles, etc et les défauts ne sont pas si communs par rapport aux articulations et sont traités individuellement [53].

Les systèmes de classification de la masse rocheuse ont fourni une aide précieuse à la conception systématique dans de nombreux projets d'ingénierie, en particulier dans les travaux de construction souterrains, de tunnels et d'exploitation minière [54]. Les systèmes de classification de la masse rocheuse qui sont souvent utilisés dans l'étude de stabilité des pentes sont les systèmes RQD, RMR, SMR, et GSI. Certains systèmes bien connus sont représentés dans le tableau suivante.

3.3.1 Le Désignation de qualité Roche [56]

Afin de quantifier la qualité de la roche à partir de la carotte de forage, Deere et al. (1967) ont développé le concept du RQD. RQD est défini comme le pourcentage des parties intactes de plus de 100 mm de longueur par rapport à la longueur totale des carottes extraites du forage. (Figure 3.12)[15]

Le RQD est une mesure du degré de fracturation de la masse rocheuse, la qualité de la masse rocheuse d'après la valeur de RQD est représentée dans le tableau 3.3, plus la valeur RQD est élevée, meilleure est la qualité de la masse rocheuse.

TAB. 3.2 : Principaux systèmes de classification de la masse rocheuse[55]

Rock Mass Classification System	Originator	Country of Origin	Application Areas
Rock Load	Terzaghi, 1946	USA	Tunnels with steel Support
Stand-up time	Lauffer, 1958	Australia	Tunneling
New Austrian Tunneling Method (NATM)	Pacher et al., 1964	Austria	Tunneling
Rock Quality Designation (RQD)	Deere et al., 1967	USA	Core logging, tunneling
Rock Structure Rating (RSR)	Rock Structure Rating (RSR) Wickham et al., 1972	USA	Tunneling
Rock Mass Rating (RMR)	Bieniawski, 1973 (last modification 1989-USA)	South Africa	Tunnels, mines, (slopes, foundations)
Modified Rock Mass Rating (M-RMR)	Ünal and Özkan, 1990	Turkey	Mining
Rock Mass Quality (Q)	Barton et al., 1974 (last modification 2002)	Norway	Tunnels, mines, foundations
Strength-Block size	Franklin, 1975	Canada	Tunneling
Basic Geotechnical Classification	ISRM, 1981	International	General
Rock Mass Strength (RMS)	Stille et al., 1982	Sweden	Metal mining
Unified Rock Mass Classification System (URCS)	Williamson, 1984	USA	General
Communication Weakening Coefficient System (WCS)	Singh, 1986	India	Coal mining
Rock Mass Index (RMi)	Palmström, 1996	Sweden	Tunneling
Geological Strength Index (GSI)	Hoek and Brown, 1997	Canada	All underground excavations

TAB. 3.3 : Corrélation entre l'indice RQD et la qualité du massif rocheux [56]

RQD	Qualité des roches
<25	Très médiocre
25-50	Médiocre
50-75	Moyenne
75-90	Bonne
90-100	Excellente

3.3.1.1 Limites de RQD

Limites de RQD RQD ne reflète pas complètement la qualité de la masse rocheuse, car il ne prend en compte que l'ouverture de la fracturation de la masse rocheuse et de

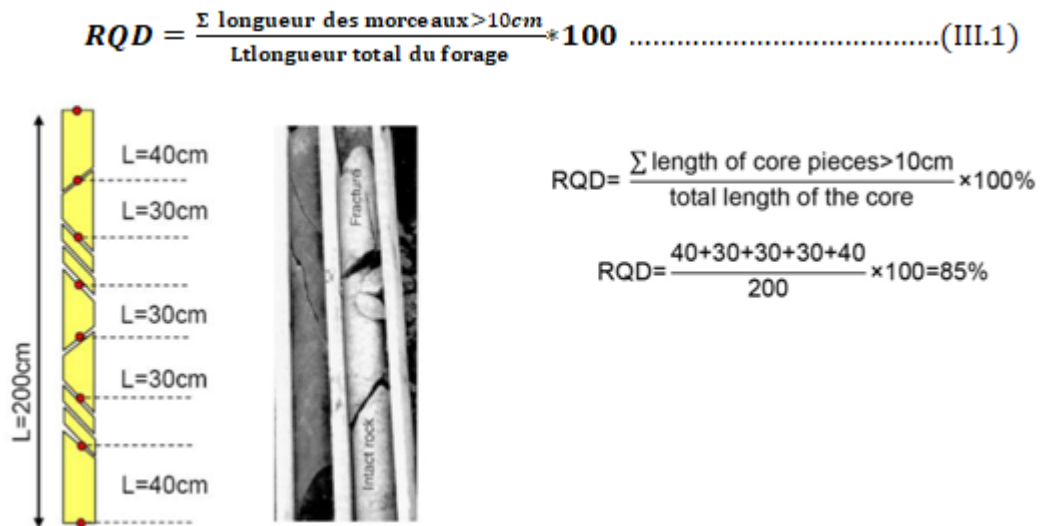


Figure 3.12 : Procédure de mesure et de calcul du RQD [56]

la résistance de la roche, ni les propriétés mécaniques et les propriétés géométriques des joints. il ne donne pas une estimation fiable du degré de fracturation de la masse rocheuse. De plus, il ne peut pas rendre compte de la longueur des joints considérés. Une autre limite est qu'elle est insensible lorsque la fréquence totale est supérieure à 3 m⁻¹ ou lorsque la masse rocheuse est modérément fracturée [57]

3.3.2 Évaluation de la masse rocheuse [58]

Bieniawski a publié en 1976 les détails d'une classification des masses rocheuses intitulée Geomechanics Classification or the Rock Mass Rating (RMR) system. Depuis la version originale, certaines modifications ont été apportées. Désormais, plusieurs variantes de la classification de Bieniawski sont disponibles. Les versions 1976 et 1989 sont les plus couramment utilisées. La classification de Bieniawski prévoit l'évaluation de différents paramètres pour chacun desquels un coefficient numérique est attribué suivant le barème présenté dans le Tableau D4. La somme de ces coefficients détermine la valeur du RMR, qui peut varier entre 0 et 100. ce système de classification est basé sur l'estimation de six paramètres suivants :

- résistance à la compression de la roche
- RQD (Rock Qualité Désignation)
- espacement des discontinuités
- conditions des discontinuités
- condition des venues d'eau
- orientations des discontinuités

$$RMR_{base} = A1 + A2 + A3 + A4 + A5 + A6 ; (3.2)$$

Tous ces paramètres sont mesurables sur le terrain et peuvent également être obtenus à partir de données de forage.

3.3.2.1 Les paramètres de classification et leur estimation (Rating)

- **Résistance à la compression de la roche**

La résistance à la compression de la roche d'après Bieniawski1989 est représentée dans le tableau suivant :

TAB. 3.4 : Résistance en compression simple C_0 [52]

Rc (Mpa)	note
> 250	15
100 – 250	12
50 – 100	7
25 – 50	4
10 – 25	2
3 – 10	1
<1	0

- **Qualité des massifs rocheux (RQD)**

Le RQD est défini comme le pourcentage des parties intactes de plus de 100 mm de longueur par rapport à la longueur totale des carottes extraites du forage.

TAB. 3.5 : Classe de qualité de massif rocheux RQD [52]

RQD(%)	note
90% - 100%	20
75% - 90%	17
50% - 75%	13
25% - 50%	8
<25%	3

- **Espacement des discontinuités**

L'espacement des discontinuités c'est le rapport de la longueur de la partie du massif mesuré et le nombre de fissures mesurées. Les classes d'espacement des discontinuités sont montrées tableau suivante :

TAB. 3.6 : Classes d'espacement des joints [52]

Ij (m)	note
> 3 m	20
0.6 – 2 m	15
200 - 600 mm	10
60 - 200 mm	8
<60 mm	5

- **Conditions des discontinuités : (nature des parois, séparation, remplissage)**

Le tableau 3.7 représente les différentes conditions de discontinuités

TAB. 3.7 : Classes des conditions de discontinuités[52]

Conditions	note
Discontinuités très rugueuses, discontinues, non séparées, facesdures	30
Discontinuités faiblement rugueuses, avec séparation < 1 mm, facesdures	25
Discontinuités faiblement rugueuses, avec séparation < 1 mm, facessouples	20
Discontinuités lisses (SLK) ou remplissage < 5 mm d'épaisseur ou joints ouverts 1 - 5 mm et continu	10
Remplissages de faible resistance > 5 mm d'épaisseur ou joints ouverts 5 mm d'épaisseur ou joints ouverts > 5 mm et continus	0

- **Venus d'eaux**

La pression de l'eau dans les discontinuités et leur condition générale présenté dans le tableau 3.8.

TAB. 3.8 : Classes des venus d'eau souterraines [52]

Venus d'eau	Pression de l'eau dans les discontinuités contrainte σ_1 max	Conditions générales	note
0	0.0	sec	15
< 10 l/min	< 0.1	mouillé	10
10 - 25 l/min	0.1 - 0.2	eau interstitielle	7
25 - 125 l/min	0.2 - 0.5	eau à pression basse	4
> 125 l/min	> 0.5	problèmes dus aux venues	0

- **Ajustement de la notation pour les orientations de discontinuité**

La disposition des discontinuités par rapport à la direction du cavage est mentionnée dans le tableau (3.9)

TAB. 3.9 : Note d'ajustement pour l'orientation des joints [52]

Disposition	Note pour Tunnel	Note pour Fondations	Note pour Pentes
très favorable	0	0	0
favorable	-2	-2	-5
Médiocre	-5	-7	-25
Non favorable	-10	-15	-50
très de favorable	-12	-25	-60

TAB. 3.10 : Qualité du massif rocheux selon le RMR [58]

Note globale	100-81	80-61	60-41	40-21	<20
Classe du massif rocheux	I	II	III	IV	V
Temps de tenue moyen Rocher	Très bon rocher	Bon rocher	Rocher moyen	Rocher médiocre	très médiocre

3.3.2.2 Limitations du système RMR

La validité de la réduction du paramètre d'orientation des discontinuités est incertaine. Dès le début, [59] identifie ce paramètre comme étant un des avantages clefs de son système. Ses coefficients sont principalement dérivés des cotes empiriques développées par [60]. Pourtant, très peu de discussions sur la validité ou justification pour l'ajustement de l'orientation des discontinuités sont présentes dans la littérature. [58]

Dans le domaine minier, le paramètre de l'orientation des discontinuités (A6) est ignoré, le système conservé redevient le RMR de base. Cette correction est apportée principalement pour ignorer les conditions environnementales résultant en une classification dépendante du massif rocheux uniquement ;[40]

Les contraintes sont ignorées comme paramètre du système RMR, il estime le système RMR adéquat pour un projet jusqu'à une contrainte verticale de 25 MPa. Mais souvent dans le domaine minier, les exploitations souterraines ont des niveaux de contraintes supérieurs [40].

3.3.3 Évaluation de la Masse de la Pente [61]

Le SMR (Slope Mass Rating) est orienté vers la stabilité des pentes rocheuses. Le système SMR est obtenu à partir du RMR lui ajoutant un produit de facteurs d'ajustement dépendant de la relation joints – talus et en lui additionnant un facteur dépendant de la méthode d'excavation. Romana (1985) a développé une extension du système RMR appelée SMR (pente en fonction de la masse) pour une utilisation dans l'ingénierie de la stabilité des pentes rocheuses. Le système SMR est obtenu à partir du RMR lui ajoutant un produit de facteurs d'ajustement dépendant de la relation joints – talus et en lui additionnant un facteur dépendant de la méthode d'excavation [62] : La valeur du RMR est la valeur "de base", sans l'ajustement dû à l'orientation des discontinuités. L'ajustement pour les joints est composé des trois facteurs F1, F2 et F3 :

- F1 est établi empiriquement, il dépend du parallélisme entre les directions des joints et des talus. Ce facteur peut varier de 1 (quand les deux sont presque parallèles) à 0,15 (quand l'angle entre les deux est plus grand que 30° et que la probabilité de rupture est très faible).

$$F1 = (1 - \sin A)^2; \quad (3.3)$$

(A) est l'angle entre les directions des joints et du talus

- F2 dépend du pendage des joints pour le mode de rupture plan. Les valeurs varient de 1 (pour les joints de plus de 45° de pendage) à 0,15 (pour les joints de moins de 20° de pendage). Dans le cas du toppling, le facteur reste égal à 1. Il est également établi empiriquement par l'équation suivante :

$$F2 = \tan \beta_j; \quad (3.4)$$

β_j est le pendage des joints.

- F3 est lié à la relation entre la pente du talus et le pendage des joints. Pour ce paramètre, il y a également lieu de faire la différence entre une rupture plane et une rupture par toppling.
- F4 prend en compte la méthode d'excavation. Il est fixé empiriquement sur les bases suivantes :
 - Les talus naturels sont plus stables à cause de l'érosion à long terme et des protections naturelles telles la végétation,
 - La roche prédécoupée augmente également la stabilité,
 - L'abattage à l'explosif augmente, ne change pas ou diminue la stabilité du talus selon qu'il est léger, normal ou déficient (trop d'explosifs par exemple),
 - L'excavation mécanique par arrachage dans les roches très fracturée n'augmente, ni diminue la stabilité du talus.

$$SMR = RMR_{base} + (F1.F2.F3) + F4; \quad (3.5)$$

TAB. 3.12 : L'indice SMR (Évaluation de la Masse de la Pente)

SMR	Classe	Description	Stabilité	Rupture	Support
81-100	I	Très bien	Complètement stable	aucun	aucun
61-80	II	Bien	Stable	Quelques blocs	Occasionnel
41-60	III	Moyen	Partiellement stable	Quelques joints ou plusieurs coins	systematique
21-40	IV	Mauvais	Instable	Glissement dièdre	Importance corrective
0-20	V	Très mauvais	Complètement instable	Plan de glissement potentiel	re- excavations

TAB. 3.11 : Notes des paramètres du SMR[61].

SMR= RMR de base + (F1*F2*F3) + F4						
Facteurs d'ajustement liés aux joints (F1, F2, F3).	α_j =Direction du pendage des joints β_j =Pendage du joint α_s =Direction du pendage du talus					
	Très favorable	Favorable	Moyen	défavorable	Très Défavorable	
Rupture plane $ \alpha_j - \alpha_s =$	$>30^\circ$	$30^\circ-20^\circ$	$20^\circ-10^\circ$	$10^\circ-5^\circ$	$<5^\circ$	
Basculement $ \alpha_j - \alpha_s - 180^\circ =$						
Valeur de F1	0.15	0.4	0.7	0.85	1	
Relation	$F1 = (1 - \sin \alpha_j - \alpha_s)^2$					
$ \beta_j =$	$<20^\circ$	$20^\circ-30^\circ$	$30^\circ-35^\circ$	$35^\circ-45^\circ$	$>45^\circ$	
La Valeur0 de F2	RupturePlane	0.15	0.4	0.7	0.85	1
	Basculement	1				
Relation	$F2 = \tan^2 \beta_j$					
Rupture plane $\beta_j - \beta_s =$	$>10^\circ$	$10^\circ-0^\circ$	0°	$0^\circ-(-10^\circ)$	$< (-10^\circ)$	
Basculement $\beta_j + \beta_s =$	$<110^\circ$	$110^\circ-120^\circ$	$>120^\circ$	-	-	
Relation	F3 = Ajustement de BIENIAWSKI pour l'orientation des joints,1976					
F4 : Facteur d'ajustement pour la méthode d'ajustement	F4=Valeur empirique de la méthode d'excavation.					
	Talus naturels	Prespliting	Smooth Blasting	Explosif ou mécanique	Deficient Blasting	
Valeur de F4	15	10	8	0	-8	

3.3.4 L'indice GSI (Indice de Force Géologique)

L'indice GSI sert à estimer la réduction de la résistance du massif rocheux pour différentes conditions géologiques. Le système donne une valeur GSI estimée à partir de la structure du massif et des conditions de surface des discontinuités. L'application directe de la valeur GSI sert à estimer les paramètres du critère de résistance de Hoek-Brown pour les massifs rocheux.[63]. Hoek a introduit le GeologicalStrength Index (GSI) comme moyen de faciliter la détermination des propriétés des masses rocheuses dures et faibles pour différentes conditions géologiques. GSI résulte de la combinaison des observations des conditions de la masse rocheuse et des relations développées à partir de l'expérience acquise avec le système RMR [64]. La relation entre la structure de la masse rocheuse (conditions) et les conditions de surface de la discontinuité rocheuse est utilisée pour estimer une valeur GSI moyenne représentée dans la figure 3.13

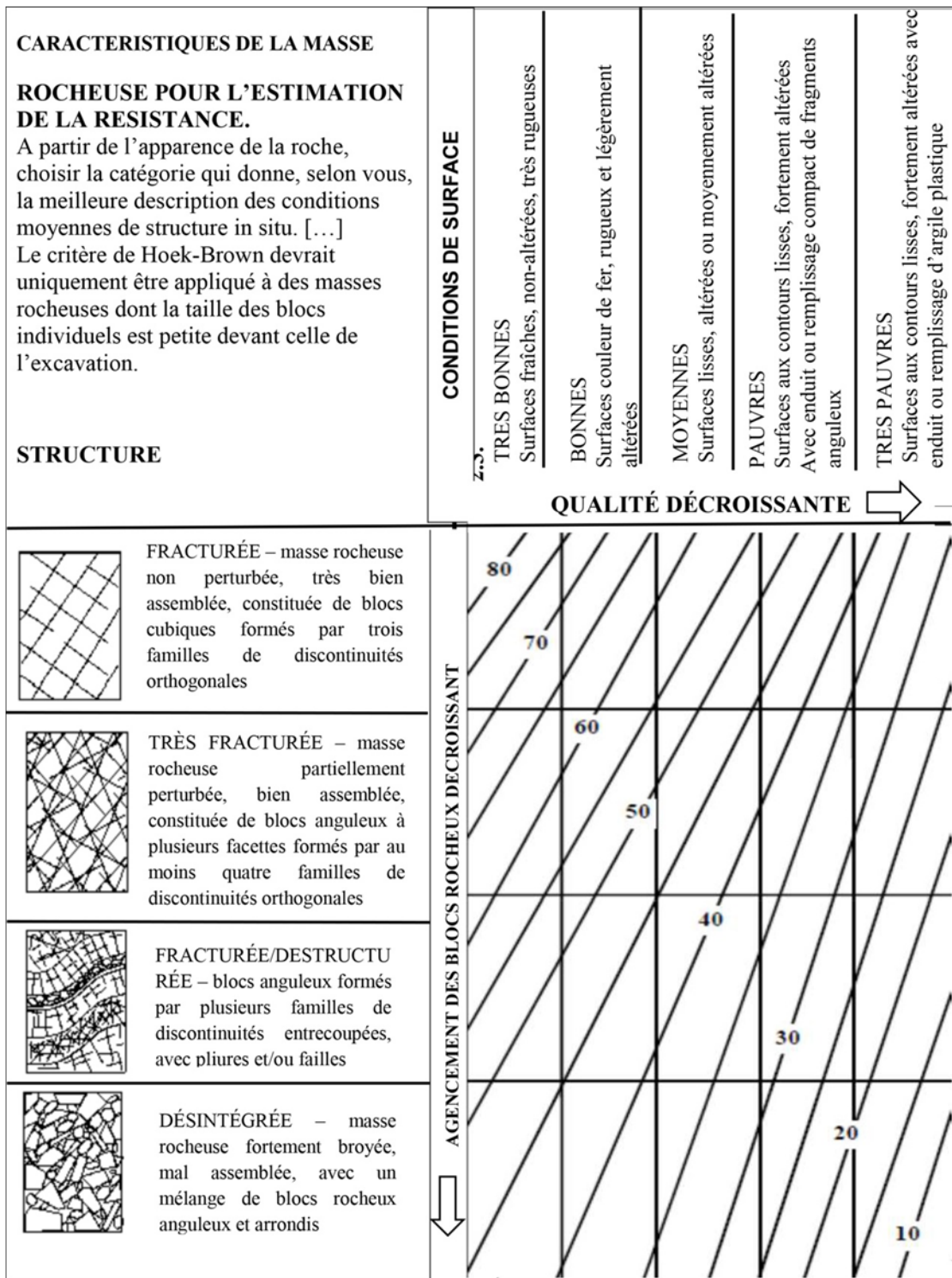


Figure 3.13 : Estimation du GSI à partir d'une description géologique de la masse rocheuse [65]

TAB. 3.13 : GSI et les qualités du massif rocheux[65]

Valeur GSI	76-95	56-75	41-55	21-40	<20
Qualité du massif rocheux	Très bon	Bon	Moyen	Mauvais	Très mauvais

3.4 Méthodes de calcul de la stabilité des talus

3.4.1 Définition du coefficient de sécurité

Le facteur de sécurité pour l'analyse de la stabilité d'une pente est généralement défini comme le rapport de la résistance au cisaillement ultime divisée par la contrainte de cisaillement mobilisée à naissante. Il existe plusieurs façons de formuler le facteur de sécurité F . la formulation la plus courante pour F suppose que le facteur de sécurité est constant le long de la surface de glissement, et il est défini par rapport à la force ou au moment équilibre. [66]

$$F_s = \frac{\sum \text{Moments des forces résistantes au mouvement}}{\sum \text{Moments des forces provoquant le mouvement}} ; \quad (3.6)$$

TAB. 3.14 : Valeurs de FS en fonction de l'importance de l'ouvrage[67]

FS	L'état de l'ouvrage
<1	Danger
1.00-1.25	Sécurité contestable.
1.25-1.40	Sécurité satisfaisante pour les ouvrages peu importants. Sécurité contestable pour les barrages, ou bien quand la rupture sera catastrophique.
>1.40	satisfaisante pour les barrages.

3.4.2 Principes et hypothèses des méthodes d'équilibre limite

Le principe de base de toutes ces méthodes est de découper le volume de sol étudié en un certain nombre de tranches et d'appliquer les différentes forces. Toutes ces méthodes ont en commun la même difficulté qui est de trouver à la fois [68] :

- la surface critique ;
- les contraintes normales et tangentielles le long de cette surface ;
- le facteur de sécurité (sur le critère de rupture) en partant des équations d'équilibre.

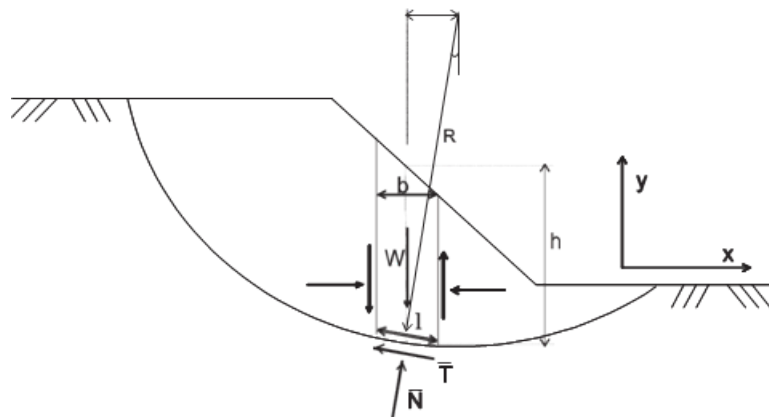


Figure 3.14 : Exemple d'une rupture circulaire [68]

Avec :

W = poids total de la tranche de largeur b et de hauteur h (kg/m^2).

N, T = composantes normale et tangentielle de la force agissant à la base de la tranche.

X, E = composantes verticale et horizontale des forces inter tranches.

b = épaisseur de la tranche ($b = l \cdot \cos(\alpha)$) (m).

α = angle que fait la base de la tranche avec l'horizontale ($^\circ$).

R = rayon du cercle de rupture de centre o

l = longueur du plan de glissement de la tranche (m).

x = bras de levier du poids des terres

TAB. 3.15 : Résumé des méthodes d'équilibre limite (tiré de [69])

La méthode	Les hypothèses	Les équations d'équilibre	Les inconnues recherchées
Fellenius	-La surface de rupture est circulaire ; - Les forces sur les côtés des tranches sont négligés.	Σ moments par rapport au centre du cercle de glissement	-Le coefficient de sécurité.
Bishop simplifié	-La surface de rupture est circulaire ; -Les forces sur les côtés des tranches sont horizontaux (pas de cisaillement entre les tranches).	Σ moments par rapport au centre du cercle de glissement. Σ des forces dans le sens vertical	-Le coefficient de sécurité -La force normale (N) à la base de la surface de rupture.
Spencer	-Les forces intertranches Sont parallèles, (c'est-à-dire, toutes ont la même inclinaison). -La force normale (N) agit au centre de la base de la tranche.	Σ Moments de n'importe qu'elle point sélectionné. Σ des forces dans le sens vertical. Σ des forces dans le sens horizontal.	-Le coefficient de sécurité. -La force normale (N) à la base. -L'inclinaison des forces intertranches . -Résultante des forces intertranches (Z). - Emplacement des forces latérales (ligne de poussée).
Morgenstern et Price	-Les forces intertranches De cisaillement sont liée au forces normale par : -La force normale (N) agit au centre de la base de la tranche.	Σ Moments de n'importe qu'elle point sélectionné. Σ des forces dans le sens vertical. Σ des forces dans le sens horizontal.	-Le coefficient de sécurité. -La force normale (N) à la base. -Le coefficient(λ). -Les forces inter-tranche horizontales. -Emplacement des forces latérales (ligne de poussée).

3.5 Conclusion

Les systèmes de classification des massif rocheux sont généralement utilisées afin d'assigner une valeur numérique pour définir les caractéristique et les propriétés du massif rocheux afin d'estimer le comportement de l'ouvrage minier.

Dans l'ensemble, la suite des opérations est assez bien maîtrisée et les méthodes de calcul bien adaptées, à condition toutefois que l'ensemble des paramètres nécessaires ait été déterminé avec suffisamment de précision et de représentativité.

Chapitre 4

Les méthodes de prospection

1. Introduction
 2. Généralités sur la géophysique appliquée
 3. Les méthodes géophysiques
 4. Conclusion
-

Chapitre 4

Les méthodes de prospection

4.1 Introduction

Pour évaluer l'aléa glissement de terrain, une bonne connaissance de celui-ci est nécessaire. Pour ce faire, deux approches sont employées : une approche de surface consistant à étudier la géologie, la géomorphologie ainsi qu'à mesurer les déplacements et déformations associés et une approche interne consistant à étudier la géométrie du glissement (profondeur de la surface de cisaillement, géométrie du substratum) et ses caractéristiques mécaniques et hydrologiques par des études géotechniques et/ou géophysiques. Les méthodes géophysiques permettent une investigation rapide de vastes terrains tout en étant non destructifs donc reproductibles.[70]

4.2 Généralités sur la géophysique appliquée

La géophysique appliquée ou la prospection géophysique est en fait l'art d'appliquer les mesures physiques à l'étude de la partie superficielle de la croûte terrestre. Toutes les méthodes géophysiques étudient la répartition en profondeur et/ou dans le plan horizontal et éventuellement dans le temps de quelques – unes des propriétés physiques mentionnées précédemment.

Elle revient donc à déterminer les variations de la dite propriété sur la zone à explorer. Les divergences ou anomalies de la valeur normale, qui serait attendue dans la zone de travail, à la valeur réelle rencontrée nous indiquent, en général, la présence en profondeur de structures ou accumulations minérales particulières, pouvant être significatives dans le cadre d'une problématique donnée.

4.2.1 Utilités des méthodes de prospection géophysique

- la flexibilité, la facilité et la rapidité de mise en œuvre sur tout type de terrain ;
- leur caractère non-invasif ;

- leur capacité à explorer un grand volume de sol.

4.2.2 Les principaux objectifs de la prospection géophysique appliquée au glissement de terrain [71]

- la reconstruction géométrique du corps du glissement (extension latérale et profondeur).
- l'identification des surfaces de cisaillement entre la masse instable et le bedrock.
- l'étude des circulations et des accumulations d'eau souterraine dans le corps du mouvement de terrain qui contrôlent la mise en mouvement de la masse instable.

4.3 Les méthodes géophysiques

Le sol constitue un milieu physique extrêmement complexe qui peut être examiné sous divers aspects : d'un point de vue géologique comme le résultat de la dégradation des roches causée par le climat, d'un point de vue agricole comme le milieu qui nourrit la végétation, d'un point de vue du génie civil comme le milieu qui supporte les structures

Les sols se composent d'un mélange de particules minérales et organiques qui possèdent, pour les premières, certaines propriétés physiques communes avec les roches mères mais qui varient sous l'action combinée du temps, de la couverture végétale et de l'homme.

De plus, les changements subis par le sol sont liés à des processus chimiques, fractionnements physiques, transports et dépôts, ainsi qu'à des dissolutions ou concentrations.

Dans ce contexte, les modifications des propriétés physiques du sol peuvent être étudiées à travers l'application de mécanismes spécifiques dont la méthodologie requiert la connaissance de certains paramètres et modèles physiques. Parmi les principales propriétés physiques du sol, nous pouvons mentionner : la résistivité électrique, qui quantifie le niveau de difficulté qu'un volume de sol oppose au passage de charges en mouvement, la conductivité électrique qui est l'inverse de la résistivité la température, la densité.

Il existe plusieurs méthodes de prospection géophysique, parmi lesquelles :

- La télédétection [72] ;
- La microgravimétrie [74] ;
- Les méthodes sismiques [75] ;
- La tomographie [76] ;
- La méthode électromagnétique [81] ;
- Le géoradar [81].

4.3.1 Télédétection

La télédétection est la technique qui, par l'acquisition d'images, permet d'obtenir de l'information sur la surface de la terre sans contact direct avec celle-ci. Cette technique est née du désir de l'homme d'observer et comprendre ce qui se passe dans son milieu de vie : prévisions météorologiques, surveillance des terres (cartographie de la végétation, évolution des agricultures, évolution des villes, cartographie des déboisements, etc.), surveillance militaire, étude de l'évolution des glaciers sont des exemples d'applications de la télédétection parmi de nombreuses autres.

D'une manière générale, le processus de télédétection consiste en plusieurs étapes. À l'origine, on dispose d'une source d'énergie (soleil, radar, etc.) qui illumine une cible (surfaces, scènes, objets, etc.).

Une fois parvenue à la cible, l'énergie entre en interaction avec celle-ci. L'énergie diffusée par la cible est alors reçue à distance par un capteur (optique, radar, etc.) se trouvant sur une plateforme (avion, satellite, etc.). L'énergie enregistrée par le capteur est ensuite transmise à une station de réception où l'information est transformée en images.

Après interprétation visuelle ou par ordinateur, de l'information est extraite pour traiter une application particulière (ex : interprétation de scènes urbaines, etc.).[72]

4.3.1.1 Photos aériennes et satellitaires

Les indices recherchés sont de trois catégories : géomorphologiques, géologiques, et hydrogéologiques.

1. Les indices géomorphologiques

La stabilité d'un versant montagneux est liée d'une part, à la nature géologique des formations le constituant et d'autre part, à sa morphologie (pente, escarpement,...). En effet, il existe de nombreux éléments qui interviennent dans la modification de la morphologie d'un versant (érosion torrentielle, érosion glaciaire, érosion météorique, facteurs anthropiques,...). Par exemple, l'érosion glaciaire crée, dans un premier temps, des auges glaciaires qui favorisent l'augmentation de la pente et dans un deuxième temps engendre une diminution de la butée en pied de versant. [73]

2. Les indices géologiques

Les facteurs géologiques sont souvent intrinsèques aux massifs de sols ou de roches, ils affectent sa stabilité mais aussi sa résistance à la dégradation en fonction de la présence de matériaux fragiles, altérés, cisailés ou fissurés qui se nomment matériaux favorables à la rupture.

L'altération est un processus lent qui dégrade les matériaux. La raison première de cette altération est les conditions climatiques, en particulier le rôle de l'eau sous toutes ses formes. Par exemple, la production d'argile d'altération dans un massif rocheux a un impact négatif sur la stabilité de celui-ci. La tectonique régionale

induit d'importantes contraintes dans le massif rocheux, surtout dans les secteurs où il existe de grands accidents du type chevauchement, ou d'importants réseaux de fracture comme nous le verrons sur le site des Eaux-Bonnes. Les mouvements tectoniques provoquent aussi de nombreux séismes, surtout en milieu montagneux. Ces séismes engendrent la fragilisation des formations rocheuses par l'apparition de fractures [73]

3. Les indices hydrogéologiques

Les variations hydrogéologiques peuvent avoir plusieurs origines : une origine météorologique liée aux précipitations et à la fonte de la neige et une origine anthropique liée à la modification de la forme du versant, à la surcharge et au terrassement, ou encore à la modification de l'hydrologie naturelle du massif. Parmi toutes ces causes, les variations des conditions hydrogéologiques sont les plus néfastes pour le déclenchement des glissements de terrain, puisque toute augmentation de pression interstitielle diminue la résistance du matériau. Cette augmentation est le plus souvent liée à la pluviométrie. En effet, il existe généralement une forte corrélation entre les événements pluvieux de forte intensité et l'apparition de mouvements de terrain, ou encore leur accélération comme dans les Alpes avec le glissement de la Clapière, (Meneroud, 1983, Maquaire et al., 2001 et Malet, 2002).[73]

4.3.2 La microgravimétrie

La gravimétrie est l'étude des variations du champ de pesanteur à la surface du sol. Le champ de pesanteur se mesure au moyen d'un gravimètre. Le principe est de mesurer la force qui s'exerce sur une masse unitaire suspendue à un ressort (peson à ressort). Naturellement, un gravimètre comporte des raffinements qui lui confèrent une très grande sensibilité et qui rendent la mesure aussi peu dépendante que possible de la pression atmosphérique ou de la température. Les gravimètres utilisés pour la reconnaissance ne servent pas à mesurer la gravité absolue mais ses variations dans l'espace et dans le temps, leur précision est de quelques micro-gals. [74]

La force qui s'exerce sur la masse du gravimètre dépend du temps (phénomène de la marée terrestre due à l'influence sur la valeur de la gravité de la position de la lune et du soleil). Elle dépend aussi de la latitude et de l'altitude du point de mesure ainsi que du relief. On compare la valeur de la gravité en différents points d'un réseau maillé à celle d'un point de référence appelé base. Les mesures sont toutes ramenées à la même altitude, corrigées des variations temporelles, de l'effet de la latitude et du relief. On calcule ainsi « l'anomalie de Bouguer » :

$$A = g - (g_0 - C \cdot z - T); \quad (4.1)$$

Avec :

g : la gravité au point courant (g),

g_0 : gravité à la base.

C : constante,

z : différence d'altitude entre le point courant et la base,

T : est la correction due au relief.

La constante C vaut : $C = 3.10^{-5} - 2\pi Gd$ (en unités SI).

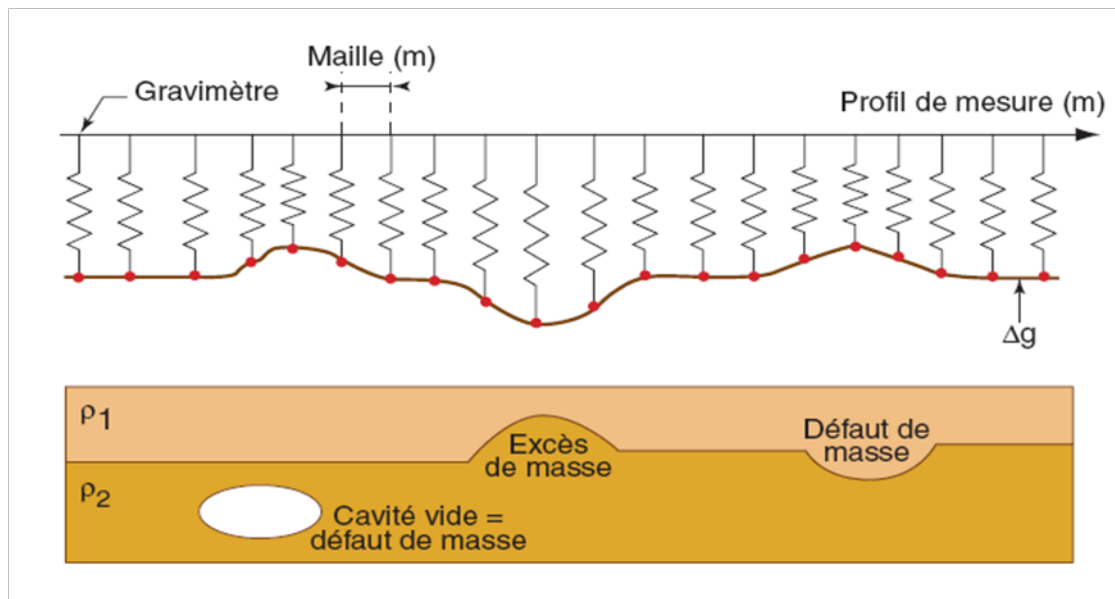


Figure 4.1 : Principe de la gravimétrie[82]

4.3.3 Les méthodes sismiques

Parmi les outils géophysiques appliqués à l'hydrogéologie, les méthodes de prospection sismique sont régulièrement utilisées à différentes échelles, mais sont souvent confinées à la caractérisation de la géométrie des aquifères.

À l'aide de techniques sophistiquées de traitement et en présence de jeux de données suffisamment denses, la sismique réflexion permet d'obtenir des images détaillées du sous-sol avec la résolution d'une longueur d'onde [75].

Ces images sont couramment utilisées pour décrire la stratigraphie en présence de forts contrastes d'impédance, mais ne permettent pas de distinguer les variations d'une propriété en particulier. À partir de ces images, les hydrogéologues sont capables de caractériser la géométrie des systèmes aquifères et d'attribuer à chaque couche du système une lithologie différente à l'aide de données de forage. La sismique de puits (up-hole, down-hole, cross-hole, etc.) permet d'obtenir des profils de vitesse sismique continus en profondeur, mais latéralement ponctuels [75].

De plus, ces techniques nécessitent la mise en place de forages qui restent destructifs et relativement coûteux. Enfin, malgré les récentes avancées dans le domaine de l'inversion en forme d'onde, celle-ci est toujours très sensible au bruit et requiert une forte connaissance a priori du milieu ausculté, ainsi qu'une grosse puissance de calcul.

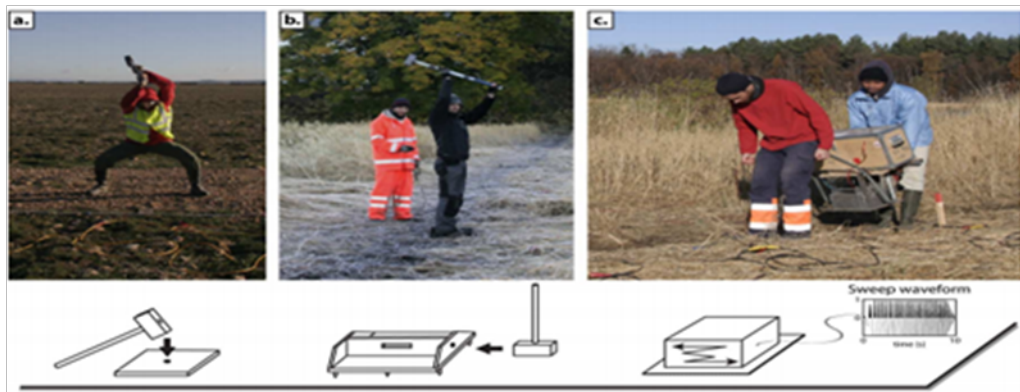


Figure 4.2 : different type de sources sismiques employées en prospection géophysique de proche surface : a) source p masse et plaque, b) source s masse et s -box , c) source s vibrante (ELVIS III S8, GEOSYM)

La sismique réfraction de surface permet d'obtenir des enregistrements à partir desquels il est possible d'extraire les vitesses de propagation des ondes de volume. Cette méthode offre également l'avantage d'être relativement peu coûteuse et rapide à mettre en place, et peut aisément être implantée avec une couverture unidimensionnelle (1D) à tridimensionnelle (3D). Elle est classiquement employée dans différents domaines de la géophysique appliquée, que ce soit pour la caractérisation des propriétés mécaniques des matériaux remaniés par les glissements de terrain, la caractérisation de l'altération du substratum ou l'étude des effets de site. Elle est également fréquemment utilisée pour la détection du toit de la nappe [75] dans des aquifères « simples » (c.-à-d. matériaux homogènes et consolidés, perméabilité élevée), lorsque la surface piézométrique est considérée comme une interface du milieu (nappe libre). Mais la réponse sismique, en présence de telles interfaces et plus généralement dans le contexte de la caractérisation de la zone critique et des systèmes aquifères, reste complexe. L'interprétation des vitesses estimées est souvent délicate car leur variabilité dépend principalement des propriétés « sèches » du milieu poreux le constituant. [75]

4.3.4 La Tomographie

La tomographie (ou imagerie) de résistivité électrique est une technique géophysique apparue à la fin des années 1980, dérivant des méthodes classiques du sondage et du traîné électrique et permettant une imagerie continue 2D ou 3D des variations de résistivité électrique du sous-sol. Grâce au développement récent d'outils performants d'acquisition automatisée (Dahlin, 1993) et d'inversion mathématique (Loke et Barker, 1996a et 1996b), cette technique est devenue relativement facile à mettre en œuvre et largement utilisée pour des applications industrielles et environnementales [76].

Du fait des contrastes marqués dans les propriétés électriques des matériaux géologiques, de l'eau douce et de l'eau salée, la tomographie électrique s'avère particulièrement adaptée à ce type d'application. Les inversions mathématiques ont été effectuées à l'aide du logiciel RES2DINV. La tomographie électrique est une amélioration du traîné élec-

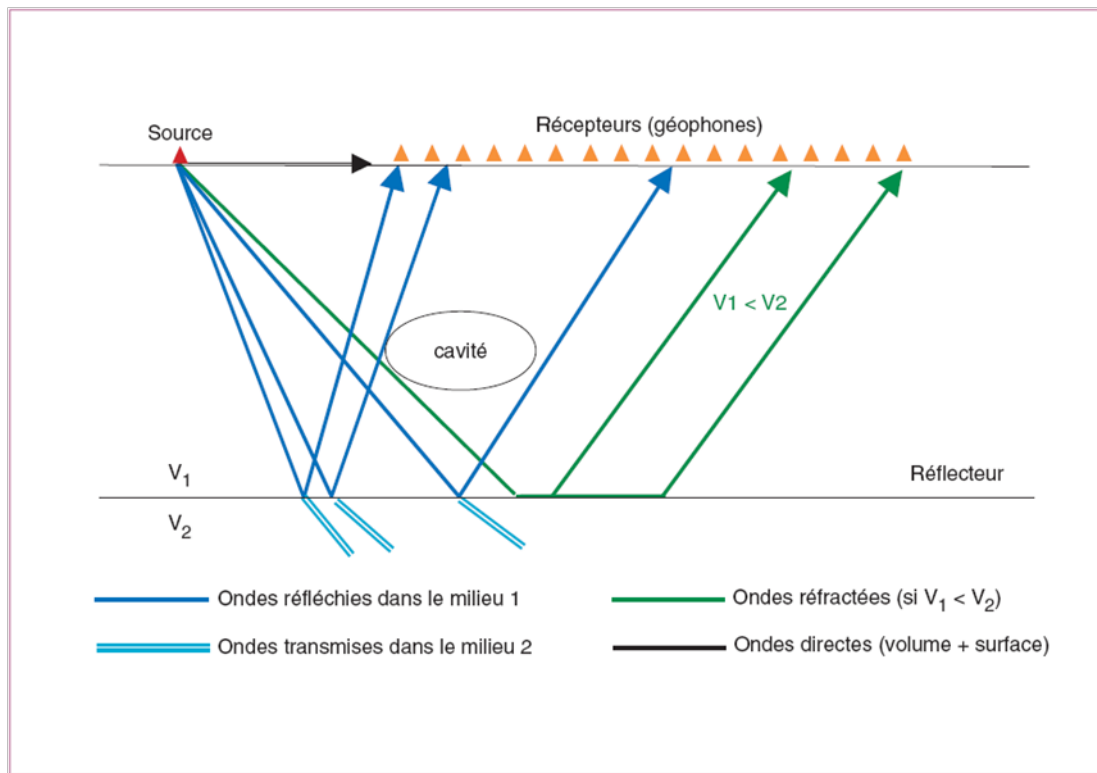


Figure 4.3 : Principe des méthodes sismiques.[82]

trique : On superpose sur un même profil des informations mesurées à partir de dispositif de longueur différentes. Nous obtenons ainsi une section 2D qui montrera les variations de résistivités vraies en fonction de la profondeur. La réalisation d'une section nécessite donc un grand nombre d'électrodes connectées à un câble multiconducteurs. Un résistivimètre possédant un disque dur sélectionne ensuite selon une séquence prédéfinie les électrodes utilisées pour l'injection du courant et la mesure du potentiel. L'acquisition est programmée de façon à faire varier la position et la distance entre les électrodes utilisées. Les résultats après inversion des données de résistivité apparente collectées donnent une coupe des résistivités des terrains en présence, ce qui permet une interprétation quantitative des données. La tomographie électrique emploie les valeurs de résistivité apparente mesurées avec les dispositifs géo-électriques sur la surface prospectée pour générer des cartes du sous-sol où l'on représente les valeurs de résistivités vraies. Il existe une gamme de dispositifs géo-électriques qui se différencient par l'écartement des électrodes et par la position respective des électrodes d'émission et de réception. Le choix de l'une ou de l'autre va dépendre de quelques facteurs très importants comme, la tranche de profondeur, le niveau de résolution, la sensibilité du bruit géologique créé par les hétérogénéités superficielles et le bruit tellurique produit par les courants parasites[77].

4.3.4.1 Dispositifs et acquisition des données

Une tomographie 2D nécessite un certain nombre d'électrodes (48 etc...) connectées à un câble multiconducteurs et placées selon un profil. Un ordinateur portable, dans lequel est programmée la séquence de mesures, est relié à la boîte de commutation et sélectionne

automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection de courant et la mesure du potentiel. Chaque électrode possède une adresse numérique unique dans le dispositif, ce qui lui permet d'être identifiée par l'ordinateur. Il existe un certain nombre de configurations qui présentent chacune des avantages ou des inconvénients par rapport aux autres. Dans le cadre de cette étude, seuls les dispositifs Wenner-Schlumberger et Dipôle-Dipôle ont été utilisés. [78]

- **Dispositif Wenner**

Dans ce dispositif, les quatre électrodes (A, B, M et N) sont également espacées le long d'un profil. Ce dispositif est utilisé pour des profondeurs d'investigations intermédiaires, une résolution intermédiaire. Il offre une sensibilité modérée au bruit géologique et une bonne intensité du signal de réponse. Il est peu sensible au bruit tellurique. [77]

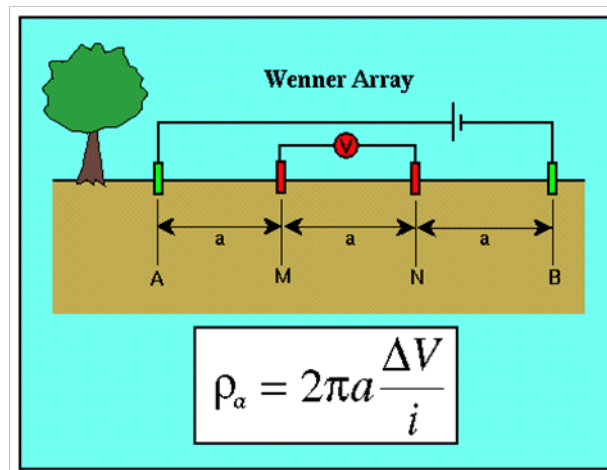


Figure 4.4 : Principe du dispositif Wenner[82]

- **Le dispositif Wenner-Schlumberger**

Ce dispositif est dans une moindre mesure sensible aux variations verticales et horizontales. C'est donc un bon compromis entre le dispositif Wenner (sensible aux structures horizontales) et le Dipôle-Dipôle (sensible aux structures verticales).

Ce dispositif a aussi une profondeur de pénétration d'environ 10% supérieure au Wenner. La force du signal est inférieure à ce dernier, mais supérieure au Dipôle-Dipôle. La densité de points est quant à elle supérieure au Wenner et très légèrement inférieure au dispositif Dipôle-Dipôle. De plus, l'arrangement des électrodes en dispositif Wenner-Schlumberger permet, avec un nombre égal d'électrodes, d'effectuer un nombre supérieur de mesures. On obtient donc un modèle plus précis. [78]

- **Le dispositif pôle – pôle**

Cette géométrie permet de se déplacer sur le terrain avec seulement deux électrodes ; une en émission (A) et une en réception (M). Les deux autres (B et N) sont placées

à une distance d'au moins 20 fois celle de l'écartement entre A et M. Ce dispositif atteint de grandes profondeurs d'investigation, mais il présente une résolution faible et une sensibilité modérée au bruit géologique mais considérable au bruit tellurique. [77]

- **Le dispositif dipôle – dipôle**

Ce dispositif est très sensible aux variations horizontales de la résistivité et donc idéal pour détecter des structures verticales. La profondeur d'investigation dépend fortement des paramètres a et n . Pour des valeurs faibles de n , la profondeur d'investigation est inférieure à un dispositif Wenner, alors que pour des grandes valeurs de n , elle devient supérieure. Mais dans tous les cas, la densité de points, est nettement supérieure à celle d'un dispositif Wenner. Malheureusement, ce dispositif possède un inconvénient majeur. Les électrodes de mesure du potentiel (MN) étant situées en dehors des électrodes de courant, la force du signal est très faible. En effet, le voltage est inversement proportionnel au cube du facteur n . Pour utiliser ce dispositif, Il faut donc de bonnes conditions d'acquisition (peu de bruit de fond) et un résistivimètre très sensible. [78]

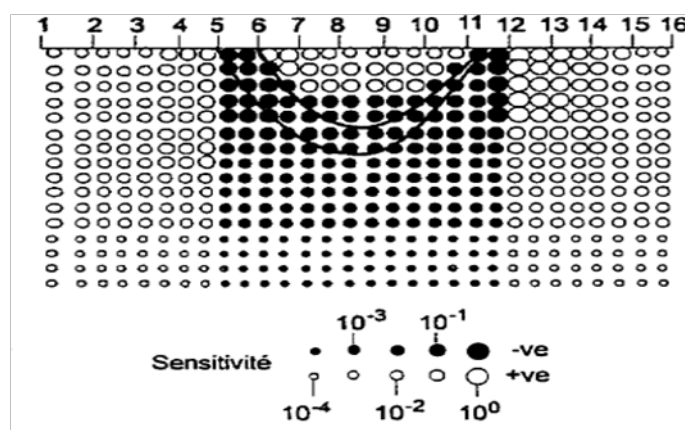


Figure 4.5 : Variation normalisée des coefficients de sensibilité G dans le cas d'un dipôle-dipôle. [79]

- **Le dispositif Pôle-Dipôle**

dispositif asymétriques avec une profondeur d'investigation intermédiaire entre le Dipôle-Dipôle et le Pôle-Pôle. [77]

4.3.4.2 Domaine d'utilisation de la tomographie [77]

Alors que la technique de cartographie électrique est utilisée pour étudier les variations latérales de résistivités du sol, on utilise plus communément la tomographie électrique pour l'étude du sous – sol. Elle permet d'obtenir une section de solide. Ce terme qui est d'origine grec signifie section ou tranche. Ce concept, dans la littérature géophysique est relativement récent alors que durant des décennies on utilisait des techniques pour créer des représentations du sous – sol telles que les pseudo – sections.

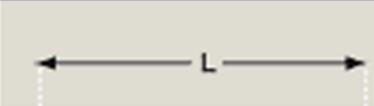


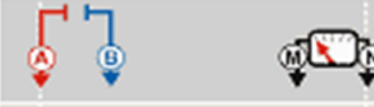
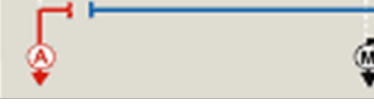
Dispositifs		Prof. d'investigation	
		Roy (1971)	Barker (1989)
Wenner		0.11L	0.17L
Schlumberger		0.125L	0.19L
Dipôle-Dipôle		0.195L	0.25L
Pôle-Pôle		0.35L	

Figure 4.6 : Schéma de différents dispositifs [77]

La tomographie est plus connue dans son application dans le domaine de la médecine où le scanner est utilisé pour obtenir des images en section du corps humain.

La tomographie électrique emploie les valeurs de résistivité apparente mesurées avec les dispositifs géo-électriques sur la surface prospectée pour générer des cartes du sous-sol où l'on représente les valeurs de résistivités vraies. La relation entre la résistivité apparente et la résistivité vraie est une relation complexe que l'on obtient par la résolution du problème inverse.

En accord avec Menke (1989), le problème inverse est simplement l'ensemble des méthodes utilisées pour extraire l'information utile de notre milieu à partir des mesures physiques ou données.

L'information utile apparaîtra comme des valeurs numériques d'une propriété de ce milieu. Ces propriétés sont utilisées comme paramètres du modèle. En premier lieu on suppose qu'il existe une méthode spécifique (normalement une théorie mathématique ou un modèle) liant les paramètres aux données. Le problème inverse est la démarche opposée au problème direct qui prédit les données à partir des paramètres et d'un modèle. Le problème inverse est plus difficile à résoudre que les problèmes directs lui correspondant.

L'objectif du problème inverse en prospection électrique est, comme nous venons de le mentionner, de trouver un modèle de distribution de résistivités vraies qui génère une réponse similaire aux valeurs de résistivités apparentes mesurées. La procédure d'inversion commence avec les valeurs mesurées représentées sous la forme d'une pseudo-section. Ensuite, on génère un modèle hypothétique de résistivités vraies du sous-sol et en résolvant le problème direct, on arrive à la distribution de résistivités apparentes. On compare les valeurs de résistivités apparentes calculées avec les valeurs mesurées et on calcule l'erreur. A partir de cette erreur, on modifie le modèle de départ et on recommence le processus. De cette manière, après une série d'itérations, on aboutit à un modèle de résistivités vraies du sous-sol correspondant aux résistivités apparentes mesurées.

Le processus initial consiste à mesurer la résistivité apparente avec un dispositif déterminé où l'on a une distance inter-électrodes a que l'on fait varier d'un multiple n de telle façon que le résultat final soit une section de résistivité apparente à divers niveaux n en profondeur. D'un point de vue physique, il est nécessaire de distinguer le modèle, les paramètres du modèle et la réponse du modèle associé. Un modèle est basé sur un ensemble de relations qui représentent l'abstraction mathématique particulière d'un processus observé. Ces équations dépendent d'un certain nombre l de paramètres du modèle estimés à partir des données actuelles. D'un autre côté, la réponse du modèle dépend des données synthétiques produites par une réalisation particulière du modèle (Lines et Treitel, 1984).

Dans le programme d'inversion utilisé pour cette étude, les paramètres du modèle correspondent aux valeurs de la résistivité du modèle de cellules. Ce modèle de cellules consiste à diviser les sous – sol en blocs dont les dimensions dépendent de la position des points de mesure. Un tel modèle est généré par un algorithme spécial.

L'ensemble des données mesurées sera appelé données observées et peuvent être écrites comme une vectrice colonne y de la forme :

$$y = \text{col}(y_1, y_2, y_3, \dots, y_m); \quad (4.2)$$

Où m correspond au nombre de mesures effectuées. La réponse du modèle peut être écrite de manière similaire :

$$f = \text{col}(f_1, f_2, f_3, \dots, f_m); \quad (4.3)$$

En accord avec Locke (2002), pour le problème de résistivité, les valeurs de résistivité apparente observées, les valeurs de la réponses du modèle et les valeurs des paramètres du modèle sont normalement représentées par leurs logarithmes. On peut écrire les paramètres du modèle sous forme vectorielle comme :

$$q = \text{col}(q_1, q_2, q_3, \dots, q_l); \quad (4.4)$$

La différence entre les données observées et la réponse du modèle se quantifie à travers un vecteur de divergence g donné par $g = y - f$. Lorsque l'on applique la méthode des moindres carrés, le modèle initial se modifie de telle manière que la somme des carrés des erreurs ε de la différence entre la réponse du modèle et les données observées soit minimale.

En d'autres termes :

$$\varepsilon = g^t * g = \sum_{i=1}^i g_i^2; \quad (4.5)$$

L'erreur exprimée dans l'équation 6 peut être réduite si l'on emploie l'équation de Gauss – Newton. Grâce à cette équation il est possible de déterminer la variation des paramètres du modèle permettant de réduire la zone du carré des erreurs. Cette équation est donnée par :

$$J^t J \Delta q_i = J^t g; \quad (4.6)$$

Dans cette équation T correspond à la transposée, Δq est le vecteur de variation des paramètres du modèle et J , la matrice jacobienne de dérivées partielles dont les éléments sont donnés par qui est la variation de la i ème réponse du modèle dû à la variation du j ème paramètre du modèle. Dans la pratique, l'équation précédente s'emploie très peu puisque le terme $J^t J$ peut être singulier et de ce fait, l'équation des moindres carrés

ne pas avoir de solution pour Δq . A part ça, d'autres inconvénients existent empêchant l'utilisation directe de cette équation ; ceci oblige à modifier l'équation de la manière suivante :

$$(J^T J + \lambda I) \Delta q^k = J^t g; (4.7)$$

Ceci est la méthode de Marquardt – Levenberg, et le même processus minimise la combinaison de la magnitude du vecteur de g et le vecteur de changement de paramètres. Dans l'équation ci-dessus, I est la matrice identité et λ , le facteur d'amortissement.

4.3.4.3 Procédure de mesure en 2D[77]

Une acquisition 2D utilise en général un grand nombre d'électrodes connectées à un câble multi-conducteurs et placées selon un profil. Un ordinateur portable, dans lequel est programmée la séquence de mesures (ou un résistivimètre possédant un disque dur), est relié à une boîte de commutation et sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection du courant et la mesure du potentiel. Chaque électrode possède en effet une adresse numérique unique dans le dispositif, ce qui lui permet d'être identifiée par l'ordinateur. La séquence de mesure est généralement créée sous forme de fichier texte dans lequel est contenu diverses informations tel que le type de dispositif utilisé. Les formats de ces fichiers dépendent du constructeur. Les câbles multiconducteurs sont reliés à la boîte de commutation. Un contact galvanique est assuré avec le sol au moyen de piquets métalliques (acier inoxydable) ou encore d'électrodes spéciales éliminant la polarisation spontanée. Un espacement constant est généralement utilisé d'une électrode à l'autre.

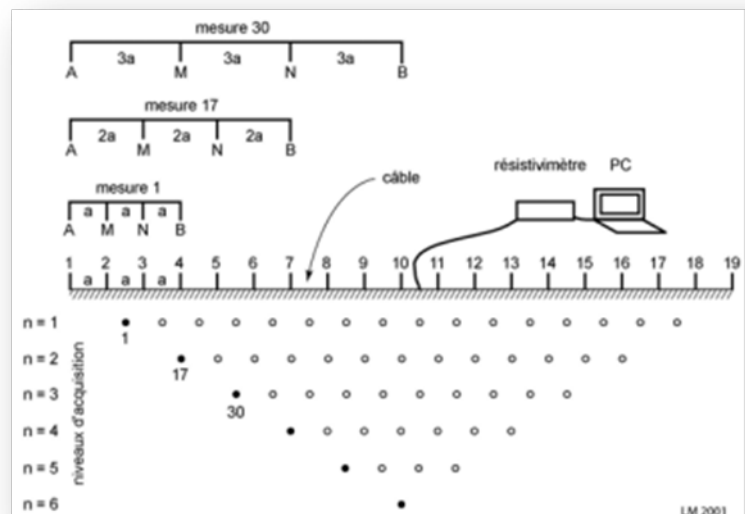


Figure 4.7 : Arrangement des électrodes pour une acquisition 2D et séquence de mesures pour une configuration Wenner[77]

Lorsqu'on lance l'acquisition, le programme sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection du courant et la mesure du potentiel.

La mesure est ensuite stockée dans la mémoire de l'ordinateur (ou du résistivimètre). La plus grande partie du temps d'acquisition est donc passée à attendre que le résistivimètre effectue la séquence de mesure. Pour obtenir une bonne image 2D de la sous-sol, il est nécessaire que la couverture des mesures soit également 2D et uniforme.

Prenons comme exemple un dispositif Wenner avec 19 électrodes. La distance entre deux électrodes est notée a . En dispositif Wenner la première mesure du fichier d'acquisition va se faire à l'aide des électrodes 1,2,3 et 4 ; les électrodes 1 et 4 serviront à l'injection du courant (A et B), les 2 et 3 à la mesure du potentiel (M et N). Tout le dispositif va ensuite se déplacer d'une distance a . Les électrodes 2 et 5 serviront alors d'injection du courant et les 3 et 4 de mesure du potentiel. Le processus se répète jusqu'à l'électrode 19. On a donc, pour le premier niveau d'acquisition 16 possibilités (19-3).

Comme la caractéristique du dispositif Wenner est de garder une distance constante entre toutes les électrodes, on va donc, pour le niveau suivant, prendre une distance égale à $2*a$. La première mesure du 2ème niveau impliquera donc les électrodes 1 et 7 pour l'injection du courant et 3 et 5 pour la mesure du potentiel. Le processus se répète à nouveau jusqu'à l'électrode 19. Le second niveau comprendra alors 13 possibilités ($19-2*3$). On effectue ainsi les mesures de chaque niveau d'acquisition avec $3*a$, $4*a$, etc... (il en existe 6 pour 19 électrodes en Wenner). Il est évident que plus la distance inter-électrode augmente, plus le nombre de possibilités diminue. Le nombre de mesures va dépendre du type de dispositif utilisé. Pour avoir de bons résultats, il est obligatoire d'effectuer les mesures de manière systématique de façon à éviter les zones sans mesures. Le dispositif Wenner a le plus faible nombre de mesures comparativement aux autres dispositifs communément utilisés.

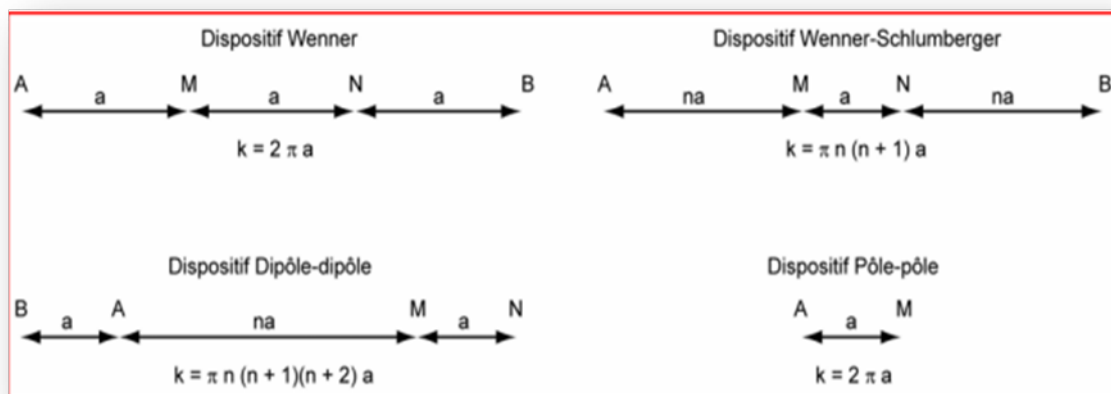


Figure 4.8 : Principe de mesures pour les différents dispositifs[82]

Pour le pôle-pôle, une procédure similaire au Wenner est utilisée. Pour un système avec 19 électrodes, 18 mesures sont d'abord effectuées avec une distance $1*a$ entre A et M, puis $2*a$ et ainsi de suite.

Pour un dipôle-dipôle, un Wenner-Schlumberger ou un pôle-dipôle, la séquence de

mesure est légèrement différente . Pour un dipôle-dipôle par exemple, les mesures commencent habituellement avec une distance $1*a$ entre les électrodes d'injection du courant (A et B) et de mesure de potentiel (M et N). La première séquence de mesure est alors effectuée en donnant une valeur de 1 pour le facteur n (qui est le rapport AM/MN) puis une valeur de 2 toute en maintenant la distance AB et MN fixe à $1*a$. Lorsque n vaut 2, la distance AM est donc le double de la distance AB (ou MN). Pour les mesures suivantes, la valeur de n est habituellement incrémentée jusqu'à 6. A partir de $n=6$, la valeur du potentiel mesurée n'est plus précise car trop faible. Pour accroître la profondeur d'investigation, on augmente la distance AB à $2*n$ et une même séquence de mesure est effectuée de manière similaire. Si nécessaire, cette opération peut être encore répétée. Pour le Wenner-Schlumberger et un pôle-dipôle, différentes combinaisons de a et n sont utilisées. Il est donc bien clair que dans le cas d'un Wenner-Schlumberger, le type exact du dispositif va donc être compris entre un Wenner au sens strict et un dispositif Schlumberger.

4.3.4.4 Pseudo-sections[77]

Les points de mesure sont habituellement représentés en 2D sous la forme de pseudo-sections (coupes électriques du sous-sol en résistivités apparentes) à l'aide d'un logiciel permettant de dessiner les contours des valeurs de résistivité apparente. Les points de mesure sont reportés à l'aplomb du centre du dispositif et à une pseudo-profondeur arbitraire proportionnelle à la distance séparant les électrodes.

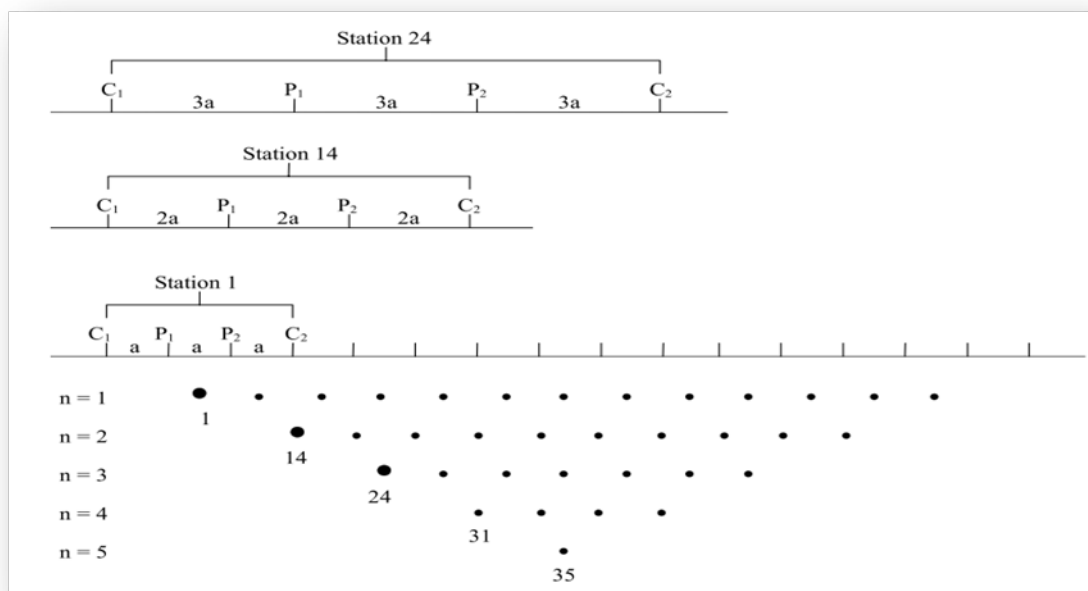


Figure 4.9 : Principe de construction d'une Pseudo-section[77]

4.3.4.5 Profondeur d'investigation et profondeur de détection

Le concept de la « profondeur d'investigation » (Depth Of Investigation - DOI) dans la prospection électrique fut introduit par les frères Schlumberger, initiateur des méthodes électriques, en 1932. Evjen (1938) l'a défini comme la profondeur dans le sous-sol à laquelle une couche de faible épaisseur exprime sa contribution maximale au signal total mesuré en surface. Dans un panneau électrique, que l'on peut voir comme la combinaison entre un sondage électrique (étude des variations verticales (1D) sous un point fixé – centre du dispositif – en surface) et un traîné électrique (étude des variations horizontales en déplaçant le dispositif à écartement fixé), ou encore comme la combinaison de plusieurs sondages électriques situés les uns à côté des autres, la profondeur d'investigation 2D peut être étudié à partir de la profondeur d'investigation 1D des sondages électriques « constituant » le panneau. En effet, le positionnement de la pseudo-profondeur des données de ρ_{pp} mesurés du panneau électrique dans le logiciel Res2dinv suit la définition d'Edwards (1977) pour l'estimation de la profondeur (effective z_e) d'investigation (1D) [80]

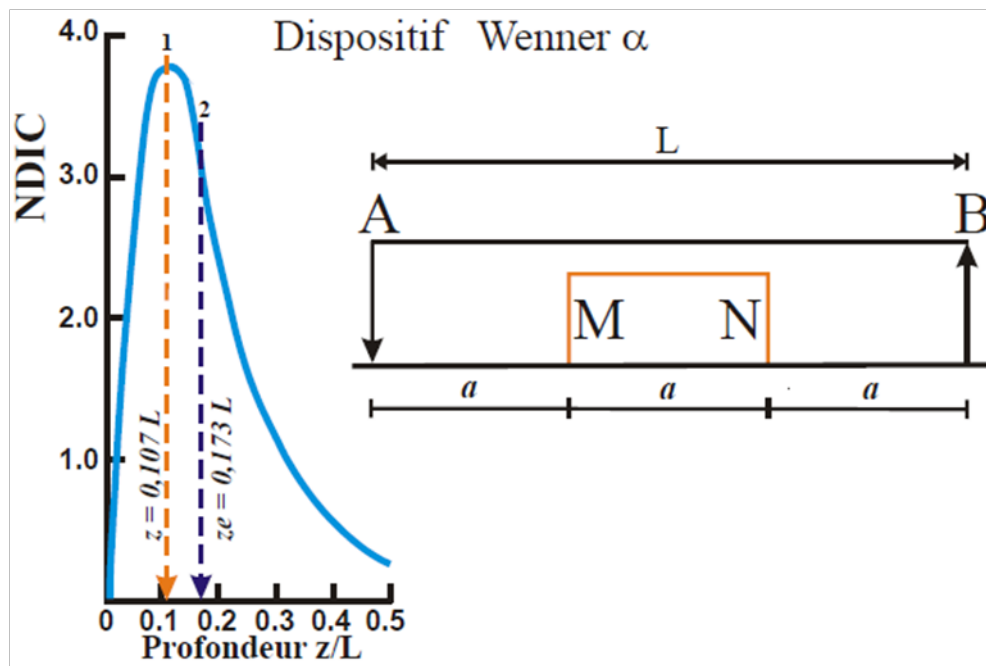


Figure 4.10 : Eroulement. Courbe de profondeur d'investigation caractéristique.

La profondeur de détection est la profondeur pour laquelle un objet de dimensions finies dans un sol produit un champ mesurable en surface. Ce champ dépend du contraste entre les grandeurs physiques et celles de l'encaissant. En outre, selon les méthodes, ce champ dépend directement soit du volume, soit de sa surface d'interaction.

4.3.5 La méthode électromagnétique

La méthode électromagnétique consiste à faire circuler un courant électrique variable dans une boucle de fil électrique pour produire un champ magnétique primaire transitoire autour de la boucle. Lorsqu'un corps conducteur de faible résistivité électrique se trouve

près de la boucle, la variation temporelle du champ magnétique primaire est à l'origine d'un flux du champ magnétique dans le corps conducteur. Ce flux génère des courants électriques dans le corps conducteur par induction électromagnétique qui sont à l'origine d'un champ magnétique secondaire transitoire autour du corps. Ce champ magnétique secondaire peut être mesuré à l'aide d'une seconde boucle de fil électrique grâce aussi à l'induction électromagnétique. Le signal dans cette seconde boucle qui provient de l'induction électromagnétique du champ magnétique primaire doit être éliminé. Seul le signal du champ magnétique secondaire est enregistré et traité pour obtenir de l'information sur la conductivité électrique du sous-sol en profondeur. Les deux boucles de fil électrique peuvent être déposées à la surface du sol pour effectuer un sondage électromagnétique. Pour une boucle de fil électrique du champ magnétique primaire de quelques dizaines de mètres de diamètre, une profondeur d'investigation de l'ordre de 250 m peut être atteinte. En déplaçant le dispositif de point en point à la surface du sol le long d'une ligne de levé géophysique, les variations en profondeur et latérales de conductivité électrique du sous-sol peuvent être obtenues. Le déploiement de ces boucles de fil électrique à la surface du sol peut être problématique si l'accès au site d'étude est limité. Le dispositif de deux boucles de fil électrique peut être aussi élingué par un hélicoptère pour faire un levé géophysique aéroporté le long de plusieurs lignes de vol. Les coûts d'un levé géophysique aéroporté sont très élevés notamment sur le plan de la mobilisation et de la démobilisation des équipements, mais, dans le cadre d'une cartographie hydrogéologique régionale à l'échelle d'une municipalité régionale de comté par exemple, les informations obtenues sur les dépôts quaternaires, la géologie et les eaux souterraines peuvent justifier cet investissement.[81]

4.3.6 Le géoradar

Le géoradar est aussi une méthode électromagnétique pour obtenir de l'information sur les structures sédimentaires du sous-sol. Le géoradar est composé d'une antenne émettrice et d'une antenne réceptrice du signal radar d'une fréquence de plusieurs dizaines de MHz. Ces antennes sont des boucles de fil électrique de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres de longueur selon la fréquence d'émission du signal radar dans lesquelles un courant électrique circule. La résolution et la profondeur d'investigation souhaitées dépendent de la fréquence d'émission du signal radar. De façon générale, plus la fréquence est élevée, meilleure est la résolution, mais la profondeur d'investigation est plus faible.

Des vues en coupe du sous-sol, nommées profils de géoradar, en fonction du temps de propagation du signal radar et de la position du dispositif d'antennes le long d'une ligne de levé géophysique sont produites lors de levés de géoradar. Des réflecteurs cohérents du signal radar apparaissent sur les profils de géoradar qui correspondent à la réflexion du signal radar émis par l'antenne émettrice sur des interfaces telles que les contacts stratigraphiques entre des unités géologiques ou la nappe phréatique et capté par l'antenne réceptrice. En connaissant la genèse des dépôts quaternaires du site d'étude, on peut

inférer le type de dépôt et leurs structures sédimentaires qui leur sont propres à partir de la géométrie et des relations spatiales des réflecteurs visibles sur les profils de géoradar.

Pour déterminer la profondeur des réflecteurs et des contacts stratigraphiques à leur origine, il est nécessaire de connaître la vitesse de propagation du signal radar qui peut être déterminée d'un levé de géoradar du point milieu commun ou, encore, des réflecteurs hyperboliques identifiés sur un profil de géoradar en mode réflexion.

Dans des conditions idéales, c'est-à-dire pour un sous-sol faiblement conducteur composé de sables et de graviers secs ou humides, une profondeur d'investigation supérieure à 10 m, voire de 30 ou 40 m dans des cas exceptionnels, peut être atteinte. En présence d'une couche superficielle conductrice telle qu'une argile ou un silt, le signal radar est atténué rapidement dans ce milieu et la profondeur d'investigation est alors très faible. Il n'est pas recommandé de réaliser un profil de géoradar dans de telles conditions. Le taux de production d'un levé de géoradar peut être de plusieurs kilomètres par jour. [81]

4.4 CONCLUSION

La géophysique propose plusieurs outils efficaces testés sur de nombreux sites. Le choix de la méthode doit se faire au cas par cas par le géophysicien ou sur ses conseils. Les méthodes électromagnétiques semblent devoir être privilégiées pour une localisation rapide des zones en mouvement, les méthodes sismiques (réfraction, réflexion et tomographie sismique) restent les plus indiquées pour connaître la géométrie profonde des glissements, les études géo électriques servant à déterminer la nature du matériel en profondeur. La réalisation de forages après la prospection géophysique permet un choix plus judicieux de leur implantation et un calibrage de la géophysique. Aucune méthode n'est universelle, toutes ont des limites qu'il faut connaître, mais les informations obtenues par géophysique restent souvent les plus importantes pour appréhender la géométrie tridimensionnelle des glissements, donnée indispensable avant tout projet de stabilisation.

Chapitre 5

Etude de l'évolution du glissement et caractérisation géomécanique du gisement de phosphate

1. Introduction
 2. Les propriétés des roches
 3. Les résultats de RQD de différents formations géologiques
 4. Les résultats de RMR de différents formations géologiques
 5. Représentation stéréographique
 6. Les résultats de SMR de différents formations géologiques
 7. Les résultats de GSI de différents formations géologiques
 8. Les résultats de la tomographie électrique
 9. Conclusion
-

Chapitre 5

Etude de l'évolution du glissement et caractérisation géomécanique du gisement de phosphate

5.1 Introduction

D'après les documents de la mine de Djebel Onk, le 08 Septembre 2007 à environ 05 heures du matin, est survenu le glissement du flanc nord-est de la fosse. Une masse importante de roches s'est détachée du massif comblant presque entièrement la fosse et causant d'énormes dégâts matériels. Il s'agit d'un accident de grande ampleur, tant par les volumes mobilisés (plusieurs millions de m³) que par l'importance du déplacement des matériaux (pouvant atteindre 200m).

Cet accident est de type « glissement de bancs rocheux sur substratum », rendu possible du fait des très faibles caractéristiques mécaniques de l'intercalaire à la base de la couche phosphatée, allié à une géomorphologie locale favorisant l'instabilité. L'étude de l'évolution de ce glissement sera une nécessité capitale de point de vue durée de vie de la mine.

Dans ce chapitre on applique les différents systèmes de classification du massif rocheux, tel que (RQD, RMR, SMR, GSI) qui nous donne la possibilité de quantifier l'état de stabilité des différents faciès du massif de Kefessoun. En suite on utilise la méthode de l'équilibre limite par le logiciel Geoslop pour calcul le coefficient de sécurité.

Après l'étude géotechnique nous allons étudier l'évolution du glissement de terrain dans le cas de Kef Essoun en utilisant la méthode de tomographie électrique : ERT. Les résultats seront donc comparés avec d'autres travaux dans le même cas d'étude.

5.2 Les propriétés des roches

5.2.1 Les propriétés physiques

5.2.1.1 La masse volumique

C'est la masse de l'unité de volume de la roche (g/cm³). Suivant l'état du matériau, on définit : ρ_s la masse volumique absolue ou masse volumique du solide, ρ_h la masse volumique naturelle, ρ_d la masse volumique sèche et ρ_{sat} la masse volumique saturée.

$$\rho_s = M_S/V_S; \rho_d = M_S/V_t; \rho_h = M_h/V_t; \rho_{sat} = M_{Sat}/V_t; \quad (5.1)$$

avec :

MS : la masse du matériau sec ;

g Vs : le volume des grains après broyage ;

cm³ Vt : le volume de l'échantillon ;

cm³ Mh : la masse naturelle ;

g MSat : la masse de l'échantillon saturée ;

g. ρ_d : dépend de la porosité de la roche, par contre ρ_s ne dépend que de la minéralogie.



Figure 5.1 : glissement de kefessnoun

5.2.1.2 Densité

La densité sèche de la roche se situe entre 2.5 et 2.8 g/cm³. Une forte densité correspond généralement une faible porosité

5.2.2 Propriétés technologiques des roches

5.2.2.1 Dureté

La dureté est la caractéristique d'un matériau à résister à une déformation permanente. La dureté de la roche dépend de plusieurs facteurs, y compris la composition minérale et la densité.

5.2.3 Propriétés Mécanique des roches

5.2.3.1 Compression Uniaxiale

La résistance à la compression uniaxiale est la contrainte ultime d'un échantillon de roche cylindrique sous chargement axial. C'est la plus importante des propriétés mécaniques de la roche, utilisée endimensionnement, analyse et modélisation. En parallèle avec la mesure de la charge, on mesure aussi les déformations axiales et radiales.

5.2.3.2 Résistance à la traction

Les roches ont généralement une faible résistance à la traction, due aux microfissures préexistantes. L'existence de ces microfissures peut également être la cause de la rupture soudaine de la roche en traction sous une faible contrainte. La résistance à la traction de la roche peut être obtenue à partir de plusieurs types d'essais. L'essai de traction le plus connu est l'essai brésilien.

5.2.3.3 Résistance au cisaillement

La roche résiste à l'effort de cisaillement par deux mécanismes internes, cohésion et frottement interne. La cohésion est une mesure de liaison interne de la roche. Le frottement interne résulte du contact entre les particules, et est défini par l'angle de frottement interne. La résistance au cisaillement de la roche peut être déterminée par l'essai de cisaillement direct et par des essais de compression triaxiale.

5.2.3.4 Le module d'Young et le coefficient de Poisson

Le module de Young et le coefficient de Poisson peuvent être déterminés expérimentalement à partir de la courbe contrainte-déformation. Ils semblent ne pas être affectés par le changement de la contrainte de confinement. Les roches à haute résistance tendent également à avoir un grand module de Young, dépendant du type de roche et d'autres facteurs.

Pour la plupart des roches, le coefficient de Poisson se situe entre 0.15 et 0.4.

TAB. 5.1 : les propriétés physico- mécaniques des différents facies du flanc nord de ke- fEssnoun

Propriétés	Unités de mesure	Calcaire yprésien	phosphate	marnes	Calcaire danio- montien
La résistance à la compression uniaxiale de la roche intacte	MPa	52	22	7	35
Masse volumique insaturé (ρ insat)	KN/m3	27	21	23	27
Masse volumique saturé (ρ sat)	KN/m3	27.46	24.81	24	24.46
Cohésion (C)	KN/m2	5400	2300	160	3600
Angle de frottement interne (φ)	°	37	37	16	37
Dilatance(ψ)	°	7	7	0	7
Module de Young E	KN/m2	2700	2400	1000	2700
Coefficient de poisson	/	0.25	0.28	0.25	0.25

5.3 Les résultats de RQD de différent formation géologique

Les résultats du RQD montrent que la qualité du massif est entre moyenne et bonne, (Tableau 5.2).

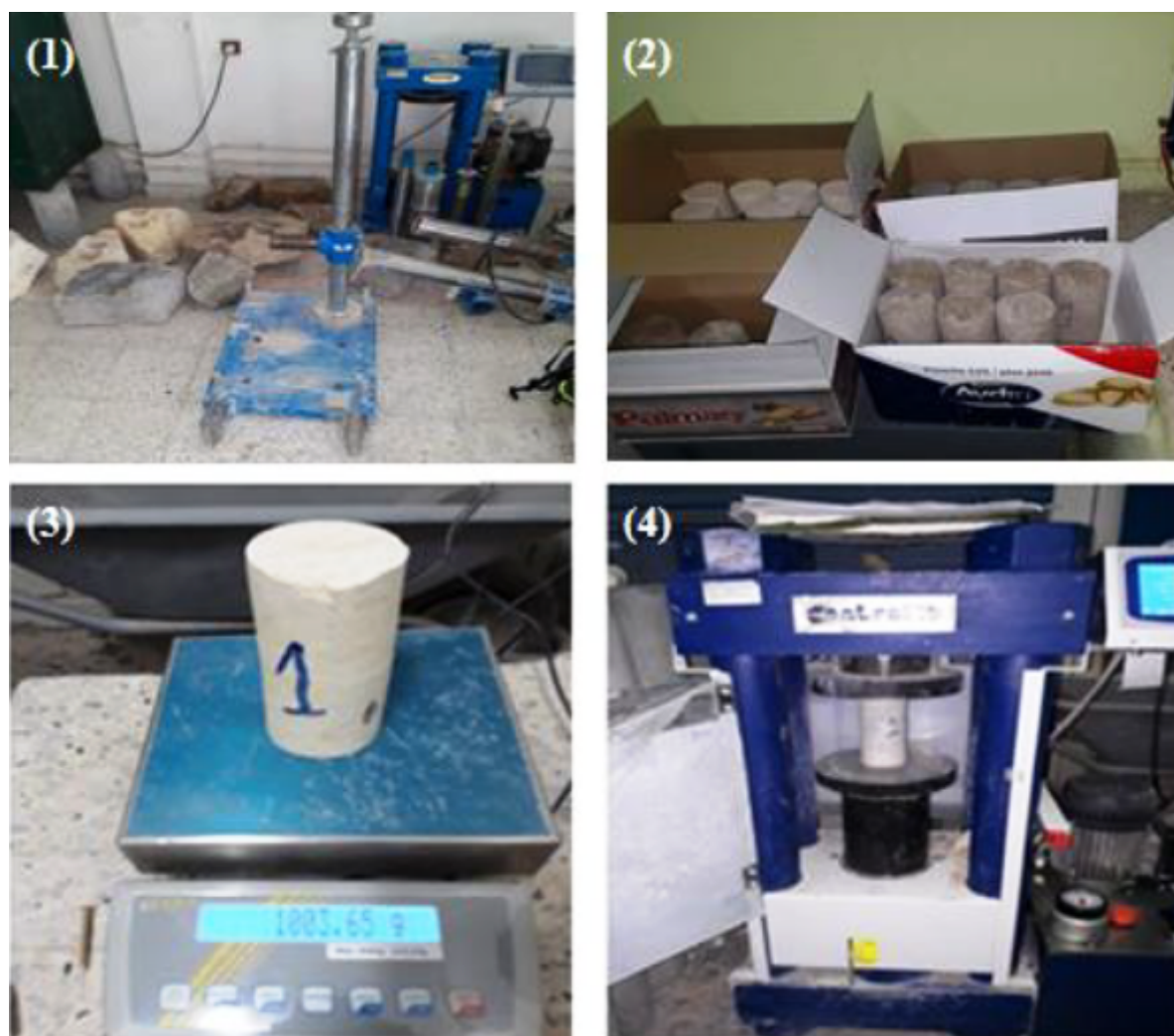


Figure 5.2 : les différent étapes pour déterminée les propriétés physico-mécanique des roches

TAB. 5.2 : Valeur du RQD des différentes formations géologiques

	RQD %	Classe du RQD%	Observation
Calcaire Yprésien	72%	50-75%	Qualité de la masse rocheuse est moyenne
Phosphate	76%	75 -90%	Qualité de la masse rocheuse est bonne
Marne	48%	25-50%	Qualité de la masse rocheuse est pauvre
Calcaire Danien-Montien	85%	75 -90%	Qualité de la masse rocheuse est bonne

5.4 Les résultats de RMR de défrent formation géologique

L'état du massif rocheux de la zone d'étude présente des discontinuités faiblement rugueuses, avec des ouvertures inférieures à 1 mm et des faces souples à dures. Les résultats du RMR indiquent que le massif est classé comme bon et moyenne roche

TAB. 5.3 : Valeur du RMR de facies Calcaire Yprésien

Facies	Calcaire Yprésien					
Paramètre	Rc (MPa)	RQD (%)	Nature des joints	Espacement des joints (m)	Hydrogéologie	RMR de Base
Mesure	52	72	Surfaces légèrement rugueuses	0,2- 0,6 m	Complètement Sec	70
Valeurs extrêmes de la classification	50-100	50-75	Epaisseur <1 mm Epointe non altérées			
Note	7	13	25			
Classe de masse rocheuse : II						
Qualité de la roche : bon rocher						

TAB. 5.4 : Valeur du RMR de facies Phosphate

Facies	Phosphate					
Paramètre	Rc (MPa)	RQD (%)	Nature des joints	Espacement des joints (m)	Hydrogéologie	RMRde Base
Mesure	22	78	Surfaces légèrement rugueuses Epaisseur <1 mm Eponte non altérées	0,2- 0,6 m	Complètement Sec	69
Valeurs extrêmes de la classification	10-25	75-90				
Note	2	17	25	10	15	
Classe de masse rocheuse : II Qualité de la roche : bon rocher						

TAB. 5.5 : Valeur du RMR de facies de la marne

Facies	marme					
Paramètre	Rc (MPa)	RQD (%)	Nature des joints	Espacement des joints (m)	Hydrogéologie	RMRde Base
Mesure	7	48	Surfaces légèrement rugueuses Epaisseur <1 mm Eponte altérées	0,2- 0,6 m	Complètement Sec	54
Valeurs extrêmes de la classification	3-10	25-50				
Note	1	8	20	10	15	
Classe de masse rocheuse : III Qualité de la roche : moyenne rocher						

TAB. 5.6 : Valeur du RMR de facies de la Calcaire Danien - Montien

Facies	Calcaire Danien - Montien					
Paramètre	Rc (MPa)	RQD (%)	Nature des joints	Espacement des joints (m)	Hydrogéologie	RMRd e Base
Mesure	35	85	Surfaces légèrement rugueuses Epaisseur <1 mm Epointe Non altérées	0,2- 0,6 m	Complètement Sec	71
Valeurs extrêmes de la classification	25-50	75-90				
Note	4	17				
Classe de masse rocheuse : II						
Qualité de la roche : bon rocher						

5.5 Représentation stéréographique

TAB. 5.7 : Orientation et pendage des discontinuités du massif rocheux de Diffèrent facies

Facies de Calcaire Yprésien		Facies de phosphate		Facies de mame		Facies de Calcaire danien-montien	
pendage	Direction	pendage	Direction	pendage	Direction	pendage	Direction
N70°	N25°SW	N35°	N130°SE	N45°	N110°SE	N65°	N110°SW
N70°	N30°SW	N30°	N130°SE	N55°	N115°SW	N40°	N55°SE
N70°	N35°SW	N35°	N110°SW	N60°	N130°NE	N30°	N90°SE
N60°	N30°SW	N40°	N115°SE	N40°	N80°SW	N45°	N30°SE
N70°	N35°SW	N55°	N75°SW	N35°	N110°NW	N45°	N30°SW
N65°	N30°SE	N35°	N120°SE	N70°	N65°SE	N60°	N30°SE
N60°	N30°SW	N40°	N140°SW	N60°	N110°SW	N90°	N80°SE
N65°	N35°SW	N60°	N130°SE	N55°	N120°SW	N30°	N70°SW
N70°	N30°SE	N45°	N80°SE	N45°	N110°SE	N85°	N90°SW
N70°	N35°SW	N40°	N70°SE	N40°	N85°SW	N65°	N75°SE
N65°	N30° SE					N90°	N90°SW
N75°	N35°SW					N35°	N30°SE
N70°	N110°SE					N75°	N85°SW
N70°	N115°SE					N75°	N80°SW
N70°	N115°SW					N75°	N70°SW
N70°	N120°SE					N45°	N65°SE
N65°	N110°SW					N45°	N65°SW
						N65°	N25°SW
						N65°	N25°SE
						N60°	N35°SE

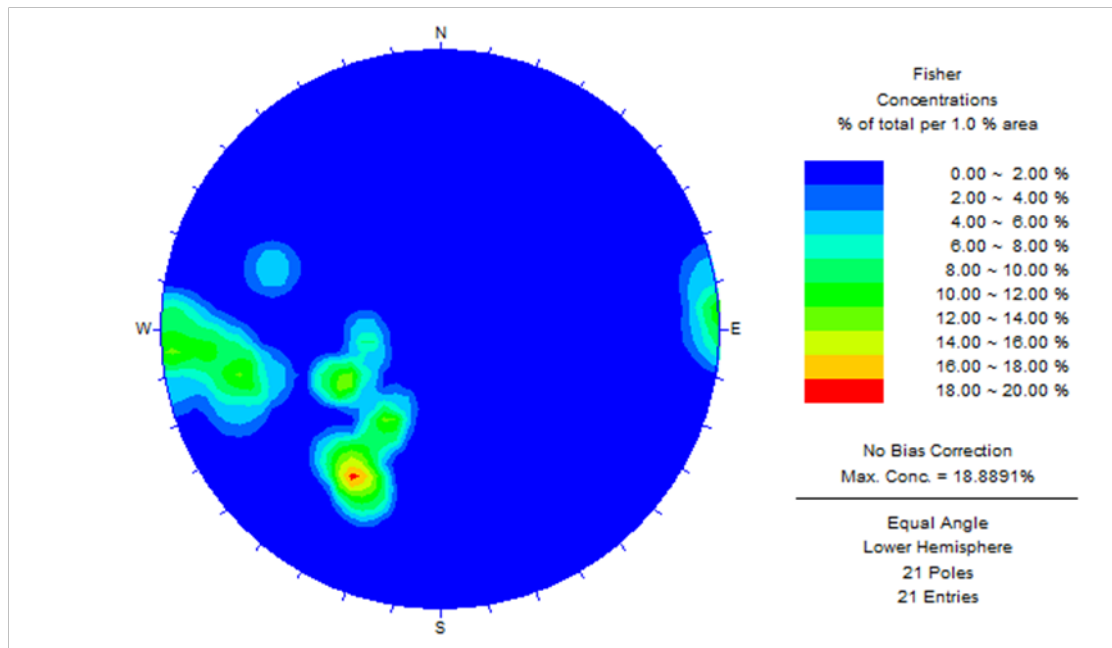


Figure 5.3 : Projection stéréographique (Calcaire Yprésien)

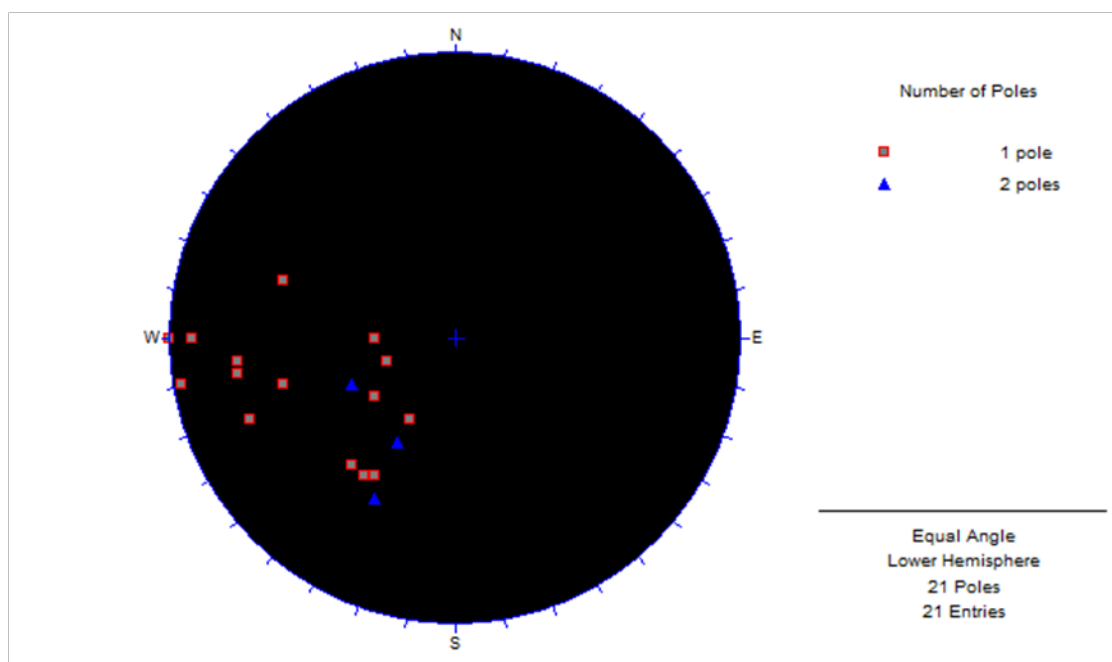


Figure 5.4 : Projection des pôles (Calcaire Yprésien).

La projection stéréographique montre l'existence de 3 familles de discontinuités.

- La première famille est orienté ver N 230 _ pendage 20°
- La deuxième famille est orienté ver N 260 _ pendage 30°
- La troisième famille est orienté ver N 270 _ pendage 80°

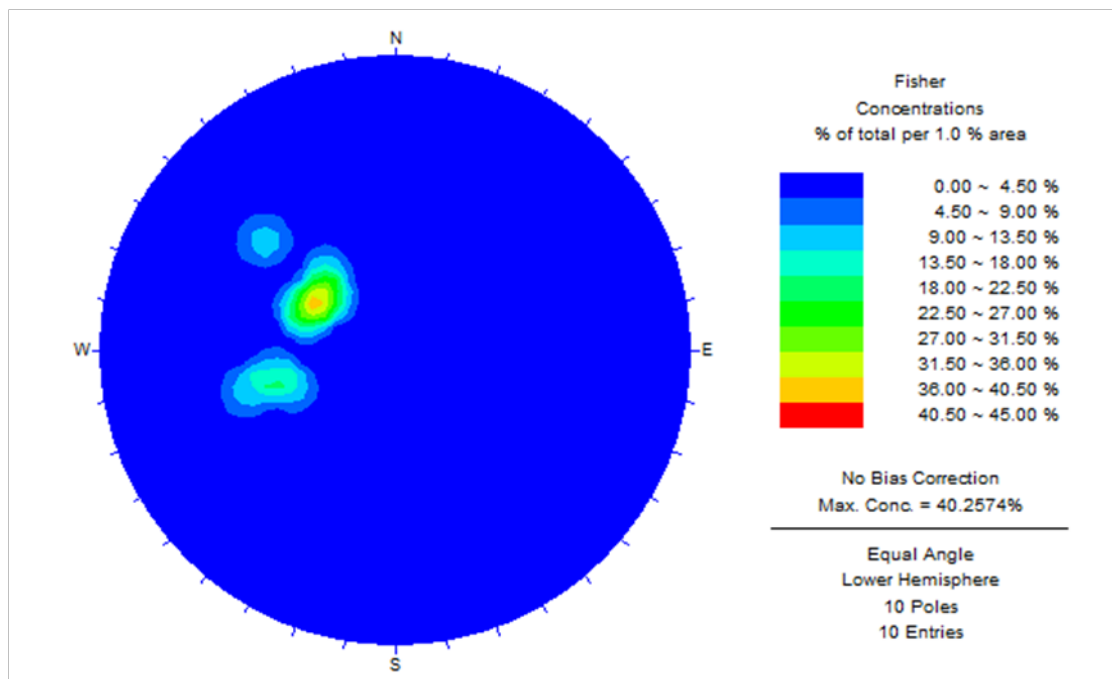


Figure 5.5 : Projection stéréographique (phosphate)

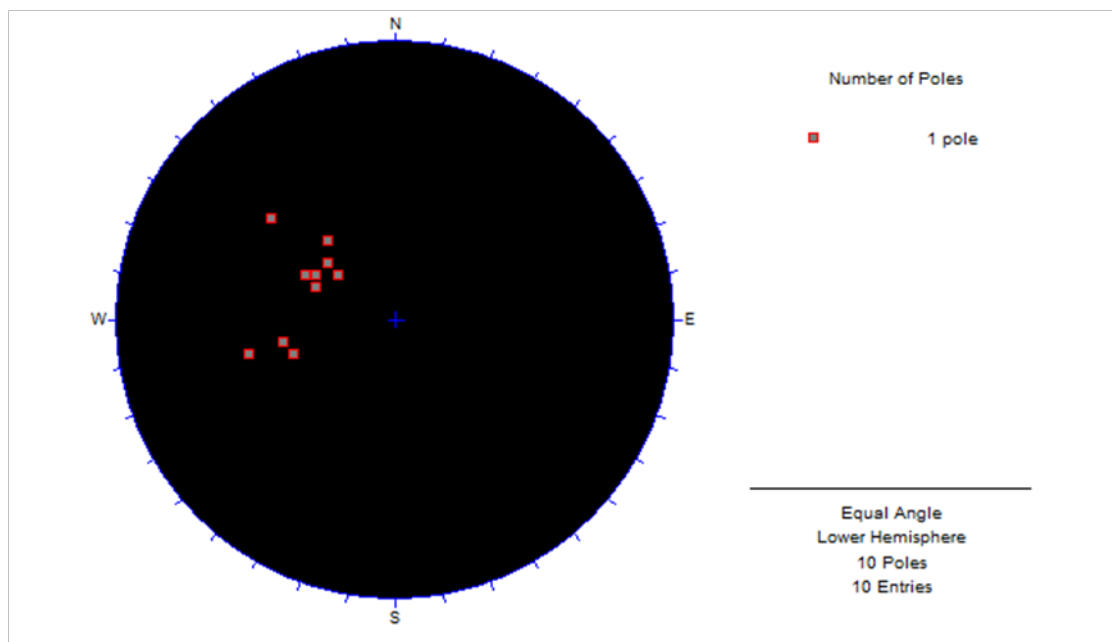


Figure 5.6 : Projection des pôles (phosphate).

La projection stéréographique montre l'existence de 3 familles de discontinuités.

- La première famille est orienté vers N 260 _ pendage 35°
- La deuxième famille est orienté vers N 280 _ pendage 20°
- La troisième famille est orienté vers N 300 _ pendage 35°

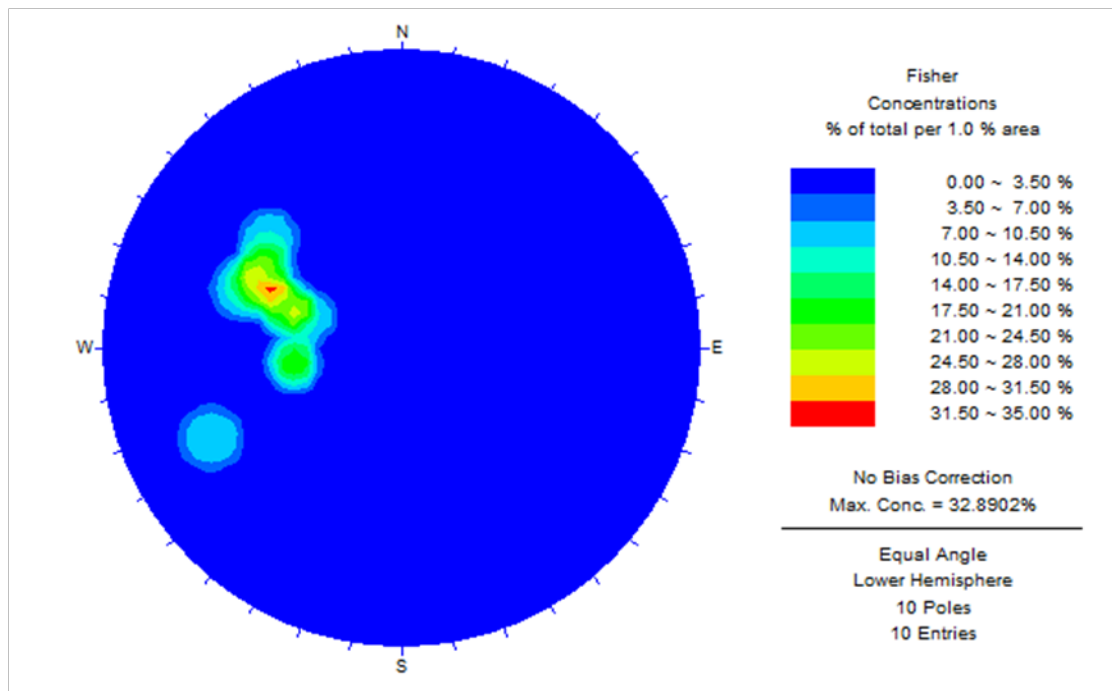


Figure 5.7 : Projection stéréographique (marne)

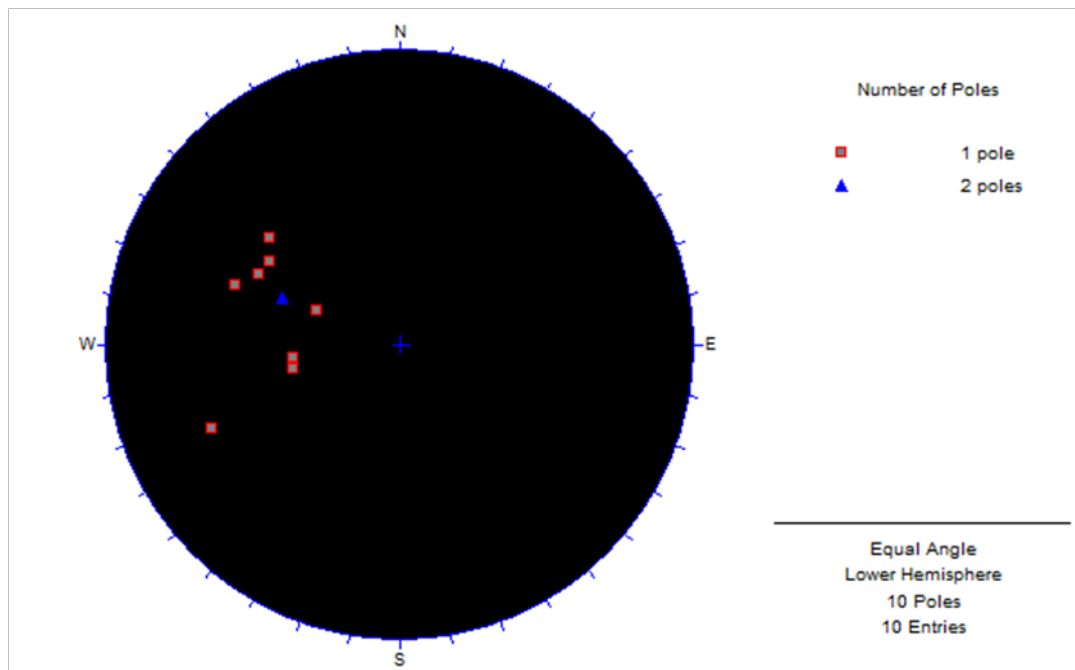


Figure 5.8 : Projection des pôles (marne).

La projection stéréographique montre l'existence de trois familles de discontinuités.

- La première famille est orientée vers N 250 _ pendage 70°
- La deuxième famille est orientée vers N 280 _ pendage 30°
- La troisième famille est orientée vers N 260 _ pendage 30°

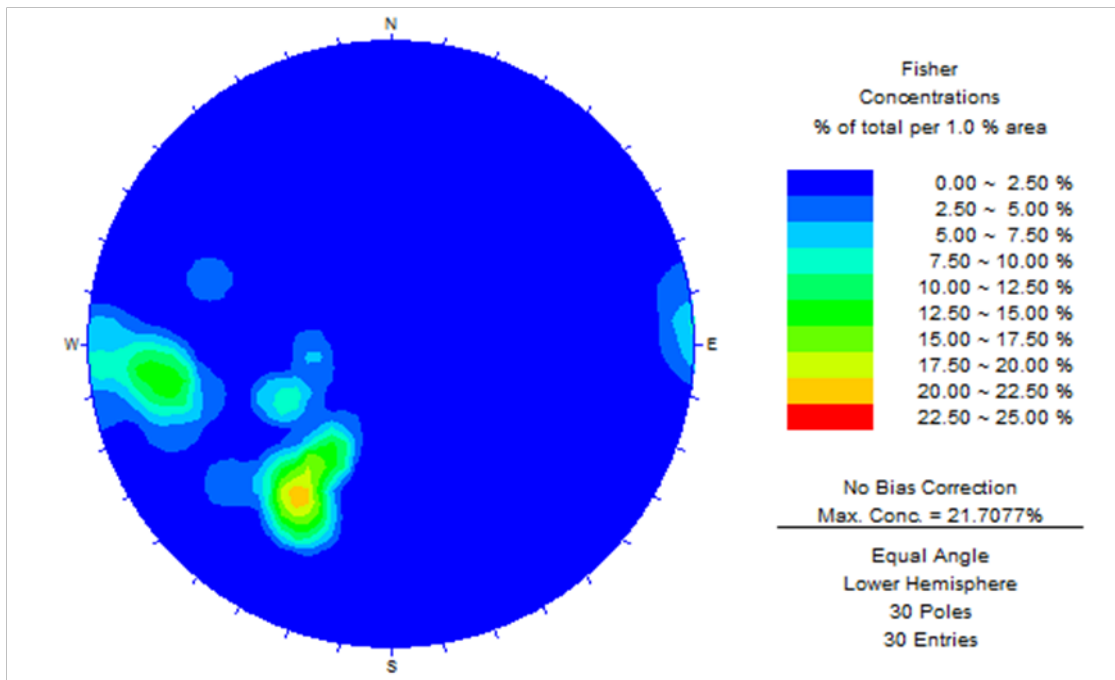


Figure 5.9 : Projection stéréographique (calcaire danien-montien)

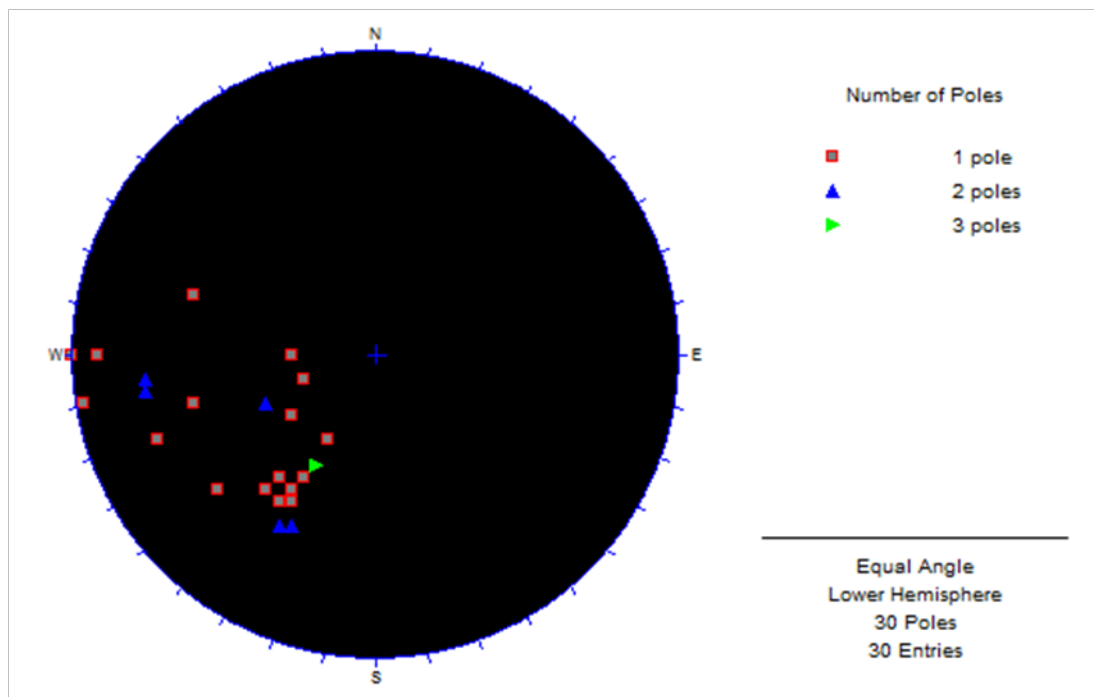


Figure 5.10 : Projection des pôles(calcaire danien-montien)

La projection stéréographique montre l'existence de 3 familles de discontinuités.

- La première famille est orienté vers N 230 __ pendage 20°
- La deuxième famille est orienté vers N 260 __ pendage 30°
- La troisième famille est orienté vers N 265 __ pendage 80°

TAB. 5.8 : Orientation des joints et le talus

	Calcaire Yprésien	Phosphate	Marne	calcaire danien-montien
Direction du pendage des joints (α_j)	N 230°	N 280°	N 280°	N 230°
Pendage du joint (β_j)	20°SW	20°SW	30°SE	20°SW
Direction du pendage du talus (α_s)	N210°	N260°	N260°	N210°
Pendage du talus (β_s)	75°	80°	65°	80°

5.6 Les résultats de SMR de différent formation géologique

La classification SMR établie à base des observations in situ, on déduit que la qualité du massif varie en fonction des différents faciès (Tab 5.9).

TAB. 5.9 : Valeur du SMR des différentes formations géologiques

Formation géologique	calcaire Yprésien	Phosphate	Marne	Calcaire Danien- Montien
RMR de base	70	69	54	71
F1	0,7	0,7	0,7	0,7
F2	0,4	0,4	0,4	0,4
F3	-60	-60	-60	-60
F4	-8	-8	-8	-8
SMR	45,2	44,2	30,2	46,2
Classe	III	III	IV	III
Description	Moyenne	Moyenne	Mouvais	Moyenne
Description : rupture possible Stabilité : instable. Rupture : rupture possible au niveau de la couche des marnes Méthode de renforcement: reprofilage				

5.7 Les résultats de GSI de différent formation géologique

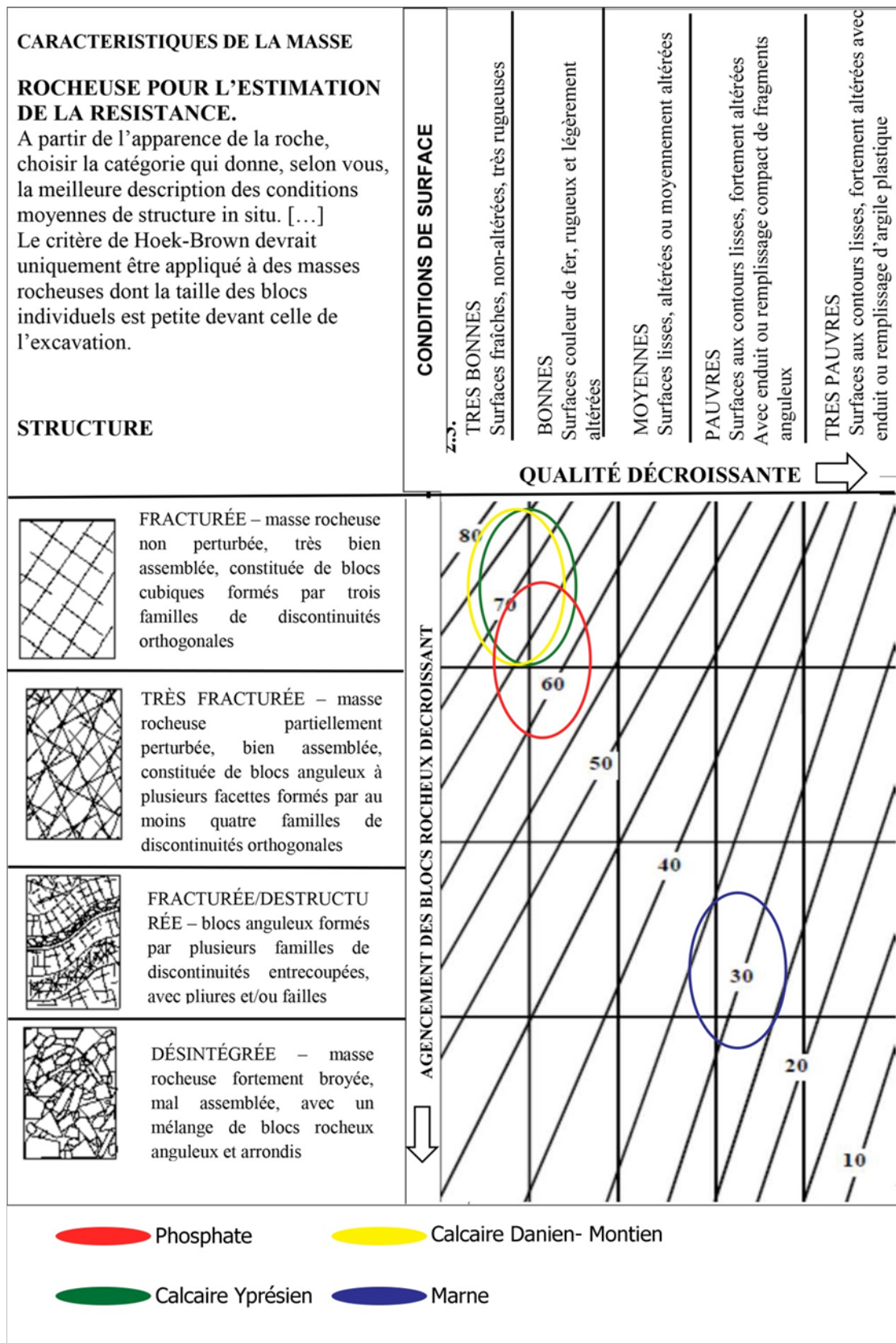


Figure 5.11 : Valeur de GSI pour les different type de roche de kefessnoun

TAB. 5.10 : Classification GSI du massif rocheux de Kef Esnnoun

Faciès	Valeur de GSI	Qualité de massif rocheux
Calcaire Yprésien	68	Bonne
Phosphate	63	Bonne
Marne	35	Mouvais
Calcaire Danien-Montien	69	Bonne

Selon les classifications empiriques, on a déduit que l'éventuel glissement affecte la couche de marnes, pour confirmer notre résultat et d'après les paramètres des formations géologiques, on va faire un modèle par la méthode d'équilibre limite Geoslop (fig 5.12)

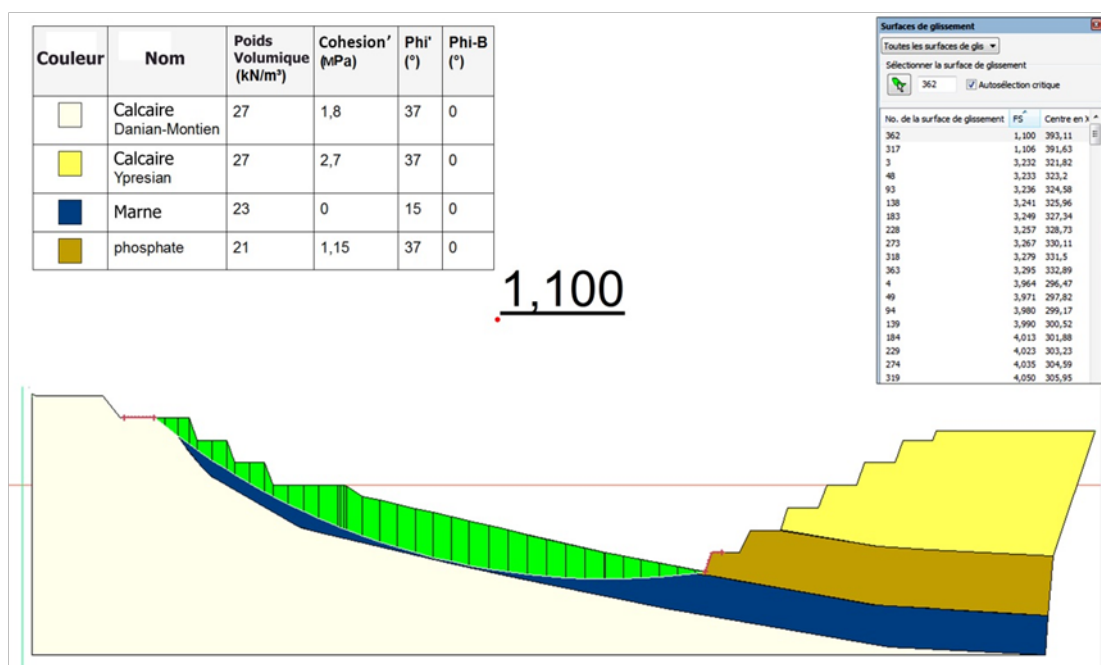


Figure 5.12 : Illustration du facteur de sécurité et de la surface de glissement

5.8 Les résultats de la tomographie électrique

Partons des résultats de travail antécédent (Nouioua et al 2015), et afin de vérifier l'évolution du glissement Kef Essnoun, qui présente toujours un risque potentiel à la bonne fonction d'une machine industrielle dépendante de cette carrière, un deuxième profil de TRE (Tomographie de résistivité électrique) est réalisé en superposition au premier, et pour avoir une meilleure profondeur d'investigation au regard des contraintes de terrain.

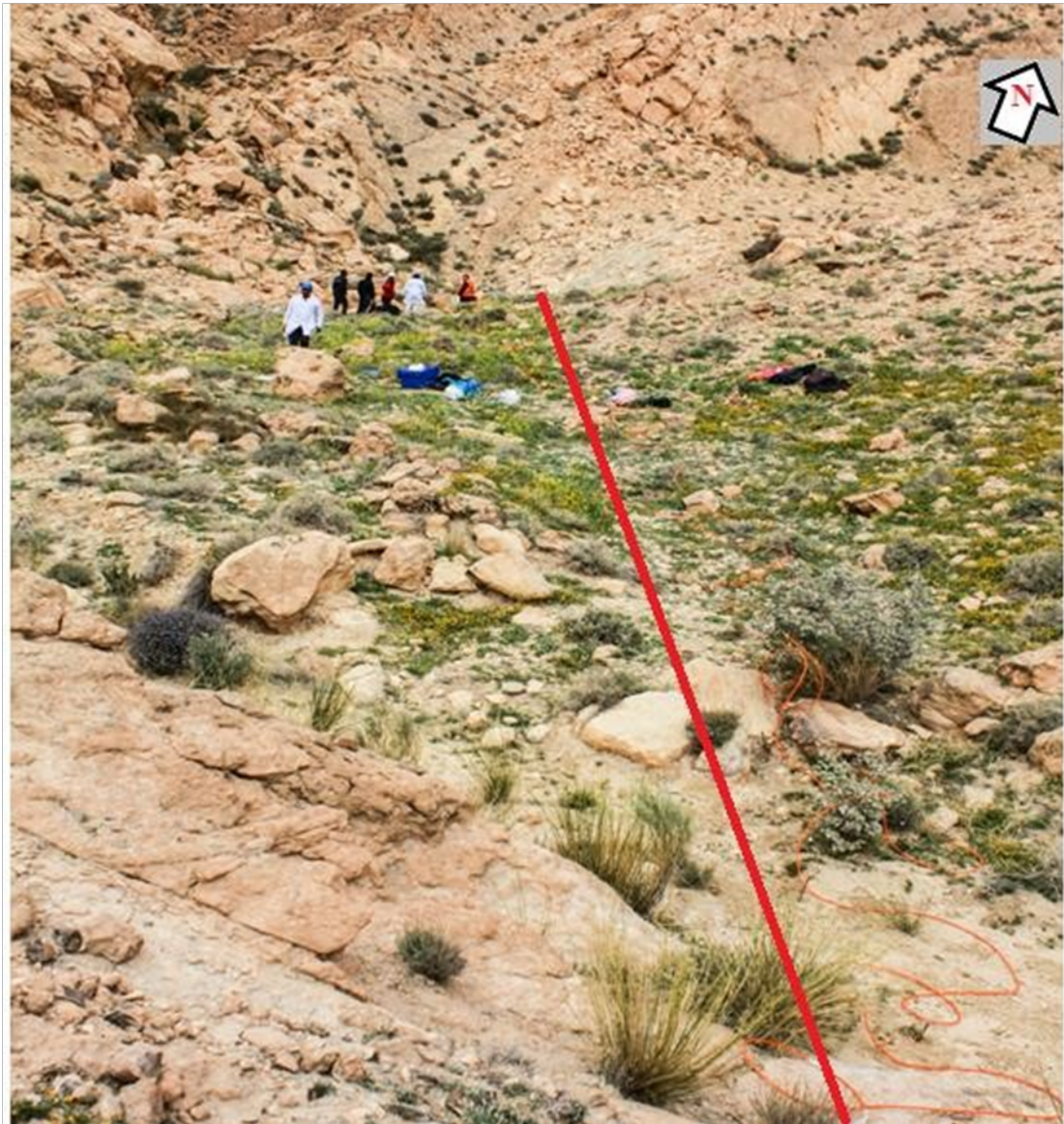


Figure 5.13 : profil de tomographie électrique a été réalisé sur le site d'étude

Nous avons choisi le dispositif Wenner-Schlumberger qui permet une meilleure profondeur d'investigation (hoke et al) ; la séquence est établie avec le logiciel Electre Pro (version original). Un profil de 48 électrodes est déployé avec 2 mètres entre électrode, ce qui a permis une profondeur d'investigation de 22 m. Le profil est réalisé avec un appareil Syscal Pro Switch 48, après transfert des résultats vers ProsysII, les données obtenues sont interprétées à l'aide du logiciel RES2DINV (version original)

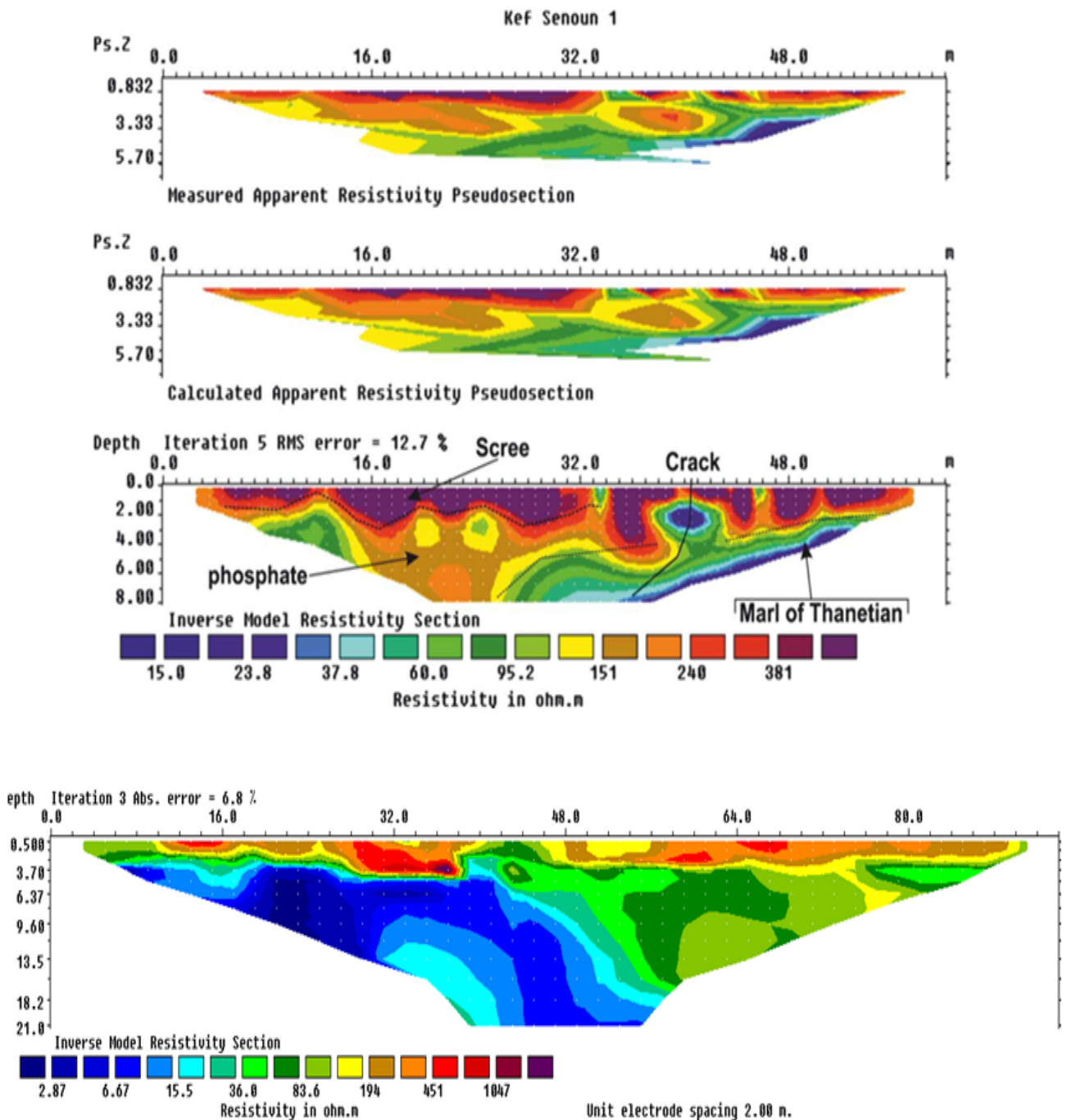


Figure 5.14 : Le résultat de l'inversion 2D de la zone d'étude

L'interprétation des résultats obtenus de la TRE, cette méthode qui tiens compte des propriétés physiques des terrains ont permis de déceler quatre grande famille de structure. Une couche de résistivité comprise entre (0 et 36 ohm.m) correspondant à des marnes, une deuxième couche de résistivité qui varie entre (36 et 194 ohm.m) correspondant au gisement de phosphate avec un sommet calcaire, une troisième couche de résistivité plus élevée (194 et 1047 ohm.m) représentant les alluvions et éboulis de surface et une quatrième structure de résistivité supérieur à 1047 ohm.m, cette dernière correspond à l'ouverture de faille visible en surface entre la position des électrodes 8-17 et 20 au niveau de alluvions d'une profondeur d'environ 6 m progressivement dissimulée dans la couche de marne sous-jacente.

5.9 Conclusion

La connaissance détaillée du massif et sa classification géo mécanique empirique, RQD, RMR, SMR et GSI permet d'évaluer la qualité du massif qui est varié en fonctions des différentes formation géologique de bonne pour calcaire Yprésien, phosphate, calcaire Danien - Montien et de moyenne pour les marnes

D'après les résultats de classification SMR on constate que l'interface marneuse constitue la cause probable d'une instabilité du massif, en raison de sa mauvaise qualité.

Afin de confirmer les résultats obtenus par les systèmes de classification empirique on utilise la méthode d'équilibre limite (Géoslope) par la détermination d'un coefficient de sécurité (f_s) qui évalué l'état de stabilité du massif L'analyse par la méthode de l'équilibre limite Géoslope (slope W) donne un facteur de sécurité à 1,100 confirmant les résultats de SMR.

Les résultats géophysiques obtenus à partir de la campagne de 2018 comparés au travail de 2015, détermine une évolution carrément stable du glissement du terrain dans le glissement de phosphate de Kef Essnoon, cette évolution ne peut être expliqué que par le degré d'importance de la remise en état de lieu en aval du terrain en mouvement, et la rationalisation de modes d'exploitations du gisement.

Conclusion générale

Conclusion Générale

L'objectif essentiel de ce travail est la mise à jour des explications et des interprétations qui répondent aux préoccupations des autorités locales, et contribuera à l'apport de nouvelles acquisitions pour une meilleure étude du glissement du gisement de phosphate de kef essnoun sur la base de données de terrain, ainsi que pour éviter un autre déclenchement de ce type d'accidents surtout avec l'apparition de fissures pouvant atteindre des tailles importantes dans la région d'étude.

Ce travail accompli, nous a permis de développer nos connaissances théoriques dans le domaine géotechnique. A présent nous avons maîtrisé les outils nécessaires pour faire une étude sur le glissement des terrains grâce aux travaux de terrain, de laboratoire, des orientations de notre encadreur, et de la contribution des gens de terrain. Par voie de conséquence, c'est une réussite totale et absolue, car, pour peu que nos recommandations soient appliqués dans un avenir proche.

La connaissance détaillée du massif et sa classification géo mécanique, établies à base des observations sur terrain menées par l'entreprise et nous même, que ce soit RQD , RMR, SMR et GSI ; Les résultats montrent que la qualité du massif varie de bonne à moyenne pour les facies de Calcaire Danien-Montien , Phosphate, Calcaire yprésien et de moyenne à pauvre pour les marne .

L'état du massif rocheux de la zone d'étude présente des discontinuités faiblement rugueuses, avec des ouvertures inférieures à 1 mm avec des faces souples à dures ; La projection stéréographique indiquée l'existence de 3 familles de discontinuités.

L'analyse par la méthode de l'équilibre limite on utilisant le logiciel Géoslope (Slope W) donne un facteur de sécurité (Fs) de 1.1 confirmant les résultats de la méthode empirique SMR.

Afin d'arrivé à la cause essentiel du déclanchement du glissement, Nouioua I, Gadri L et Mezam M C ont élaboré un travail avec diverses bases d'étude. Les études effectuée sur le gisement de phosphate de kef essnoun montrent que l'interface marne est la cause principal du glissement.

A partir de notre étude on constate qu'il y' a une concordance obsolète de nos résultats et les résultats des études précédentes.

Afin de prévoir l'occurrence de glissements de terrain à l'échelle régionale, un levé géophysique a été réalisé dans la mine de phosphate de Kef Essenoun dans la région de Bir El Ater, Algérie.

Le profil a clairement montré le grand potentiel de l'ERT (Tomographie de résistivité électrique) pour déterminer la géométrie et l'évolution des fissures souterraines, qui sont probablement causées par des glissements de terrain récents.

L'étude de l'évolution du glissement de gisement de phosphate de kef essnoun est basée sur une comparaisons du deux résultats obtenus par les travaux réalisé sur le site par Nouioua en 2015 [83] est par notre propre résultat en 2019 ,à partir de la méthode de tomographie électrique TRE(electrical resistivity tomography),on a remarqué qu' il y a une différence négligeable au niveau d'instabilité qui est du à l'action que l'Enterprise avec le renforcement de l'amant du glissement par la mise en place de dépôt de stérile et l'abondant des travaux d'extraction au niveau de la zone de glissement .

Nous comptons le poursuivre dans la suite de nos études et recherches afin de doter nos carrières algériennes des outils nécessaires afin de rationaliser la pratique de la stabilité des versants rocheux qui s'inscrit dans les perspectives d'améliorer la sécurité des entreprises minières.

Bibliographie

Bibliographie

- [1] HADDAD, S.2013. Etude de la coulée boueuse d'Illiten. Thèse de doctorat. Université Mouloud Mammeri Tizi Ouzou..
- [2] DUBOIS, L, et all, 2016. . Le glissement du Chambon : évolution du phénomène et gestion de crise. vol. 15, p. 1,4,5.
- [3] BOUDDLAL, O. 2013. Etude expérimentale du comportement mécanique des fines dans la stabilité des talus et des fondations. Thèse de doctorat. Université Mouloud Mammeri.
- [4] LEBLAY, A. 2013. Proscrits ibériques à Paris au temps des monarchies constitutionnelles (1814-1848). Thèse de doctorat. École des Hautes Études en Sciences Sociales
- [5] REID, M, et all, 1999. Real-time monitoring of active landslides. US Department of the Interior, US Geological Survey, .
- [6] MEZHOUD, L et all. 2018. Evaluation de la susceptibilité à l'aléa « glissement de terrain » par l'utilisation de l'outil SIG : Application à la ville de Constantine (Algérie). Sciences & Technologie. D, Sciences de la terre, p. 91-103.
- [7] GHENANI, B. 2003. Cartographie et zonage de l'aléa des zones exposées aux risques de mouvement de pentes. Thèse de doctorat. Université deTlemcen
- [8] Christian M, et all. 2010. Le risque mouvements de terrain en Provence-Alpes-Côte d'Azur. Coédition Région, DREAL PACA et BRGM.
- [9] [https ://www.researchgate.net/figure/Composition-dune-lave-torrentielle](https://www.researchgate.net/figure/Composition-dune-lave-torrentielle)
- [10] Duffaut, P. (2004). Manuel de mécanique des roches (Vol. 2). Presses des MINES.
- [11] [https ://fr.wikipedia.org/wiki/Affaissement_et_effondrement](https://fr.wikipedia.org/wiki/Affaissement_et_effondrement)
- [12] [http ://observatoire-regional-risques-paca.fr/article/effondrements-](http://observatoire-regional-risques-paca.fr/article/effondrements-)
- [13] MOHKBI, H.2007. Etude parametrique de la deformation d'un massif en pente par la methode des elements finis-application au glissement de Ciloc de Constantine. Thèse de doctorat. Faculté des sciences et de la technologie université Mohamed Khider-Biskra.

- [14] <http://www.innovex.ca/application.html>
- [15] SIX, C, et al. Spotlight on measles 2010 : Measles outbreak in the Provence-Alpes-Côte d'Azur region, France, January to November 2010-substantial underreporting of cases. *Eurosurveillance*, 2010, vol. 15, no 50, p. 19754.
- [16] LAUNAY, C et all. 2017. Les glissements de terrain, modélisation et prévision. vol. 18, p 5 .
- [17] BOURAIOU M.2000 Organisme national de contrôle technique de la construction de l'Est CT-D.
- [18] MELBOUCI. B, (2009), "Méthodes de calcul de stabilité des fondations, des talus et des ouvrages de soutènement", Edition Elamel, Algérie..
- [19] 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 Atlantiques (Vallée d'Ossau et Vallée d'Aspe). Thèse de doctorat.Université Sciences et Technologies - Bordeaux I.
- [20] CAMPY, M, et all. 2003. Géologie de la surface : érosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux. Paris : Dunod,
- [21] CIELENSKY S, et all (1988) : Travaux de prospection et d'évaluation des phosphates dans la région de Bir El Ater. Rapport interne, EREM, 80p.
- [22] PRIAN, et all,1993. Ph. Etude de développement du gisement de phosphate de Djebel Onk (Algérie). Rapport d'expertise géologique, BRGM France, vol. 288.
- [23] SO.NA.R.E.M (1978) : Rapport sur les travaux de prospection et d'évaluation des phosphates dans le district minier du Djebel Onk, Algérie.
- [24] JOLEAU L. (1908) - Sur les faunes de l'Eocène inférieur et moyen du sud Algérien etTunisien..bull.soc. géol. France, (4), 8, p. 295 – 297
- [25] DUSSERT M D. (1924).les gisements Algériens de phosphate de chaux, Annales des mines, Dunod éd., Paris (12), 6, 290p.
- [26] LAFFITTE, R.1939. Etude géologique de l'Aurès. Service de la carte géologique de l'Algérie,
- [27] CAYEUX, L.1939. Les phosphates de chaux sédimentaires de France. Imprimerie nationale,
- [28] VISSE, L, 1952. Genèse des gîtes phosphatés du Sud-Est algéro-tunisien. XIX^e Congr. Intern. Alger, 1^{ere} serie, 1952, vol. 27.

- [29] VOGT P. et all. (1963) - Rapport de fin de mission phosphate dans le Constantinois et la région de Boghari. Rap BRGM, Alger.
- [30] RANCHIN, G.1963. Les phosphates de chaux sédimentaire de la région du Djebel Onk (Algérie). SERM Paris, vol. 85.
- [31] EREM. (1985 – 1987) - Travaux de prospection et d'évaluation des phosphates dans de Bir El Ater. Rapport EREM, 2 tomes : géologie, 50p. , prospection d'évaluation, Biblio, 53p.
- [32] FREDJ M, et all. 2017, Etude de la stabilité au banc dans la mine de phosphate (Algérie). Dans : Congrès international et exposition "Infrastructures civiles durables : Géotechnologie des infrastructures innovantes" . Springer, Cham. p. 101-114.
- [33] CHOHRI, H.2019. Détermination des paramètres rationnels du plan de tir Cas : gisement de Kef Essoun. Thèse de doctorat. Ecole Nationale Supérieure des Mines et de la Métallurgie. Amar Laskri. Annaba.
- [34] MEZAM, M et all. 2017. Étude Rétro-analytique du glissement du bord Nord de la mine à ciel ouvert de Kef Essenoun (Djebel Onk), Algérie. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, vol. 76, no 4, p. 1307-1320.
- [35] MEZGHACHE H. et all. (2000) - Localisation des différents types de minerai à l'aide de méthodes statistiques multivariées dans le gisement de phosphate de Kef Essennon – Djebel Onk – Algérie.5th international conference on the geology of the Arabworld.CairoUniversity, Egypte.
- [36] BUROLLET, P. et all., 1980 Paléocène en Tunisie-Pétrole et phosphate. Géologie comparée des gisements de phosphate et de pétrole. Mémoire du BRGM, p. 1-116.
- [37] FOURINE D. (1980) : Phosphates et pétroles en Tunisie – in géologie comparée des gisements de phosphate et de pétrole, Mém. BRGM n°4, pp 23-33.
- [38] SASSI, S.1974. La sédimentation phosphatée au Paléocène dans le Sud et le Centre Ouest de la Tunisie. These de Doct. d'état es Sci., Univ. de Paris Sud,
- [39] SASSI S. (1980) : Contexte paléogéographique des dépôts phosphatés en Tunisie – in Géologie comparée des gisements de phosphate et de pétrole. Mém. BRGM, n°116.
- [40] CHALHOUB, M. 2006.Apports des méthodes d'homogénéisation numériques à la classification des massifs rocheux fracturés. Thèse de doctorat, École Nationale Supérieure des Mines de Paris
- [41] HOANG, T. 2010, Etude du comportement d'un milieu rocheux fracturé : Application à la réalisation du tunnel de St Béat. Thèse de doctorat.Ecole des Ponts Paristech.

- [42] GADRI, L, 2012. Etude de la déformation et de la rupture des massifs fissurés par la méthode des éléments finis. Thèse de doctorat. Université badji mokhtar Annaba.
- [43] GUITTARD, J. 2005.et VIRELY, D. Rapport synthèse sur le site du tunnel de St Béat.
- [44] ASROUN, A. et all. 2005, Stabilité des massifs rocheux fissurés. Revue française de géotechnique, no 112, p. 5-9.
- [45] TAHIRI, A. 1992.. Modélisation des massifs rocheux fissurés par la méthode des éléments distincts. Thèse de doctorat. Ecole nationale des ponts et chaussées - ENPC PARIS / MARNE LA VALLEE.
- [46] BARTON, N et all. 1977. The shear strength of rock joints in theory and practice. Rock mechanics, vol. 10, no 1-2, p. 1-54.
- [47] KAMEL, M. 2011. Influences des discontinuités et de l'emplacement du détonateur sur les résultats de l'abattage des calcaires sur modèle réduit (cas de Chouf-Amar M'SILA). mémoire magister en mines, Université Badji Mokhtar Annaba.
- [48] <https://hal-mines-paristech.archives-ouvertes.fr/hal-00595332>
- [49] GILL, D. et all. 2002. Les instabilités structurales : guide d'analyse par stéréographie et de calcul des ancrages.
- [50] CHIRSTIAN M, et all. 2017. Étude de la stabilité et caractérisation géomécanique des roches dans une mine ciel à ciel ouvert : cas de la mine de Bangwe boss mining. Institut Supérieur des Techniques appliquées de Kolwezi.
- [51] HUDSON, J, 1993, Comprehensive Rock Engineering : Principles, Practice and Projects. Vol. 3 : Rock Testing and Site Characterization. Oxford :PergamonPressm, p. 553-599.
- [52] BIENIAWSKI , Z, 1989, Engineering rock mass classifications : a complete manual for engineers and geologists in mining, civil, and petroleum engineering : New York, Wiley, xii, 251 p. p.
- [53] BIENIAWSKI, Z, 1993, Classification of rock masses for engineering : The RMR system and future trends, In : Hudson, J.A., ed., Comprehensive Rock Engineering, Volume 3 : Oxford ; New York, Pergamon Press, p. 553-573.
- [54] HOEK, E., 2007, Practical rock engineering, RocScience.
- [55] COSAR, S., 2004, Application of rock mass classification systems for future support design of the Dim Tunnel near Alanya, Middle East Technical University.

- [56] DEERE, D. et al, 1967, Design of surface and near surface construction in rock, 8th U.S. Symposium on Rock Mechanics : Failure and breakage of rock : New York, Society of Mining Engineers, American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers.
- [57] PALMSTROM, A, et al., 2006, Use and misuse of rock mass classification systems with particular reference to the Q-system : Tunnels and Underground Space Technology, v. 21, p. 575-593.
- [58] BIENIAWSKI, Z, 1976, Rock Mass Classification in Rock Engineering, in Bieniawski, Z.T., ed., Symposium on exploration for rock engineering, Balkema : Rotterdam, p. 97-106.
- [59] BIENIAWSKI, Z, 1973, Engineering classification of jointed rock masses : Transaction of the South African Institution of Civil Engineers, v. 15, p. 335-344.
- [60] WICKHAM, G. et al, 1972, Support determination based on geologic predictions, In : Lane, K.S.a.G., L. A., ed., North American Rapid Excavation and Tunneling Conference : Chicago, New York : Society of Mining Engineers of the American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, p. 43-64.
- [61] ROMANA, M, 1985, New adjustment ratings for application of Bieniawski classification to slopes, International Symposium on the Role of Rock Mechanics, Zacatecas, ISRM, p. 49-53.
- [62] ROMANA, M, et al, 2003, SMR Geomechanics Classification : Application, experience, and validation : ISRM, Technology roadmap for rock mechanics, South African Institute of Mining and Metallurgy.
- [63] HOEK, E, 1994, Strength of rock and rock masses : International Society of Rock Mechanics New Journal, v. 2, p. 4-16.
- [64] SINGH, B, et al, 1999, Rock mass classification : a practical approach in civil engineering : Amsterdam, Elsevier Science, 282 p.
- [65] HOEK, E, et al, 1997, Practical estimates of rock mass strength : International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, v. 34, p. 1165-1186.
- [66] Suliman, M, 2014, et al. Finite element analyses of two-tier geosynthetic-reinforced soil walls : comparison involving centrifuge tests and limit equilibrium results. Computers and Geotechnics, vol. 61, p. 67-84.
- [67] HAMADOU, N. (2011).« Risques liés aux mouvements de terrain dans le Tell Constantinois : Cas du glissement de Douar Souadek (Zighoud Youcef) ». Mémoire de Magister. Université de Batna.

- [68] .JEAN-PIERRE, M. (2008). Stabilité des pentes et saturation partielle Etude expérimentale et modélisation numérique. Thèse de doctorat. Université Liège.
- [69] LADGHEM, C. (2009). « Prévention du risque mouvement de terrain par l'utilisation des paramètres ». Mémoire de magister. Université de M'sila.
- [70] TATARD, L. (2006) Caractérisation et suivi du glissement de terrain de Saint Guillaume (Isère) par méthodes géophysiques (Doctoral dissertation, MsCThesis, University Joseph Fourier, Grenoble, French.pp5
- [71] LAPENNA V, et all. (2000). – 2D resistivity and 3D self(-potential tomographies in the study of the Giarrossa landslide (southern Italy). – Proc. EEGS-ES, Bochum, Germany, EL-0314.
- [72] AMBERG, V. 2005. Analyse de scènes péri-urbaines à partir d'images radar haute résolution. Thèse de doctorat. Institut National Polytechnique de Toulouse.
- [73] 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 Atlantiques (Vallée d'Ossau et Vallée d'Aspe). Thèse de doctorat.
- [74] BEDDOU, A. 2012, Apport des méthodes géophysiques dans la caractérisation des sols. Thèse de doctorat. Université de Tlemcen.
- [75] PASQUET, S. 2014. Apport des méthodes sismiques à l'hydrogéophysique : importance du rapport V_p/V_s et contribution des ondes de surface. Thèse de doctorat. Université Pierre et Marie Curie.
- [76] DAHLIN T (1996) : 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. First Break 14 :275–284
- [77] NOUIOUA. I. 2013. Etude de l'effondrement des terrains du plateau de ChéreaNE de l'Algérie interprétations hydrogéotechniques, Thèse de doctorat. Université badji mokhtar Annaba
- [78] LOKE M. (1994). – The onversion of two dimensional resistivity data. PhD Thesis, Univ. of Birmingham, Birmingham, UK, 122p.
- [79] NOEL, M. et all. (1990). Development of an electrical resistivity tomography system for imaging archaeological structures. Archaeometry, 32, 767-776.
- [80] GOMEZ, E. (2004). "DEA Hydrologie, Hydrogéologie, Géostatistique et Géochimie."
- [81] RICHARD F, Novembre 2017, Investigation géophysique appliquée à l'hydrogéologie département de géologie et de génie géologique, Université Laval

- [82] CYRILLE F , et all. octobre 2004, guide technique ; détection de cavité souterraines par méthodes géophysiques.
- [83] NOUIOUA. I ,et all. 2015 ; Mapping underground cracks using 2D electrical resistivity tomography : the case of the landslide of Kef Essenoun phosphate deposit, DjebelOnk (northeast of Algeria) . Springer.

Annexes

Annexe



Figure 1 : aperçu sur la mine de kefessoun



Figure 2 : mesure les discontinuités(Front de marne).

Tab 1 : aperçu sur la mine de kefessnoun

Profondeur (m)	Types de roches	Epaisseur (m)	RQD (%)	Qualité des roches
0-2	alluvions	1	\	\
		1	\	\
2-4	alluvions	1.2	\	\
	calcaire	0.8	\	\
04-07	phosphate	1	\	\
		1	\	\
		1	\	\
07-08	Phosphate et mame	1	\	\
08-11	Phosphate et mame	1	\	\
		1	\	\
		1	\	\
11-14	mame	1	11	Très médiocre
		1	12	Très médiocre
		1	24	Très médiocre
14-16	mame	1	14	Très médiocre
	Calcaire	1	64	Moyenne
16-19	Calcaire	1	55	Moyenne
		1	55	Moyenne
		1	43	Médiocre
19-22	Calcaire	1	68	Moyenne
		1	56	Moyenne
		1	91	Excellente
22-25	Calcaire	1	81	Bonne
		1	100	Excellente
		1	62	Moyenne
25-28	Calcaire	1	57	Moyenne
		1	72	Moyenne
		1	56	Moyenne
28-28.7	Calcaire	0,7	23	Très médiocre
28.7-31.7	Calcaire	1	84	Bonne
		1	89	Bonne
		1	85	Bonne
31.7-34.7	Calcaire	1	91	Excellente
		1	79	Bonne
		1	74	Moyenne
34.7-37.7	Calcaire	1	74	Moyenne
		1	80	Bonne
		1	100	Excellente
37.7-40.7	Calcaire	1	100	Excellente
		1	90	Excellente
		1	76	Bonne

40.7-43.7	Calcaire	1	73	Moyenne
		1	82	Bonne
		1	88	Bonne
43.7-46.7	Calcaire	1	100	Excellente
		1	90	Excellente
		1	64	Moyenne
46.7-49.7	Calcaire	1	42	Médiocre
		1	58	Moyenne
		1	62	Moyenne
49.7-52.7	Calcaire	1	69	Moyenne
		1	72	Moyenne
		1	80	Bonne
52.7-55.7	Calcaire	1	100	Excellente
		1	93	Excellente
		1	94	Excellente
55.7-58.7	Calcaire	1	93	Excellente
		1	92	Excellente
		1	91	Excellente
58.7-61.7	Calcaire	1	77	Bonne
		1	91	Excellente
		1	53	Moyenne
61.7-64.7	Calcaire	1	43	Médiocre
64.7-67.7	Calcaire	1	52	Moyenne
		1	51	Moyenne
		1	47	Médiocre
67.7-70.7	Calcaire	1	71	Moyenne
		1	54	Moyenne
		1	60	Moyenne
70.7-73.7	Calcaire	1	70	Bonne
		1	100	Excellente
		1	91	Excellente
73.7-76.7	Calcaire Phosphaté	1	29	Excellente
		1	52	Bonne
		1	40	Moyenne
76.7-79.7	Calcaire Phosphaté	1	66	Moyenne
		1	84	Bonne
		1	91	Excellente
79.7-82.7	Phosphate	1	68	Moyenne
		1	100	Excellente
		1	77	Bonne
82.7-85.7	Phosphate	1	82	Bonne
		1	82	Bonne
		1	96	Excellente
85.7-88.7	Phosphate	1	77	Bonne
		1	77	Bonne
		1	53	Moyenne

88.7-91.7	Phosphate	1	77	Bonne
		1	86	Bonne
		1	92	Excellente
91.7-94.7	Phosphate	1	100	Excellente
		1	68	Moyenne
		1	73	Moyenne
94.7-97.7	Phosphate	1	72	Moyenne
		1	68	Moyenne
		1	85	Bonne
97.7-100.7	Phosphate	1	33	Médiocre
		1	63	Moyenne
		1	74	Moyenne
100.7-103.7	Phosphate	1	86	Bonne
		1	80	Bonne
		1	84	Bonne
103.7-106.7	Phosphate	1	91	Excellente
		1	100	Excellente
		1	83	Bonne
106.7-109.7	Phosphate	1	69	Moyenne
		1	100	Excellente
		1	77	Bonne
109.7-112.7	Phosphate	1	68	Moyenne
		1	83	Bonne
		1	64	Moyenne
112.7-115.7	Phosphate	1	91	Excellente
		1	72	Moyenne
		1	85	Bonne
115.7-118.7	Mame	1	9	Excellente
		1	72	Moyenne
		1	69	Moyenne
118.7-121.7	Mame	1	62	Moyenne
		1	86	Bonne
		1	67	Moyenne
121.7-124.7	Mame + phosphate	1	48	Médiocre
		1	48	Médiocre
		1	83	Bonne
124.7-127.7	Mame noire	1	70	Moyenne
		1	48	Médiocre
		1	80	Bonne
127.7-130.7	mame	1	59	Moyenne
		1	56	Moyenne
		1	94	Excellente
130.7-133.7	Mame + calcaire	1	83	Bonne
		1	58	Moyenne
		1	54	Moyenne
133.7-136.7	Mame noire	1	23	Très médiocre
		1	62	Moyenne
		1	28	Médiocre

136.7-139.7	Mame noire	1	24	Très médiocre
		1	26	Médiocre
		1	18	Très médiocre
139.7-142.7	Mame noire	1	25	Médiocre
		1	12	Très médiocre
		1	26	Médiocre
142.7-145.7	Mame noire	1	0	Très médiocre
		1	28	Médiocre
		1	28	Médiocre
145.7-148.7	Calcaire	1	69	Moyenne
		1	100	Excellente
		1	90	Excellente
148.7-151.7	Calcaire + mame	1	100	Excellente
		1	100	Excellente
		1	76	Bonne
151.7-154.7	Calcaire + mame	1	31	Médiocre
		1	69	Moyenne
		1	93	Excellente
154.7-155.7	Calcaire	1	80	Bonne

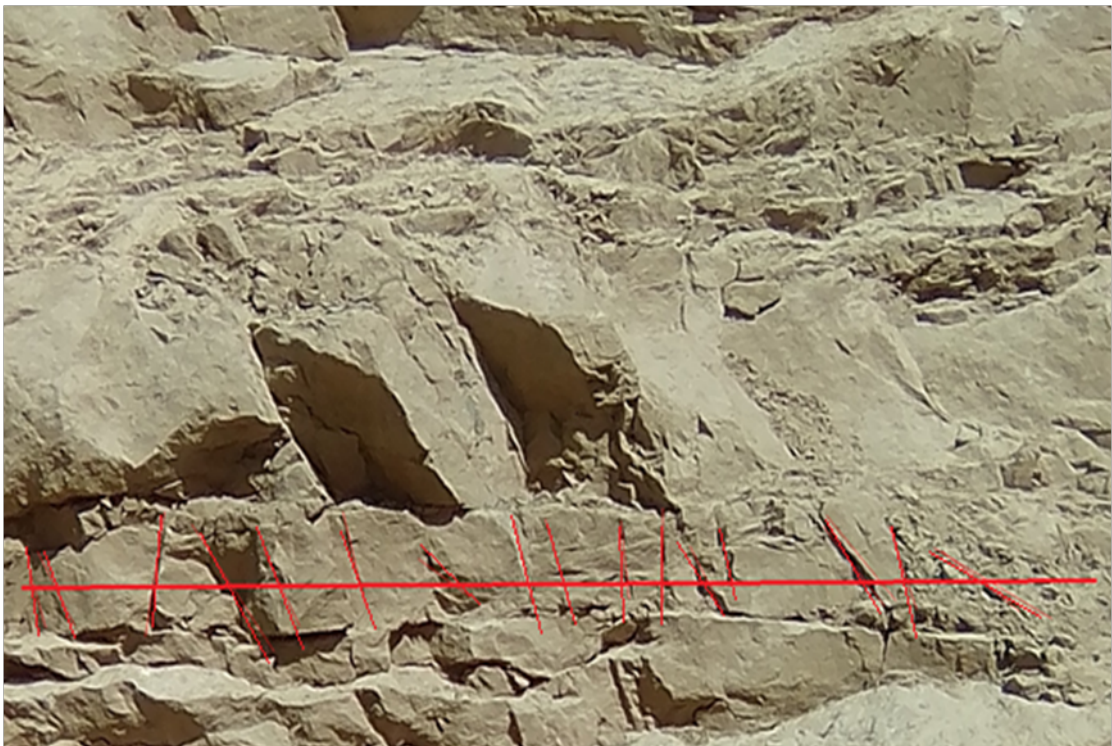


Figure 3 : mesure les discontinuités(Front de phosphate).



Figure 4 : mesure les discontinuités(Front de calcaire Danien-Montien).



Figure 5 : mesure les discontinuités(Front de calcaire yprésien).



Figure 6 : mesure l'orientation des discontinuités.