

N° d'ordre : 3021

THESE

PRESENTEE A

L'UNIVERSITE BORDEAUX 1

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE LA MER

PAR M. BRUNO MARTINS-CAMPINA

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPECIALITE : GEOLOGIE APPLIQUEE

**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).**

Soutenue le 26 septembre 2005,
Devant la commission d'examen formée de :

M. ALLEMAND P.
M. COJEAN R.
Mme RISS J.
M. FABRE R.
M. HUNEAU F.
M. LEBOURG T.
M. CLEMENT B.
M. POTHERAT P.

Rapporteur
Rapporteur
Présidente du Jury
Directeur de thèse
Examineur
Examineur
Invité
Invité

REMERCIEMENTS

Que soient ici sincèrement remerciés tous ceux, qui par leurs conseils, leur aide et leurs critiques m'ont permis de mener à bien ce travail :

Monsieur Bernard CLEMENT, Professeur de l'Université Bordeaux 1, qui à force de batailles m'a permis d'avoir une bourse d'allocation de recherche afin de réaliser ce travail de thèse,

Monsieur Richard FABRE, Professeur de l'Université Bordeaux 1, qui a pris le flambeau de directeur de thèse en cours de route, mais avec qui j'ai passé de très bons moments, surtout lors de nos périples de nos sorties de terrain,

Madame Joëlle RISS, Directrice de recherche du Centre de Développement des Géosciences Appliquées de l'Université Bordeaux 1, qui a bien voulu accepter de participer au jury de thèse et de le présider,

Monsieur Pascal ALLEMAND, Professeur de l'Université de Lyon et Monsieur Roger COJEAN, Professeur de l'Université de Marne la vallée, qui ont bien voulu être rapporteurs de cette thèse et participer au jury,

Monsieur Frédéric HUNEAU, Maître de Conférence de l'Université de Bordeaux 1, qui a réussi à supporter mes longs bavardages en gardant le sourire et qui m'a apporté son aide précieuse dans le domaine de l'hydrogéologie et de la géochimie,

Monsieur Thomas LEBOURG, Maître de Conférence de l'Université de Nice Sophia-Antipolis, qui m'a permis de réaliser toute la partie géophysique de ce travail de thèse et que je remercie d'avoir participé au jury,

Monsieur Pierre POTHERAT, Ingénieur au Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées de Lyon, qui m'a donné les principales données sur le glissement de terrain de Pleysses et qui a accepté de participer à mon jury de thèse,

Monsieur Emmanuel TRIC, Maître de Conférence de l'Université de Nice Sophia-Antipolis, qui a bien voulu m'aider dans l'explication du programme Adeli@,

Je remercie l'ensemble du personnel du Centre de Développement des Géosciences Appliquées de l'Université Bordeaux 1,

Je ne peux clore ce chapitre sans remercier Renaud et Mariane qui ont partagés avec moi l'ensemble des difficultés que l'on peut rencontrer dans un travail de thèse,

Enfin, un grand merci à Virginie, pour son soutien permanent, ses encouragements et sa patience pendant ces neuf années de vie commune.

RESUME

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).

Ce travail de recherche est axé sur l'étude des instabilités gravitaires dans les Pyrénées et sur le rôle des facteurs géologiques, hydrogéologiques et mécaniques dans le déclenchement des glissements de terrain. Cette réflexion est menée à travers l'étude de deux types différents de glissements de terrain : l'un en milieu rocheux, l'autre en milieu granulaire. Dans le premier cas il s'agit du glissement rocheux historique de Pleyssse datant de 1982 et situé en Vallée d'Ossau, dans l'autre cas il s'agit du glissement de Gouetsoule activé en 1997 et localisé en Vallée d'Aspe. Au terme de ce travail, les différents facteurs géologiques, hydrogéologiques et mécaniques ont été définis pour chaque glissement de terrain afin de déterminer les facteurs déclenchants. Leurs études ont aussi permis d'améliorer la compréhension d'une instabilité gravitaire tant en milieu granulaire que rocheux.

Mots clefs : Glissements de terrain, Géologie, Hydrogéologie, Facteurs déclenchants, Pyrénées.

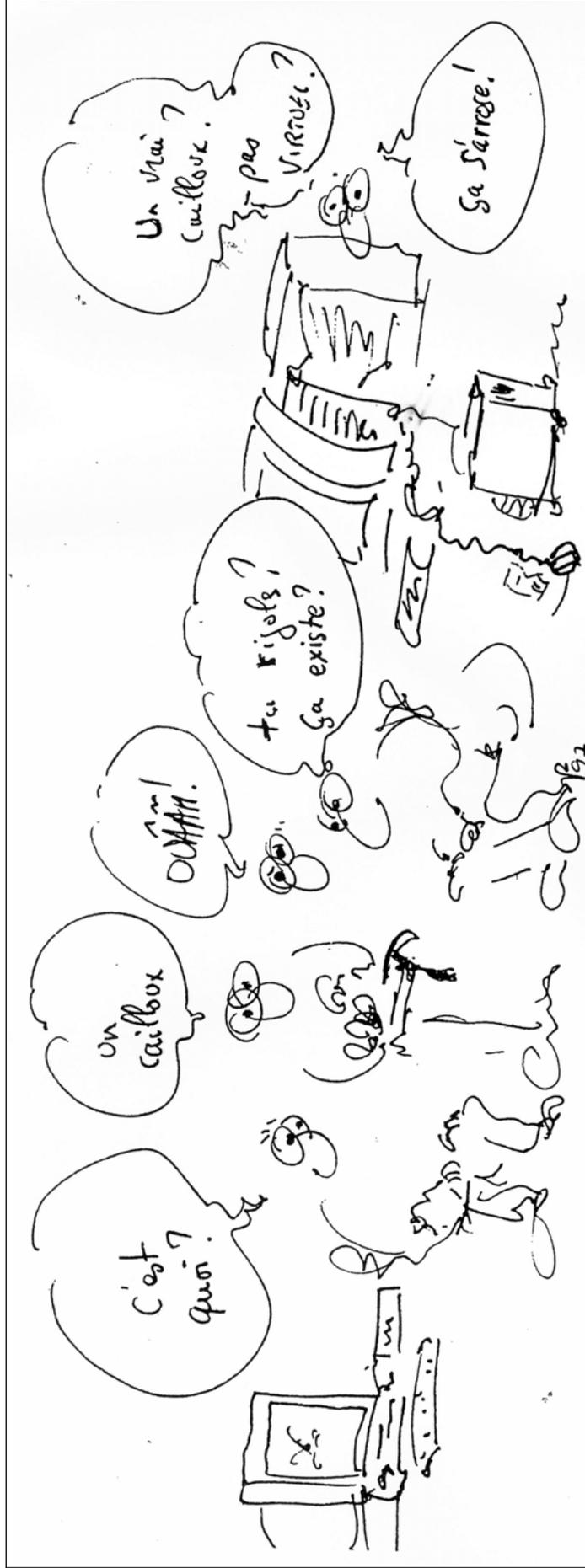
ABSTRACT

Role of geological and mechanical factors in the triggering of slope instabilities : the example of two landslides in the Atlantic Pyrenees (Ossau Valley and Aspe Valley).

This research work deals with the study of slope instabilities in Pyrenees and with the role of geological, hydrogeological and mechanical factors in landslide triggering. This reflection is led through the study of two different types of landslides : the one located in rocky environment, the other one located in granular environment. The first case concerns the historic rockslide of Pleyssse dating 1982 and located in Ossau Valley, the other case concerns the landslide of Gouetsoule activated in 1997 and located in Aspe Valley. In the term of this work, the various geological, hydrogeological and mechanical factors were defined for each landslide in order to determine the triggering factors. Their studies also allowed to improve the understanding of a granular instability in granular and rocky environments.

Keywords : Landslides, Geology, Hydrogeology, Triggering Factors, Pyrenees.

Géologues



SOMMAIRE

SOMMAIRE	I
LISTE DES FIGURES	IV
LISTE DES TABLEAUX	XIII
INTRODUCTION	1
1. DESCRIPTION DES MOUVEMENTS DE TERRAIN DANS LES SECTEURS D'ETUDE	9
1.1. <i>Positionnement des secteurs d'étude dans la chaîne des Pyrénées</i>	9
1.2. <i>Présentation des différents mouvements de terrain en relation avec les formations géologiques du secteur des Eaux-Bonnes.</i>	11
1.2.1. Les mouvements de terrain dans le Dévonien inférieur	15
1.2.1.1. Le Dévonien inférieur	15
1.2.1.2. Le paquet tassé	16
1.2.1.3. Le glissement rocheux de Pleyse	17
1.2.2. Les mouvements de terrain du Dévonien moyen et supérieur	21
1.2.2.1. Le Dévonien moyen et supérieur	21
1.2.2.2. Les écroulements rocheux	22
1.2.3. Les mouvements de terrain dans le Crétacé supérieur	24
1.2.3.1. Le Crétacé supérieur.....	24
1.2.4. Les mouvements de terrain dans le Quaternaire	24
1.2.4.1. Le Quaternaire.....	24
1.2.4.2. Les glissement dans les colluvions.....	24
1.2.4.3. Les glissements dans les moraines	24
1.3. <i>Présentation des mouvements de terrain en relation avec les formations géologiques du secteur de Gouetsoule.</i>	25
1.3.1. Les mouvements de terrain dans le Carbonifère	29
1.3.1.1. Le Carbonifère.....	29
1.3.1.2. Les chutes de blocs.....	29
1.3.1.3. Le glissement rocheux de Gouetsoule.....	30
1.3.2. Les mouvements de terrain dans le Quaternaire	31
1.3.2.1. Les moraines	31
1.3.2.2. Le glissement de terrain de Gouetsoule	31
1.4. <i>classification des mouvements de terrain identifiés dans les secteurs d'étude...</i>	43
1.4.1. Généralités sur les classifications.....	43
1.4.2. Classification des mouvements de terrain des secteurs étudiés	45
1.5. <i>Origines des glissements de terrain en secteur montagneux.</i>	45
1.5.1. GENESE des glissements de terrain	46
1.5.2. Les facteurs de préparation	47

1.5.2.1.	Facteurs géologiques	47
1.5.2.2.	Facteurs géomorphologiques.....	48
1.5.2.3.	Facteurs physiques	48
1.5.2.4.	Facteurs anthropiques.....	48
1.5.3.	Facteurs de prédisposition.....	49
1.5.4.	Facteurs déclenchants.....	49
1.5.4.1.	Rôle des secousses sismiques.....	49
1.5.4.2.	Rôle de l'eau.....	50
1.6.	<i>Conclusion sur les mouvements de terrain des secteurs d'étude</i>	51
2.	LE GLISSEMENT ROCHEUX DE PLEYSSE.....	55
2.1.	<i>Facteurs de Prédisposition à la rupture</i>	55
2.1.1.	La schistosité	55
2.1.2.	La fracturation	56
2.1.3.	Le Cély	57
2.2.	<i>Facteurs de préparation</i>	58
2.2.1.	La géologie (les facteurs géologiques).....	58
2.2.1.1.	Propriétés physiques et mécaniques des schistes du Dévonien inférieur.	58
2.2.1.2.	Propriétés soniques des schistes du Dévonien inférieur.....	60
2.2.1.3.	Relations entre paramètres physiques et mécaniques des schistes du Dévonien inférieur.....	63
2.2.1.4.	Conclusion sur les paramètres physiques et mécaniques des schistes du Dévonien inférieur.....	66
2.2.2.	Analyse structurale du secteur des Eaux- bonnes.	67
2.2.2.1.	Mesures du terrain.....	67
2.2.2.2.	Evolution structurale du secteur des Eaux-Bonnes.....	78
2.2.3.	Description géomorphologique du secteur des Eaux-Bonnes.....	80
2.2.3.1.	Zone 1 (Zone des Eaux-Bonnes).....	80
2.2.3.2.	Zone 2 (Escarpeement de Lazive).....	80
2.2.3.3.	Zone 3 (barrage du Valentin).	81
2.2.3.4.	Zone 4 (Glissement de Pleyssse).	81
2.2.3.5.	Zone 5 (cascade du Serpent).	82
2.3.	<i>Facteurs déclenchants</i>	85
2.3.1.	Rôle de l'activité sismique du secteur des Eaux-Bonnes sur le déclenchement du glissement de terrain.....	85
2.3.2.	Rôle de la pluviométrie du secteur des Eaux-Bonnes sur le déclenchement du glissement de terrain.....	88
2.3.3.	Rôle des Eaux Souterraines dans le déclenchement du glissement de terrain des Eaux-Bonnes.	91
2.3.3.1.	Traçage naturel des écoulements des sept sources du secteur des Eaux- Bonnes.	91

2.3.3.2.	Interprétation de la chimie des sources du secteur des Eaux-Bonnes.	94
2.3.4.	Conclusion sur les facteurs déclenchants du glissement de terrain de Pleyse.	99
2.4.	<i>Modélisation du glissement de terrain des Eaux-Bonnes.</i>	100
2.4.1.	Principaux résultats de la modélisation du versant nord du secteur des Eaux-Bonnes.	103
2.5.	<i>Synthèse et évolution future du versant rocheux.</i>	112
2.6.	<i>Conclusion sur le glissement de terrain des Eaux-Bonnes</i>	114
3.	LE GLISSEMENT DE TERRAIN DU SECTEUR DE GOUETSOULE	119
3.1.	<i>Facteurs de prédisposition à la rupture</i>	119
3.2.	<i>Facteurs de préparation à la rupture</i>	120
3.2.1.	Rôle de la géologie.....	120
3.2.1.1.	Pétrographie des moraines.	121
3.2.1.2.	Granulométrie des moraines de Gouetsoule.....	123
3.2.2.	Caractéristiques mécaniques des moraines de Gouetsoule.	129
3.2.2.1.	Principe des essais mécaniques.	129
3.2.2.2.	Paramètres physiques et mécaniques des moraines de Gouetsoule.	133
3.2.3.	Conclusion sur les paramètres physiques et mécaniques de la moraine de Gouetsoule.....	135
3.2.4.	Géomorphologie du secteur de Gouetsoule.	144
3.2.5.	Analyse structurale du secteur de Gouetsoule.....	146
3.3.	<i>Facteurs déclenchants</i>	151
3.3.1.	L'activité humaine.....	151
3.3.2.	Rôle des séismes.....	151
3.3.3.	Rôle de la pluviométrie.	153
3.3.4.	Rôle des eaux souterraines dans le déclenchement du glissement de terrain de Gouetsoule.....	155
3.3.4.1.	Analyse chimique des sources du secteur de Gouetsoule.	155
3.3.4.2.	Interprétation de l'analyse chimique des eaux du secteur de Gouetsoule.	159
3.4.	<i>Modélisation du glissement de terrain de Gouetsoule.</i>	162
3.4.1.	Carte géotechnique du secteur de Gouetsoule.....	162
3.4.2.	Génération des données : méthode de Vanmarcke (ANNEXE 13).	165
3.4.3.	Le calcul de stabilité par la méthode de Spencer	168
3.5.	<i>Conclusion sur le glissement de terrain de Gouetsoule</i>	174
	CONCLUSION GENERALE	177
	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	185
	ANNEXES	199

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte des principales zones structurales de la chaîne des Pyrénées avec la localisation des deux secteurs d'étude d'après Mattauer & Seguret, (1971), in Barnolas et Chiron (1996).	11
Figure 2 : Localisation du secteur des Eaux-Bonnes	12
Figure 3 : Carte de localisation du glissement rocheux de Pleyssse à l'est de la ville des Eaux-Bonnes, rive droite du Valentin.....	13
Figure 4 : Carte géologique détaillée du secteur des Eaux-Bonnes avec la localisation des différents mouvements de terrain reconnus (a) et des formations géologiques avec la localisation du glissement de Pleyssse (b).....	15
Figure 5 : Photographie montrant le positionnement du paquet tassé (1) et le glissement rocheux (2) sur le versant d'étude.	16
Figure 6 : Schéma représentant le paquet tassé du secteur des Eaux-Bonnes avec l'inversion des plans S_0/S_1 de l'affleurement 1 à l'affleurement 3 mesurés et replacés sur le canevas de Wülff (hémisphère supérieur).....	17
Figure 7 : Photographie du Glissement rocheux de Pleyssse, vue de face montrant l'escarpement principal depuis la rive gauche du Cély.....	18
Figure 8 : Photographie du bourrelet frontal du glissement rocheux de Pleyssse, en vue de profil suivant une orientation nord-sud.	18
Figure 9 : Photographie du bourrelet frontal du glissement rocheux de Pleyssse en bordure du Cély.	19
Figure 10 : Evolution du glissement rocheux des Eaux-Bonnes de 1968 à 1998. Photographies aériennes provenant des missions IGN de 1968, 1978 et 1998.....	20
Figure 11 : Déplacement cumulé du glissement de terrain des Eaux-Bonnes au cours du temps, avec les vitesses moyennes d'avancée journalière (Largillier, 1985 et Martins-Campina, 2001).	21
Figure 12 : Photographie IGN de 1968 (1/20000 ^{ème}), avant le glissement de terrain de Pleyssse, montrant les zones d'écroulement actuelle et ancienne et le découpage du plateau calcaire par les failles de direction N130°E à NO°E.....	23
Figure 13 : Localisation du glissement de terrain de Gouetsoule.	26
Figure 14 : Carte de localisation du glissement de terrain de Gouetsoule, rive droite du Gave d'Aspe.	26
Figure 15 : Carte de situation des différents glissements de terrain du secteur de Gouetsoule. Ligne en tiret : limite de l'ancien glissement rocheux. Ligne continue : limite du glissement de terrain actuel dans la moraine.....	27
Figure 16 : Carte géologique du secteur de Gouetsoule montrant les affleurements du substratum carbonifère (grès et schistes) (Figure 17) et de la moraine.....	28
Figure 17 : Log géologique du Carbonifère, faciès « Culm » dans le secteur de Gouetsoule (vallée d'Aspe), (in Barnolas et Chiron, 1996).	29

Figure 18 : Exemple de chutes de blocs de schistes du Carbonifère au-dessus de la route nationale 134, sur le chemin de Gouetsoule (Mai 2004).....	30
Figure 19 : Photographie du versant de Gouetsoule montrant les limites de l'ancien glissement de terrain.....	31
Figure 20 : Photographie du versant de Gouetsoule montrant les limites du glissement de terrain récent.....	32
Figure 21 : Photographie d'un escarpement réactivé au mois d'Avril 2003.....	33
Figure 22 : Photographie d'un début de glissement de terrain au mois de Mai 2004.....	33
Figure 23 : Photographie d'un glissement de terrain superficiel par dessus le mur de soutènement.....	34
Figure 24 : Carte de localisation des trois profils géophysiques (notés 1, 2 et 3) sur le secteur de Gouetsoule (voir localisation cartographique des profils Figure 25).....	35
Figure 25 : Carte de localisation des trois profils électriques (notés 1, 2 et 3) sur le glissement actuel de la moraine de Gouetsoule. (Légende complémentaire voir Figure 16).	36
Figure 26 : Profil dipôle-dipôle n°1	37
Figure 27 : Interprétation du profil dipôle-dipôle n°1. (Ech X : zone de prélèvement d'échantillons de moraine, voir chapitre 3).....	38
Figure 28 : Profil dipôle-dipôle n°2	38
Figure 29 : Interprétation du profil dipôle-dipôle n°2. (Ech X : zone de prélèvement d'échantillons de moraine, voir chapitre 3).....	39
Figure 30 : Profil dipôle-dipôle n°3.	39
Figure 31 : Interprétation du profil dipôle-dipôle n°3. (Ech X : zone de prélèvement d'échantillons de moraine, voir chapitre 3).....	40
Figure 32 : Interprétation de la surface de rupture du glissement de Gouetsoule à partir des données des profils géophysiques et des observations de terrain.....	41
Figure 33 : Emplacement du point de mesure des déplacements du glissement de terrain de Gouetsoule.....	42
Figure 34 : Progression cumulée du glissement de terrain de Gouetsoule avec indication des estimations des vitesses moyennes de déplacement, Majoureau, 1998.	42
Figure 35 : Illustration de la genèse d'un glissement de terrain par un graphique montrant les vitesses de déplacement du versant en fonction du temps, <i>in</i> Pollet (2004).	47
Figure 36 : Photographie du glissement de terrain de Pleysses avec les failles le délimitant. ...	56
Figure 37 : Caneva de Wulff montrant le polyèdre instable du glissement rocheux de Pleysses. Les failles numérotées de 1 à 3 représentent les directions suivantes : 1) N0°E 50°W, 2) N130°E 70°SW et 3) N60°E 60°SE. La pente est ici de direction N80°E et de pente moyenne d'environ 38°. En gris foncé l'angle de frottement des failles formant le dièdre de rupture = 30°, Martins-Campina, 2001 et 2003.....	57
Figure 38 : Position schématique de l'ancien canyon creusé par le Cély positionné 120 mètres vers le Nord avant le déclenchement du glissement rocheux de Pleysses, en Août 1982. 58	

Figure 39 : Graphique montrant le degré de fissuration des schistes du Dévonien inférieur, Martins-Campina, (2001).	63
Figure 40 : Cercle des corrélations de l'analyse en composantes principales des paramètres physiques et mécaniques des schistes du Dévonien inférieur.	65
Figure 41 : Espace des individus de l'analyse en composante principale des paramètres physiques et mécaniques des schistes du Dévonien inférieur.	66
Figure 42 : Carte structurale du secteur des Eaux-Bonnes avec le positionnement des canevas de Wülff et les failles principales (Martins-Campina, 2005).	67
Figure 43 : Canevas de Wülff représentant la direction S_0/S_1 dans les calcaires du Dévonien moyen et supérieur, point A (hémisphère supérieur).	68
Figure 44 : Canevas de Wülff représentant la direction S_0/S_1 du Dévonien inférieur, point B (hémisphère supérieur).	69
Figure 45 : Canevas de Wülff représentant la direction S_0/S_1 du Dévonien inférieur, point C (hémisphère supérieur).	69
Figure 46 : Canevas de Wülff des mesures structurales dans les schistes du Dévonien inférieur, point D (hémisphère supérieur).	70
Figure 47 : Canevas de Wülff représentant un pli dans les schistes du Dévonien inférieur, point E (hémisphère supérieur).	70
Figure 48 : Modèle de la tectonique polyphasée observée dans le versant de Pleyssse suivant deux orientations : celle de l'escarpement principal du glissement (NW-SE) et celle de la partie est de l'escarpement calcaire de Lazive (SW-NE).	71
Figure 49 : Photographie de l'escarpement calcaire du Dévonien moyen et supérieur avec le positionnement des charnières de plis.	72
Figure 50 : Photographie de la charnière du pli isoclinal observé dans les formations calcaires du Dévonien moyen et inférieur (point B sur photographie Figure 50).	73
Figure 51 : Dessin de la charnière, à partir de la Figure 50, montrant le pli isoclinal $N20^\circ E$ dans les calcaires du Dévonien moyen et supérieur. On remarque le caractère cassant et faillé des calcaires massifs qui s'oppose au caractère compétent et plissé des schistes intercalés dans les bancs calcaires. On note aussi le rejeu tardif des failles qui disloquent l'ensemble du dispositif.	73
Figure 52 : Photographie du synclinal calcaire du Dévonien moyen et supérieur.	74
Figure 53 : Schéma structural montrant le dispositif géométrique des calcaires du Dévonien moyen et supérieur plissés suivant deux phases de déformations, P1 : phase hercynienne et P2 : phase alpine.	74
Figure 54 : Carte structurale du secteur des Eaux-Bonnes avec le positionnement des coupes AA' – BB' – CC'.	75
Figure 55 : Coupe géologique AA' du secteur des Eaux-Bonnes montrant la dislocation et les écroulements historiques liés au réseau de fractures $N130^\circ E$. Le style monoclinale cache un redoublement de la barre calcaire du Dévonien moyen et supérieur	76

Figure 56 : Coupe géologique BB' du secteur des Eaux-Bonnes avec le positionnement de la surface topographique du versant avant et après le glissement de terrain. Sur la coupe, l'ensemble du dispositif géométrique des plis P1 et P2 y sont représentés.	77
Figure 57 : Coupe géologique CC' du secteur des Eaux-Bonnes.	78
Figure 58 : Carte des mouvements relatifs entre blocs du secteur des Eaux-Bonnes.	79
Figure 59 : Photographie aérienne et panorama de la rive gauche du Valentin pris de la ville des Eaux-Bonnes. Les différentes zones numérotées sont décrites dans le texte.	83
Figure 60 : Carte géomorphologique simplifiée du secteur des Eaux-Bonnes.	84
Figure 61 : Carte sismique des alentours du secteur des Eaux-Bonnes entre le 1 Janvier 1982 et le 1 Mars 1983.	87
Figure 62 : Date des séismes ayant eu lieu dans un rayon de 75 kilomètres autour du glissement des Eaux-Bonnes. Les séismes sont mis en relation avec le déplacement cumulé du glissement.	88
Figure 63 : Hauteur de pluies annuelles avec la moyenne mobile sur 3 années et la moyenne annuelle entre 1963 et 1998 (sources Météo France).	89
Figure 64 : Hauteur des pluies mensuelles de l'année 1982 sur le secteur des Eaux-Bonnes (sources Météo France).	90
Figure 65 : Précipitations journalières du secteur des Eaux-Bonnes en relation avec le déplacement cumulé du glissement de terrain de Pleysses entre Août 1982 et Mars 1983.	91
Figure 66 : χ à 25°C : Conductivité électrique ($\mu\text{S}/\text{cm}$), Balance ionique (%) et Indice de Saturation IS (log) : $\text{IS} < -1$ sous-saturé ; $-1 < \text{IS} < 1$ équilibre ; $\text{IS} > 1$ saturé (ANNEXE 6 et ANNEXE 7).	93
Figure 67 : Diagramme de Piper de toutes les sources étudiées du secteur des Eaux-bonnes entre Avril 2003 et Avril 2004.	94
Figure 68 : Diagramme de Schoeller de tous les prélèvements des sources reconnues du secteur des Eaux-bonnes entre Avril 2003 et Avril 2004.	95
Figure 69 : Relation entre les concentrations en calcium et sulfates dans les eaux de sources du secteur des Eaux-Bonnes.	97
Figure 70 : Coupe géologique avec positionnement des sources et cheminement possible des eaux dans le versants rocheux des Eaux-Bonnes. Positionnement de la zone d'enrichissement des eaux en sulfates.	98
Figure 71 : Schéma simplifié de la circulation des eaux dans le substratum, du versant nord des Eaux-Bonnes.	99
Figure 72 : Maillage retenu pour la modélisation du versant nord du secteur des Eaux-Bonnes.	103
Figure 73 : Résultat de la modélisation pour des valeurs de paramètres mécaniques réduits de 50% et un angle de friction de la faille égale à 30°.	105
Figure 74 : Résultat de la modélisation pour des valeurs de paramètres mécaniques réduits de 60% et un angle de friction de la faille égale à 30°.	106

Figure 75 : Résultat de la modélisation pour des valeurs de paramètres mécaniques réduits de 55% et un angle de friction de la faille égale à 30°, étape 1.	107
Figure 76 : Résultat de la modélisation pour des valeurs de paramètres mécaniques réduits de 55% et un angle de friction de la faille égale à 30°, étape 3.	108
Figure 77 : Résultat de la modélisation pour des valeurs de paramètres mécaniques réduits de 55% et un angle de friction de la faille égale à 30°, étape 5.	109
Figure 78 : Résultat de la modélisation pour des valeurs de paramètres mécaniques réduits de 55% et un angle de friction de la faille égale à 30°, étape 8.	110
Figure 79 : Résultat de la modélisation pour des valeurs de paramètres mécaniques réduits de 55% et un angle de friction de la faille égale à 30°, étape 10.	111
Figure 80 : Carte schématique synthétique des mouvements de terrain actuels dans le secteur des Eaux-Bonnes.	113
Figure 81 : Photographie montrant le découpage du Dévonien moyen et supérieur par des failles de direction N130°E représentées sur la Figure 80. Les blocs 3a et 3b confortent la modélisation de l'évolution du versant (Figure 79)	114
Figure 82 : Coupes schématiques montrant l'évolution de l'érosion glaciaire du versant de Gouetsoule, d'après Lebourg (2000). On remarque le creusement préférentiel des niveaux schisteux, moins compétents, du substratum ultérieurement comblés par les moraines déposées par le glacier.	120
Figure 83 : Carte de localisation de prélèvements des seize échantillons de moraines.	121
Figure 84 : Comparaison pétrographique entre les moraines du haut et du bas du versant de Gouetsoule.....	123
Figure 85 : Courbes granulométriques des seize échantillons de la moraine de Gouetsoule.	124
Figure 86 : Granulométrie des seize échantillons de la moraine du secteur de Gouetsoule. .	126
Figure 87 : Courbes granulométriques de différents types de formations superficielles, <i>in</i> Lebourg (2000).....	127
Figure 88 : Distribution du coefficient d'asymétrie <i>Ski</i> pour les seize échantillons de la moraine de Gouetsoule.....	129
Figure 89 : Exemple de courbe contraintes / déformations d'essais triaxiaux de la moraine 2 pour trois contraintes de préconsolidation (200 kPa, 400 kPa et 800 kPa).....	131
Figure 90 : Exemple de droite de régression dans le repère de Lambe avec un intervalle de confiance au risque de 5%.....	132
Figure 91 : Exemple de courbe de déformation volumique en fonction de la déformation longitudinale des essais triaxiaux de la moraine 2 pour trois contraintes de préconsolidation (200 kPa, 400 kPa et 800 kPa).....	133
Figure 92 : Relation entre l'angle de frottement interne effectif et le poids volumique naturel des 16 échantillons de la moraine de Gouetsoule avec leur altitude de positionnement sur le versant montagneux.....	134

Figure 93 : Cercle de corrélations des paramètres mécaniques, physiques, pétrographiques et granulométriques des seize échantillons de moraines du secteur de Gouetsoule. (Axe 1-Axe 2).....	139
Figure 94 : Cercle de corrélations des paramètres mécaniques, physiques, pétrographiques et granulométriques des seize échantillons de moraines du secteur de Gouetsoule. (Axe 1-Axe 3).....	140
Figure 95 : Espace des individus des paramètres mécaniques, physiques, pétrographiques et granulométriques des seize échantillons de moraines du secteur de Gouetsoule. (Axe 1-Axe 2).....	142
Figure 96 : Espace des individus des paramètres mécaniques, physiques, pétrographiques et granulométriques des seize échantillons de moraines du secteur de Gouetsoule. (Axe 1-Axe 3).....	142
Figure 97 : Carte géologique des formations superficielles et des moraines de la haute vallée d'Aspe montrant un front de convergence de la moraine du glacier principal de la vallée et celui secondaire du pic du Larry (exemple du secteur de Gouetsoule), Fabre <i>et al.</i> (2003).	143
Figure 98 : photographie du secteur de Gouetsoule et de la délimitation des 3 zones géomorphologiques.	145
Figure 99 : Délimitation des trois zones géomorphologiques du secteur de Gouetsoule avec le positionnement des deux glissements de terrain.	145
Figure 100 : Photographie du style tectonique des déformations observées (plis et failles) dans les grès et schistes du Carbonifère et son interprétation.	146
Figure 101 : Canevas de Wülff du pli 1 du substratum du secteur de Gouetsoule (hémisphère supérieur).....	147
Figure 102 : Canevas de Wülff du pli 2 du substratum du secteur de Gouetsoule (hémisphère supérieur).....	147
Figure 103 : Canevas de Wülff du pli 3 du substratum du secteur de Gouetsoule (hémisphère supérieur).....	148
Figure 104 : Canevas de Wülff du pli 4 du substratum du secteur de Gouetsoule (hémisphère supérieur).....	148
Figure 105 : Localisation des deux glissements de terrain de Gouetsoule avec le positionnement des deux coupes géologiques.....	149
Figure 106 : Coupe géologique (1) du secteur de Gouetsoule avec la localisation du glissement de terrain rocheux ancien non étudié.	150
Figure 107 : Coupe géologique (2) du secteur de Gouetsoule avec la localisation du glissement de terrain actif de Gouetsoule.	150
Figure 108 : Carte de localisation des séismes aux alentours du secteur de Gouetsoule entre le 1 ^{er} octobre 1997 et le 31 juillet 1998. (le secteur de Gouetsoule est désigné par la croix).	152

Figure 109 : Chronologie des déplacements cumulés du glissement de terrain de Gouetsoule et des évènements sismiques enregistrés avant, pendant et après cette période d'instabilité, Majoureau, 1998 et site internet.....	153
Figure 110 : Hauteurs de pluies annuelles tombées sur le secteur de Gouetsoule entre 1951 et 1998 avec la moyenne mobile sur 3 années.	154
Figure 111 : Chronologie des déplacements cumulés du glissement de terrain de Gouetsoule et des hauteurs de pluies journalières tombées sur le secteur entre janvier 1997 et décembre 1998 (sources Météo France).....	155
Figure 112 : χ à 25°C: Conductivité électrique ($\mu\text{S}/\text{cm}$), Balance ionique (%) et Indice de Saturation IS (log) : $\text{IS} < -1$ sous-saturé ; $-1 < \text{IS} < 1$ équilibre ; $\text{IS} > 1$ saturé (ANNEXE 7 et ANNEXE 12).	157
Figure 113 : Diagramme de Piper des sources du secteur de Gouetsoule.....	158
Figure 114 : Diagramme de Schoëller des sources du secteur de Gouetsoule.....	159
Figure 115 : Photographie de la source GMM du secteur de Gouetsoule.....	161
Figure 116 : Coupe du secteur Gouetsoule avec le positionnement des sources étudiées et les écoulements des eaux dans les formations morainiques.	162
Figure 117 : Carte topographique 3D du secteur de Gouetsoule, altitudes en mètres et le positionnement des sources.....	163
Figure 118 : Carte géotechnique du secteur de Gouetsoule, courbes iso-valeurs de la cohésion effective exprimée en kPa, ligne noire = ligne de niveau 980m.	164
Figure 119 : Carte géotechnique du secteur de Gouetsoule, courbes iso-valeurs de l'angle de frottement interne effectif exprimé en degré, ligne noire = ligne de niveau 980m.....	164
Figure 120 : Schéma expliquant le principe de la longueur de corrélation L_c entre 3 points A, B et C.....	165
Figure 121 : Variogramme de l'angle de frottement interne effectif de la moraine de Gouetsoule.....	166
Figure 122 : Exemple de profils créés par la méthode de Vanmarcke (1983).	168
Figure 123 : Graphique montrant la corrélation entre l'angle de frottement interne effectif et la cohésion effective de la moraine de Gouetsoule pour 16 échantillons. (Intervalle de confiance des valeurs individuelles au risque de 5%).....	168
Figure 124 : Variation du coefficient de sécurité en fonction des modélisations et du calcul de stabilité du glissement de Gouetsoule en 2 et 3 dimensions.	169
Figure 125 : Evolution du coefficient de sécurité en fonction de la hauteur d'eau dans la moraine du glissement de Gouetsoule. L'évolution est faite suivant un calcul en 2 et 3 dimensions avec la génération d'angles de frottement interne par la méthode de VanMarcke.	171
Figure 126 : Comparaison de l'évolution du coefficient de sécurité en fonction de la hauteur d'eau dans le glissement de Gouetsoule avec un calcul en 2 et 3 dimensions. Comparaison entre la génération des données par la méthode de VanMarcke et l'utilisation de l'angle de frottement interne effectif moyen.....	172

Figure 127 : Comparaison de l'évolution du coefficient de sécurité en fonction de la hauteur d'eau dans le glissement et du calcul en 2 ou 3 dimensions. Comparaison entre la génération des données par la méthode de VanMarcke et l'utilisation de l'angle de frottement interne effectif moyen, minimal et maximal.	173
Figure 128 : Carte géologique de la haute vallée d'Aspe. Fabre <i>et al.</i> , 2003. 1) coupe géologique de la vallée d'Aspe (Figure 129), 2) Alluvions récentes, 3) Alluvions anciennes, 4) Moraines quaternaires, 5) Failles, 6) Calcaires du Crétacé, 7) Carbonifère (grès et schistes), 8) Permien inférieur (grès et schistes), 9) Permien supérieur (grès et conglomérats), 10). Calcaires du Dévonien	211
Figure 129 : Coupe schématique de la Haute Vallée d'Aspe (Lebourg <i>et al.</i> 2003).	212
Figure 130 : Mise en place d'un profil électrique multiélectrodes. Le résistivimètre (à gauche) et la ligne électrique (à droite). (Photo Jomard H.)	214
Figure 131 : dispositifs les plus couramment utilisés. (Avec a = distance MN, n = niveau d'acquisition et k = facteur géométrique).	215
Figure 132 : Fonction de sensibilité pour les dispositifs Wenner, Wenner-Schlumberger et Dipôle-Dipôle.....	216
Figure 133 : Inversion par méthode itérative en tomographie 2D,	218
Figure 134 :Echelle de Mercali créée au début du 20 ^{ème} siècle, révisée par MSK en 1964... ..	222
Figure 135 : Diagramme de Piper de la source Cône et son positionnement dans le secteur des Eaux-Bonnes.	224
Figure 136 : Diagramme de Piper de la source Mig et son positionnement dans le secteur des Eaux-Bonnes.	226
Figure 137 : Diagramme de Piper de la source Riv et son positionnement dans le secteur des Eaux-Bonnes.	228
Figure 138 : Diagramme de Piper de la source Tra et son positionnement dans le secteur des Eaux-Bonnes.	230
Figure 139 : Diagramme de Piper de la source New et son positionnement dans le secteur des Eaux-Bonnes.	232
Figure 140 : Diagramme de Piper de la source Bou et son positionnement dans le secteur des Eaux-Bonnes.	234
Figure 141 : Diagramme de Piper de la source EB et son positionnement dans le secteur des Eaux-Bonnes.	236
Figure 142 : Diagramme de Piper de la source GSG et son positionnement dans le secteur de Gouetsoule.....	256
Figure 143 : Diagramme de Piper de la source GMB et son positionnement dans le secteur de Gouetsoule.....	258
Figure 144 : Diagramme de Piper de la source GMM et son positionnement dans le secteur de Gouetsoule.....	260
Figure 145 : Modèle de Spencer, 1967 et 1969, explication des paramètres utilisés pour le calcul de stabilité.....	265

Figure 146 : Schéma du modèle géométrique utilisé dans le calcul de stabilité du glissement
de terrain de Gouetsoule, *in* Lebourg, 2000. 267

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Nature des terrains en fonction des résistivités obtenues par les pseudo-sections.	37
Tableau 2 : Classification de Varnes (1978)	44
Tableau 3 : Classification de Varnes (1978) et Crozier (1986).....	44
Tableau 4 : Classification selon Varnes (1978) et Crozier (1986) des différents mouvements de terrain reconnus dans les deux secteurs d'étude en fonction de la nature des formations géologiques et de leurs vitesses de propagation (voir Tableau 3)	45
Tableau 5 : Paramètres physiques et mécaniques des échantillons de schistes du Dévonien inférieur.	60
Tableau 6 : Valeurs des paramètres mécaniques des schistes du Dévonien inférieur. ϕ : angle de frottement interne effectif, c :cohésion effective.....	60
Tableau 7 : Valeurs de densité, coefficient de Poisson et de vitesses des ondes P dans les différents minéraux qui composent les schistes du Dévonien inférieur, Belikov et <i>al.</i> (1967)	61
Tableau 8 : Valeurs des paramètres mécaniques élastiques estimés à partir de la méthode sonique pour les schistes du Dévonien inférieur.	62
Tableau 9 : Paramètres physiques et mécaniques pris en compte dans l'analyse en composantes principales.....	64
Tableau 10 : Matrice des corrélations de l'analyse en composante principale des facteurs physiques et mécaniques des schistes du Dévonien moyen et supérieur.	64
Tableau 11 : Tableau montrant les valeurs propres de l'analyse en composantes principales des paramètres physiques et mécaniques des schistes du Dévonien inférieur.	64
Tableau 12 : Dates, magnitudes et positionnement de tous les séismes ayant eu lieu dans un rayon de 75 km autour du glissement rocheux de Pleyssse entre le 1 ^{er} Janvier 1982 et Mars 1983. Ces séismes sont positionnés sur la carte de la Figure 61.....	85
Tableau 13 : Dénomination des sept sources dont l'exutoire se situe dans le secteurs des Eaux-Bonnes et leurs caractéristiques. (*débits estimés).....	92
Tableau 14 : Valeurs des paramètres mécaniques utilisés lors de la modélisation du versant nord du secteur des Eaux-Bonnes, Martins-Campina (2001).	101
Tableau 15 : Résultats des modélisations permettant de retrouver les valeurs des paramètres mécaniques des schistes du Dévonien inférieur au moment du déclenchement (état divergent) du glissement rocheux de Pleyssse.....	104
Tableau 16 : Nature pétrographique des seize points de prélèvements de la moraine de Gouetsoule pour les classes granulométriques allant des blocs jusqu'au graviers.	122
Tableau 17 : Masse minimale de tamisat en fonction de la dimension maximale des mailles du tamis	124
Tableau 18 : Granulométrie des différents échantillons de la moraine de Gouetsoule.....	125
Tableau 19 : Tableau des valeurs du paramètre Φ moyen des formations de référence et des échantillons de la moraine de Gouetsoule.....	127

Tableau 20 : Tableau des valeurs de Cu des différentes formations superficielles de référence et des échantillons de la moraine de Gouetsoule.....	128
Tableau 21 : Classification des sols en fonction du Cu.....	128
Tableau 22 : Tableau des valeurs de Ski des formations de référence et des échantillons de la moraine de Gouetsoule.....	128
Tableau 23 : Résultats des essais triaxiaux sur seize échantillons de la moraine de Gouetsoule.	134
Tableau 24 : Valeurs propres et variance absorbée par les axes de l'analyse en composantes principales des moraines de Gouetsoule.	135
Tableau 25 : Matrice des corrélations de l'analyse en composante principale des moraines de Gouetsoule.....	137
Tableau 26 : Dates et coordonnées des épïcêtres des séismes s'étant produit entre le 1 ^{er} octobre 1997 et le 31 juillet 1998 aux alentours du secteur de Gouetsoule.	152
Tableau 27 : Chimie des eaux provenant du substratum rocheux du secteur de Gouetsoule (source GSG), concentration en mg/l.....	160
Tableau 28 : Chimie des eaux provenant des moraines du secteur de Gouetsoule (sources GMM et GMB), concentration en mg/l.....	160
Tableau 29 : Tableau de l'analyse chimique de la source située à la base de l'escarpement principal des Eaux-Bonnes (Cône).....	224
Tableau 30 : Tableau de l'analyse chimique de la source située au milieu du glissement de terrain du secteur des Eaux-Bonnes (Mig).....	226
Tableau 31 : Tableau de l'analyse chimique des eaux du Cély (Riv).....	228
Tableau 32 : Tableau de l'analyse chimique de la source émergeant des moraines situées à l'est du glissement de terrain des Eaux-Bonnes (Tra).....	230
Tableau 33 : Tableau de l'analyse chimique d'une source dont l'exutoire se situe dans les schistes du Dévonien inférieur (New).....	232
Tableau 34 : Tableau de l'analyse chimique de la source Bourrelet frontal du secteur des Eaux-Bonnes (Bou).....	234
Tableau 35 : Tableau de l'analyse chimique de la source thermique de la ville des Eaux-Bonnes (EB).....	236
Tableau 36 : Analyses chimiques de la source située dans les grès du Carbonifère du secteur de Gouetsoule (GSG).....	256
Tableau 37 : Analyses chimiques de la source Bourrelet frontal du secteur du glissement de terrain de Gouetsoule (GMB).....	258
Tableau 38 : Analyses chimiques de la source à mi-versant du secteur de Gouetsoule (GMM).....	260

INTRODUCTION

Les mouvements de terrain sont l'un des phénomènes naturels les plus destructeurs à travers le monde. La France n'est pas épargnée par ces phénomènes même si la plus grande catastrophe qu'elle ait connue remonte à 1248 avec l'écroulement du Mont Granier qui provoqua entre 2000 et 5000 victimes. Bien que le nombre de victimes résultant de ces phénomènes soit de moins en moins important de nos jours, les mouvements de terrain provoquent encore de très importants dégâts aux infrastructures. La majorité des études actuelles traitant des mouvements de terrain en France se focalise sur les mouvements de terrain localisés dans les Alpes. Le nombre important d'infrastructures coûteuses (usines pétrochimiques, centrales nucléaires, viaducs routiers,.....) et la forte densité de la population en sont la principale raison.

Le développement économique des Pyrénées, qui est survenue à la fin du XX^{ème} siècle surtout grâce aux stations de ski, au thermalisme et au plein essor touristique, fait que le risque dû aux mouvements de terrain devient de plus en plus important. De plus, les Pyrénées ayant été très peu étudiées, les collectivités locales se retrouvent avec très peu de renseignements leur permettant de réaliser des aménagements du territoire sans risque de mouvements de terrain.

Ce manque de références et d'informations sur les mouvements de terrain dans les Pyrénées, nous a conduit à nous intéresser aux glissements de terrain y prenant place. Ils se trouvent en très grand nombre dans certaines vallées, mais ils sont généralement de taille modeste. Ainsi, en vallée d'Aspe (Pyrénées-Atlantiques, France), on dénombre plus d'une vingtaine de glissements de terrain. Ils sont de taille et de nature très variées. La majorité d'entre eux n'affecte que les formations superficielles qui recouvrent les flancs des vallées pyrénéennes : les moraines. Celles-ci ont été déposées lors du dernier maximum glaciaire au Würm (10000 – 12000 BP). Ces glissements de terrain, bien que superficiels, provoquent de nombreux dégâts généralement aux routes et aux habitations (glissement de Gouetsoule). Par contre, il existe aussi des glissements de terrain beaucoup plus importants qui ont provoqué des destructions complètes d'infrastructures (glissement des Eaux-Bonnes).

Toutefois, dans le département des Pyrénées-Atlantiques, les mouvements de terrain sont fréquents depuis les cinquante dernières années et sont principalement localisés dans la Haute chaîne Pyrénéenne. L'inventaire de ces derniers par les services de Restauration des Terrains de Montagne (RTM), les services de la Direction Régionale de l'Environnement (DIREN) et le service de la carte géologique du BRGM permet aujourd'hui de mieux comprendre le positionnement et la problématique des instabilités gravitaires de ce secteur montagneux des Pyrénées (bases de données BRGM – DIREN, 1996). De cet inventaire historique départemental, il ressort que les Pyrénées-Atlantiques restent relativement peu

affectées par des mouvements de terrain de grande ampleur, mais on y montre toutefois, cent quatre vingt huit mouvements recensés depuis un siècle avec 52 % de glissements de terrain, 38 % de coulées boueuses, le reste correspondant à des affaissements de sols (6%) ou à des chutes de blocs (5%). Les glissements de terrain se répartissent, pour l'essentiel, dans les parties hautes des deux anciennes et principales vallées glaciaires du département, la Vallée d'Aspe et la Vallée d'Ossau (Barrère, 1953, 1963 ; Taillefer, 1967 ; Andrieu *et al*, 1988 ; Carte Laruns-Somport à 1/50.000, 2003). Chacune d'elles est marquée par un glissement de grande ampleur survenu ces cinquante dernières années. En vallée d'Aspe il s'agit du glissement de terrain du Peilhou déclenché en 1960 ; dans la Vallée du Valentin (Vallée d'Ossau) il s'agit du glissement rocheux dit « glissement de Pleyse » en amont du village des Eaux Bonnes, survenu en 1983 (Largillier, 1983 & 1985). Pour chacun de ces glissements le mouvement et la cinématique y sont différents : mouvement lent pour le glissement de terrain du Peilhou, mouvement globalement rapide sur une courte période pour le glissement de terrain des Eaux Bonnes (1983). Pour ces deux glissements de terrain les travaux antérieurs indiquent une typologie spécifique avec un glissement mixte développé à la fois dans le substratum rocheux et dans les dépôts morainiques au Peilhou (Lebourg, 2000), et un glissement de versant essentiellement rocheux aux Eaux Bonnes (glissement de Pleyse ; Martins-Campina, 2001).

Dans la Vallée d'Aspe, les glissements de terrain anciens sont reconnaissables et cartographiés à partir des indicateurs topographiques et géomorphologiques classiques. Ces derniers affectent le plus souvent les dépôts morainiques plus ou moins remaniés du bas de pente de l'ancienne vallée glaciaire. Ces dépôts morainiques représentent, à mi-pente des versants, des accumulations d'épaisseur importante et correspondent à des dépôts de moraines latérales remaniés et glissés (Fabre *et al*, 2003). En Vallée d'Aspe, l'inventaire des anciens glissements de terrain, contemporains du dernier retrait glaciaire du Würm, a été réalisée (Lebourg, 2000 ; Fabre *et al*, 2003). Ils sont au nombre d'une trentaine, pour l'essentiel dans les dépôts morainiques (Lebourg, 2000 ; Lebourg *et al*, 2002 ; Fabre *et al*, 2003). On constate que ces anciens glissements de terrain ont des bourrelets frontaux en pied de versant, là où aujourd'hui se positionnent les routes départementales en cours d'élargissement. Parmi ces glissements, celui situé en amont immédiat du village d'Urdo, dit glissement de Gouetsoule, actif depuis 1997, perturbe les travaux d'aménagement et d'élargissement de la route N 137 menant au tunnel du Somport (Majourau, 1998).

On voit ainsi que dans les Pyrénées-Atlantiques l'inventaire des glissements de terrain indique pour l'essentiel soit d'anciens glissements stabilisés dits « fossiles » (Flageollet, 1989), soit des glissements probablement réactivés dans les moraines en Vallée d'Aspe (Majourau, 1998 ; Lebourg, 2000 ; Martins-Campina, 2001), soit encore des glissements de terrain historiques au sens de Flageollet (1996) et de plus grande ampleur comme dans la Vallée du Valentin (Martins-Campina, 2001 et 2005).

A partir de ces observations générales sur les glissements de terrain des Pyrénées-Atlantiques et des connaissances acquises dans le cadre de mes études de DEA sur « le glissement de Pleyse » (Martins-Campina, 2001) et, par ailleurs, à partir des résultats récents du CDGA sur les glissements de la Vallée d'Aspe (Lebourg, 2000 ; Lebourg *et al.*, 2002 ; Fabre *et al.*, 2003), j'ai été conduit à aborder l'analyse qualitative et quantitative des facteurs de prédisposition et des facteurs déclenchants de sites choisis parmi l'ensemble des glissements des Vallées d'Aspe et du Valentin (Vallée d'Ossau). Ce choix devrait permettre de mieux comprendre les conditions de la rupture, d'une part dans la moraine (Vallée d'Aspe) et d'autre part dans les schistes (Vallée du Valentin).

Le but de la démarche scientifique est d'établir, à partir d'une étude de cas spécifique de glissement gravitaire, une méthodologie utilisable et transposable en géologie de l'ingénieur pour des sites susceptibles de glisser et ayant un matériau ou une lithologie similaire (moraine, schiste), les mêmes facteurs de prédisposition et le même contexte géomorphologique et géologique (modèle glaciaire, relief caché, dièdre de fracturation, etc...). Ce travail nécessite dans un premier temps une analyse fine des facteurs de prédisposition pour chacun des cas de glissements de terrain choisis, et dans un deuxième temps leur modélisation à partir de méthodes de calcul appropriées.

Au final l'ensemble des indicateurs morpho-structuraux, géologiques, géomorphologiques et hydrogéologiques de ce travail devrait permettre de préciser les causes les plus probables des instabilités et dégager une méthode d'approche utile pour l'aménageur et les bureaux d'études.

Pour ce faire le choix de sites glissés représentatifs des Pyrénées-Atlantiques s'est porté sur deux types bien différents de glissements de terrain :

- les glissements rocheux schisteux avec le choix du « glissement de Pleyse » en amont des Eaux-Bonnes, sur lequel des données nouvelles ont été acquises (Martins-Campina, 2001) et où de nombreuses investigations géologiques et structurales restaient à faire, comme la modélisation de l'instabilité rocheuse ;

- les glissements granulaires dans les moraines de la Vallée d'Aspe avec le choix du glissement de Gouetsoule situé immédiatement en amont d'Urdo et où le contexte géomorphologique des dépôts glaciaires est globalement bien connu (Lebourg, 2000 ; Lebourg *et al.*, 2002 ; Fabre *et al.*, 2003 ; Carte Laruns-Somport à 1/50.000, 2004), mais où une modélisation détaillée d'un glissement de terrain actuel restait à faire dans la partie basse en cours de mouvement depuis 1997.

Bien que les méthodes de calcul et de modélisation soient différentes d'un milieu rocheux à un milieu granulaire, leur analyse comparative peut s'envisager dans le cadre d'une

étude des instabilités gravitaires d'un milieu montagneux particulier, celui des Pyrénées-Atlantiques, afin de répondre à un certains nombres de questions :

Y a t-il des facteurs déclenchants communs entre les deux types de glissements gravitaires ?

Quels sont les facteurs géologiques et/ou géomorphologiques de prédisposition dans chacun des cas ?

Peut-on proposer pour chacun d'eux une méthodologie d'analyse plus précise transposable à d'autres secteurs de la vallée pour une même lithologie (moraine, schiste), et dans quelle limite ?

Afin d'avoir une analyse fine des facteurs de prédisposition il est envisagé dans la suite de ce travail de thèse de structurer le raisonnement suivant trois chapitres.

Dans le chapitre un, je présente tout d'abord un bilan de l'ensemble des mouvements de terrain reconnus aux abords des deux sites étudiés en fonction de la nature lithologique des formations (Gouetsoule, Pleyse). Ensuite, je définis les différents facteurs régissant la stabilité des versants montagneux dans le cadre de l'étude des deux glissements de terrain abordés dans les chapitres deux et trois. Dans ces chapitres, j'aborde, tout d'abord, l'étude des facteurs de préparation à la rupture (géologie, géomorphologie, ...), puis des facteurs de prédisposition à la rupture (géologie, fracturation, ...) et enfin les facteurs déclenchants les plus fréquents dans les instabilités de versant (les sollicitations sismiques, les précipitations et les circulations d'eau dans les formations géologiques).

L'analyse de ces facteurs est réalisée pour deux glissements de terrains cités précédemment qui sont, on le rappelle, très différents :

- le premier est un glissement de terrain rocheux situé dans la vallée du Valentin (Vallée d'Ossau) à environ 50 kilomètres au sud de la ville de Pau, plus précisément entre les villes des Eaux-Bonnes et de Gourette (Pyrénées Atlantiques, France). Ce glissement de terrain a eu lieu en Août 1982 et a mobilisé entre 5 et 6 millions de mètres cubes de roche. Il a provoqué d'importantes destructions dont la route menant à la station de ski de Gourette, une ligne à haute tension et quelques maisons ou bergeries. Cela a occasionné d'importantes dépenses car il a fallu évacuer les populations bloquées en amont du glissement de terrain, reconstruire la route sur le versant opposé et, bien sûr, la ligne à haute tension. La particularité de ce glissement de terrain est que, malgré les nombreux signes d'instabilité qui avaient été observés depuis la fin de XIX^{ème} siècle et le milieu du XX^{ème} siècle, il a été impossible de prévoir et donc de prévenir un événement de si grande ampleur. La raison de cette étude est donc de comprendre comment un tel glissement de terrain a pu se produire.

- le second glissement de terrain est localisé dans la vallée d'Aspe, directement à l'Ouest de la vallée d'Ossau, au sud de la localité d'Urdo (Pyrénées Atlantiques, France). Ce

glissement de terrain n'affecte que des formations superficielles de type moraine et bien qu'il ne fasse au maximum qu'un million de mètres cubes, il pourrait provoquer d'importants dégâts à la route nationale 134 qui est l'axe principal routier entre la France et l'Espagne via le tunnel du Somport (ouvert depuis l'année 2004). Ce glissement de terrain, contrairement au précédent, est toujours actif. Sa principale phase paroxysmale est datée de l'année 1997 après les premiers travaux d'élargissement de la route nationale (route destinée à faciliter la circulation importante des camions de fort tonnage circulant sur cet axe). Cette crise a provoqué un début de destruction du mur de soutènement qui remplaçait la butée du versant supprimée lors des travaux. Depuis la réparation du mur, le glissement de terrain semble stabilisé. Toutefois, nous observons depuis quelques années de récentes réactivations surtout lors des printemps 2003 et 2004 juste après la fonte des neiges. Il est donc important de l'étudier pour comprendre les causes de son initiation et surtout essayer d'estimer son évolution future et les conditions qui entraîneraient la rupture, ceci afin de pouvoir prévenir cette éventualité.

Enfin, une conclusion générale sur la problématique des instabilités en milieu rocheux de type schistes et en milieu granulaire du type moraine est proposée à la lumière des données de terrain et des résultats de la modélisation.

CHAPITRE 1 :
DESCRIPTION DES MOUVEMENTS DE TERRAIN
DANS LES SECTEURS D'ETUDE

1. DESCRIPTION DES MOUVEMENTS DE TERRAIN DANS LES SECTEURS D'ETUDE

Avant d'aborder la description des différents mouvements de terrain des deux secteurs d'étude, quelques considérations générales sur la structuration de la chaîne des Pyrénées sont présentées afin de les replacer dans leur contexte géologique et structural. Ainsi, les deux secteurs d'étude se situent dans la chaîne pyrénéenne qui s'est formée par collision intracontinentale de la plaque Ibérique et de la plaque Européenne du Trias à aujourd'hui (Barnolas et Chiron, 1996). Cette collision est liée à la fermeture de la Mer Thétys par remontée de l'Afrique vers l'Europe lors de l'ouverture de l'Océan Atlantique. Cette chaîne s'étend sur plus de 400 kilomètres d'Est en Ouest entre la France et l'Espagne et sur 100 kilomètres du Nord au Sud et culmine à 3400 mètres d'altitude (Mont Nethou¹) (Figure 1). Elle s'est édifiée au cours de l'orogénèse alpine dans sa forme actuelle (Debelmas et Mascle, 1997) et montre aussi les traces d'autres cycles orogéniques antérieurs qui ont contribué à sa structuration actuelle. Parmi ces derniers, le cycle hercynien est celui qui a joué un rôle prépondérant dans la déformation du substratum antémésozoïque (Barnolas et Chiron, 1996).

Dans ce chapitre, il sera tout d'abord décrit les différents mouvements de terrain reconnus dans les deux secteurs d'étude en relation avec les différentes formations géologiques les structurant. Ensuite, les mouvements de terrain seront replacés selon la classification de Varnes (1978). Enfin les différents facteurs intervenant dans les instabilités gravitaires seront décrits et guideront, dans les chapitres suivants, l'étude approfondie de deux glissements de terrain (glissement rocheux de Pleysse et glissement granulaire de Gouetsoule).

1.1. POSITIONNEMENT DES SECTEURS D'ETUDE DANS LA CHAINE DES PYRENEES

Aujourd'hui, l'organisation structurale de la chaîne apparaît symétrique le long d'un axe N110°E, avec au centre les formations les plus anciennes encadrées de part et d'autre par les formations les plus récentes, selon une forme en éventail à double déversement, nord et sud (Figure 1).

Du nord au sud, elle présente plusieurs entités géologiques (Figure 1) :

- L'avant pays plissé pyrénéen ou zone nord sous-pyrénéenne. Il est principalement constituée de sédiments du Crétacé supérieur et du Tertiaire. Cette entité est limitée au sud par l'accident chevauchant dit chevauchement frontal nord pyrénéen (Figure 1), qui délimite la

¹ Pic d'Aneto en espagnol

zone nord sous-pyrénéenne et la zone nord pyrénéenne (ZNP, Figure 1). L'accident frontal nord pyrénéen est un accident chevauchant vers le nord qui fait remonter au niveau du Crétacé supérieur, des terrains paléozoïques, triasiques, jurassiques et crétacés inférieurs.

- La zone nord pyrénéenne est constituée de terrains mésozoïques à paléozoïques que l'on subdivise généralement en deux ensembles :

- La zone cénomanienne dominée par le flysch schisteux comme au Pays Basque ou par un remplissage détritique et conglomératique autour desquels on trouve d'importants massifs granitiques.
- La zone des chaînons calcaires béarnais qui constitue le premier relief plissé, localement métamorphisé. Cette entité est essentiellement formée de séries datées du Jurassique et du Crétacé inférieur. La zone des chaînons béarnais renferme des écailles de matériel cristallophyllien paléozoïque qui, lors de la collision, ont chevauché vers le nord. Cette zone est parcourue par de nombreux accidents dont le plus important, de direction est-ouest, est la « faille nord pyrénéenne ». Cette faille est un accident profond plus ou moins discontinu en surface et est à la fois inverse et décrochante (Barnolas & Chiron, 1996). Elle fait chevaucher les terrains du Paléozoïque de la zone axiale ou Haute chaîne sur les formations mésozoïques de la zone nord pyrénéenne et correspond à l'accident passant immédiatement au sud de secteur de Pleyssse (Vallée du Valentin) (Figure 1).

- La zone primaire axiale ou haute chaîne primaire, est constituée de terrains paléozoïques ayant subi l'orogénèse hercynienne avant d'être remobilisés au cours de l'orogénèse alpine. Au centre de cette zone se distinguent des massifs granitiques entourés par des bandes de terrains paléozoïques sur lesquels reposent, en discordance, des formations du Crétacé supérieur. C'est dans cette zone primaire axiale que se situe le secteur d'étude de la vallée d'Aspe au sud du couloir de la faille nord pyrénéenne (FNP, Figure 1).

- La zone sud pyrénéenne décollée (Figure 1), au sud de la précédente, située en Espagne, se différencie par un ensemble sédimentaire mésozoïque-éocène décollé au niveau du Trias et transporté vers le sud sous forme de grandes nappes de charriage se déversant sur l'avant pays par l'intermédiaire du chevauchement frontal sud pyrénéen.

- L'avant pays plissé sud pyrénéen espagnol, composé essentiellement de molasses oligo-miocènes dans le bassin de l'Ebre.

Dans ce travail, les deux secteurs se situent donc dans deux zones structurales différentes : l'un dans la zone nord pyrénéenne (secteur des Eaux-Bonnes), l'autre géographiquement plus au sud dans la zone primaire axiale (secteur de Gouetsoule).

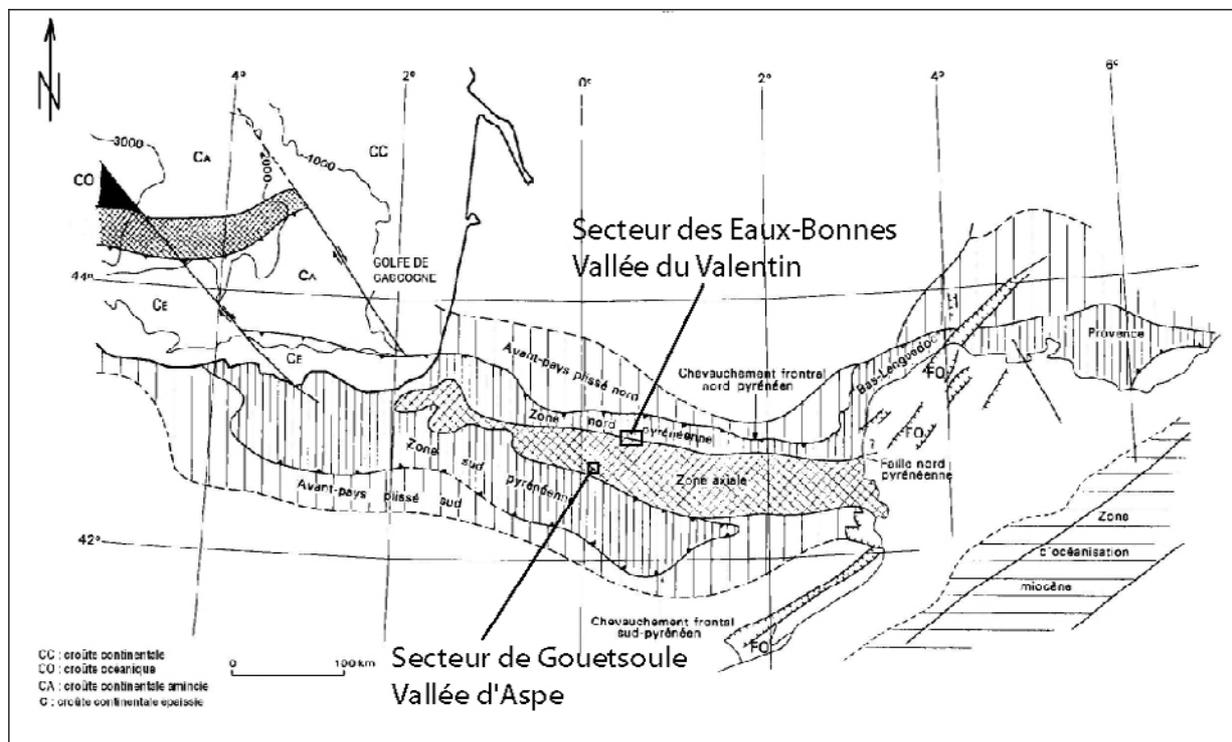


Figure 1 : Carte des principales zones structurales de la chaîne des Pyrénées avec la localisation des deux secteurs d'étude d'après Mattauer & Seguret, (1971), in Barnolas et Chiron (1996).

1.2. PRESENTATION DES DIFFERENTS MOUVEMENTS DE TERRAIN EN RELATION AVEC LES FORMATIONS GEOLOGIQUES DU SECTEUR DES EAUX-BONNES.

Le secteur des Eaux-Bonnes se situe en France, dans les Pyrénées Occidentales, à environ 50 kilomètres au sud-est de la ville d'Oloron Sainte-Marie (Figure 2) et plus précisément localisé dans la vallée du Valentin (Vallée d'Ossau), immédiatement à l'est des villes de Laruns (4 kilomètres) et des Eaux-Bonnes (2 kilomètres). A l'est et en amont se trouve la station de ski de Gourette (8 kilomètres) en montant en direction du col d'Aubisque (Figure 2). Il est situé dans la partie nord de la zone Primaire Axiale des Pyrénées à la limite de la zone nord pyrénéenne (Figure 1).

Le versant étudié s'étend sur une superficie de 6 km² et a été historiquement marqué par un glissement de terrain de grande ampleur en août 1982, dit glissement de Pleyse. Ce glissement de terrain, situé en rive droite du torrent « Le Valentin », affecte des terrains paléozoïques au lieu-dit de Pleyse. La vallée du Valentin est un affluent du Gave d'Ossau.



Figure 2 : Localisation du secteur des Eaux-Bonnes

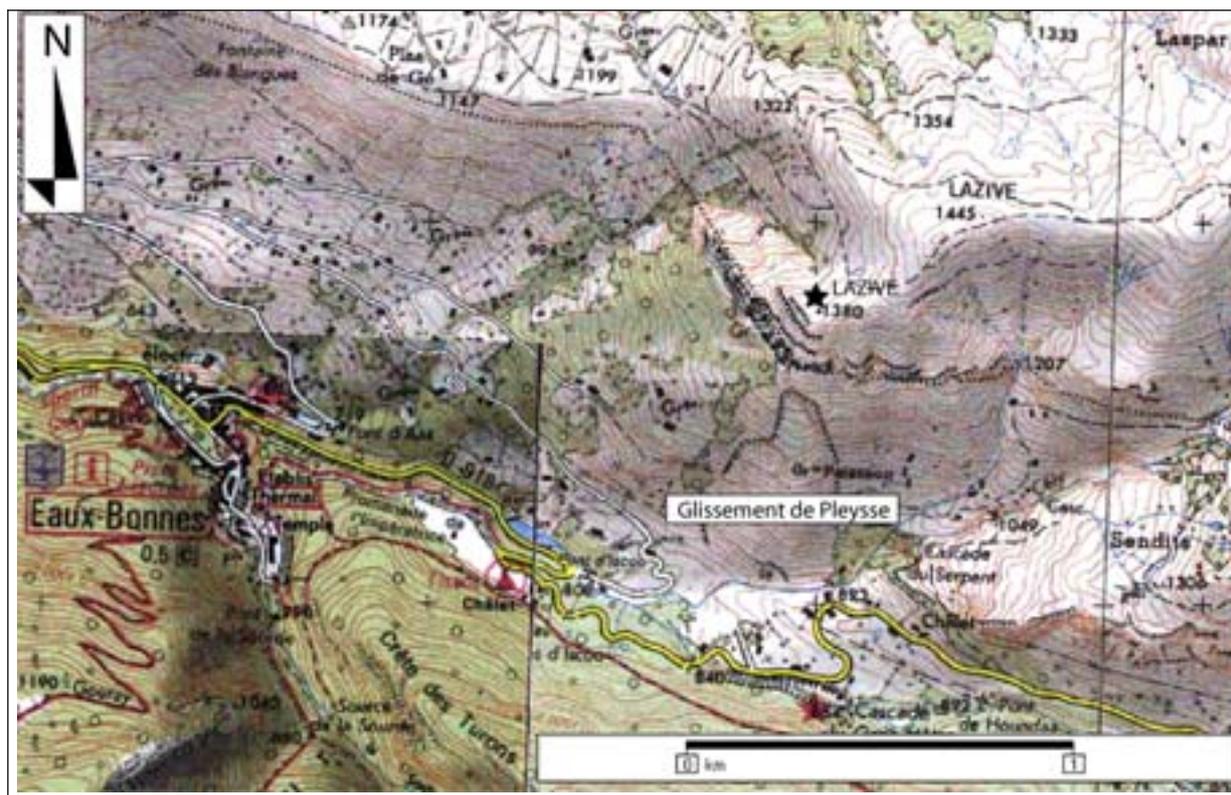


Figure 3 : Carte de localisation du glissement rocheux de Pleyssé à l'est de la ville des Eaux-Bonnes, rive droite du Valentin.

Le secteur d'étude correspond à une étroite et complexe unité structurale (Mirouze, 1966 et Barnolas & Chiron, 1996). Cette unité est séparée du reste de la Haute Chaîne par un accident longitudinal de direction est-ouest : la faille nord pyrénéenne (Figure 1). Les terrains y sont majoritairement composés de séries prévarisques prolongeant celles décrites dans la vallée d'Argelès-Gazost (Mirouze, 1966). Bien que la stratigraphie reste assez mal établie dans le détail, les auteurs indiquent que le secteur est constitué de formations dévoniennes avec des pélites du Dévonien inférieur, surmontées par des calcaires massifs du Dévonien moyen et supérieur (Bannière *et al.*, 1980).

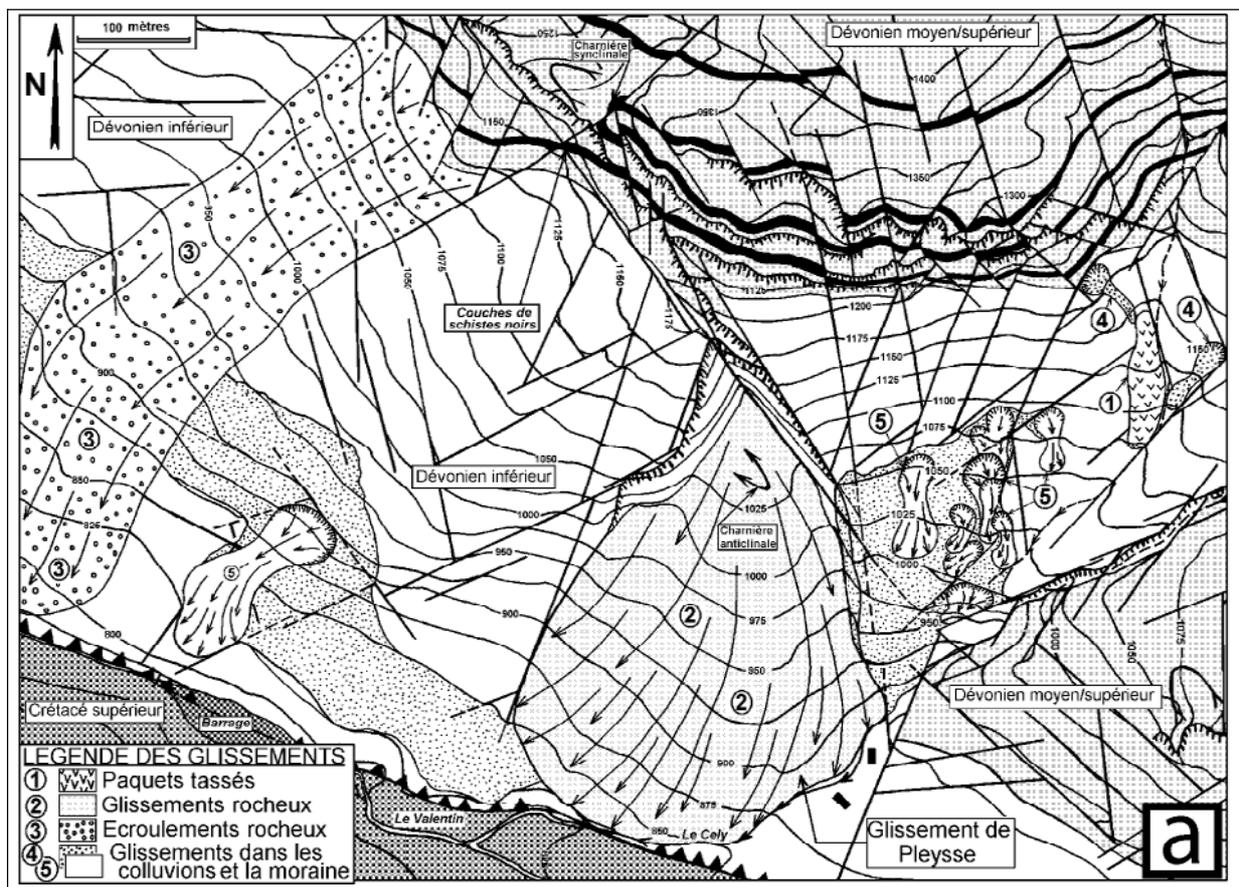
Structuralement, le secteur est divisé en deux parties par rapport à l'accident chevauchant de la faille nord pyrénéenne (Figure 4) :

- la partie située au nord du chevauchement, constituée de terrains paléozoïques représentés majoritairement par des schistes et des calcaires du Dévonien ;
- la partie située au sud, où les formations sont beaucoup plus récentes et d'âge Crétacé supérieur. Ces dernières sont constituées de calcaires et forment le synclinerium des Eaux-Chaudes au sud.

Plusieurs formations géologiques d'âges très différents décrites par Bannière *et al.*, 1980, Barnolas & Chiron, 1996, Bresson, 1903, Casteras *et al.*, 1952, Majesté-Menjoulas, 1968, Mirouze, 1962 et Oelhart, 1889, structurent le secteur des Eaux-Bonnes, avec : un socle cristallin paléozoïque d'âge Dévonien et une couverture sédimentaire mésozoïque (Crétacé).

Des dépôts de moraines datant de la dernière glaciation (Würm) tapissent les versants (Andrieu *et al.*, 1988, Barrere, 1953 et 1963, Montjuvent & Nicoud, 1988 et Taillefer, 1969) (Figure 4).

La carte géologique détaillée du secteur (Figure 4) montre la localisation des différents mouvements de terrain reconnus dans le versant des Eaux-Bonnes et les formations géologiques qui y sont associées. On y observe des mouvements de grande ampleur avec des écroulements et des glissements rocheux, ainsi que des mouvements de moindre importance caractérisés par un paquet tassé (Gidon, 1987) et enfin des glissements de terrain dans les formations superficielles.



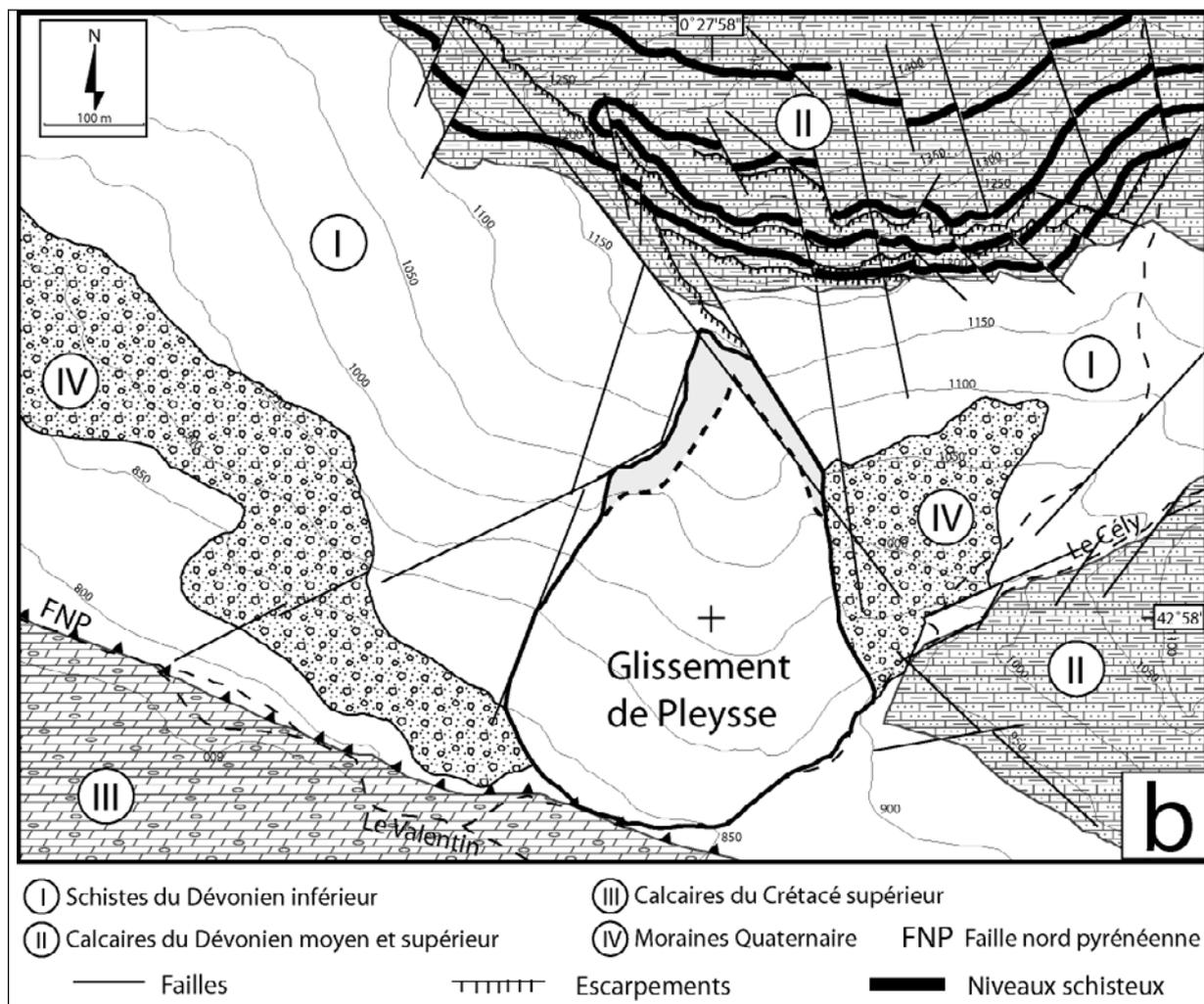


Figure 4 : Carte géologique détaillée du secteur des Eaux-Bonnes avec la localisation des différents mouvements de terrain reconnus (a) et des formations géologiques avec la localisation du glissement de Pleyse (b)

1.2.1. LES MOUVEMENTS DE TERRAIN DANS LE DEVONIEN INFÉRIEUR

1.2.1.1. LE DEVONIEN INFÉRIEUR

Le premier ensemble lithologique (noté I, Figure 4), à dominante gréso-pélitique, représente le Dévonien inférieur (Coblencien) et se situe entre 800 et 1200 mètres d'altitude. Il est composé de schistes gris sériciteux à minces lits gréseux pouvant être quelquefois ardoisiers, contenant des grauwackes fossilifères. Vers le sommet, il présente des intercalations plus ou moins importantes de bancs calcaires gréseux donnant des surplombs rocheux discontinus. Cette formation, particulièrement altérable, est épaisse d'au moins 60 mètres (Barnolas & Chiron, 1996) et est surmontée par des calcaires du Dévonien moyen et supérieur.

Deux types de mouvements de terrain se retrouvent dans le secteur des Eaux-Bonnes et affectent la formation schisteuse. Le premier est un glissement avec une rupture plane et de type paquet tassé (Gidon, 1987) ; le second est un glissement complexe qui n'est d'autre que le glissement rocheux des Eaux-Bonnes, dit de « Pleyssse » qui sera étudié de façon approfondie dans le second chapitre. Ces deux glissements sont présentés ci-dessous (Figure 5).

1.2.1.2. LE PAQUET TASSE

Le paquet tassé, noté 1 (Figure 4, Figure 5) : ce type de glissement de terrain rocheux, bien connu dans les Alpes (Gidon, 1987), correspond à une descente lente et progressive de masses rocheuses non démantelées le long des fractures, ici de direction N080°E-N090°E, à faible pendage vers le sud. Il affecte uniquement les formations schisteuses du Dévonien inférieur. Il a progressé d'environ 50 à 80 mètres et doit être très ancien (probablement postérieur à la dernière glaciation). Ce glissement correspond bien à la définition d'un paquet tassé car le pendage des formations schisteuses s'accroît et même s'inverse au front de celui-ci (Figure 6).

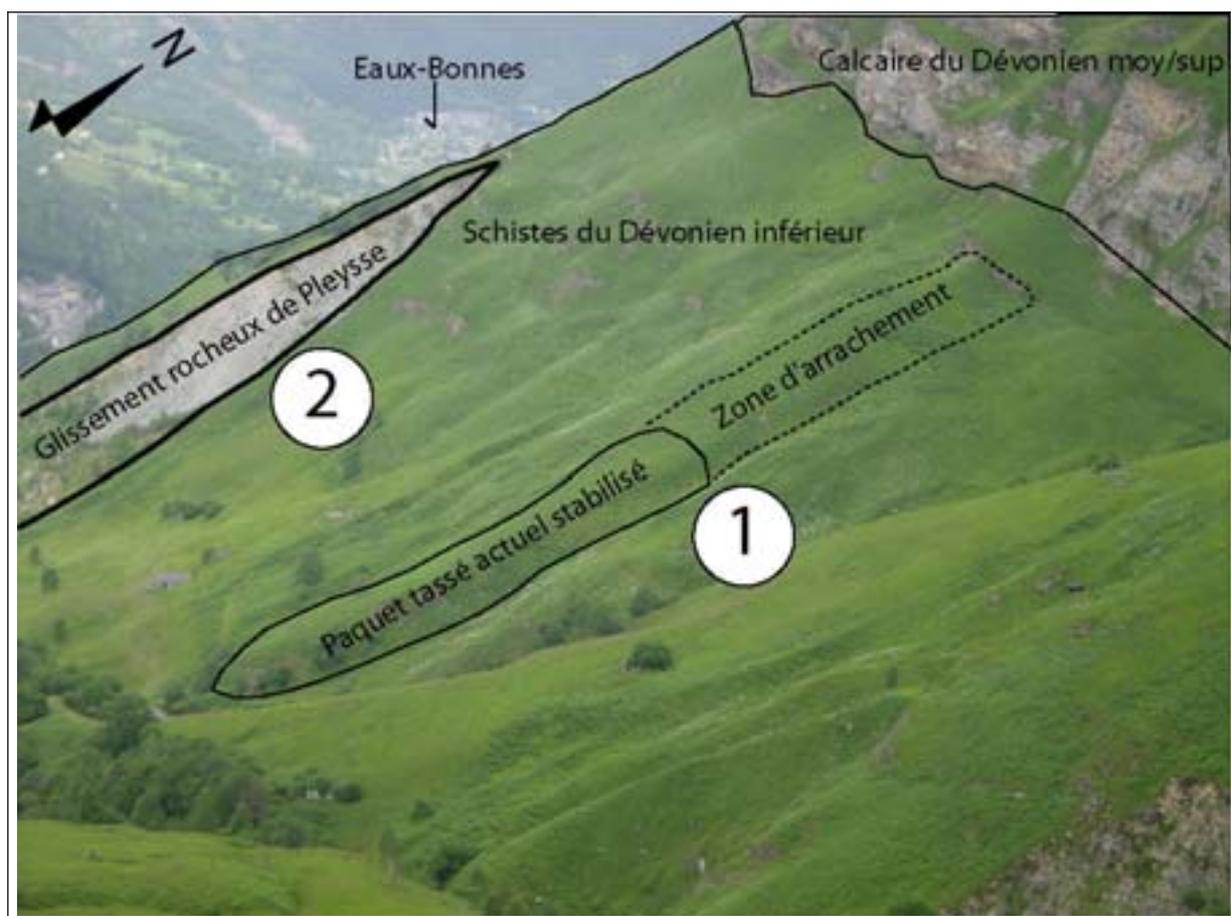


Figure 5 : Photographie montrant le positionnement du paquet tassé (1) et le glissement rocheux (2) sur le versant d'étude.

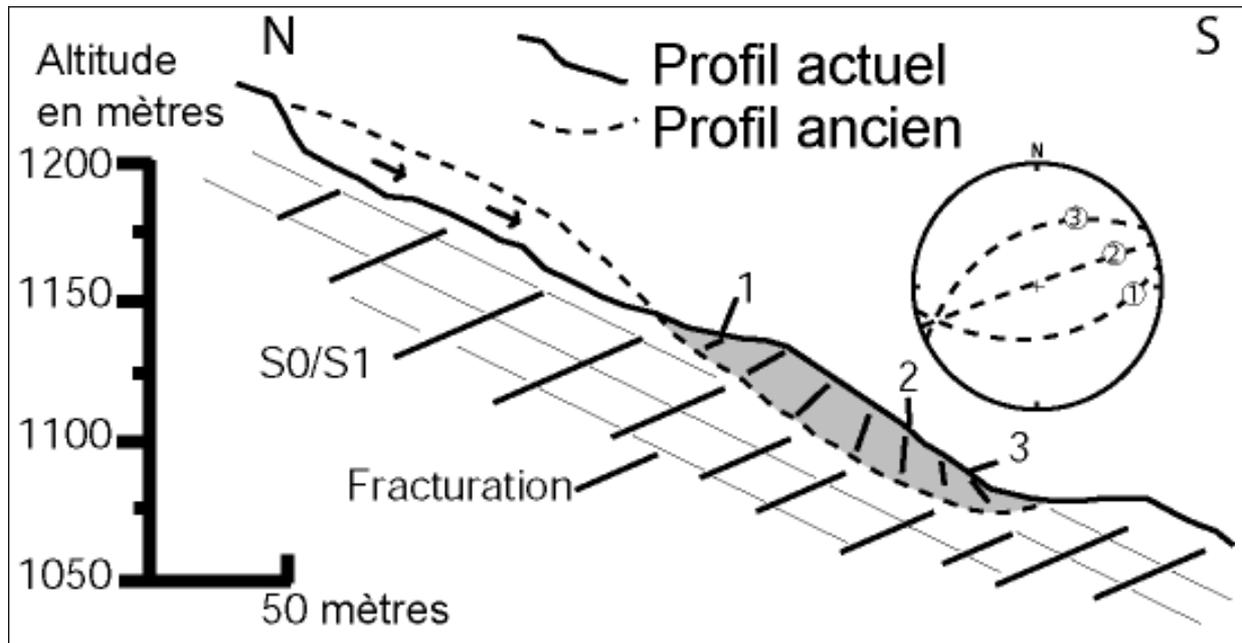


Figure 6 : Schéma représentant le paquet tassé du secteur des Eaux-Bonnes avec l'inversion des plans S_0/S_1 de l'affleurement 1 à l'affleurement 3 mesurés et replacés sur le canevas de Wülff (hémisphère supérieur).

1.2.1.3. LE GLISSEMENT ROCHEUX DE PLEYSSE

Le glissement rocheux de Pleyssse, noté 2, (Figure 4) est aussi présenté Figure 7, Figure 8, Figure 9 (ANNEXE 1). Il représente un volume de cinq millions de mètres cubes de schistes du Dévonien inférieur et a une largeur de 400 mètres à sa base et une longueur totale de 600 mètres depuis l'escarpement principal jusqu'au bourrelet frontal, (Largillier, 1983 et 1985). Sa morphologie en forme de goutte d'eau est due aux différentes fractures qui le délimitent. L'escarpement principal atteint une hauteur de 120 mètres à son maximum (Terrier et Leroi, 1994) et présente la forme d'un dièdre de fracturation guidé par les familles de faille $N060^{\circ}E-N070^{\circ}E$, $N130^{\circ}E-N140^{\circ}E$ et $N170^{\circ}E$ à $N0^{\circ}E$.



Figure 7 : Photographie du Glissement rocheux de Pleyse, vue de face montrant l'escarpement principal depuis la rive gauche du Cély.

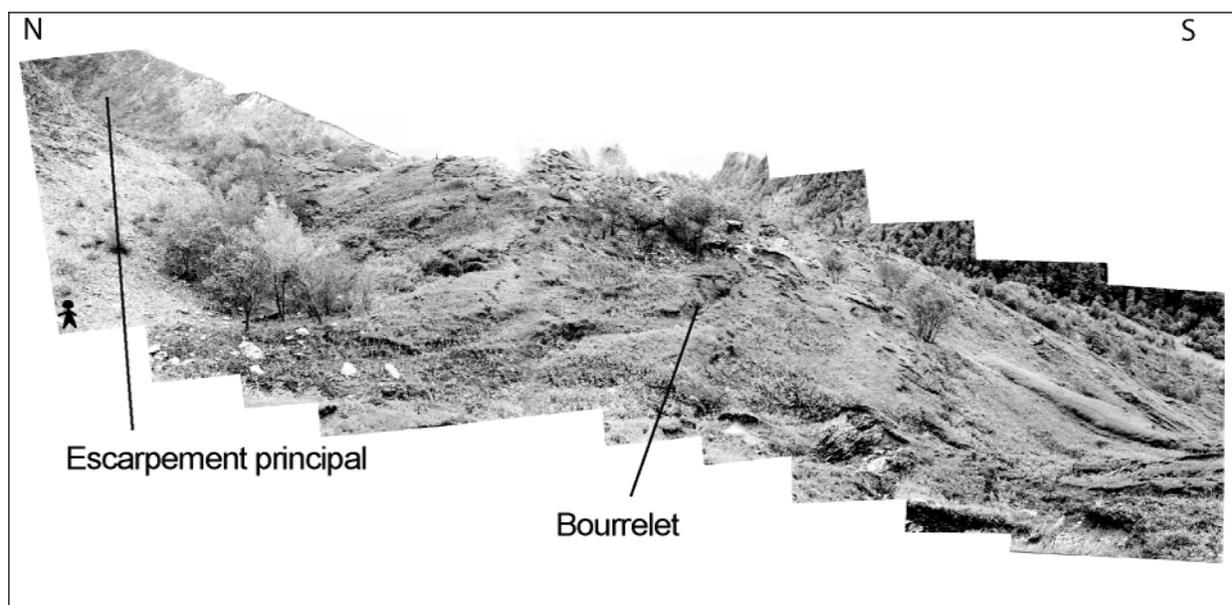


Figure 8 : Photographie du bourrelet frontal du glissement rocheux de Pleyse, en vue de profil suivant une orientation nord-sud.

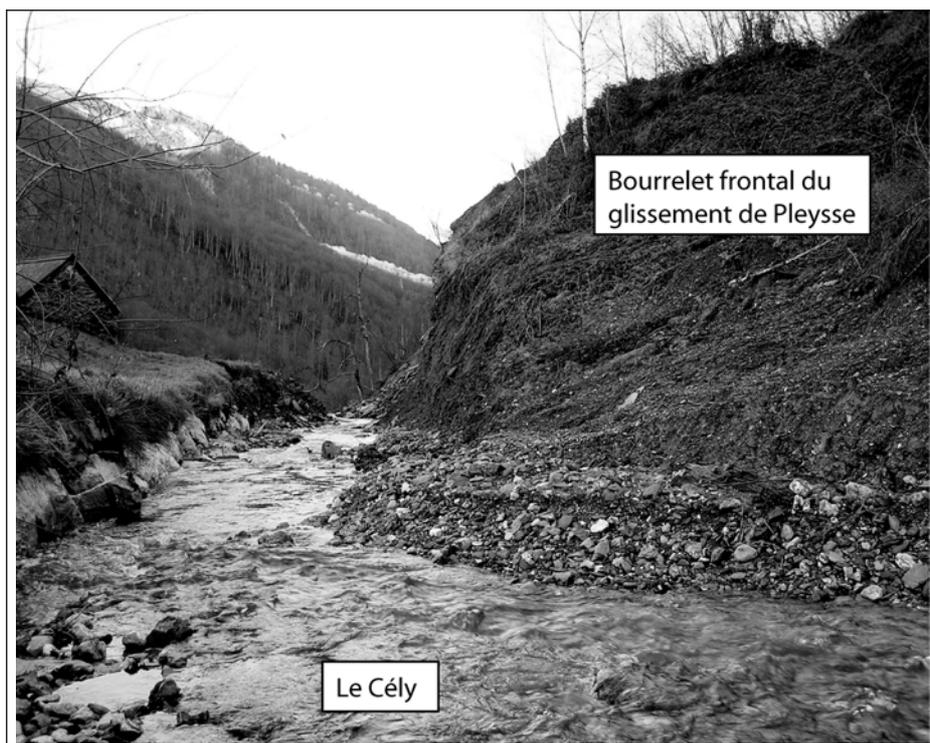


Figure 9 : Photographie du bourrelet frontal du glissement rocheux de Pleyssse en bordure du Cély.

L'observation de plusieurs photographies aériennes permet d'étudier l'évolution des mouvements du glissement de terrain de Pleyssse (Figure 10).

La photographie aérienne de 1968 montre qu'à cette période des signes d'instabilités étaient déjà visibles. Nous observons (Figure 10) deux principales zones d'instabilités. La première est située au pied du versant le long du ruisseau Le Cély où l'érosion du pied du versant par le ruisseau a entraîné au cours du temps la formation d'un canyon d'environ vingt mètres de profondeur. Ce canyon serait l'une des causes majeures de cette instabilité (Largillier 1983 & 1985). La deuxième se situe tout en haut du versant. Cette instabilité correspond à l'actuel escarpement principal du glissement rocheux de Pleyssse. Dès 1968, on constate que la forme du futur glissement de terrain était déjà observable (Figure 10).

Jusqu'en 1978, les deux zones d'instabilités précédentes ont très peu évolué. La zone en pied du versant montagneux est légèrement agrandie et la zone située en amont n'a pas évolué. Par contre, une nouvelle zone d'instabilité s'est formée au centre du versant (Figure 10). Cette instabilité est beaucoup plus vaste que les deux autres et forme déjà un premier escarpement dans le versant rocheux.

Au mois de mars 1982, de très importantes chutes de blocs se sont produites depuis l'escarpement du milieu du versant. Ces chutes ont provoqué la destruction de plusieurs granges. C'est en août 1982 que le glissement de terrain de Pleyssse s'est déclenché. En six mois, il a parcouru environ 130 mètres et détruit plusieurs granges, une ligne à haute tension

et une route. L'étude attentive de la photographie aérienne de 1998 montre le glissement de terrain de Pleyssse tel qu'il était en mars 1983. Sa forme est différente de celle que l'on aurait pu prévoir à partir des photographies aériennes de 1968 et 1978 qui montraient plutôt une forme ovale, alors qu'elle ressemble actuellement à une goutte d'eau (Figure 10).

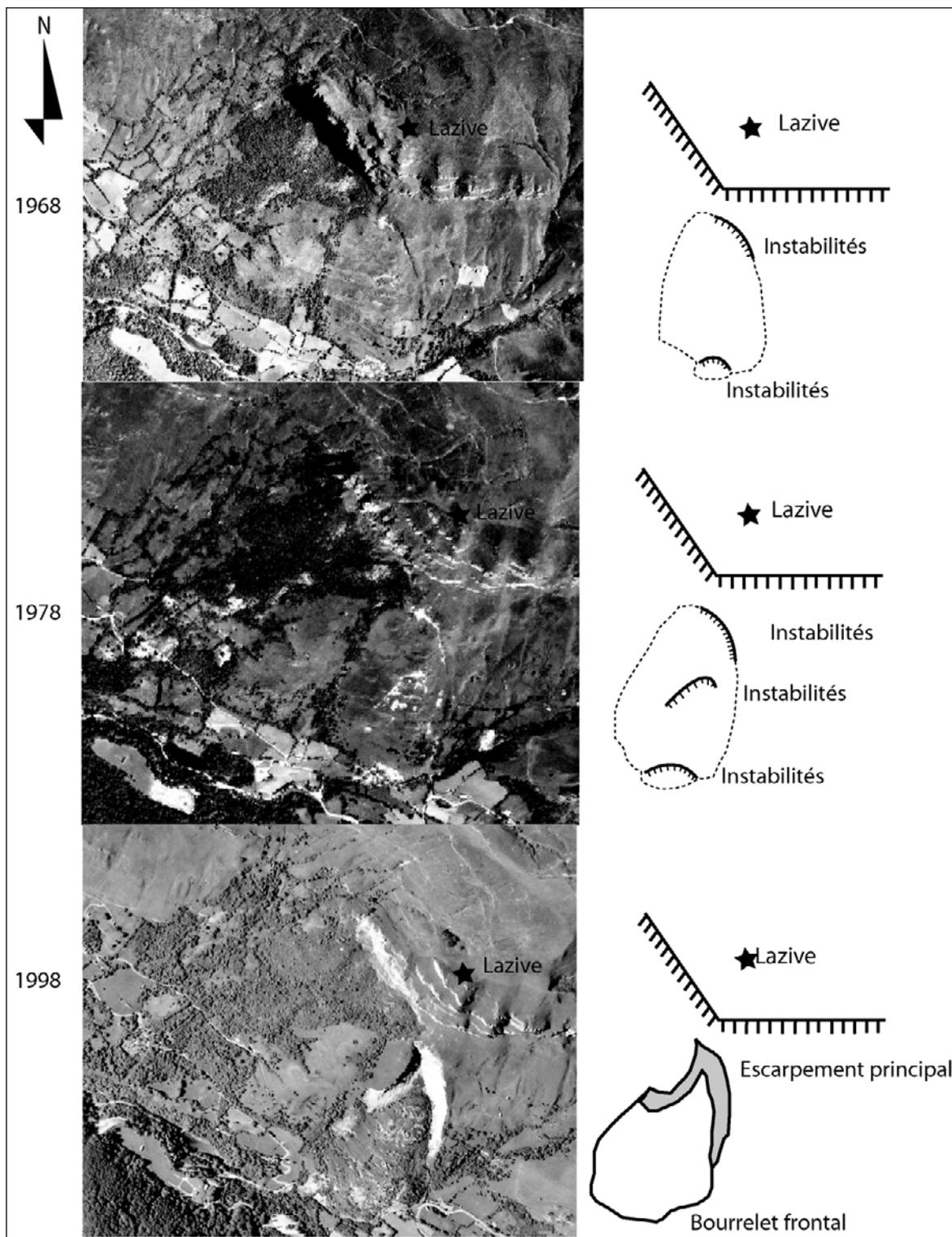


Figure 10 : Evolution du glissement rocheux des Eaux-Bonnes de 1968 à 1998. Photographies aériennes provenant des missions IGN de 1968, 1978 et 1998.

Les relevés de terrain (Largillier, 1985) montre que le déplacement (Figure 11) s'est effectué rapidement, avec une légère rotation vers l'ouest. Au moment de son déclenchement, le 20 août 1982, la vitesse de déplacement était de l'ordre de 2,2 à 3 mètres par jour au maximum. Puis un léger ralentissement a eu lieu vers le 21 septembre 1982 où la vitesse de déplacement a atteint 1,2 mètres par jour.

Entre le 21 septembre et le 30 octobre le glissement de terrain a connu une accalmie avec un déplacement de 0,2 mètre par jour.

Entre le 30 octobre et le 5 novembre, une légère accélération du mouvement se produit avec une vitesse d'environ 1 mètre par jour.

Entre le 5 novembre et le 11 novembre, la vitesse de déplacement chute à nouveau pour atteindre 0,4 mètre par jour.

Entre le 11 novembre et 11 décembre, on note une accélération du mouvement, la vitesse ayant atteint 0,9 mètre par jour.

Enfin, entre le 11 décembre 1982 et le début du mois de mars 1983, le glissement de terrain de Pleyssse a définitivement ralenti avec une vitesse de 0,2 mètre par jour jusqu'à son arrêt complet après avoir parcouru une distance de 130 mètres (Figure 11).

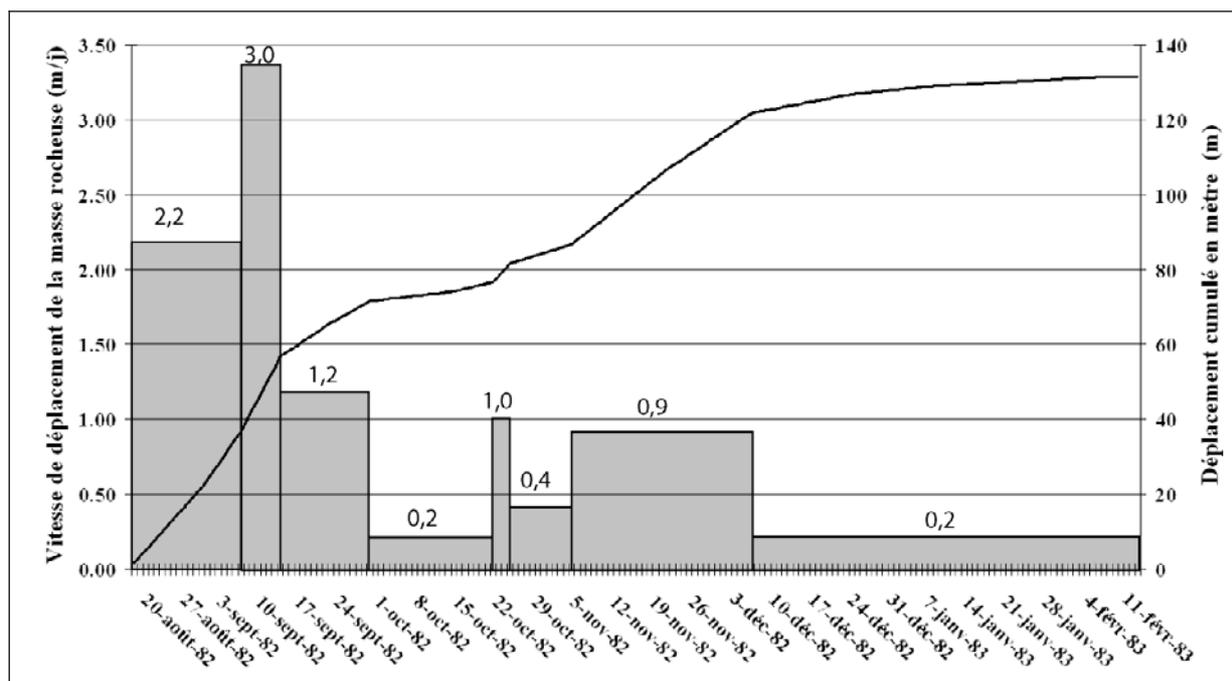


Figure 11 : Déplacement cumulé du glissement de terrain des Eaux-Bonnes au cours du temps, avec les vitesses moyennes d'avancée journalière (Largillier, 1985 et Martins-Campina, 2001).

1.2.2. LES MOUVEMENTS DE TERRAIN DU DEVONIEN MOYEN ET SUPERIEUR

1.2.2.1. LE DEVONIEN MOYEN ET SUPERIEUR

Le second ensemble lithologique (noté II, Figure 4), représente l'Eifelien, le Giventien, le Famennien et le Frasnien et occupe le sommet du secteur d'étude jusqu'à 1400 mètres d'altitude (Figure 4). Il est constitué de calcaires massifs de teinte claire à Polypiers surmontés localement par des calcaires ocre. Cette dernière formation, discontinue, est surmontée par des calcaires à pâte fine, teintés de vert et de rose, à texture rubanée ou amygdalaire, rappelant le faciès « griotte » (Majeste-Menjoulas, 1968; Bannère et *al.*, 1980). Ces calcaires sont situés sous les lydiennes de la base du Carbonifère (Bannère et *al.*, 1980). Leur épaisseur avait été estimée entre 200 et 250 mètres, mais les données structurales nouvellement acquises (chapitre 2, §2.2.2.1) confirment un double redoublement de la couche (Martins-Campina, 2005). Par conséquent, les calcaires du Dévonien moyen et supérieur ne dépassent pas 50 à 65 mètres d'épaisseur. Ils affleurent aussi en rive gauche du Cély dans le quart sud-ouest du secteur d'étude (Figure 4). Leur délimitation n'est que lithologique et la coupure stratigraphique reste imprécise car la sédimentation calcaire n'a pas eu lieu partout au même moment (Bannère et *al.*, 1980).

Ces calcaires massifs et clairs sont composés d'une faune subrécifale de type Brachiopodes, représentent le Dévonien moyen sur 70 mètres d'épaisseur environ (Majeste-Menjoulas, 1968). Le Dévonien supérieur est formé de 30 mètres de calcaires ocre discontinus pouvant être limoneux et bioclastiques avec une faune relativement abondante, dont *Cheiloceras simplex*, (Bannère et *al.*, 1980).

Les mouvements de terrain observés dans cette formation sont surtout des chutes de blocs de taille très variable pouvant dépasser la dizaine de mètre, mais à cela, il se superpose un phénomène majeur de plus grande ampleur qui structure complètement la morphologie du versant, les écroulements rocheux.

1.2.2.2. LES ECROULEMENTS ROCHEUX

L'écroulement rocheux désigne la chute au pied d'une paroi rocheuse de blocs rocheux (Figure 12). Le terme éboulement est utilisé quand le volume de roches mis en mouvement est compris entre 10 et 100 mètres cubes, tandis que le terme écroulement est réservé aux volumes supérieurs à 100 mètres cubes (Bertran et *al.*, 2004). Ce phénomène résulte de l'évolution des escarpements avec des chutes de blocs rocheux sous l'effet de la gravité et des précipitations. Ils sont caractérisés par une rupture brutale et par des vitesses de déplacement très importantes, pouvant aller jusqu'à plusieurs mètres à la seconde. Leurs causes sont à rechercher dans les mécanismes susceptibles de provoquer une fragmentation de l'escarpement rocheux. Dans les milieux tempérés le facteur le plus fréquemment évoqué pour engendrer cette fragmentation est la cryoclastie (Bertran et *al.*, 2004). Les alternances de cycle gel-dégel provoquent l'augmentation, puis la diminution du volume d'eau contenue dans les fissures de la roche. Les pressions générées par ce changement de volume augmentent la taille des fissures existantes et peuvent même en provoquer de nouvelles.

Le versant des Eaux-Bonnes montre que plusieurs périodes d'écroulements rocheux ont eu lieu. La totalité du volume de roches écroulées dépasse le million de mètres cubes (noté 3, Figure 4). Ces écroulements se font à la faveur des failles de direction N130°E qui découpent entièrement le plateau calcaire du Dévonien Moyen et supérieur (Figure 12). Nous constatons même qu'une partie de ce plateau a entièrement disparu lors d'écroulements beaucoup plus anciens (Figure 12).

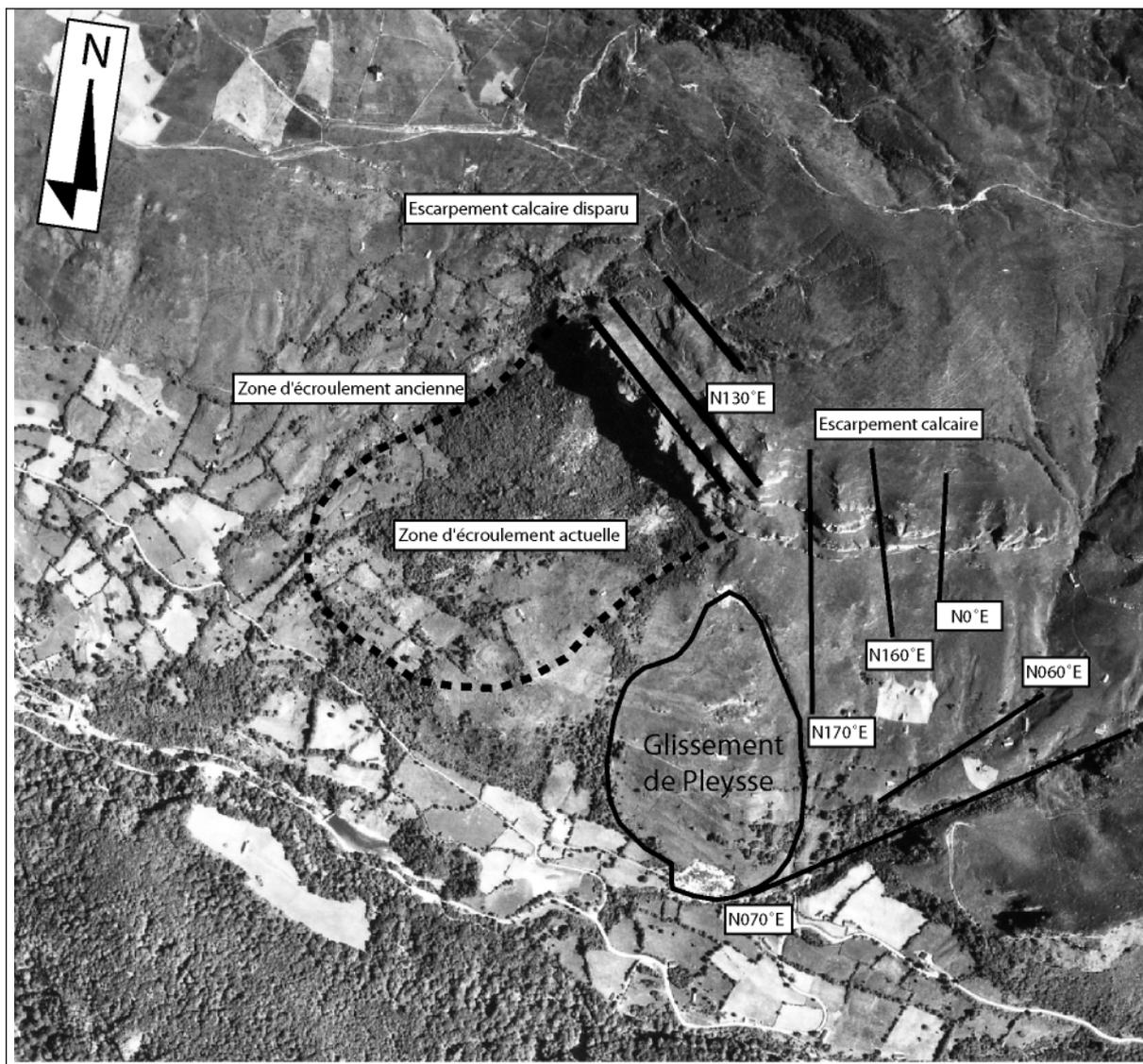


Figure 12 : Photographie IGN de 1968 (1/20000^{ème}), avant le glissement de terrain de Pleyssse, montrant les zones d'écroulement actuelle et ancienne et le découpage du plateau calcaire par les failles de direction N130°E à N0°E.

1.2.3. LES MOUVEMENTS DE TERRAIN DANS LE CRETACE SUPERIEUR

1.2.3.1. LE CRETACE SUPERIEUR

Les terrains du Crétacé (noté III, Figure 4) sont discordants sur le Paléozoïque du secteur d'étude et affleurent dans la partie sud en suivant le contact chevauchant du Dévonien sur le Crétacé. Celui-ci est représenté par du Santonien moyen avec des calcaires subrécifaux où l'on trouve successivement : des calcaires gris massifs à joints stylolithiques rougeâtres graveleux, légèrement gréseux, à Hippurites et Polypiers, et des calcaires noirs fins à Lacazines abondantes, (Bannère et *al.*, 1980). Les bancs supérieurs contiennent des silex noirs.

Aucun mouvements de terrain n'a été cartographié dans le secteur d'étude pour cette formation. Mais le relief abrupt et la fracturation importante de cette formation laissent penser que des chutes de blocs y sont probables.

1.2.4. LES MOUVEMENTS DE TERRAIN DANS LE QUATERNAIRE

1.2.4.1. LE QUATERNAIRE

Enfin le Quaternaire (noté IV, Figure 4) est représenté par des dépôts de moraines, du dernier événement glaciaire (Würm) (Andrieu et *al.*, 1988, Barrere, 1953 et 1963, Montjuvent & Nicoud, 1988 et Taillefer, 1969). Ils recouvrent toute la partie basse du versant d'étude jusqu'à 1075 mètres d'altitude. Ce sont des moraines sablo-graveleuses enrobant des fragments centimétriques à métriques composés de schistes, grès, et calcaires provenant de l'érosion glaciaire des formations structurant la haute chaîne de Pyrénées. Les fragments sont souvent usés et de formes ovoïdes. Cette formation ne dépasse pas 25 mètres d'épaisseur.

1.2.4.2. LES GLISSEMENT DANS LES COLLUVIONS

Les glissements dans les colluvions, notés 4 (Figure 4) : ce sont des glissements d'extension limitée (entre 50 et 100 mètres de long), qui restent superficiels. Ils se localisent au pied de la barre calcaire du Dévonien moyen et supérieur et dans la partie est du secteur d'étude vers 1175 mètres (altitude de départ des glissements). Ils ont une forme très allongée avec un rapport longueur sur largeur de 1 à 4, correspondant à l'écoulement de matériaux argilo-sableux et caillouteux.

1.2.4.3. LES GLISSEMENTS DANS LES MORAINES

Les glissements dans les moraines, notés 5 (Figure 4) : ils sont de faible extension et n'affectent que les formations morainiques sans atteindre le substratum Dévonien. Ils se localisent tous entre 1000 et 1075 mètres d'altitude en rive droite de la faille du Cély. Dans aucun des cas le substratum sous-jacent n'est mis en cause dans le mouvement car la surface de rupture se trouve dans la formation morainique. L'eau est clairement la cause de ces glissements car à l'intérieur de chacun d'eux se trouve une source d'eau. Ces glissements sont probablement anciens et postérieurs au dernier retrait glaciaire. Ils sont localisés à l'intersection des réseaux de failles N040°E et N160°E du substratum où se trouvent des points de sortie de nombreuses sources d'eau carbonatée qui déposent des travertins.

1.3. PRESENTATION DES MOUVEMENTS DE TERRAIN EN RELATION AVEC LES FORMATIONS GEOLOGIQUES DU SECTEUR DE GOUETSOULE.

Le secteur d'étude de Gouetsoule se situe dans la Haute vallée d'Aspe (Pyrénées-Atlantiques) entre la ville d'Urdos et le col du Somport (Figure 13), avec un socle paléozoïque constitué de formations s'échelonnant du Dévonien au Permien (Casteras et *al.*, 1952 & 1966, Casteras, 1969, Muller, 1973 et Mirouse, 1962) (ANNEXE 2).

D'un point de vue lithologique, le secteur se caractérise par deux formations. Un substratum rocheux composé de schistes et des grès du Carbonifère et une couverture de formations superficielles du Quaternaire faites de moraines datant du dernier événement glaciaire (Würm) (Figure 15 et Figure 16). Ces moraines sont majoritairement gréseuses et proviennent de l'érosion glaciaire du substratum. Elles sont affectées par de nombreux glissements de terrain anciens qui se sont produits après le dernier maximum glaciaire du Würm, puisqu'ils affectent les moraines (Lebourg, 2000, Lebourg et *al.*, 2002). Plus précisément dans le secteur de Gouetsoule, on recense deux glissements de terrain importants en volume. Le premier est un glissement de terrain ancien que l'on distingue actuellement grâce à son escarpement délimité et cartographié dans sa partie sommitale entre 1200 et 1250 mètres d'altitude, et un bourrelet frontal au niveau du gave d'Aspe (Figure 15). Le second glissement est beaucoup plus récent et fait l'objet de ce travail qui sera présenté dans le chapitre 3. D'autres mouvements de terrain ont été reconnus et se limitent à des chutes de blocs. Le secteur est donc caractérisé par deux types de mouvements : les chutes de blocs et les glissements de terrain situés dans les moraines et le substratum.

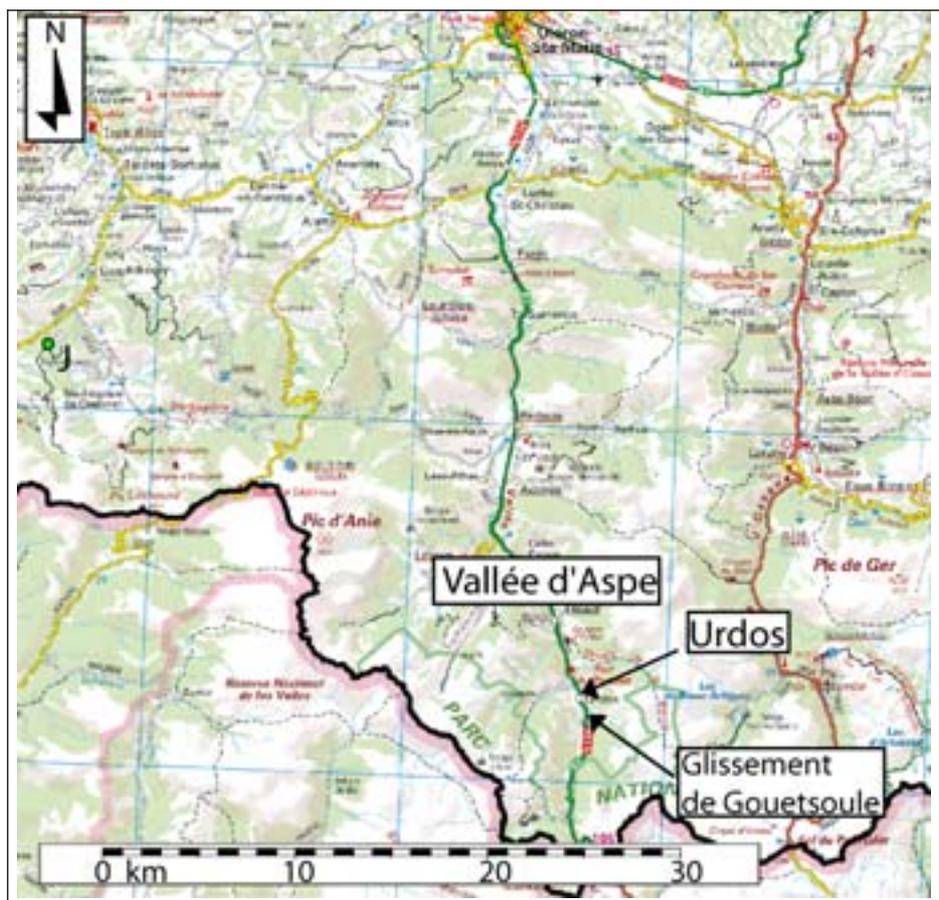


Figure 13 : Localisation du glissement de terrain de Gouetsoule.

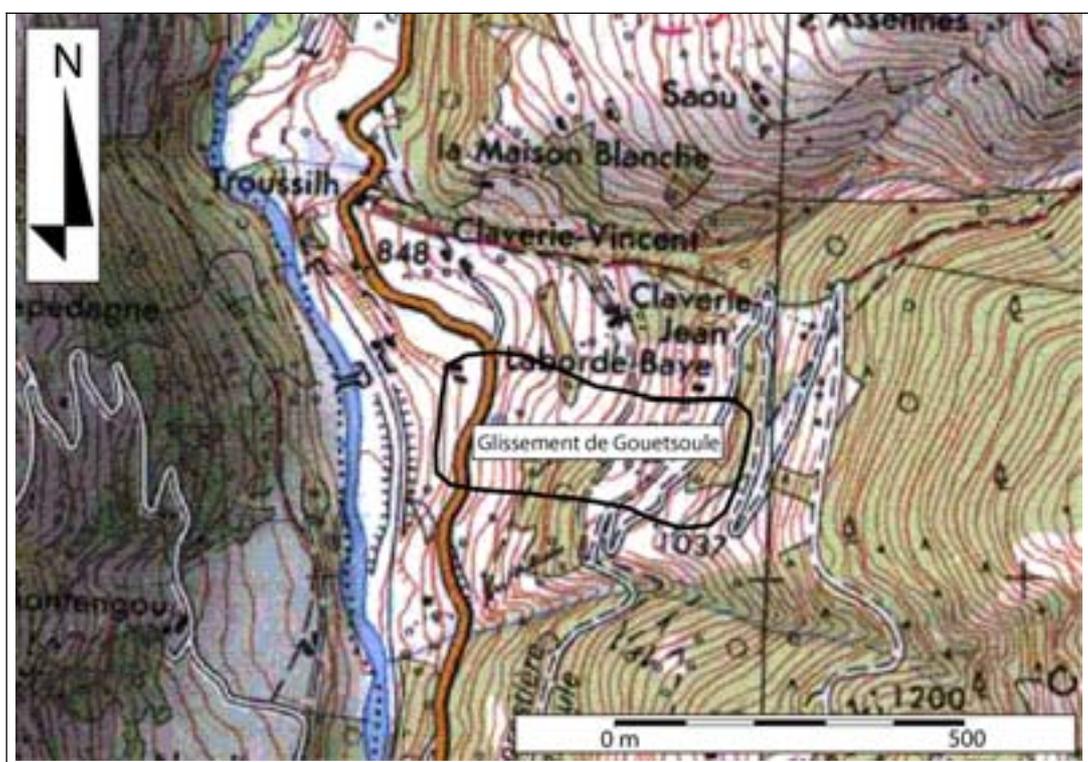


Figure 14 : Carte de localisation du glissement de terrain de Gouetsoule, rive droite du Gave d'Aspe.

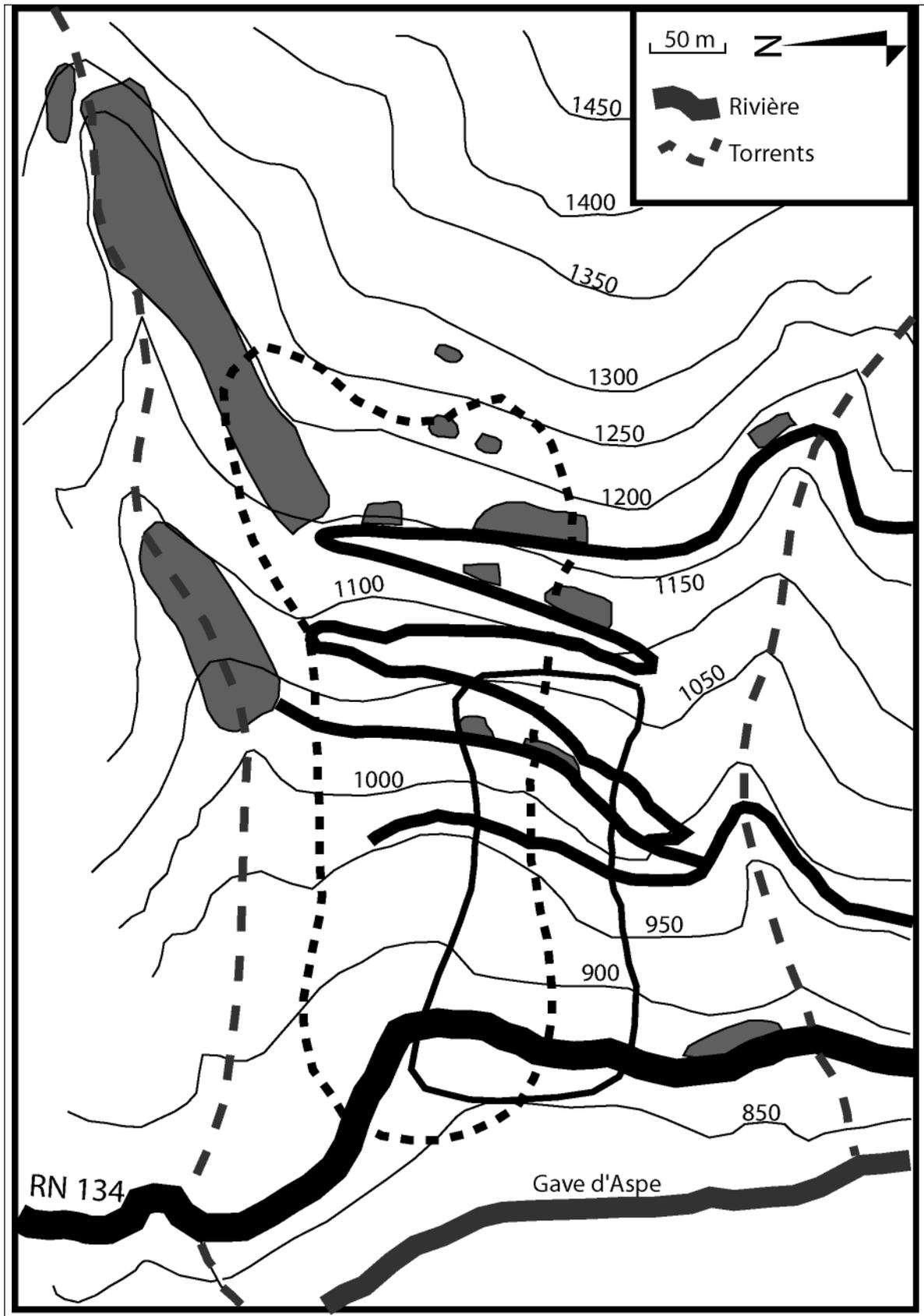


Figure 15 : Carte de situation des différents glissements de terrain du secteur de Gouetsoule. Ligne en tiret : limite de l'ancien glissement rocheux. Ligne continue : limite du glissement de terrain actuel dans la moraine.

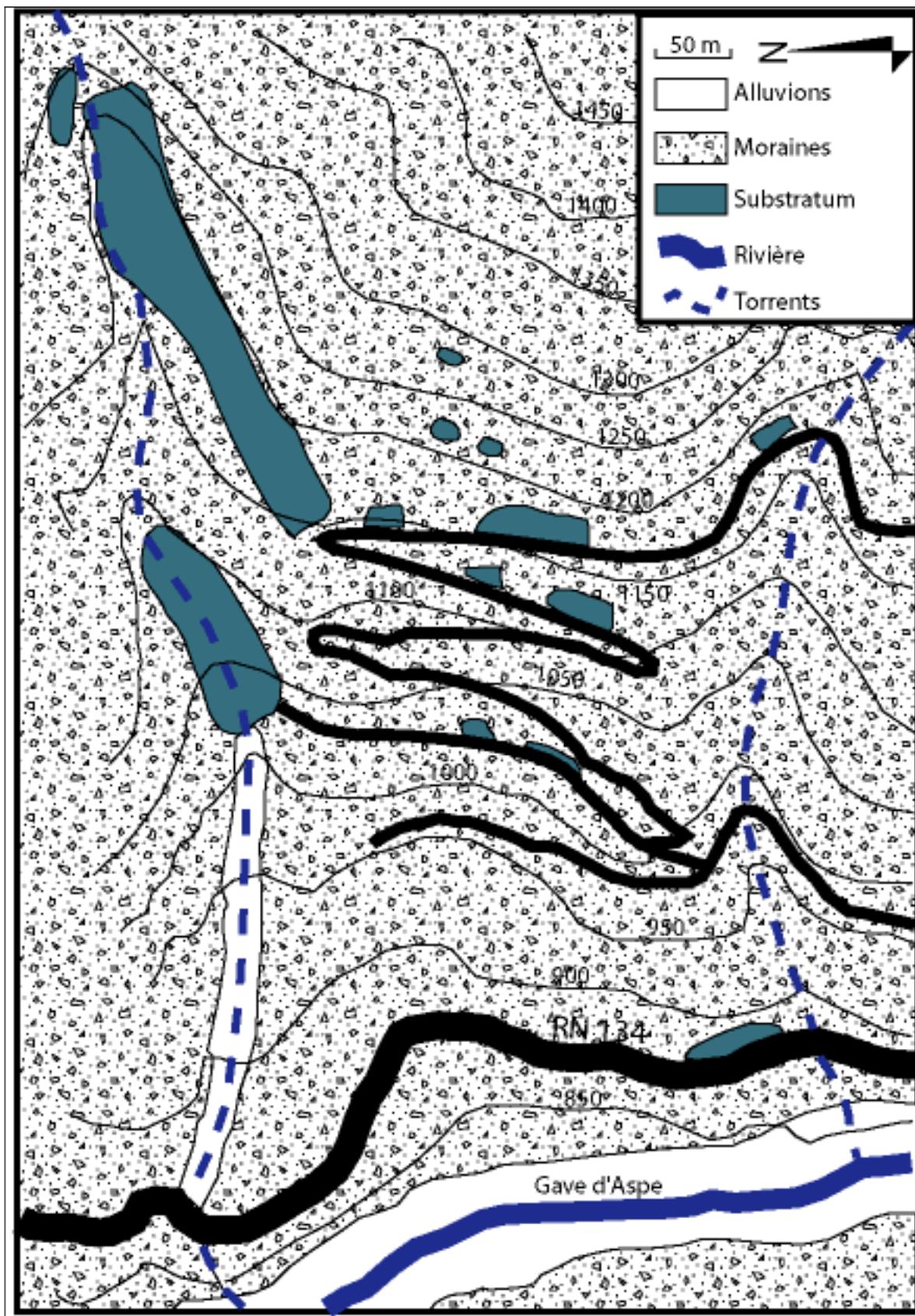
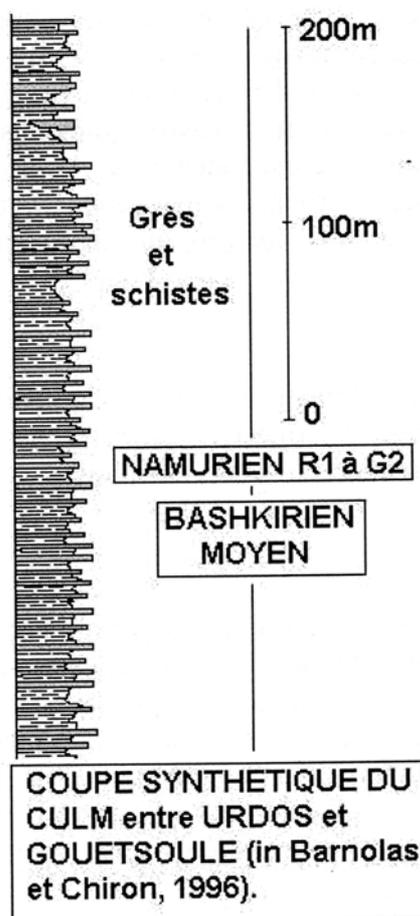


Figure 16 : Carte géologique du secteur de Gouetsoule montrant les affleurements du substratum carbonifère (grès et schistes) (Figure 17) et de la moraine.

1.3.1. LES MOUVEMENTS DE TERRAIN DANS LE CARBONIFERE

1.3.1.1. LE CARBONIFERE



Le Carbonifère du secteur de Gouetsoule est représenté par un Carbonifère inférieur « pré-orogénique » carbonaté d'âge Tournaisien et Viséen et par un Carbonifère supérieur schisto-gréseux « synorogénique » de l'orogénèse Hercynienne. C'est ce dernier, avec son faciès détritique « Culm » d'âge Namurien, qui compose le substratum du secteur d'étude.

Précisons que le faciès Culm du Carbonifère de la vallée d'Aspe a un âge Namurien R2 à G1, suivant les fossiles entre les conodontes et les plantes (Delvolvé et Perret 1987). D'un point de vue lithologique, il correspond à une série détritique de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (Figure 17). Cette série est une alternance de bancs gréseux et conglomératiques de 0,20 à 4,5 mètres et de pélites schisteuses de 9 mètres, sur une épaisseur totale d'environ 350 mètres au niveau du secteur d'étude (Figure 17).

Figure 17 : Log géologique du Carbonifère, faciès « Culm » dans le secteur de Gouetsoule (vallée d'Aspe), (in Barnolas et Chiron, 1996).

Cette formation est principalement affectée dans le secteur de Gouetsoule par deux types de mouvements de terrain que nous allons décrire : les chutes de blocs et un glissement rocheux de taille hectométrique.

1.3.1.2. LES CHUTES DE BLOCS

Le secteur de Gouetsoule montre peu d'affleurements rocheux puisqu'il est presque entièrement recouvert de moraines (Figure 16). Les affleurements rocheux du substratum carbonifère sous-jacents sont la source des chutes de blocs de taille décimétrique à métrique lorsqu'il s'agit de niveaux gréseux et de taille plus faible lorsqu'il s'agit de niveaux schisteux. Sur la photographie (Figure 18), on observe des chutes de blocs de schistes du Carbonifère. A cet endroit, les schistes sont extrêmement faillés et plissés. Cet affleurement situé en pied de

versant est représentatif de l'évolution des niveaux schisteux plus friables (Figure 18). L'affleurement rocheux fait une quinzaine de mètres de haut et se débite suivant des blocs en forme de plaques qui peuvent atteindre deux mètres de long sur 30 à 50 centimètres d'épaisseur. Les chutes de blocs ont lieu régulièrement, surtout après de fortes pluies, mais restent ponctuelles et de faible ampleur dans le versant.



Figure 18 : Exemple de chutes de blocs de schistes du Carbonifère au-dessus de la route nationale 134, sur le chemin de Gouetsoule (Mai 2004).

1.3.1.3. LE GLISSEMENT ROCHEUX DE GOUETSOULE

L'ancien glissement de terrain de Gouetsoule (Figure 19) a une largeur variant de 300 mètres à la base à 150 mètres à mi-pente et 250 mètres au sommet. Sa longueur totale est de 500 mètres. A l'intérieur du glissement de terrain, nous observons à l'heure actuelle quatre zones d'arrachement de 1 à 2 mètres de hauteur. Les études précédemment menées (Lebourg, 2000) sur ce glissement montrent que la surface de rupture du glissement est profonde et a eu lieu dans le substratum carbonifère sous-jacent, situé entre 30 et 40 mètres de profondeur (Lebourg, 2000).



Figure 19 : Photographie du versant de Gouetsoule montrant les limites de l'ancien glissement de terrain.

1.3.2. LES MOUVEMENTS DE TERRAIN DANS LE QUATERNAIRE

1.3.2.1. LES MORAINES

Les moraines couvrent environ 80% de secteur d'étude (Figure 16) et sont datées du Würm, d'après les plus récents travaux sur les glaciers pyrénéens, (Andrieu et *al.*, 1988) ; ce sont des moraines latérales remaniées par d'anciens glissements de terrain, (Fabre et *al.*, 2003). Leur épaisseur maximale peut atteindre ou dépasser 30 mètres. Dans le secteur de Gouetsoule, on trouve deux types de moraines (chapitre 3, §3.2.1). Cette différenciation s'explique en partie par le lessivage des moraines dans les parties les plus basses lors du retrait glaciaire et par la présence d'un glacier secondaire perpendiculaire au glacier principal.

1.3.2.2. LE GLISSEMENT DE TERRAIN DE GOUETSOULE

Depuis 1997, le versant de Gouetsoule présente dans sa partie basse plusieurs zones de réactivations dans la moraine (Figure 20). Ces dernières se propagent par crises successives saisonnières, dès la fonte des neiges printanières. Les zones de réactivation sont marquées par des fentes de tension plus ou moins importantes et par des escarpements de 50 cm à 2 mètres de hauteur. Des décalages de 0,5 à 1 mètre ont été observés entre avril 2003 et avril 2004 (Figure 21, Figure 22). Ces réactivations récentes résultent de l'élargissement de la route nationale 134. Les premières réactivations en 1997 puis les suivantes ont été régulièrement remblayées lors des reconstructions de la route, ce qui rend impossible un suivi continu dans le temps de la progression des escarpements et des bourrelets frontaux. De plus, le pied du glissement de terrain est masqué par un mur de soutènement construit lors de

l'agrandissement de la route nationale 134 entre 1996 et 1997. Ce mur a été renforcé lors des travaux de 2003 et 2004.

Le glissement de Gouetsoule étudié dans ce travail est de taille plus modeste que le glissement de terrain ancien avec une largeur d'environ 200 mètres à la base, 100 mètres au milieu et 150 mètres à son sommet (Figure 20), mais affecte que les formations superficielles morainiques. Il est actuellement en activité avec des escarpements situés sur toute la longueur du glissement de terrain et qui ne dépassent pas 1 mètres de hauteur (Figure 21, Figure 22).

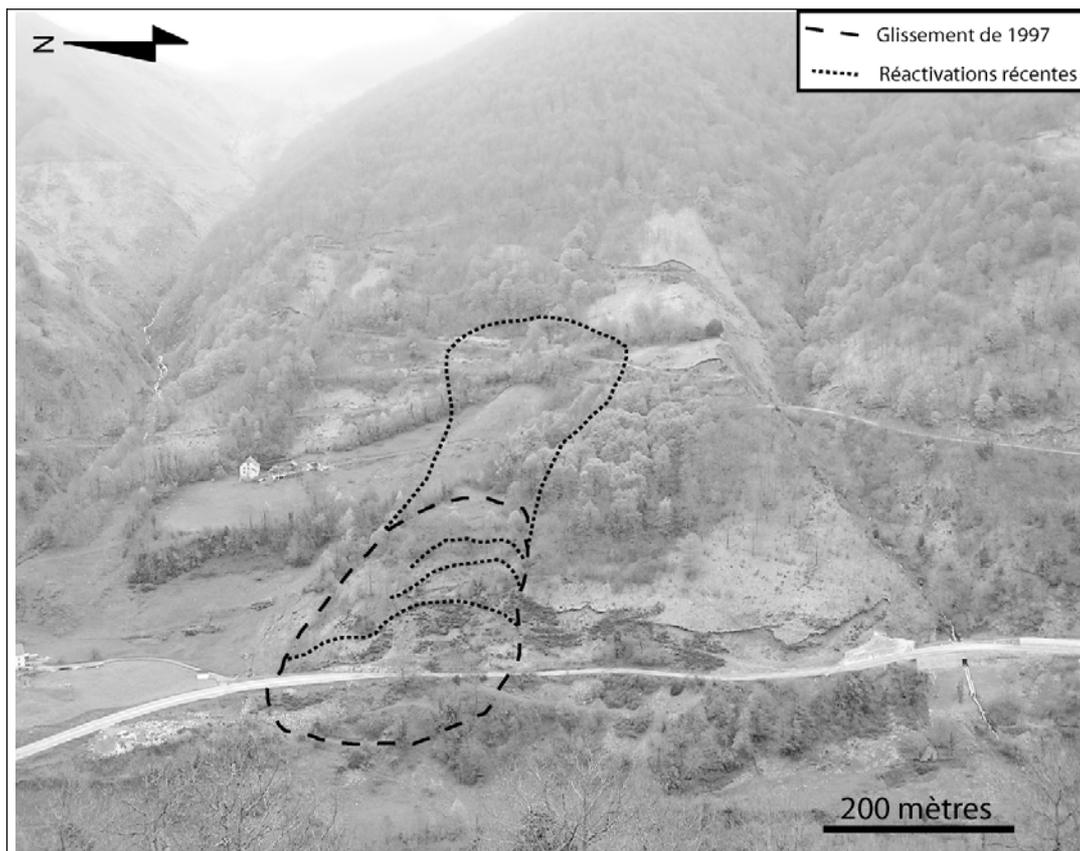


Figure 20 : Photographie du versant de Gouetsoule montrant les limites du glissement de terrain récent.



Figure 21 : Photographie d'un escarpement réactivé au mois d'Avril 2003.



Figure 22 : Photographie d'un début de glissement de terrain au mois de Mai 2004.

En pied de versant, juste au-dessus de la route nationale 134, les réactivations du glissement de terrain de Gouetsoule affectent le mur de soutènement par de petits glissements superficiels (Figure 23).



Figure 23 : Photographie d'un glissement de terrain superficiel par dessus le mur de soutènement.

Pour définir la géométrie de ce glissement de terrain qui sera étudié dans le chapitre 3, il nous faut connaître sa surface de rupture en profondeur. Nous avons, tout d'abord, localisé lors des campagnes de terrain ses limites par l'observation de zones d'arrachement et des fentes d'extension. Ensuite, une campagne géophysique (tomographie électrique) a été réalisée afin d'estimer la surface de rupture du glissement en profondeur.

La tomographie de résistivité électrique est une méthode géo-électrique qui permet d'obtenir des images des variations de résistivités électriques de haute résolution en deux ou trois dimensions des formations géologiques, (Griffiths & Barker 1993, Lebourg & Frappa, 2001). L'analyse des contrastes de résistivité permet de définir les discontinuités, les failles, et les chenaux de drainage préférentiels (Bogaard & Van Asch, 1996, Chiara *et al.*, 1996, Lapenna *et al.*, 2003, Rainone & Signanini, 1994 et Schmutz *et al.*, 2000).

Nous avons réalisé trois tomographies électriques dont les positions sont indiquées sur la photographie suivante (Figure 24).

La tomographie électrique peut s'effectuer selon différentes configurations, nous avons réalisé les pseudosections avec un système dipôle-dipôle, (Sharma, 1997). Les profils électriques font 480 mètres de long et sont transversaux au glissement de terrain de Gouetsoule. Chaque profil est composé de 48 électrodes toutes espacées de 10 mètres. L'appareillage d'enregistrement des données est un Syscal R1 Plus Imaging System (IRIS

Instrument). Techniquement, pendant la réalisation de la pseudosection électrique dipôle-dipôle, le courant électrique est injecté dans le sol par l'intermédiaire de deux électrodes contiguës séparées d'une distance a et le potentiel électrique est mesuré par deux autres électrodes distantes de a mètres faisant partie de la même flûte ; ceci se répète pour chaque couple d'électrodes possible dans le système afin d'obtenir une pseudo-section ou encore un panneau de résistivités. Pour interpréter les pseudosections, il faut attribuer les valeurs de résistivités électriques à chaque formation présente dans le secteur. Le tableau suivant récapitule les correspondances entre formation géologique et résistivité électrique (Tableau 1). Les données ont été traitées à l'aide du logiciel RES2DINV, (Beard & Tripp, 1995).

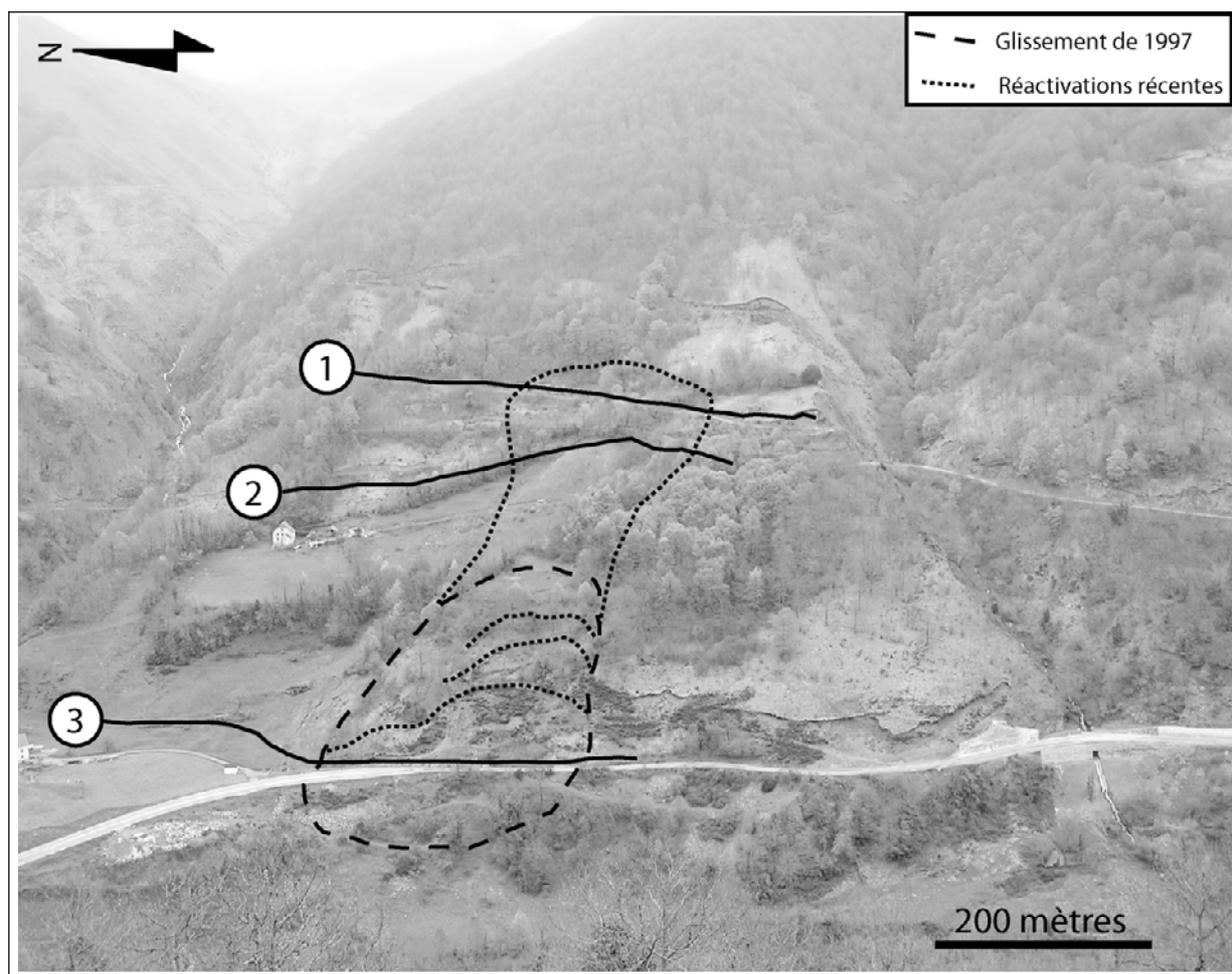


Figure 24 : Carte de localisation des trois profils géophysiques (notés 1, 2 et 3) sur le secteur de Gouetsoule (voir localisation cartographique des profils Figure 25).

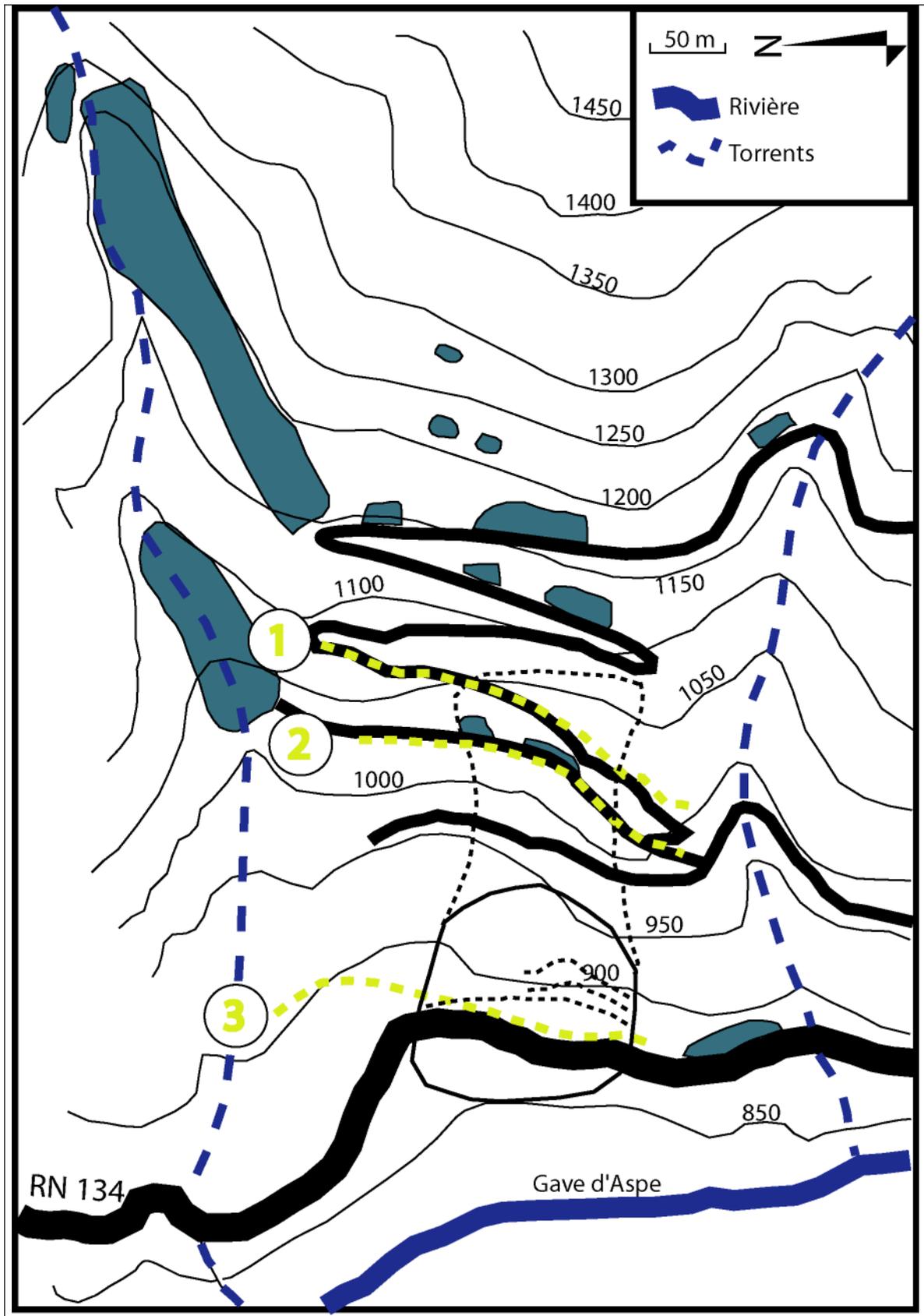


Figure 25 : Carte de localisation des trois profils électriques (notés 1, 2 et 3) sur le glissement actuel de la moraine de Gouetsoule. (Légende complémentaire voir Figure 16).

Lithologie	Moraine	Moraine probablement saturée	Substratum (Schistes et Grès)
Résistivité	1000/2000 Ω .m	100/500 Ω .m	Supérieur à 4000 Ω .m

Tableau 1 : Nature des terrains en fonction des résistivités obtenues par les pseudo-sections.

Les tomographies électriques obtenues (Figure 26, Figure 28, Figure 30 et ANNEXE 3) sont perpendiculaires à l'axe de déplacement du glissement de terrain de Gouetsoule afin d'obtenir un maximum d'information en profondeur sur la structure du sous-sol.

Le profil dipôle-dipôle numéro 1 (Figure 26) situé à une altitude comprise entre 1050 et 1020 mètres, montre en surface des résistivités relativement élevées dues aux moraines sèches. En dessous, nous observons des résistivités beaucoup plus faibles interprétées comme liées à la saturation de la moraine. Encore plus en profondeur, mais seulement sur la partie gauche du profil, nous distinguons une formation où la résistivité est à nouveau très élevée. Elle est attribuée au substratum rocheux caractérisé dans le secteur par une alternance de schistes et de grès. Le substratum semble ne pas être continu sous la moraine car nous distinguons une zone de très faible résistivité entre les points 240 et 320 mètres. Nous interprétons cette zone comme étant une zone faillée où la circulation d'eau serait importante. La Figure 27 montre l'interprétation du profil dipôle-dipôle 1 que nous avons réalisé.

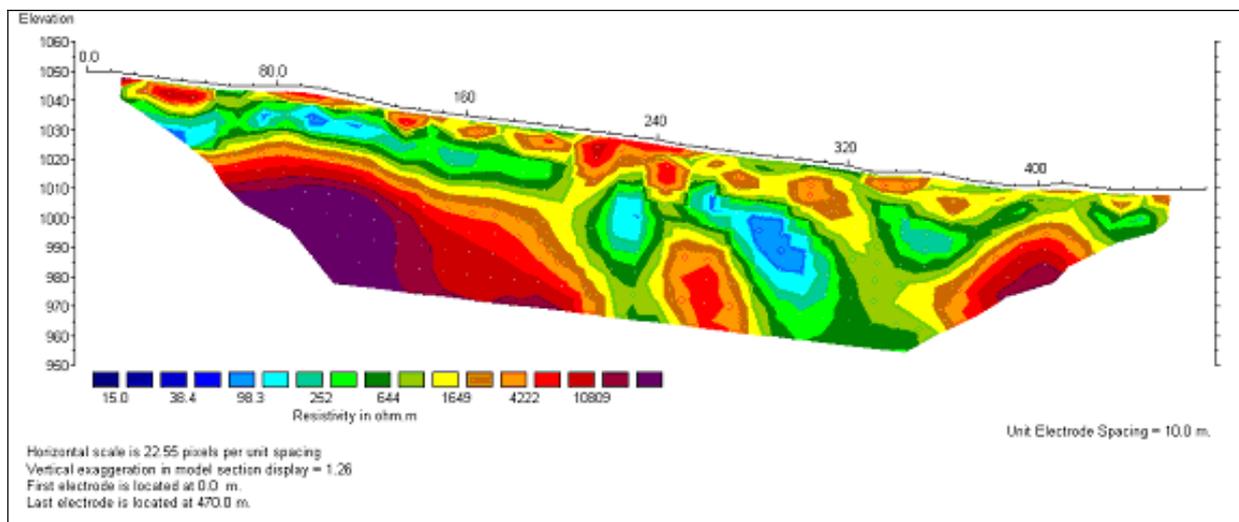


Figure 26 : Profil dipôle-dipôle n°1

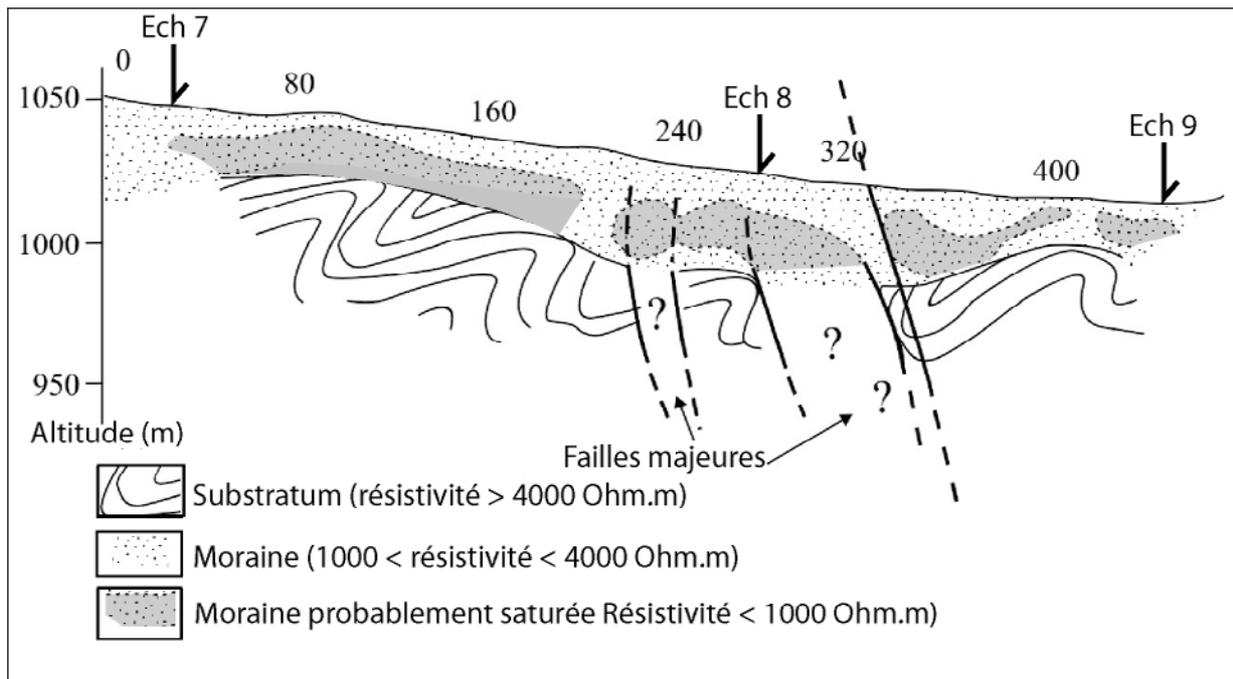


Figure 27 : Interprétation du profil dipôle-dipôle n°1. (Ech X : zone de prélèvement d'échantillons de moraine, voir chapitre 3)

Le second profil situé à une altitude de 990 mètres sur le versant de Gouetsoule montre les même gammes de résistivité que le profil précédent. L'information importante de ce profil est la profondeur du substratum qui est moindre que sur le profil précédent (15 mètres contre 25 mètres). Cette différence de profondeur du substratum correspond à un pli du substratum rocheux observé sur un affleurement rocheux situé plus au nord. Le point de très faible résistivité situé à 240 mètres correspond au chenal qui alimente la source GMM (voir chapitre 3).

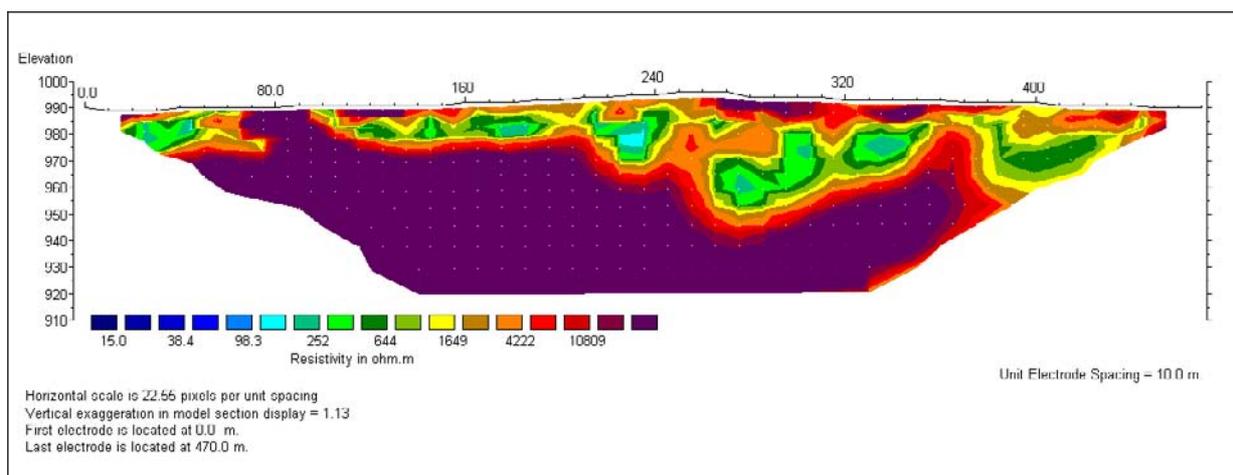


Figure 28 : Profil dipôle-dipôle n°2

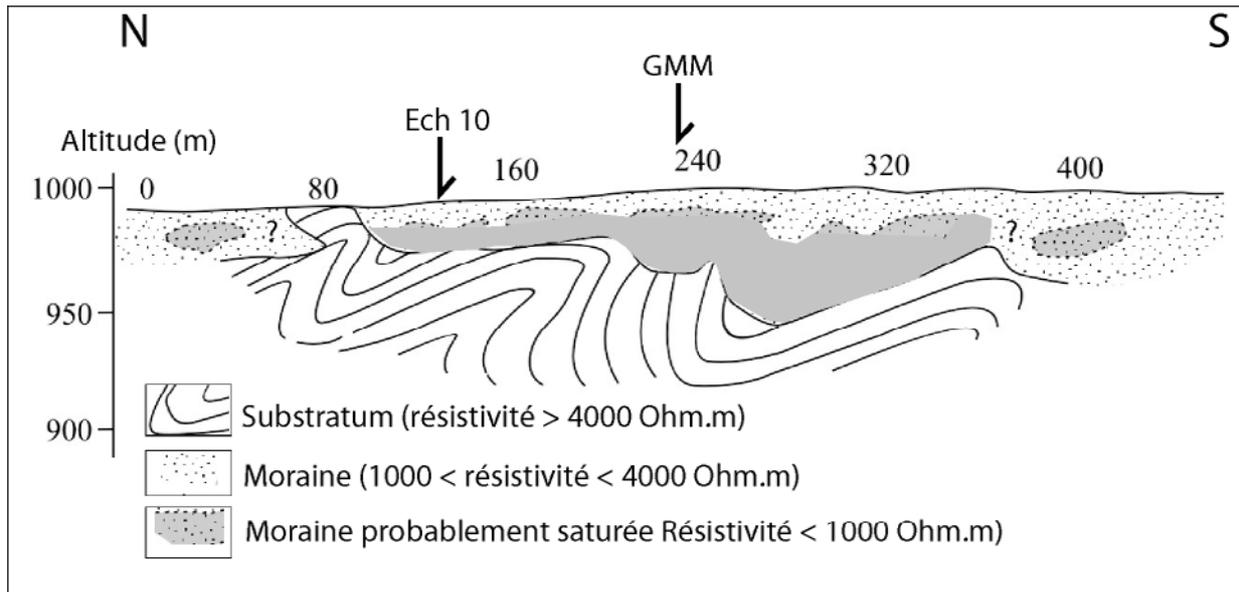


Figure 29 : Interprétation du profil dipôle-dipôle n°2. (Ech X : zone de prélèvement d'échantillons de moraine, voir chapitre 3)

Le troisième profil dipôle-dipôle est situé tout en bas du versant au niveau de la route nationale 134 à 870 mètres d'altitude. Dans ce profil, nous observons très bien la nappe s'écoulant dans les formations morainiques. Il s'avère que toutes les eaux circulent sous la route nationale à la faveur de la surface de rupture du glissement de terrain de Gouetsoule. Le substratum est situé à une vingtaine de mètres de profondeur et les moraines sont presque entièrement saturées jusqu'à la surface.

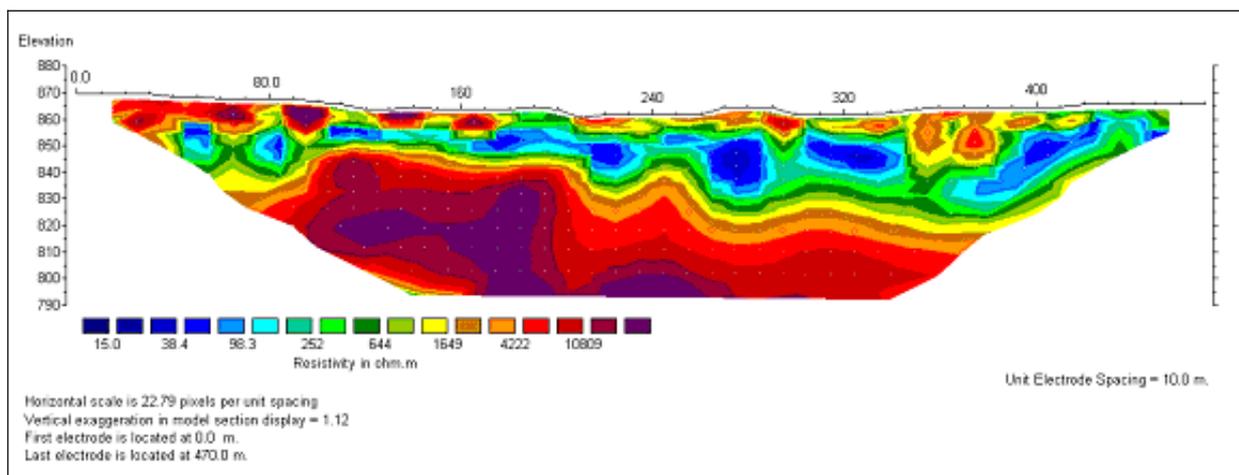


Figure 30 : Profil dipôle-dipôle n°3.

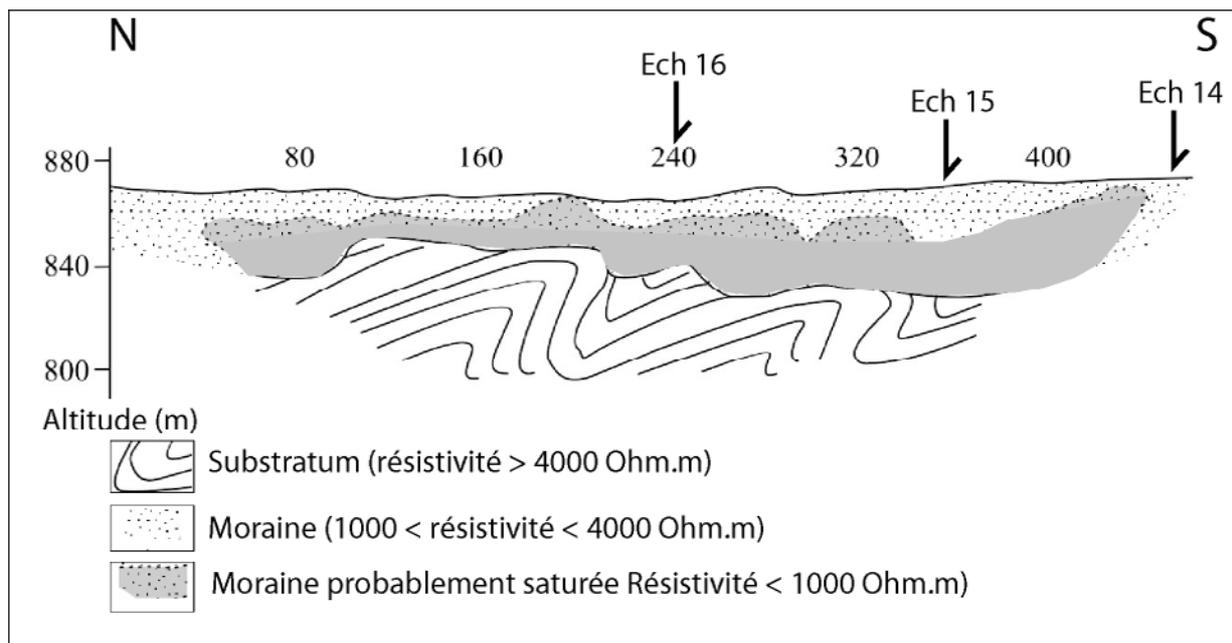


Figure 31 : Interprétation du profil dipôle-dipôle n°3. (Ech X : zone de prélèvement d'échantillons de moraine, voir chapitre 3)

Nous avons regroupé les interprétations des trois pseudo-sections électriques réalisées et les observations des zones d'arrachement effectuées sur le terrain afin de délimiter la géométrie du glissement de terrain de Gouetsoule. La surface de rupture est située entre 15 et 25 mètres de profondeur sur toute la longueur du glissement de terrain. Les limites latérales ayant été reconnues sur le terrain, nous les avons tout simplement replacées sur les profils (Figure 32). Si en surface, le plan de glissement est bien délimité et vérifié, en profondeur, il est interprété comme proche du substratum mais toujours dans la moraine et préférentiellement à la base de la zone interprétée comme étant la moraine saturée (Figure 32). Cette interprétation est en accord avec les observations de terrain.

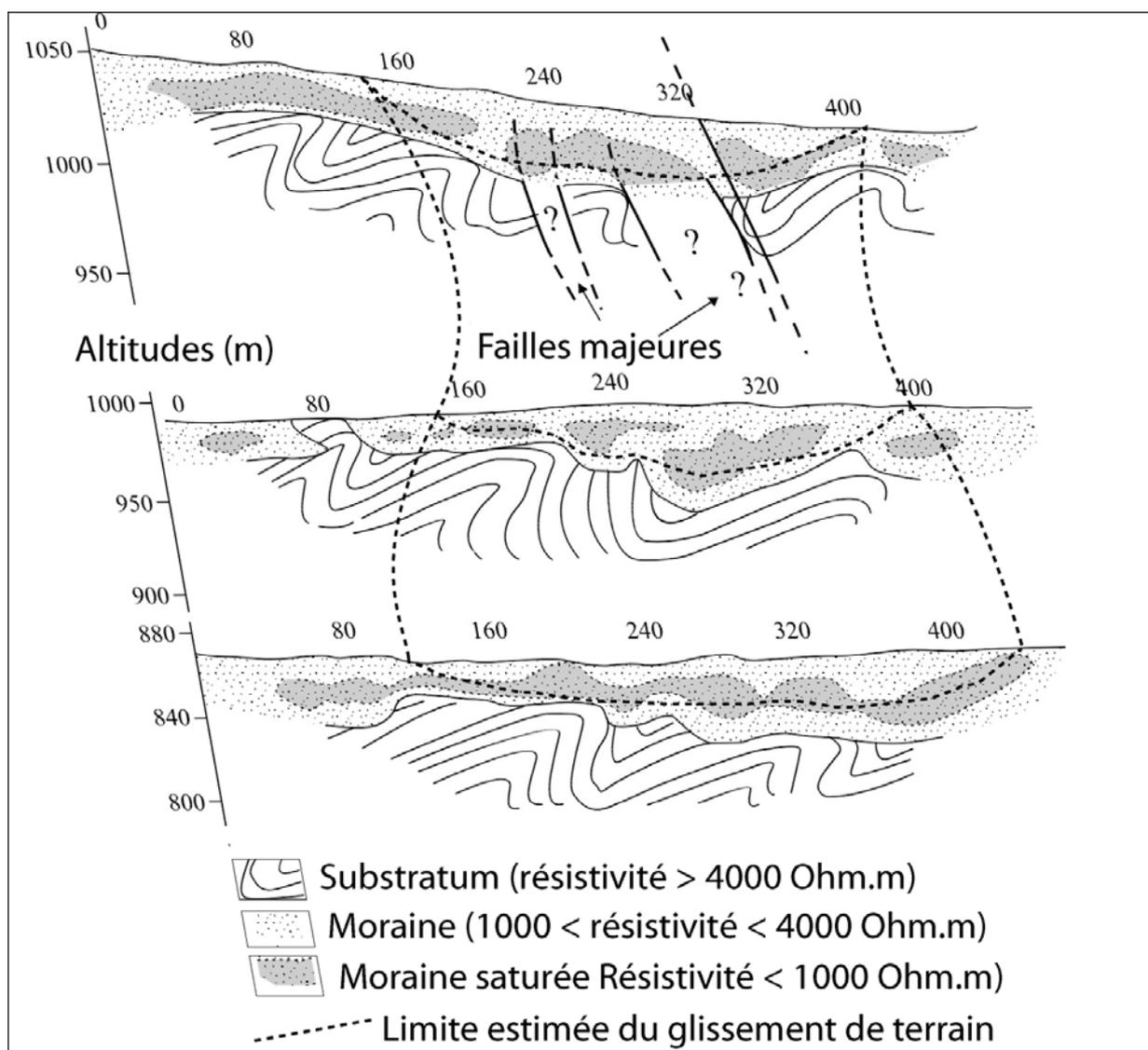


Figure 32 : Interprétation de la surface de rupture du glissement de Gouetsoule à partir des données des profils géophysiques et des observations de terrain.

Le glissement de Gouetsoule n'est actuellement ni surveillé ni instrumenté. Seules des mesures de déplacement ont été effectuées entre 1997 et 1998. Elles nous ont été transmises par la DDE d'Urds, (Majoureau, 1998).

Les premières mesures ont été réalisées à partir du mois de juin 1997 et se sont arrêtées au mois de juillet 1998 après l'achèvement d'un mur de soutènement. Les données sur la progression du glissement de terrain au cours du temps montrent qu'il n'a connu qu'une seule crise au cours de cette période (Figure 34). Entre le mois de juin 1997 et le début septembre il n'y a eu aucun mouvement. Les premiers déplacements visibles ont été mesurés au cours de la deuxième quinzaine de septembre avec une vitesse d'environ 1cm/jour. Puis il n'y a eu aucun autre mouvement jusqu'au début novembre. Le début de la phase d'accélération maximale a débuté le 5 décembre 1997 avec un déplacement moyen dépassant

12 cm par jour. Cette crise a provoqué une avancée cumulée du versant d'environ 170 cm. A partir du début du mois de janvier 1998, le glissement de terrain s'est stabilisé. Depuis cette période, le glissement n'a plus montré de crise aussi importante, mais nous estimons avec les différentes observations de terrain qu'il avance régulièrement de quelques centimètres par an.

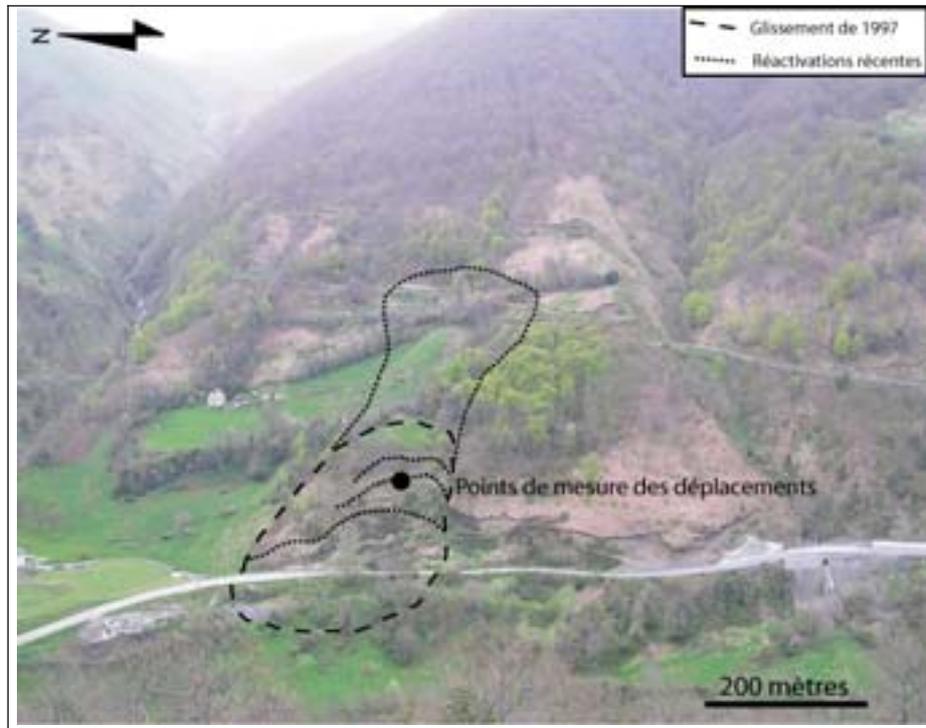


Figure 33 : Emplacement du point de mesure des déplacements du glissement de terrain de Gouetsoule.

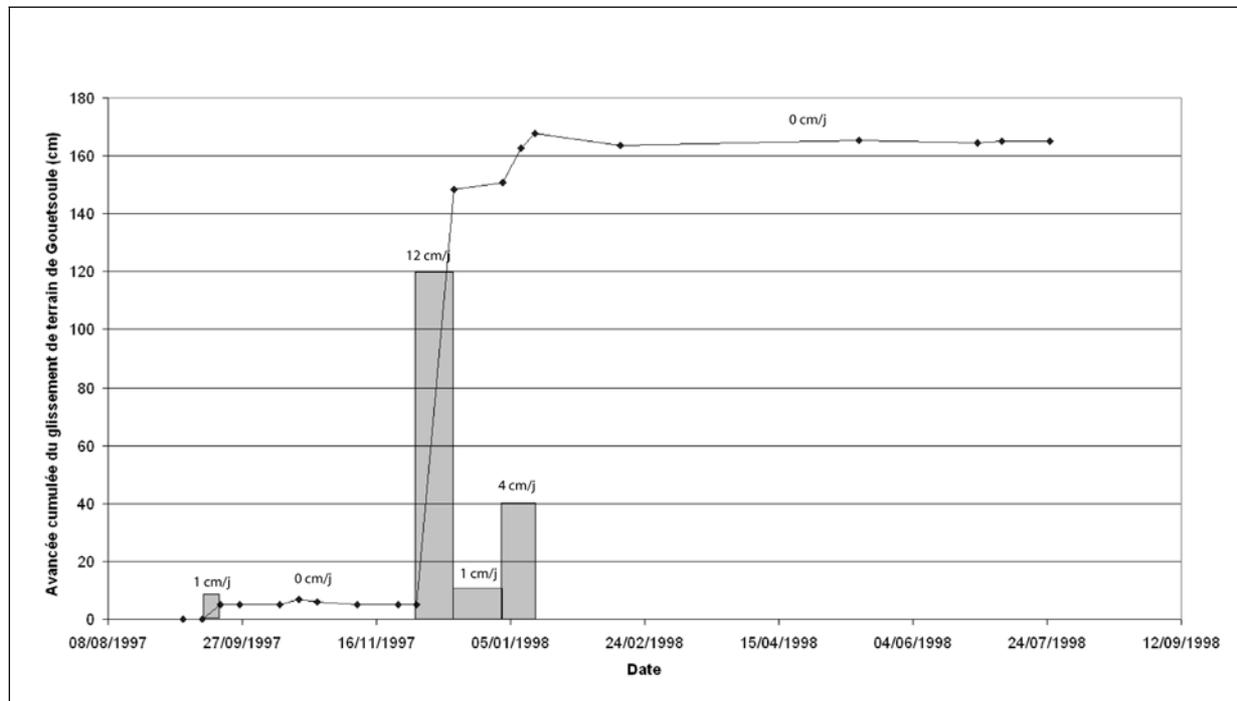


Figure 34 : Progression cumulée du glissement de terrain de Gouetsoule avec indication des estimations des vitesses moyennes de déplacement, Majoureau, 1998.

1.4. CLASSIFICATION DES MOUVEMENTS DE TERRAIN IDENTIFIES DANS LES SECTEURS D'ETUDE.

1.4.1. GENERALITES SUR LES CLASSIFICATIONS

Le géologue définit les mouvements de terrain comme une manifestation d'instabilité de la partie superficielle de la croûte terrestre sous l'effet conjugué de la pesanteur et des agents de l'érosion. Ils représentent, pour l'homme, des signes perceptibles de l'évolution géologique.

Depuis les premières classifications des mouvements de terrain, on constate qu'une grande variété de mouvements gravitaires a été reconnue en fonction de leur nature, de leur cinématique ou de leur dynamique. Ce sont : les éboulements, les effondrements, le fauchage, les glissements, le fluage, les affaissements et les effondrements (Dikau et *al.*, 1996). Le lecteur pourra s'étonner de voir ici rassemblés sous le même titre des phénomènes aussi différents que chutes de pierres et glissements. Que ce soit la rupture et la chute de matériaux rocheux rigides, ou le comportement plastique des glissements au sens strict, il s'agit, dans chacun des cas, du déplacement d'un volume de roche ou de sol obéissant à la loi de la pesanteur (mouvements gravitaires), mais aussi aux lois physiques de la résistance des matériaux.

La plupart de ces instabilités n'évolue pas régulièrement dans le temps. Elles présentent souvent des phases d'évolution lente, imperceptibles pour l'homme, qui le laissent croire, à tort, à la stabilité d'un versant. Parfois, elles connaissent des phases d'accélération susceptibles de conduire à une rupture brutale catastrophique, c'est la phase paroxysmale (Flageollet, 1989 et Flageollet et *al.*, 1999). De nombreux facteurs sont à l'origine de ces mouvements. Dans leurs diversités, ces mouvements de terrain obéissent soit aux lois de comportement de la mécanique des roches, soit à celles de la mécanique des sols, voire même aux deux.

Les mouvements de terrain sont des phénomènes très variés et souvent complexes qui s'expriment par une déformation de matériaux pouvant aller jusqu'à la rupture. Ils dépendent généralement du type de matériaux qu'ils mobilisent (argile, calcaire, gneiss, ...), d'où leurs grandes variétés avec des volumes de quelques mètres cubes à plusieurs millions de mètres cubes. Leur nature complexe les rend particulièrement difficile à localiser et il est encore plus délicat de les prévoir.

La classification permet l'analyse des instabilités car le terme mouvement de terrain regroupe des phénomènes extrêmement divers et complexes qui impliquent l'utilisation de nombreuses classifications. Au début, elles s'appuyaient essentiellement sur des critères morphologiques et étaient propres à un type de milieu donné (Reynolds, 1932, Popov, 1945). Aujourd'hui, les classifications sont fondées sur les critères suivants :

- morphologie et géométrie (Crozier 1986, Flageolet 1989, Colas et Pilot 1976, Gervreau, 1991, Gervreau et *al.*, 1992 et Varnes 1978, Dikau et *al.*, 1996)

- cinématiques ou dynamiques (Milliès-Lacroix 1981, Crozier 1986, Tableau 3)
- combinaison des précédents critères, (Antoine et Giraud 1993).

Type de mouvement			Type de matériau		
			Roche	Sols	
				Grossiers	Fins
Chutes			Ecroulement rocheux <i>Rock fall</i>	Ecroulement de débris <i>Debris fall</i>	Ecoulement de terrain <i>Earth fall</i>
Basculements			Basculement rocheux <i>Rock topple</i>	Basculement de débris <i>Debris topple</i>	Basculement de terrain <i>Earth topple</i>
Glissements	rotation	Peu d'unités	Affaissement rocheux <i>Rock slump</i>	Affaissement de débris <i>Debris slump</i>	Affaissement de terrain <i>Earth slump</i>
			Masse rocheuse en glissement <i>Rock block slide</i>	Débris en glissement <i>Debris block slide</i>	Terrain en glissement <i>Earth block slide</i>
	translation	Unités multiples	Glissement rocheux <i>Rockslide</i>	Glissement de débris <i>Debris slide</i>	Glissement de terrain <i>Earth slide</i>
Etalements latéraux			Etalement de roche <i>Rock spread</i>	Etalement de débris <i>Debris spread</i>	Etalement de terrain <i>Earth spread</i>
Ecoulements			Avalanche de roches <i>Rock flow</i>	Lave torrentielle <i>Debris flow</i>	Coulée de terrain <i>Earth flow</i>
Complexes			Combinaison de deux ou plusieurs types de mouvements principaux		

Tableau 2 : Classification de Varnes (1978)

Processus	Vitesse de propagation						
	3 m/s	0,3 m/min	1,5 m/j	0,5 m/m	1 à 1,5 m/an	0,3 m/an	0,3> m/an
	E.R.	T.R.	R.	M.	L.	T.L.	E.L.
Chutes, écroulements de rochers							
Avalanches de débris							
Coulées de terre de débris							
Glissement de roches							
Glissement rotationnel de roche							
Glissement rotationnel de sol							
Glissement plan de roche							
Glissement plan de sol							
Glissement de débris							

Tableau 3 : Classification de Varnes (1978) et Crozier (1986).

E.R. : extrêmement rapide, **T.R.** : très rapide, **R.** : rapide, **M.** : modéré, **L.** : lent, **T.L.** : très lent, **E.L.** : extrêmement lent.

1.4.2. CLASSIFICATION DES MOUVEMENTS DE TERRAIN DES SECTEURS ETUDIÉS

La nature des formations géologiques conditionnent fortement le type de mouvements de terrain des deux secteurs d'étude. En effet, les formations rocheuses sont affectées généralement par des chutes de blocs et de façon moindre par des écroulements et glissements rocheux. Alors que pour les formations superficielles, on retrouve majoritairement des glissements de terrain rotationnels (Tableau 4).

	Formations géologiques	Type de mouvements de terrain selon Varnes (1978)	Vitesse de propagation selon Crozier (1986)	Eaux-Bonnes	Gouetsoule
Substratum	Calcaires du Dévonien moyen et supérieur	Chutes de Blocs Ecroulement rocheux	ER ER	X X	
	Schistes du Dévonien inférieur	Glissement rocheux complexe Chutes de blocs	TL à ER (M à R pour le glissement de Pleyssse) ER	X X	
	Schistes du Carbonifère	Glissement rotationnel Chutes de blocs	EL à M ER		X X
Formations superficielles	Colluvions	Glissement rotationnel	EL à TR	X	
	Moraines würmiennes	Glissement rotationnel	EL à TR (TL à M pour le glissement de Gouetsoule)	X	X

Tableau 4 : Classification selon Varnes (1978) et Crozier (1986) des différents mouvements de terrain reconnus dans les deux secteurs d'étude en fonction de la nature des formations géologiques et de leurs vitesses de propagation (voir Tableau 3)

1.5. ORIGINES DES GLISSEMENTS DE TERRAIN EN SECTEUR MONTAGNEUX.

Dans cette partie, il s'agit d'aborder l'analyse des différents facteurs pouvant régir l'équilibre des deux glissements de terrain de la présente étude (chapitre 2 et 3). En effet, les facteurs régissant l'équilibre des massifs de sols et de roches sont regroupés en trois catégories (Datar, 1988, *in* Besson, 1996). Il s'agit de :

- la pesanteur qui agit en permanence sur toute masse ($F = mg$). Il s'agit du facteur moteur de tous les mouvements de terrain dits « mouvements gravitaires ». L'équilibre d'un versant rocheux ou de sol dépend du rapport entre les forces stabilisatrices dites résistantes et celles déstabilisatrices dites motrices. Une augmentation de la pente provoque une augmentation des forces déstabilisatrices motrices, en engendrant un déséquilibre jusqu'à la rupture. Dans certains cas, des forces d'inertie supplémentaires, d'origine sismiques, et de nature dynamique, doivent être prise en compte (Besson, 1996).

- la loi de comportement du matériau susceptible de glisser . Cette loi établit une relation entre les déformations du massif et les contraintes qui les provoquent. Connaître le comportement d'un matériau est primordial puisque cela permet d'estimer le type de mouvements de terrain capables de se produire. En effet, un matériau ayant un comportement rigide sans déformation, sinon une rupture franche, ne générera pas le même type de mouvement qu'un matériau élastoplastique caractérisé par une déformation lente et progressive en fonction des contraintes, jusqu'à la rupture (Durville et Sève, 1996).

- les conditions aux limites. Dans le cas d'une instabilité, il est nécessaire de connaître la forme de la surface topographique et de la surface de glissement qui délimitent le volume instable (conditions aux limites géométriques) et l'ensemble des contraintes exercées sur le pourtour du massif, parmi lesquelles les pressions interstitielles (conditions aux limites hydrauliques) qui jouent un rôle très important (Corominas, 1996 et 1998).

1.5.1. GENESE DES GLISSEMENTS DE TERRAIN

Certains facteurs favorisent la dégradation et donc le vieillissement d'un massif rocheux et ceci entraîne généralement la mise en mouvement des terrains. Si nous schématisons le déplacement théorique d'un mouvement de terrain au cours du temps (Figure 35), on constate que la génération de celui-ci résulte de l'action de facteurs de préparation qui ont un rôle de dégradation et fragilisation des terrains. Ensuite, le mouvement de terrain s'initie par l'action de facteurs déclenchants qui font varier les conditions de stabilité du massif et peuvent engendrer l'apparition prématurée de mouvements de terrain (Gunzberger, 2005) (Figure 35). De plus, il existe les facteurs de prédisposition qui conditionnent le mouvement de terrain dans sa forme, sa durée, sa propagation. Ce sont ces facteurs qu'il conviendra d'analyser et de préciser dans l'étude de détail des glissements de terrain de Pleyssse et de Gouetsoule (chapitre 2 et 3).

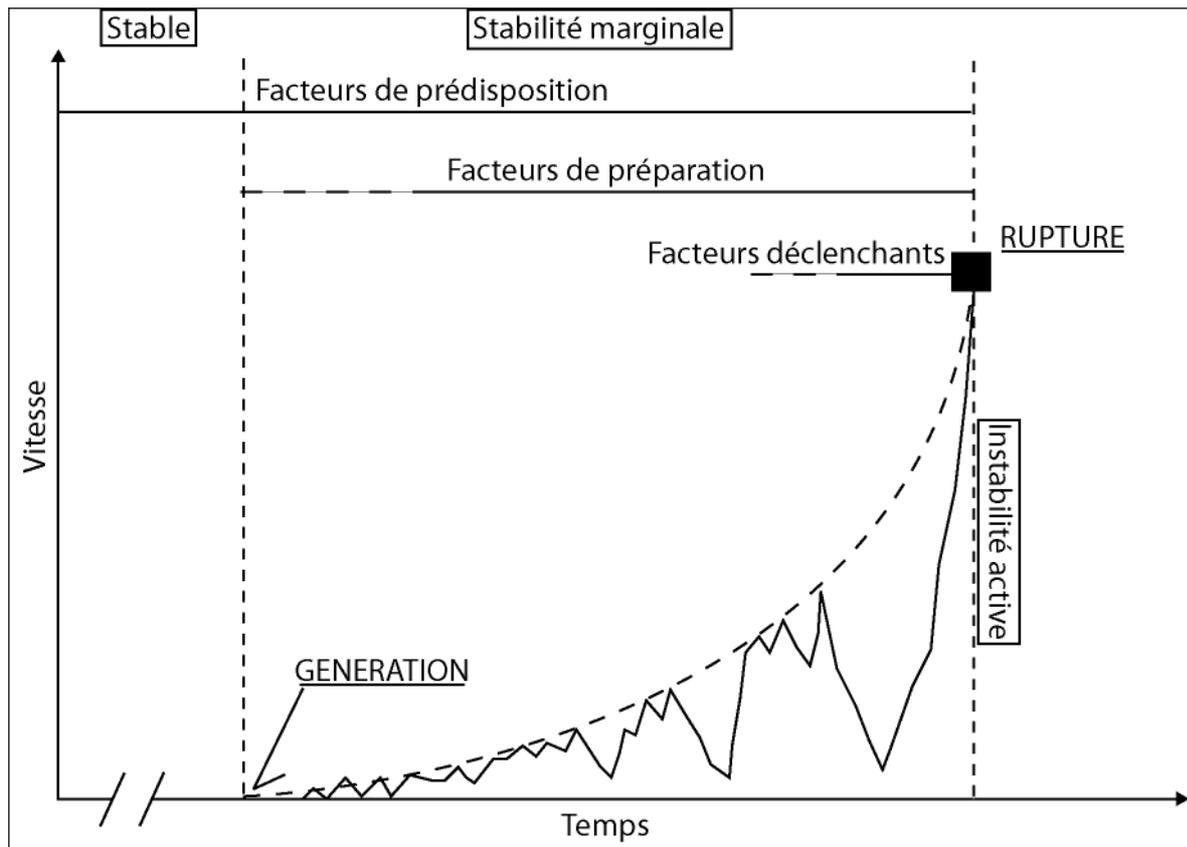


Figure 35 : Illustration de la genèse d'un glissement de terrain par un graphique montrant les vitesses de déplacement du versant en fonction du temps, *in* Pollet (2004).

1.5.2. LES FACTEURS DE PREPARATION

Avant tout mouvement, il existe un état d'équilibre entre les différentes forces qui en sont responsables. Les causes de ces mouvements doivent donc être recherchées dans les variations de ces forces qui peuvent être modifiées par des facteurs naturels ou anthropiques. En premier lieu, il est nécessaire de comprendre l'évolution naturelle d'un massif ou d'un versant avant le glissement de terrain. Dans le cas d'un massif rocheux, son état de dégradation au cours du temps sera lié à l'action de différents facteurs dits préparatoires (Azimi & Desvarreux, 1996, Antoine, 1992, Antoine & Giraud, 1993, Bonnard, 1984, Couture *et al.* 1997 et Desvarreux, 1998). Leurs interactions entraînent une diminution des caractéristiques mécaniques du massif au cours du temps.

1.5.2.1. FACTEURS GEOLOGIQUES

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 sont 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 (Pollet, 2004).

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.

1.5.2.2. FACTEURS GEOMORPHOLOGIQUES

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.

1.5.2.3. FACTEURS PHYSIQUES

En secteur montagneux, la température agit surtout en raison des importantes variations saisonnières et diurnes. En effet, les cycles de gel-dégel provoquent l'éclatement de la roche ainsi que l'agrandissement progressif des fractures préexistantes liées à la tectonique régionale du secteur,

L'eau intervient dans les cycles de gel-dégel, mais aussi lors de sa circulation à travers les fractures (altération, oxydation chimique). En effet, l'eau provoque dans un premier temps, une importante altération de la roche et fragilise le massif. Dans un deuxième temps, elle peut induire d'importantes contraintes mécaniques au sein d'un massif rocheux par augmentation des pressions interstitielles dans les fractures.

1.5.2.4. FACTEURS ANTHROPIQUES

L'homme, par ses nombreuses interventions lors de travaux d'aménagement, intervient surtout dans la modification morphologique du massif rocheux et des conditions hydrauliques initiales (Chamley, 2002). Le cas le plus fréquent est l'excavation de la butée du massif lors de la construction d'une route et la modification des circulations d'eau par la construction d'un mur de soutènement (Chamley, 2002). C'est le cas de figure du site de

Gouetsoule où la suppression partielle de la butée en pied de talus peut induire un déséquilibre dans le massif.

1.5.3. FACTEURS DE PREDISPOSITION

Tous les versants sont susceptibles d'aboutir à une rupture pour peu que des structures particulières soit présentes dans le massif. C'est l'existence de ces structures distinctes qui, individuellement ou en combinaison, vont favoriser la rupture des versants et la génération de mouvements gravitaires. Par exemple, c'est l'existence de structures lithologiques ou tectoniques inclinées favorablement par rapport à la pente qui permet les déplacements du versant (Cruden, 2000). De même en vallée d'Aspe, la présence d'un relief caché sous les formations superficielles dit « cryptorelief » (Lebourg, 2000), a permis à cet auteur de montrer qu'il représentait un facteur de prédisposition aux instabilités.

1.5.4. FACTEURS DECLENCHANTS

Ils correspondent à l'action naturelle ou anthropique nécessaire au déclenchement d'un glissement de terrain. Cette action déclenchante peut être liée à un ou plusieurs stimuli externe (pluie intense, séisme, érosion régressive brutale, ...) (Varnes, 1978 ; Alexander, 1992 et Cruden & Varnes 1996). Cela se traduit par une réponse presque immédiate du versant qui se met en mouvement. Dans cette partie, on traitera des facteurs déclenchants que sont les séismes et les différentes actions de l'eau. Il faut toutefois noter que ces facteurs peuvent aussi être des facteurs de préparation à la rupture.

1.5.4.1. ROLE DES SECOUSSES SISMIQUES.

La stabilité d'un massif est fonction du rapport des forces stabilisatrices sur les forces déstabilisatrices. Rappelons, qu'en cas de séisme, il se produit une émission d'ondes sismiques ou ondes élastiques de deux types qui se propagent dans le sol : les ondes de volume dites ondes longitudinales et transversales et les ondes de surface dites ondes de Love et de Reyleigh. Ces ondes sismiques provoquent une sollicitation dynamique supplémentaire (Durville, 2000, Durville & Sève, 1996). L'équilibre des forces est ainsi modifié, ce qui peut conduire à des mouvements de terrain. Les déstabilisations dues aux séismes peuvent se manifester de différentes façons. Elles peuvent provoquer immédiatement des glissements de terrain, des coulées, des chutes de blocs et d'importantes dégradations des infrastructures à cause de la thixotropie des sols. Cette déstabilisation peut aussi avoir des effets à plus long terme, par augmentation de la fissuration du massif rocheux et diminution de sa résistance mécanique. De plus, les fissures agrandies tendent à plus long terme à augmenter l'infiltration de l'eau dans le massif, à favoriser l'éclatement du matériau à partir des cycles de gel-dégel et, ainsi aboutir à la rupture du massif

1.5.4.2. ROLE DE L'EAU

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 (Cojean, 1994, Flageollet *et al.*, 1999, De Vita & Reichenbach, 1998 et Crosta, 1998, Malet, 2005), ou encore leur accélération comme dans les Alpes avec le glissement de la Clapière, (Meneroud, 1983, Maquaire *et al.*, 2001 et Malet, 2002).

Cependant, l'augmentation de la pression interstitielle dans les formations rocheuses ou granulaires peut également être favorisée par :

- une modification de la perméabilité du sol sans changement de l'apport hydrique. Cette modification peut être liée à des surcharges (ex. : remblais) qui par compaction viennent diminuer la perméabilité des couches superficielles, ou encore à un colmatage naturel en pied de versant. Ce dernier phénomène résulte de l'entraînement progressif des particules fines des terrains situées en amont du versant vers l'aval, en colmatant les pores,

- le gel, car la glace forme, dans les fissures, des bouchons imperméables derrière lesquels l'eau peut s'accumuler. Ce phénomène est à l'origine de certains éboulements ou glissements de talus comme à Saucats en Gironde, hiver 1999,

- les événements climatiques exceptionnels. Ils peuvent provoquer la remontée du niveau de l'eau à un seuil critique de stabilité, (Cartier, 1981, Cartier & Delmas, 1984, Meneroud, 1983, Govi 1989 et Kerle & Van Wyk de Vries, 2001).

- les variations hydrologiques saisonnières. Chaque année, au moment hydrologique le plus défavorable (fonte des neiges, orages d'automne) (Blanc & *al.*, 1987, Vibert & *al.*, 1988 et Voigh & *al.*, 1983, le niveau de l'eau remonte dans les terrains et peut approcher à nouveau un seuil critique. Il en résulte des mouvements de faible amplitude (quelques centimètres), limités dans le temps, ce sont des phases de réactivation. Le reste du temps, le glissement est inactif. C'est le cas du glissement de terrain de Gouetsoule en milieu granulaire ;

- les perturbations dans les réseaux naturels d'écoulement par des infiltrations successives sur plusieurs années. Dans ce cas, la probabilité d'atteindre le niveau critique n'est réalisable que plusieurs années après le début de ces perturbations, et lors d'un épisode hydrologique supplémentaire défavorable. Ce phénomène échelonné sur plusieurs années a été décrit par Bromhead (1992).

Précisons que dans les deux secteurs d'étude seront réalisées des analyses hydrogéologiques, géochimiques et pluviométriques afin d'estimer le rôle de l'eau dans les deux glissements (chapitres 2 et 3)

1.6. CONCLUSION SUR LES MOUVEMENTS DE TERRAIN DES SECTEURS D'ETUDE

Dans ce chapitre, la description des différents mouvements de terrain reconnus montre, dans le secteur des Eaux-Bonnes, une dominante d'écroulements (1953 et 1977) et de glissements rocheux récents (1982) et historiques. Par contre, les glissements anciens y sont nombreux, mais généralement dans les formations superficielles du type moraine et colluvion. Seul un glissement rocheux ancien et particulier a été reconnu. Il correspond à un phénomène d'instabilité assez peu connu dans les Pyrénées, dénommé « paquet tassé ». A l'inverse, dans le secteur de Gouetsoule, les glissements rocheux et granulaires qui affectent respectivement le substratum Carbonifère et la moraine, sont tous anciens. Seuls, de petits glissements actuels dans la moraine se sont produits en pied de versant depuis 1997. De plus, on constate, dans les deux secteurs d'étude la présence de chutes de blocs, qui reste un aléa fréquent et saisonnier en montagne.

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 terme 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, notées ER, jusqu'à des vitesses de propagation extrêmement lentes et notées EL suivant la terminologie de Varnes (1978) (Tableau 2) et Crozier (1986) (Tableau 3). Dans le cas des deux glissements de terrain qui font l'objet de la présente étude (Chapitre 2 et 3), on constate, du fait de leur nature lithologique différente (schistes et moraines), des vitesses de propagation moyenne à rapide (Tableau 4) pour le glissement rocheux de Pleysses (phase paroxysmale = 3 m/j) alors que pour le glissement granulaire de Gouetsoule la cinématique traduit des vitesses de propagation très lentes à moyennes (Tableau 4) (phase paroxysmale = 12 cm/j). D'un point de vue typologique, ces deux glissements de terrain sont aussi différents puisque le glissement de Gouetsoule est rotationnel alors que celui de Pleysses est complexe.

La revue et l'analyse des facteurs responsables des instabilités gravitaires ont été présentées et serviront de guide à l'étude détaillée des deux glissements de terrain développés dans ce travail (chapitres 2 et 3).

CHAPITRE 2 : LE GLISSEMENT ROCHEUX DE PLEYSSE

2. LE GLISSEMENT ROCHEUX DE PLEYSSE.

Nous avons vu au chapitre précédent que le secteur des Eaux-Bonnes est le siège de nombreux types de mouvements de terrain dont le plus connu est le glissement de terrain de Pleyssse (Figure 4, Figure 7, Figure 8 et Figure 9). D'autres mouvements de terrain généralement plus modestes y ont été décrits. Hormis l'écroulement rocheux de grande importance survenu entre 1856 pour les premiers écroulements et 1977 pour les derniers (Largillier, 1985), c'est le glissement rocheux de Pleyssse qui est le phénomène majeur étudié dans ce chapitre.

Comme dans tous les glissements de terrain, il convient de rechercher les facteurs régissant la stabilité du massif rocheux. Ces derniers sont :

- les facteurs de prédisposition à la rupture sont importants à définir. Ces facteurs font qu'un mouvement de terrain aura lieu à un endroit et pas à un autre. Ils conditionnent et délimitent l'emplacement futur du glissement de terrain et sont indépendants du temps.

- les facteurs préparatoires dégradant le massif rocheux au cours du temps,

- les facteurs déclenchants pouvant provoquer la rupture du versant et induire des mouvements de terrain à court et à long terme. Toutefois, il faut que ces facteurs soient suffisamment intenses pour déstabiliser le versant. Partant du principe que le versant des Eaux-Bonnes a subi les mêmes conditions défavorables sur l'ensemble du massif, pourquoi n'y a-t-il eu qu'un seul glissement de terrain à cette période sur le versant ?

C'est pourquoi dans un premier temps, nous étudierons les principaux facteurs prédisposition à la rupture du site, ceux qui ont pu favoriser le glissement rocheux de Pleyssse, puis dans un deuxième temps, nous étudierons les facteurs préparatoires. Enfin, dans un troisième temps, nous essayerons de déterminer, parmi ces facteurs, lequel est le facteur déclenchant du glissement rocheux de Pleyssse.

A la suite de cette étude, il sera possible de faire une modélisation du versant des Eaux-Bonnes afin d'en comprendre son évolution dans le temps.

2.1. FACTEURS DE PREDISPOSITION A LA RUPTURE

2.1.1. LA SCHISTOSITE

Le glissement rocheux de Pleyssse s'est produit dans des schistes du Dévonien inférieur caractérisés par deux importantes schistosités liées aux deux phases orogéniques. Toutefois l'étude structurale montre que la schistosité générale n'est pas, dans notre cas, un élément de prédisposition car son pendage est rentrant dans le versant.

2.1.2. LA FRACTURATION

L'analyse structurale de la fracturation montre que trois directions principales de failles ont joué un rôle majeur dans le déplacement du glissement rocheux de Pleyssse (Figure 36). Nous avons remarqué lors des investigations de terrain que l'escarpement principal du glissement de terrain des Eaux-Bonnes a la forme d'un polyèdre de rupture en milieu rocheux. Nous avons mesuré sur le terrain les directions de ces plans de rupture avec les valeurs suivantes : $N 60^\circ - 70^\circ E 70^\circ SE$, $N 130^\circ - 140^\circ E 70^\circ SW$ et $N160^\circ - N0^\circ 50^\circ W$. Ce sont les directions principales mesurées et cartographiées du secteur. Ce réseau de failles forme un dièdre de rupture (Figure 36). Si l'on reporte ces trois directions de fractures dans un canevas de Wülff, on constate que ce polyèdre est potentiellement instable car la ligne d'intersection de ces plans sort dans le versant (Figure 37). Nous avons, structurellement, un facteur de prédisposition à la rupture. Si le glissement de terrain a eu lieu à cet endroit le polyèdre de fracture est l'une de ses causes.

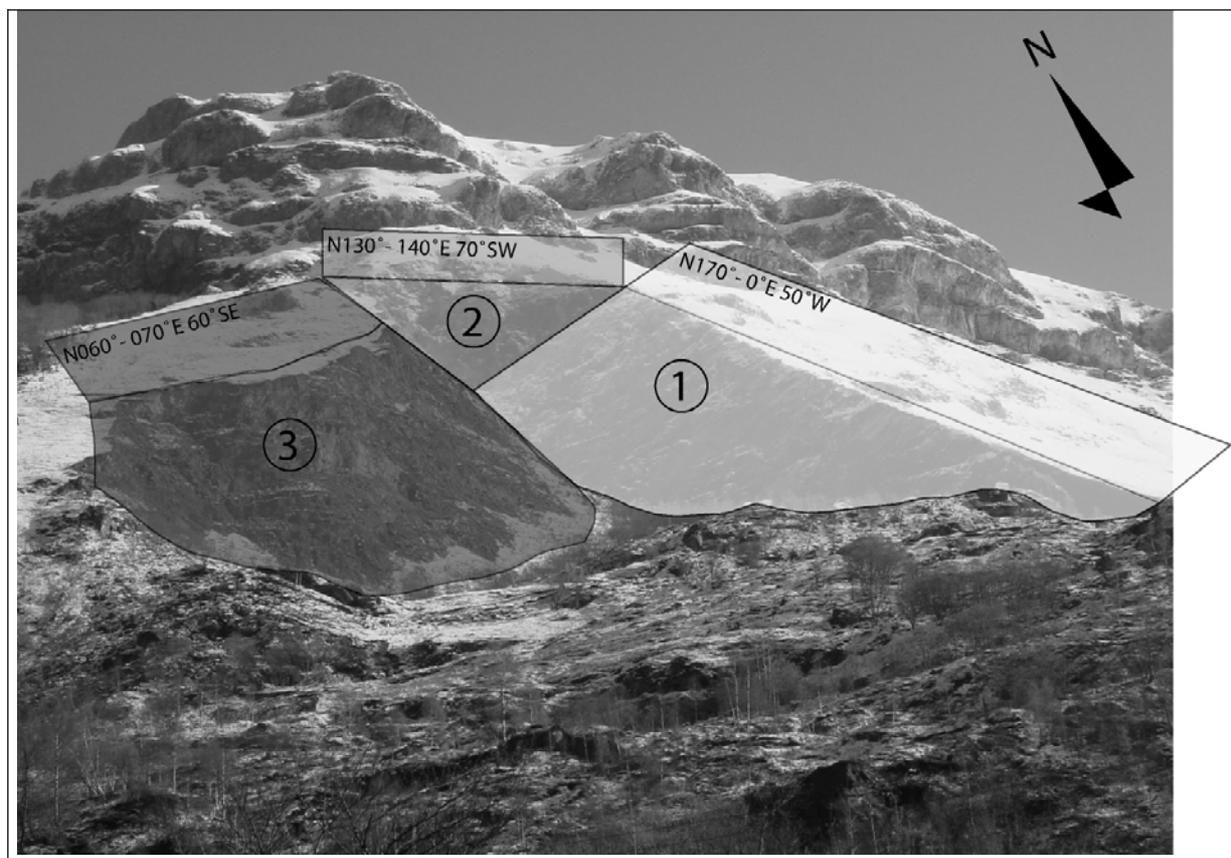


Figure 36 : Photographie du glissement de terrain de Pleyssse avec les failles le délimitant.

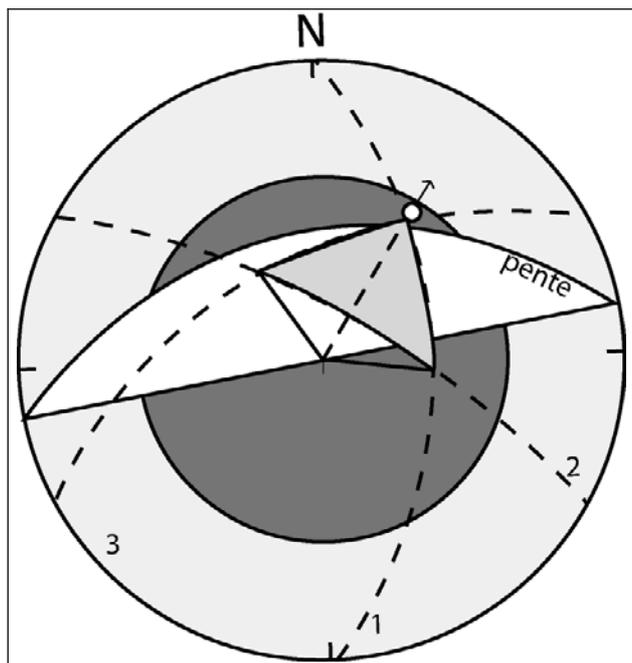


Figure 37 : Caneva de Wulff montrant le polyèdre instable du glissement rocheux de Pleyssse. Les failles numérotées de 1 à 3 représentent les directions suivantes : 1) N0°E 50°W, 2) N130°E 70°SW et 3) N60°E 60°SE. La pente est ici de direction N80°E et de pente moyenne d'environ 38°. En gris foncé l'angle de frottement des failles formant le dièdre de rupture = 30°, Martins-Campina, 2001 et 2003.

2.1.3. LE CELY

Le réseau hydrologique du secteur se caractérise par un écoulement dirigé d'Est en Ouest pour le Valentin et le Cély. Les deux torrents principaux sont le Valentin qui prend sa source au lac de Gourette et le Cély qui prend sa source au nord du secteur. Le torrent du Cély est celui qui coule au pied de la zone instable (Figure 38). Il a fortement influencé le comportement du versant avant le glissement de terrain par son régime hydraulique. En effet, il possède un bassin versant limité mais qui, lors de fortes précipitations, engendre une réaction brutale du cours d'eau avec des crues quasi instantanées provoquant une rapide érosion du pied du versant. Au cours des années précédant 1982, le Cély avait ainsi creusé une importante tranchée au pied du versant schisteux avec un canyon d'environ 20 mètres de profondeur Largillier, 1983 et 1985 (Figure 38). Cette érosion a eu pour conséquence d'enlever la butée en pied de versant. Actuellement l'ancien cours du Cély a été complètement obstrué par le glissement de Pleyssse. Précisons que le Cély a toujours érodé le pied du versant à l'endroit où a eu lieu le glissement de terrain. Dans ces conditions, l'action érosive du Cély correspond à un facteur important de prédisposition à la rupture.

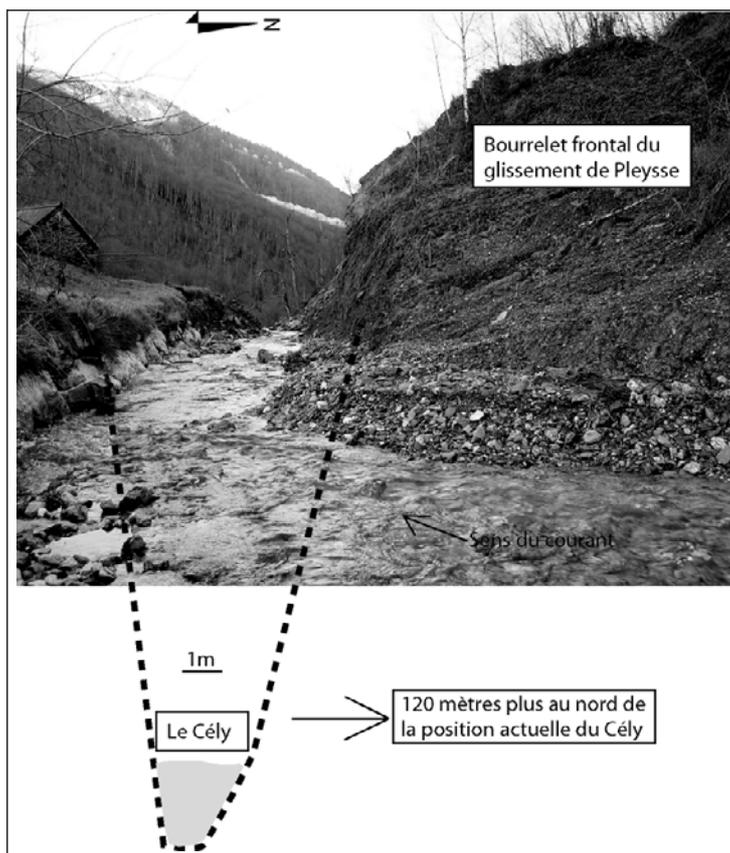


Figure 38 : Position schématique de l'ancien canyon creusé par le Cély positionné 120 mètres vers le Nord avant le déclenchement du glissement rocheux de Pleyssse, en Août 1982.

L'ensemble des facteurs de prédisposition à la rupture qui ont guidé le glissement de Pleyssse sont essentiellement : le réseau de faille qui délimite un polyèdre instable et le ruisseau Le Cély qui a provoqué une importante tranchée au pied du versant en lui enlevant ainsi sa butée. La géologie n'est pas particulièrement mise en cause car la schistosité est presque perpendiculaire au sens de déplacement de la masse rocheuse et rentrante dans le versant (Figure 56). Enfin, les schistes du Dévonien inférieur ne sont pas particulièrement altérés en profondeur.

2.2. FACTEURS DE PREPARATION

2.2.1. LA GEOLOGIE (LES FACTEURS GEOLOGIQUES).

2.2.1.1. PROPRIETES PHYSIQUES ET MECANIQUES DES SCHISTES DU DEVONIEN INFERIEUR.

Les essais mécaniques ont été effectués en laboratoire sur des échantillons de roche provenant des schistes du Dévonien inférieur dans lesquels s'est produit le glissement de

terrain de Pleyse. Les essais ont permis d'obtenir les propriétés mécaniques des schistes. Mais la représentativité des propriétés mécaniques se heurte, à plusieurs types de difficultés, (Homand & Duffaut, 1999) :

- la présence de fractures : certains types de fractures, présentes sur le site, peuvent ne pas être présentes dans l'échantillon prélevé, trop petit pour les contenir (échelle de l'échantillon),

- l'hétérogénéité du massif : certains massifs sont hétérogènes avec des secteurs où la roche a des propriétés mécaniques très différentes,

- l'effet d'échelle : les propriétés des roches présentent généralement un effet d'échelle plus ou moins marqué, lié à la présence au sein de la matrice rocheuse, de divers types d'hétérogénéité et de discontinuités ; cet effet d'échelle se manifeste par les propriétés mécaniques mesurées qui diffèrent suivant la dimension de l'échantillon.

Deux types d'essais ont été réalisés : l'essai de traction Brésilien et l'essai de compression uniaxial (Tableau 5) :

- l'essai Brésilien (norme NF ISO 2819) est un essai de traction indirecte où une éprouvette, d'élanement (hauteur/diamètre) au moins égal à 1, subit une compression suivant deux génératrices opposées. La résistance à la traction ainsi calculée est $\sigma_{tb} = \frac{2P}{\pi DL}$ avec σ_{tb} résistance à la traction, P force à la rupture, D diamètre de l'éprouvette et L longueur de l'éprouvette.

- l'essai uniaxial (norme NF P 94-500) est effectué sur des éprouvettes d'élanement au moins égal à 2, car il existe une zone de frettage où les contraintes ne sont pas homogènes. Un élanement suffisamment important permet de minimiser ce phénomène et d'en déduire la résistance à la compression. La schistosité formait un angle d'environ 45° avec l'axe de la compression

L'ensemble des résultats des essais mécaniques est reporté dans le Tableau 5.

Les schistes du Dévonien inférieur ont une masse volumique sèche $\gamma_d = 2699 \text{ kg/m}^3$, qui correspond à la masse volumique des minéraux les plus courants (Quartz et Calcite). La masse volumique moyenne humide est égale à 2717 kg/m^3 pour une porosité moyenne de $n = 1,8\%$. Les porosités et les masses volumiques des schistes sont pratiquement identiques à celles données dans la littérature (Lama & Vutukuri, 1978 et Riffault, 1969).

	Ech 1	Ech 2	Ech 3	Ech 4	Ech 5	Ech 6	Ech 7
γ_d (t/m ³)	2,81	2,76	2,68	2,72	2,68	2,65	2,67
γ_{sat} (t/m ³)	2,82	2,77	2,70	2,73	2,70	2,67	2,69
n (%)	1,2	1,1	1,9	1,6	2,4	1,8	2,5
Rc (kPa)	X	1039	10394	6236	5197	6756	X
Rtb (kPa)	4479	X	X	X	X	X	4225
E (Gpa)	X	0,888	1,518	2,858	0,742	1,484	X
Rayon (m)	1,74E ⁻⁰²						
Hauteur (m)	4,64E ⁻⁰²	6,83E ⁻⁰²	6,60E ⁻⁰²	5,95E ⁻⁰²	5,85E ⁻⁰²	6,10E ⁻⁰²	4,95E ⁻⁰²
Elancement	1,32	1,95	1,88	1,70	1,67	1,74	1,41

Tableau 5 : Paramètres physiques et mécaniques des échantillons de schistes du Dévonien inférieur.

γ_d : poids volumique sec, γ_{sat} : poids volumique saturé, n : porosité ; Rc : résistance à la compression, Rtb : résistance à la traction, E : module d'Young.

	E (Mpa)	Rc (kPa)	ϕ (°)	c (kPa)
Echantillon 3	15108	10394	50-55	200-225
Echantillon 4	28508	6236	52-56	215-230
Echantillon 5	7420	5197	48-55	175-200
Echantillon 6	14840	6756	50-54	155-180

Tableau 6 : Valeurs des paramètres mécaniques des schistes du Dévonien inférieur. ϕ : angle de frottement interne effectif, c : cohésion effective

Les valeurs moyennes obtenues sur les échantillons (Tableau 6), à partir des essais uniaxiaux sont :

- 16,50 GPa pour le module d'Young (Min= 0,742 et Max = 2,858),
- 7,15 MPa pour la résistance à la compression simple (Min= 1,0 et Max = 10,3),
- 52° pour l'angle de frottement interne (Min= 48 et Max = 56),
- 0,2 MPa pour la cohésion (Min= 155 et Max = 230).

Précisons que la résistance à la compression et le module d'Young des schistes du Dévonien inférieur sont très faibles et correspondent à la résistance d'une roche tendre. L'angle de frottement interne et la cohésion indiquent des valeurs communes à ces matériaux (Lama & Vutukuri, 1978 et Riffault, 1969), celle d'un schiste altéré.

2.2.1.2. PROPRIETES SONIQUES DES SCHISTES DU DEVONIEN INFERIEUR.

L'étude de la propagation des ondes de compression et de cisaillement dans un matériau à l'état sec, puis saturé permet d'estimer les propriétés physiques telles que la

porosité n , l'état de fissuration et les propriétés élastiques (Module d'Young E et coefficient de Poisson ν). Dans cet travail, nous avons réalisé les mesures de propagation des ondes P sur les schistes. Le mouvement vibratoire des ondes P se fait suivant la direction de propagation et affecte tout le volume de la roche, dont la vitesse des ondes P dans le matériau (V_p) est la vitesse d'une onde de compression. Ces mesures sont équivalentes à celles d'un essai uniaxial, mais dans des gammes de déformation extrêmement petites où les déformations restent dans le domaine élastique. La vitesse V_p étant exprimée en fonction des coefficients de Lamé, la mesure du temps de propagation de l'onde dans la roche permet de remonter aux modules élastiques. La vitesse V_s correspondent à la vitesse de propagation dans le matériau des ondes de cisaillement.

Pour un matériau isotrope ν et E s'expriment en fonction des vitesses V_p et V_s par Grolier et *al.* (1991) :

$$\nu = \frac{1/2 - (V_s/V_p)^2}{1 - (V_s/V_p)^2} \text{ et } E = \rho \frac{V_p^2(1 + \nu)(1 - 2\nu)}{(1 - \nu)}, \text{ où } V_p \text{ et } V_s \text{ permettent le calcul des deux}$$

paramètres élastiques. Mais au cours de ce travail, nous n'avons pu mesurer la vitesse des ondes S. Pour cette raison, nous avons utilisé les propriétés physiques et mécaniques des principaux minéraux constituant la roche. En effet, après une étude minéralogique au microscope de lame mince des schistes, la composition minéralogique volumique du matériau a été estimée à environ 30% de quartz, 20% de calcite et 50% de muscovite, et quelques pourcents d'argile d'altération.

	ρ (densité)	ν	V_p m/s	%
Quartz	2,65	0,08	6050	30
Muscovite	2,85	0,25	5880	50
Calcite	2,7	0,28	6320	20
Moyenne pondérée	2,76	0,21	6019	100

Tableau 7 : Valeurs de densité, coefficient de Poisson et de vitesses des ondes P dans les différents minéraux qui composent les schistes du Dévonien inférieur, Belikov et *al.* (1967)

Le calcul du coefficient de Poisson moyen et pondéré donne un résultat de $\nu=0,21$ pour les échantillons de schistes du Dévonien inférieur. Il s'agit d'un calcul approximatif car la densité ρ calculée avec les vitesses V_p est différente de celle mesurée sur les échantillons. De plus, nous avons considéré que le milieu était isotrope et homogène. Cette différence est probablement due à l'altération des minéraux des échantillons, alors que les vitesses théoriques concernent des minéraux sains.

Une fois le coefficient de Poisson ν déterminé, nous avons pu calculer le module d'Young (Tableau 8).

	Ech. 1	Ech. 2	Ech. 3	Ech. 4	Ech. 5	Ech. 6	Ech. 7
Vp (m/s)	5018	4079	5038	5266	4917	5067	4939
v	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21
E (Gpa)	63,2	41,1	60,8	67,4	57,9	60,9	57,3

Tableau 8 : Valeurs des paramètres mécaniques élastiques estimés à partir de la méthode sonique pour les schistes du Dévonien inférieur.

La valeur moyenne du module de Young est égale à 58,4 GPa avec un écart-type $\sigma = 7,71$, ce qui correspond à une roche dure.

Les mesures de Vp permettent aussi de connaître le degré de fracturation de la roche, car la vitesse des ondes P varie, à lithologie constante, avec la porosité, mais diminue fortement avec la porosité de fissures, (Hoek & Bray, 1974 et Homand & Duffaut, 1999).

Pour estimer la part relative de porosité de pores ou de fissures des schistes, on a utilisé l'indice de continuité Ic défini comme le rapport de la vitesse des ondes P mesurées dans l'échantillon à la vitesse des ondes calculées V'p à partir de la composition minéralogique.

V'p est la moyenne arithmétique pondérée des vitesses des ondes Vi, avec une pondération Ci qui est la teneur en chaque minéral. $Ic (\%) = 100 \frac{Vp}{V'p}$ avec $V'p = \sum Ci * Vi$, (Grolier et al., 1991).

En prenant la même composition minéralogique et les mêmes hypothèses que pour le calcul du coefficient de Poisson, on trouve une vitesse calculée V'p = 6000 m/s pour les schistes du Dévonien inférieur.

Dans les roches exclusivement poreuses, on a $n_{totale} = n_{porosité}$ et il y a une relation expérimentale entre l'indice de continuité $Ic = Ic_{porosité}$ et la porosité n avec : $Ic_{porosité} = 100*(1-1,4*n)$, (Serratrice & Durville, 1997).

Le calcul de l'indice $Ic_{porosité}$ peut se faire puisque la porosité de chaque échantillon a déjà été mesurée. Dans ce cas la différence obtenue entre les valeurs d'Ic et d' $Ic_{porosité}$ correspond à l'existence de fractures. Elle s'exprime de manière relative par le degré de

fissuration noté Df avec : $Df = 1 - \frac{Ic}{Ic_{porosité}}$, (Serratrice & Durville, 1997) (Figure 39).

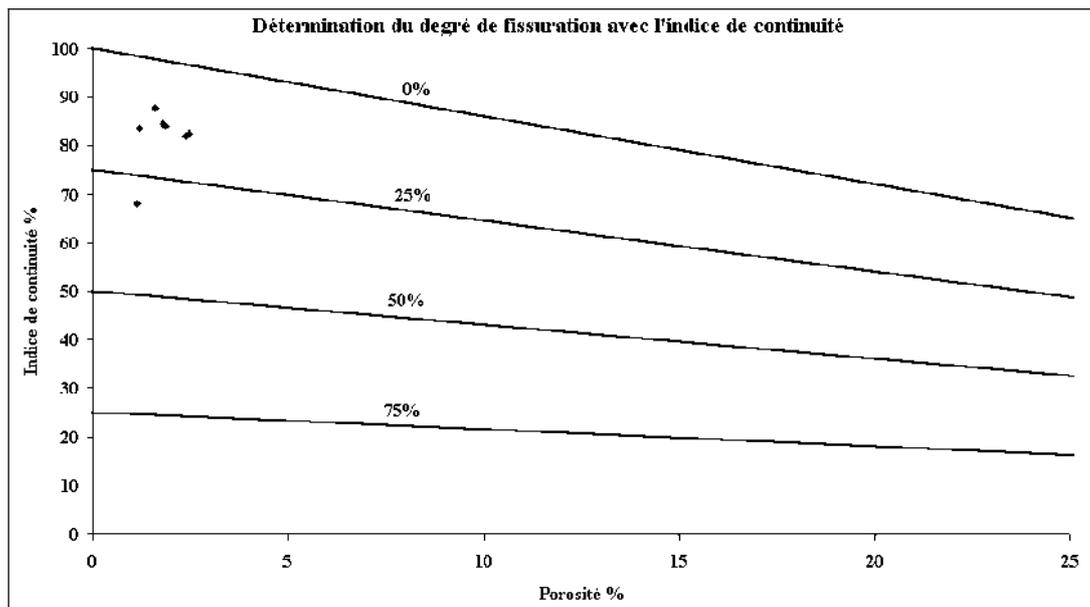


Figure 39 : Graphique montrant le degré de fissuration des schistes du Dévonien inférieur, Martins-Campina, (2001).

Les schistes du Dévonien inférieur ont une très faible porosité et ils ont un degré de fracturation inférieur à 25% sauf pour un échantillon qui est à 30%. Cette roche est donc peu fissurée et très peu poreuse. Précisons que les essais ont été réalisés sur des schistes relativement sains, ce qui ne reflète pas les caractéristiques mécaniques réelles des schistes dans le versant.

2.2.1.3. RELATIONS ENTRE PARAMETRES PHYSIQUES ET MECANQUES DES SCHISTES DU DEVONIEN INFERIEUR.

Les relations établies entre les paramètres sont déduites d'une analyse en composantes principales effectuée avec le logiciel SPAD. Des statistiques sommaires (Tableau 9) montrent des paramètres très dispersés tels que la résistance à la compression R_c et le module d'Young E estimé par les essais uniaxiaux. Tous deux ont été calculés à partir des essais uniaxiaux. Cette dispersion s'explique par la grande hétérogénéité de la texture et de la structure des schistes du Dévonien inférieur.

Afin d'éviter certaines erreurs, dans toutes les analyses en composantes principales de ce chapitre, l'échantillon noté 2 est indiqué mais il n'est pas pris en compte dans les calculs, puisqu'il correspond à un essai défectueux.

Variables	Moyenne	Ecart-type	Coefficient de variation
γ_d (g/cm ³)	2,68	0,02	0,7 %
γ_{sat} (g/cm ³)	2,70	0,02	0,7 %
n (%)	1,9	0,03	15,8 %
Vp (m/s)	5072	125	2,4 %
Rc (kPa)	7145	1957	27,4 %
E (MPa)	1650	952	57,7 %

Tableau 9 : Paramètres physiques et mécaniques pris en compte dans l'analyse en composantes principales.

Le logiciel SPAD a calculé la matrice de corrélation (Tableau 10) et les valeurs propres (Tableau 11).

La matrice des corrélations met en évidence de fortes corrélations entre :

- le poids volumique sec et le poids volumique humide,
- les poids volumiques et le module d'Young,
- la vitesse des ondes P et la porosité,
- la vitesse des ondes P et le module d'Young.

	γ_d (g/cm ³)	γ_{sat} (g/cm ³)	n (%)	Vp (m/s)	Rc (kPa)	E (MPa)
γ_d (g/cm ³)	1,00					
γ_{sat} (g/cm ³)	0,99	1,00				
n (%)	-0,32	-0,24	1,00			
Vp (m/s)	0,63	0,56	-0,91	1,00		
Rc (kPa)	-0,13	-0,09	-0,29	0,02	1,00	
E (MPa)	0,94	0,92	-0,59	0,81	0,10	1,00

Tableau 10 : Matrice des corrélations de l'analyse en composante principale des facteurs physiques et mécaniques des schistes du Dévonien moyen et supérieur.

L'analyse des valeurs propres montre que 87% de la variance est absorbée par les deux premiers facteurs (Tableau 11) ; on peut donc admettre que le premier plan factoriel représente bien la structure du nuage des individus (Figure 40).

Numéro d'axe	Valeur propre	Pourcentage	Pourcentage cumulé
1	3,82	63,65	63,65
2	1,37	22,92	86,57
3	0,81	13,43	100,00
4	0,00	0,00	100,00

Tableau 11 : Tableau montrant les valeurs propres de l'analyse en composantes principales des paramètres physiques et mécaniques des schistes du Dévonien inférieur.

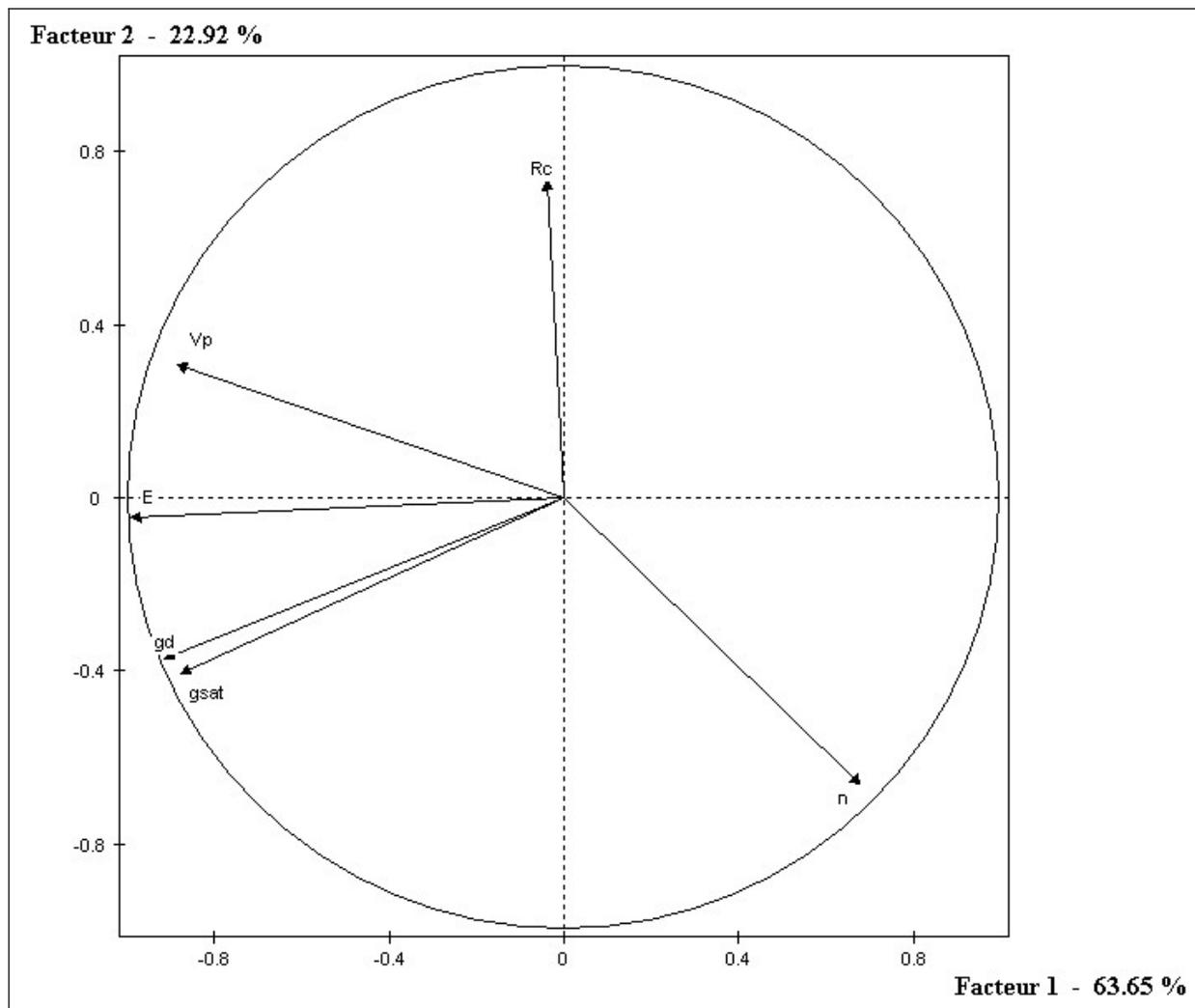


Figure 40 : Cercle des corrélations de l'analyse en composantes principales des paramètres physiques et mécaniques des schistes du Dévonien inférieur.

Le cercle des corrélations (Figure 40) met en évidence un grand groupe de variables bien corrélées entre elles (V_p , E , γ_d et γ_{sat}).

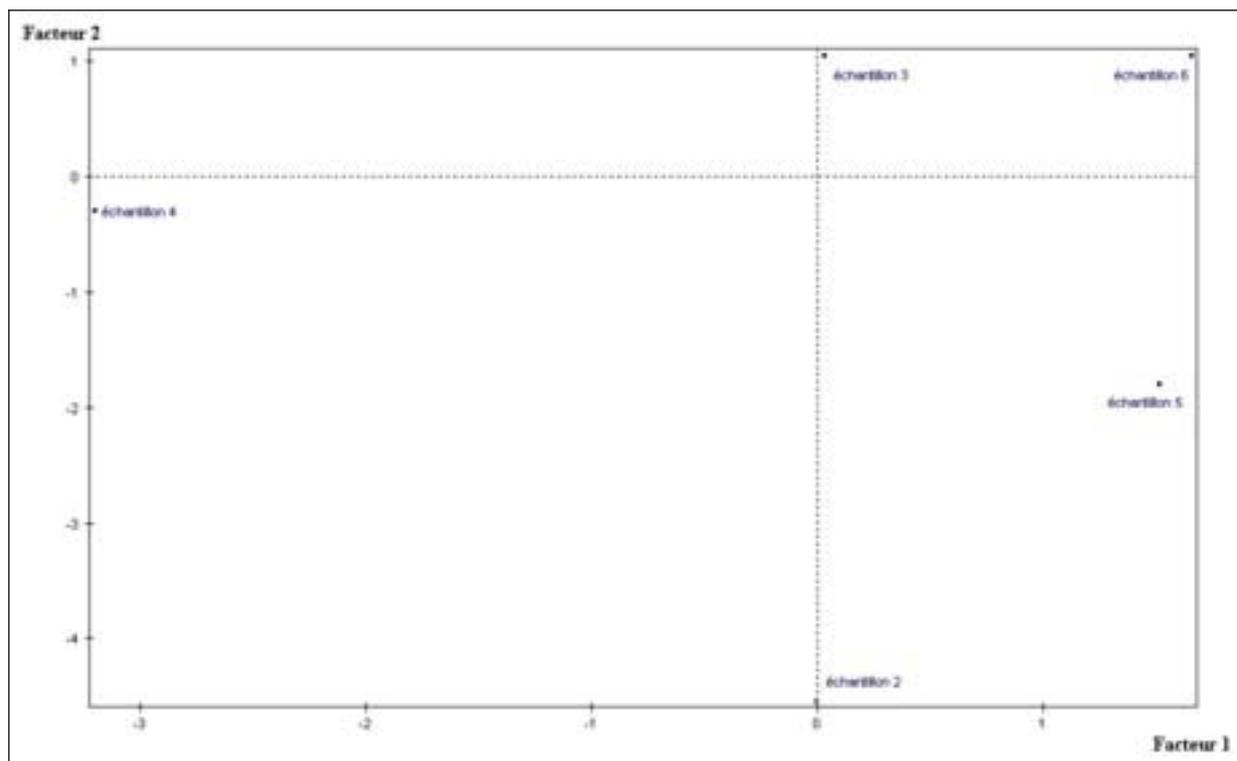


Figure 41 : Espace des individus de l'analyse en composante principale des paramètres physiques et mécaniques des schistes du Dévonien inférieur.

Le cercle des corrélations (Figure 40) et l'espace des individus (Figure 41) permettent d'apprécier l'importance du rôle des variables pour chaque échantillon.

L'échantillon 4 est caractérisé par un module d'Young, une vitesse des ondes P et un poids volumique élevés.

Au contraire, tous les autres échantillons sont situés du côté des faibles valeurs de ces quatre paramètres. Ce groupe d'échantillon (3, 5, 6 et 2) peut se diviser en deux sous-groupes, d'un côté les échantillons 3 et 6 qui ont une résistance à la compression élevée et de l'autre les échantillons 5 et 2 qui sont caractérisés plutôt par une porosité relativement plus importante.

Ces différences importantes entre tous les échantillons d'un même matériau prouvent que celui-ci est hétérogène aussi bien pour la texture que pour la structure.

2.2.1.4. CONCLUSION SUR LES PARAMETRES PHYSIQUES ET MECANIQUES DES SCHISTES DU DEVONIEN INFERIEUR.

Les schistes du Dévonien inférieur du glissement de Pleyssse sont mécaniquement altérés. Les caractéristiques mécaniques, calculées dans ce chapitre, caractérisent une roche tendre. Le module d'Young et la résistance à la compression sont très faibles pour une telle roche. L'angle de frottement interne moyen et la cohésion moyenne du schiste sont caractéristiques d'un schiste altéré, (Lama & Vutukuri, 1978 et Riffault, 1969). Ceci résulte

d'une dégradation interne des schistes due à la fois aux microfissures et à l'altération chimique des minéraux.

Les valeurs obtenues du poids volumique, de la cohésion (c), de l'angle de frottement interne (φ), du coefficient de Poisson (ν) et du module d'Young (E), seront utilisées dans l'analyse de la stabilité du glissement de terrain de Pleyssse. Cette analyse est présentée dans la partie (§2.4).

2.2.2. ANALYSE STRUCTURALE DU SECTEUR DES EAUX-BONNES.

2.2.2.1. MESURES DU TERRAIN

Rappelons que le versant de Pleyssse est constitué de schistes et de calcaires du Dévonien ayant subi deux cycles orogéniques : le cycle hercynien et le cycle alpin. Ces deux phases de déformation sont parfaitement identifiables à l'échelle du versant grâce aux plis hectométriques non reconnus jusqu'ici, qui accompagnent chacune d'elles. Ces plis sont bien visibles dans les calcaires du Dévonien moyen et supérieur. Dans le secteur, la deuxième phase de déformation (orogénèse alpine) s'accompagne d'un plan de chevauchement majeur du Dévonien sur le Crétacé supérieur (Figure 42) et constitue la limite nord du synclinal des Eaux-Chaudes. L'intense plissement du versant en plis isoclinaux suivant deux phases de déformation (plis synschisteux) permet d'expliquer le fait que les plans de stratification (S_0) et les schistosités (S_1) soient très proches voir confondus (Majeste-Menjoulas, 1968).

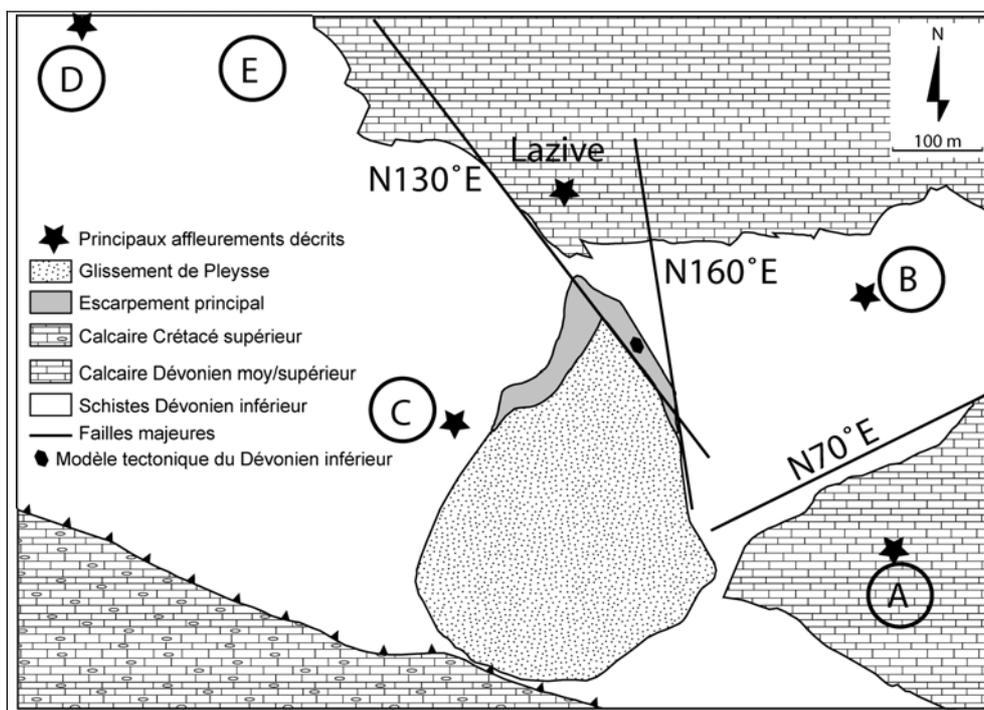


Figure 42 : Carte structurale du secteur des Eaux-Bonnes avec le positionnement des canevas de Wülff et les failles principales (Martins-Campina, 2005).

Comme dans tous les secteurs montagneux, celui des Eaux-Bonnes est recouvert de formations superficielles jusqu'à 1200 mètres d'altitude. Au delà de cette limite des escarpements majeurs formés par les calcaires de Lazive rendent dangereux et difficile l'accès aux plis observés depuis la base du versant. A cela s'ajoute une végétation très dense à certains endroits. Malgré cela, cinq affleurements majeurs (Figure 42) ont été analysés afin de comprendre la structure du versant d'étude, au nord de la vallée du Valentin.

Ainsi, l'ensemble des mesures structurales du massif de Pleyssé a été entrepris suivant cinq blocs structuraux ou station de mesures notées de A à E (Figure 42). Ces stations de mesures sont détaillées par affleurement (Figure 43, Figure 44, Figure 45, Figure 46 et Figure 47).

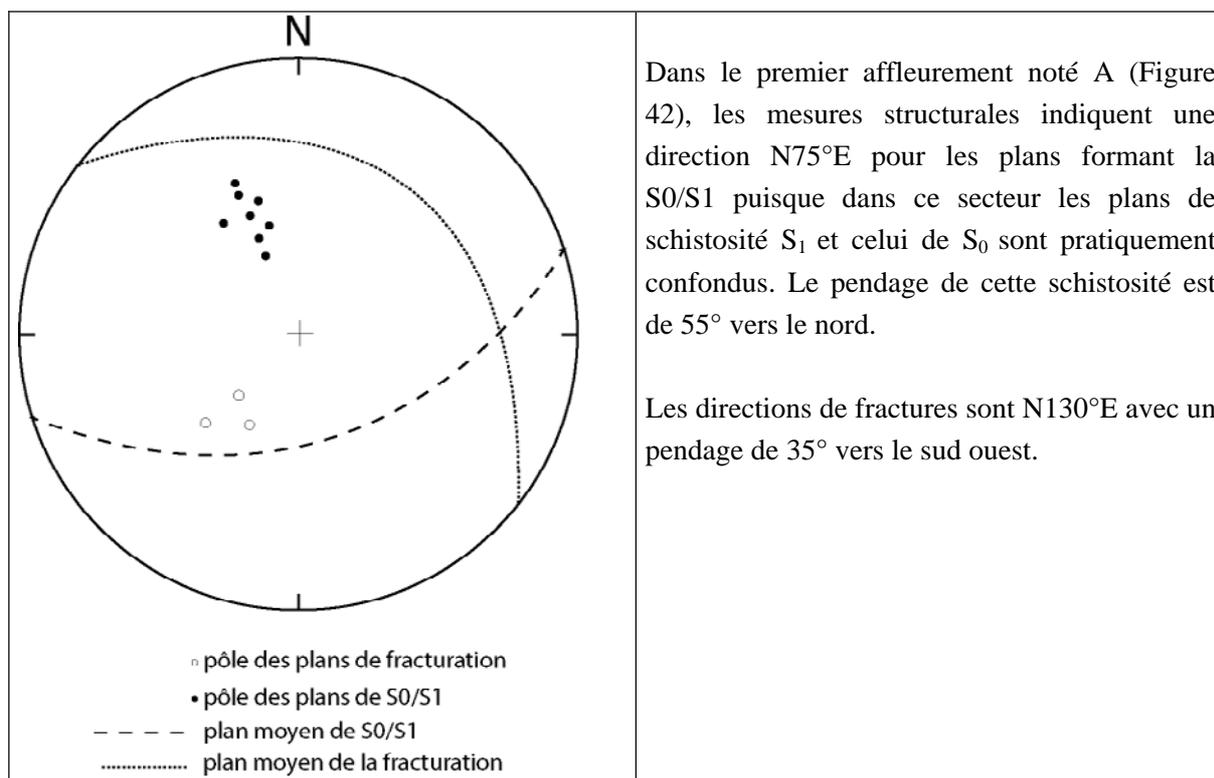


Figure 43 : Canevas de Wulff représentant la direction S₀/S₁ dans les calcaires du Dévonien moyen et supérieur, point A (hémisphère supérieur).

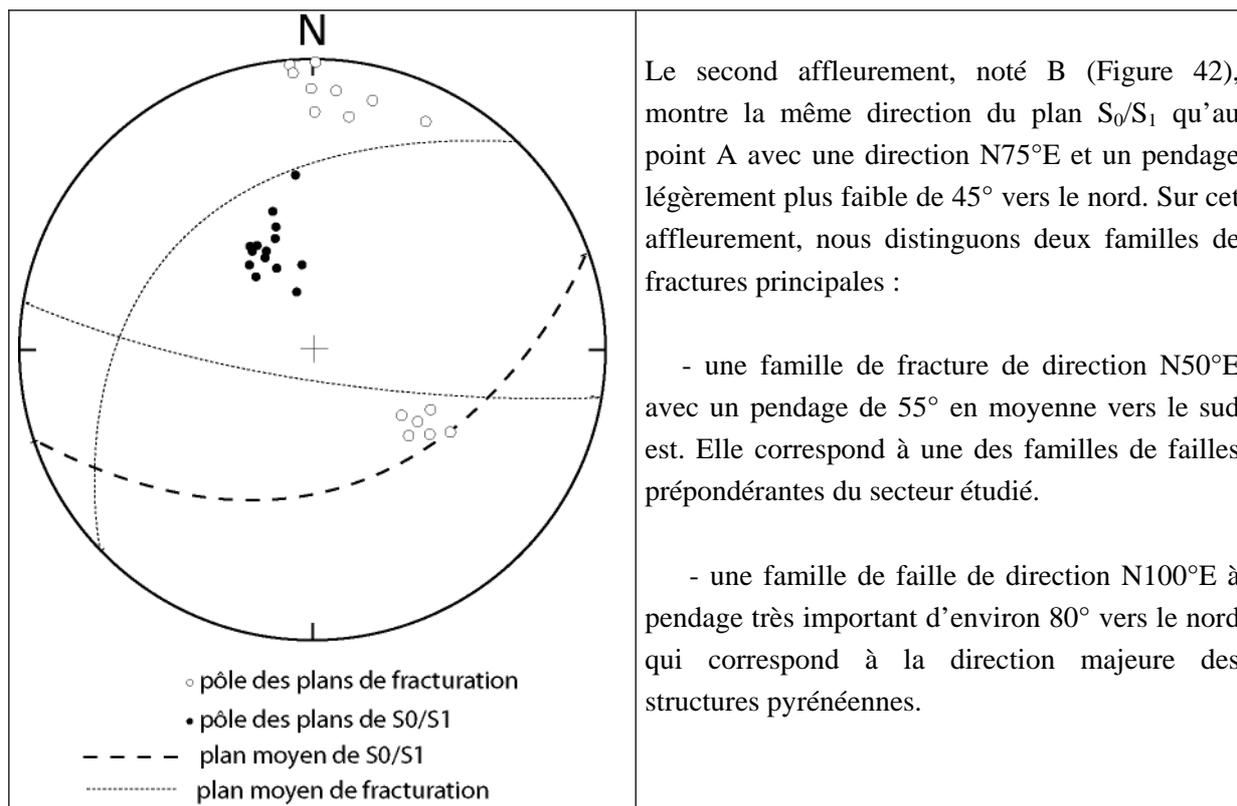


Figure 44 : Canevas de Wülf représentant la direction So/S1 du Dévonien inférieur, point B (hémisphère supérieur).

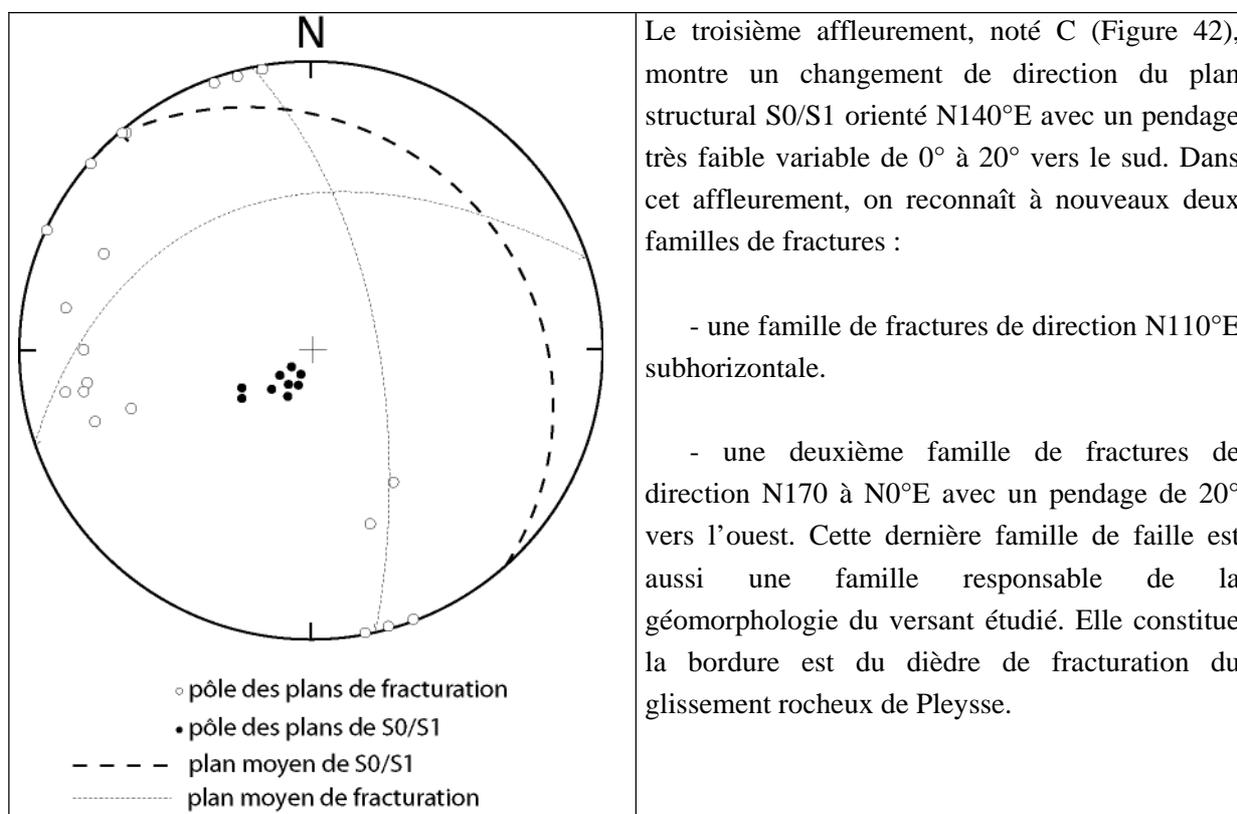


Figure 45 : Canevas de Wülf représentant la direction So/S1 du Dévonien inférieur, point C (hémisphère supérieur).

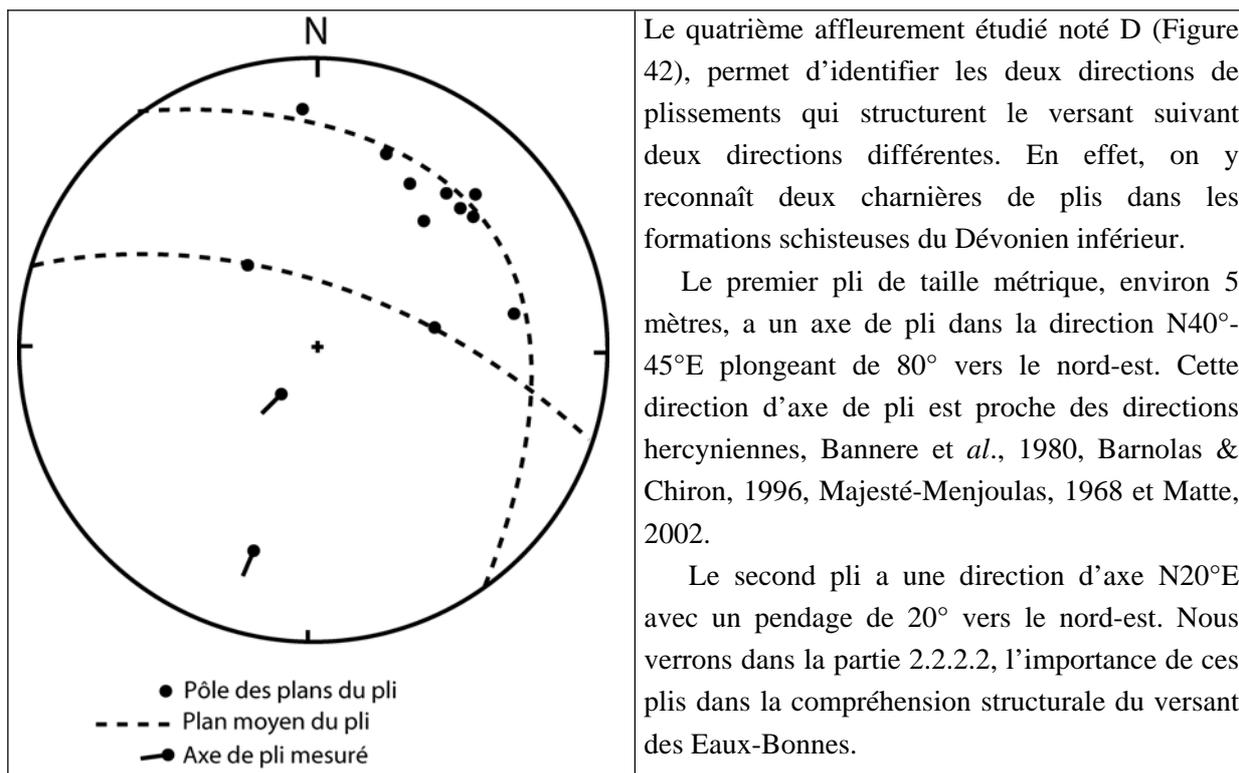


Figure 46 : Canevas de Wülf des mesures structurales dans les schistes du Dévonien inférieur , point D (hémisphère supérieur).

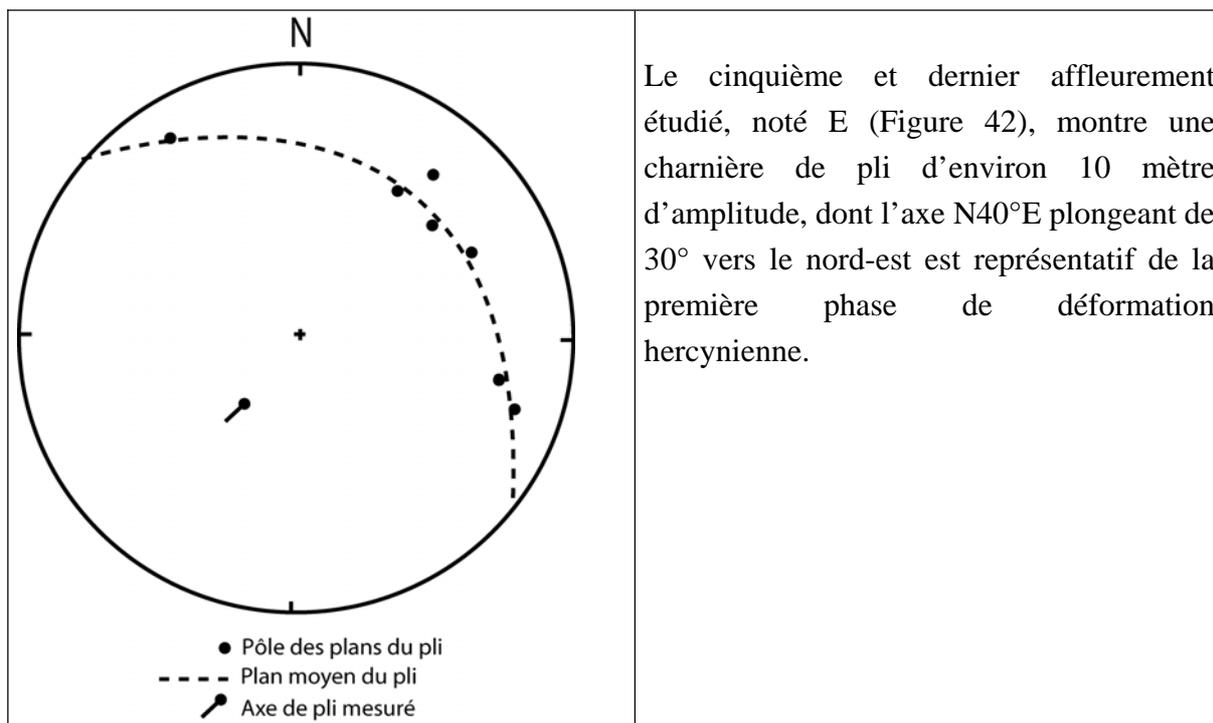


Figure 47 : Canevas de Wülf représentant un pli dans les schistes du Dévonien inférieur, point E (hémisphère supérieur).

Le glissement de terrain de Pleyssse ayant mis à jour un affleurement de taille assez conséquente dans les formations du Dévonien inférieur, nous pouvons y voir la structure

complexe plissée des schistes dévoniens suivant une coupe NW-SE (Figure 48). En effet, dans la partie haute de l’affleurement, les plis observés ont une amplitude d’une dizaine de mètres et sont très peu faillés. En revanche, plus nous descendons dans le versant, en s’approchant du plan de chevauchement N110°E, plus les plis ont une amplitude faible et deviennent cisailés le long des plans secondaires N110°E parallèles au plan majeur de chevauchement de la phase pyrénéenne. Ils deviennent même isoclinaux et fortement aplatis au contact du chevauchement. Toutefois, dans le détail, nous observons une dysharmonie des plis à mettre en relation avec la tectonique polyphasée du secteur.

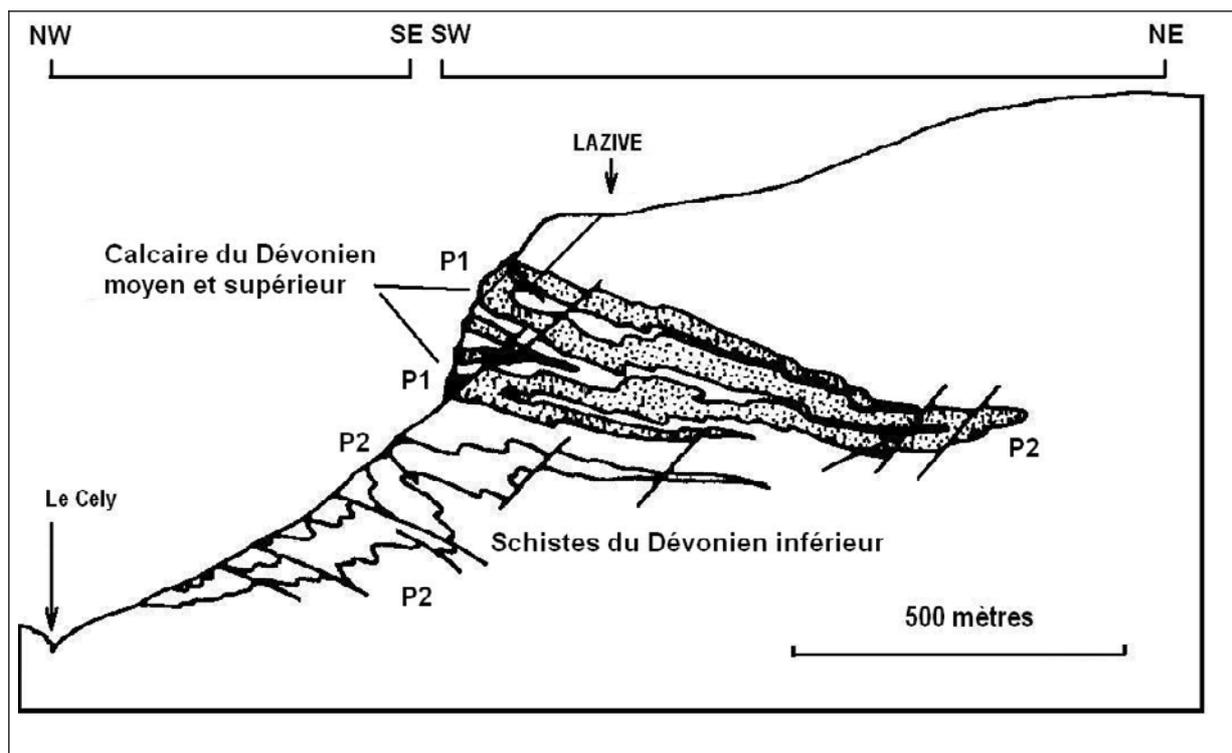


Figure 48 : Modèle de la tectonique polyphasée observée dans le versant de Pleyssse suivant deux orientations : celle de l’escarpement principal du glissement (NW-SE) et celle de la partie est de l’escarpement calcaire de Lazive (SW-NE).

Dans le secteur d’étude, nous avons observé trois autres charnières de plis hectométriques à kilométriques, mais qui malheureusement ne sont pas directement accessibles car situées à flanc d’escarpement dans les calcaires du Dévonien moyen et supérieur. La première charnière de pli est située dans la partie supérieure de l’escarpement calcaire, et notée A, avec une amplitude d’une cinquantaine de mètres environ (Figure 49). Son axe de pli, estimé à partir des différentes observations de terrain, ainsi que les différentes photographies indique une direction N40°E comme pour les affleurements notés D et E (Figure 46, Figure 47).

La deuxième charnière décamétrique, notée B (Figure 49), est également située dans les calcaires du Dévonien moyen et inférieur. De la même façon que précédemment, nous

avons estimé la direction de l'axe du pli à N20°E, direction aussi mesurée dans l'affleurement noté D (Figure 46).

La troisième charnière de pli, observée depuis la station de Gourette située à quelques kilomètres, à l'ouest et plus en amont, est représentée sur la Figure 52. Elle montre que l'intégralité de l'escarpement principal calcaire du Dévonien moyen et supérieur du secteur est, en fait, plissé suivant un synclinal couché de direction axiale N110°E subhorizontale.

L'analyse structurale du dispositif géométrique des couches géologiques du versant nord des Eaux-Bonnes montre que les formations dévoniennes ont subi deux phases de plissements reconnaissables aussi bien à l'échelle centimétrique, métrique et kilométrique. Ces deux directions de plissements orthogonales ont induit un redoublement des couches plissées une première fois suivant des axes de direction N20°E, pli P1, (phase hercynienne), puis suivant des axes de plis P2 de direction N110°E (phase alpine) (Figure 53).

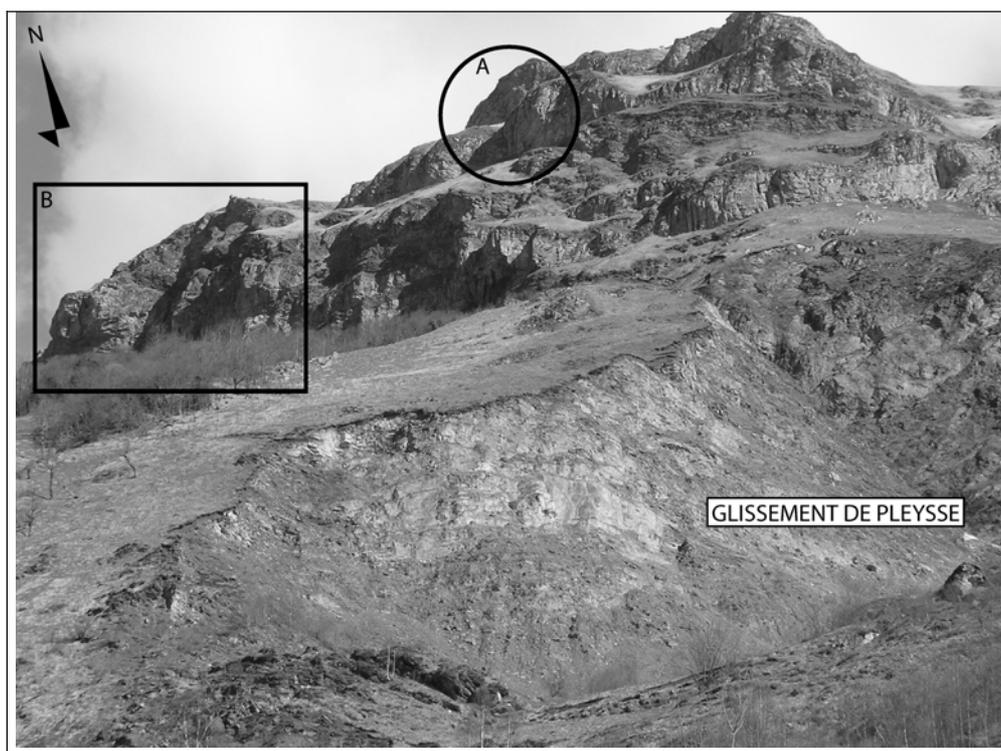


Figure 49 : Photographie de l'escarpement calcaire du Dévonien moyen et supérieur avec le positionnement des charnières de plis.



Figure 50 : Photographie de la charnière du pli isoclinal observé dans les formations calcaires du Dévonien moyen et inférieur (point B sur photographie Figure 50).

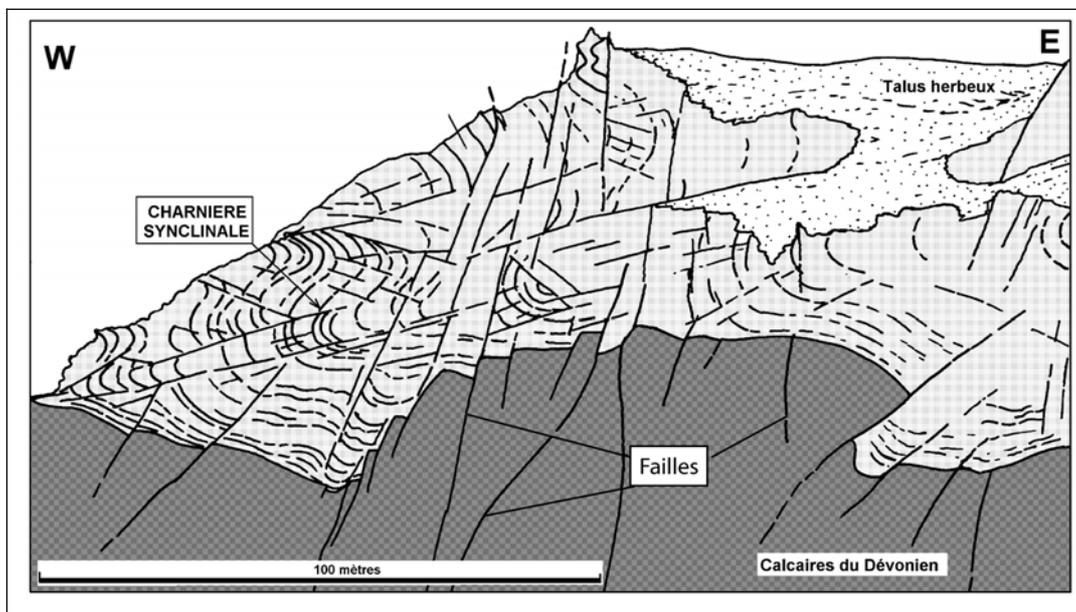


Figure 51 : Dessin de la charnière, à partir de la Figure 50, montrant le pli isoclinal N20°E dans les calcaires du Dévonien moyen et supérieur. On remarque le caractère cassant et faillé des calcaires massifs qui s'oppose au caractère compétent et plissé des schistes intercalés dans les bancs calcaires. On note aussi le rejeu tardif des failles qui disloquent l'ensemble du dispositif.

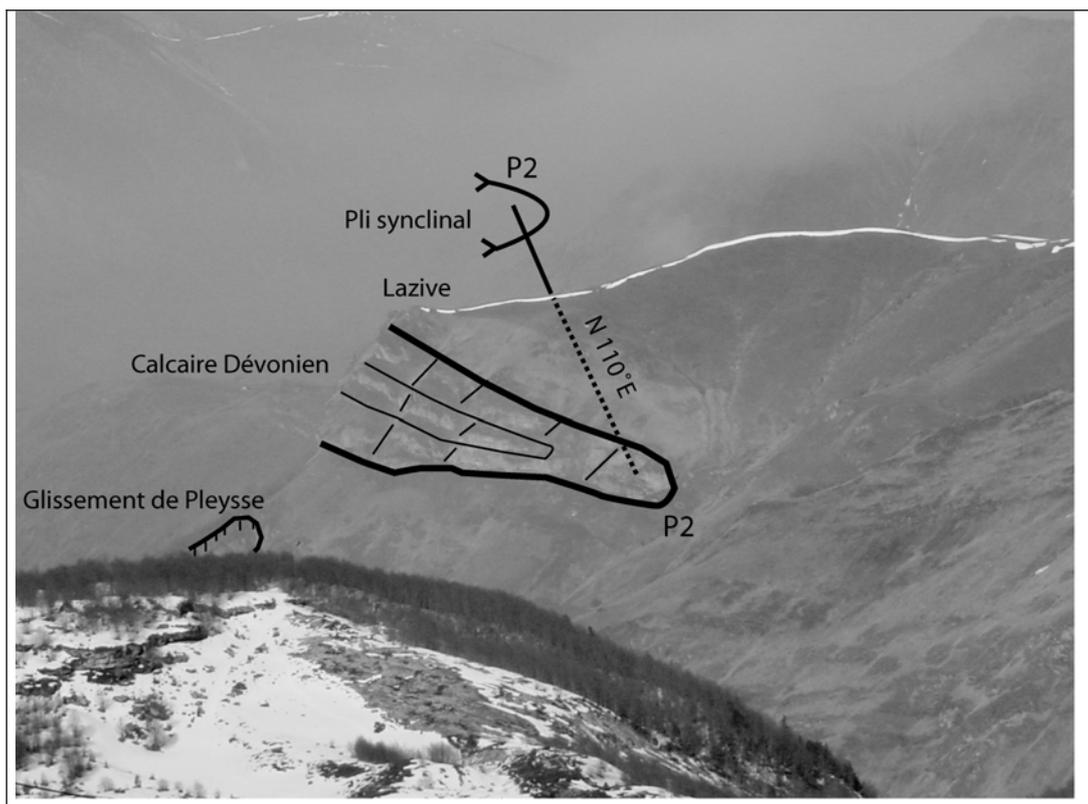


Figure 52 : Photographie du synclinal calcaire du Dévonien moyen et supérieur.

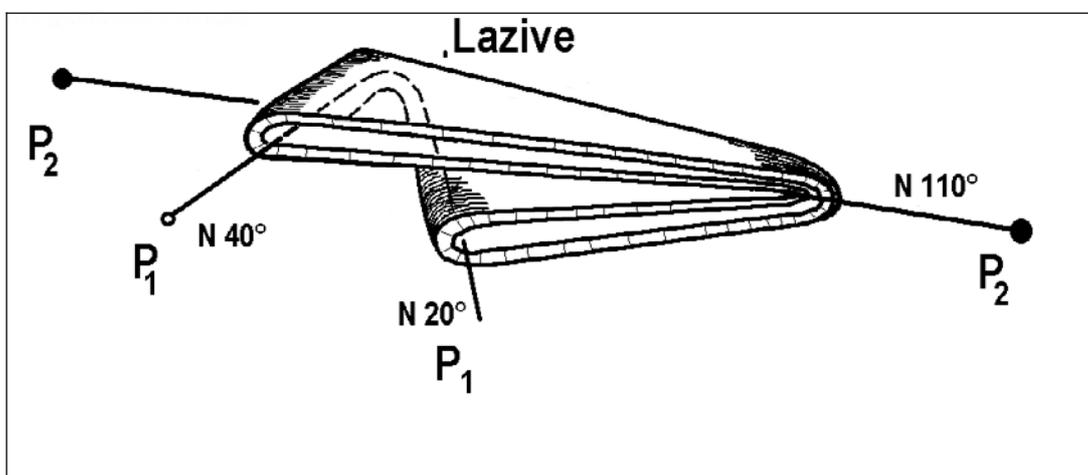


Figure 53 : Schéma structural montrant le dispositif géométrique des calcaires du Dévonien moyen et supérieur plissés suivant deux phases de déformations, P1 : phase hercynienne et P2 : phase alpine.

L'ensemble des plis, des failles majeures et mineures et des mesures structurales ont permis d'établir plusieurs coupes géologiques du secteur d'étude (Figure 54). A ce dispositif de plissement complexe se superpose une importante fracturation qui disloque l'ensemble du versant. Les principales directions de ce réseau de fractures sont : N060°E à N070°E, N130°E à N140°E et N170°E à N020°E (Figure 42). Elles découpent toutes le versant avec un pendage généralement subvertical, mais pouvant être parfois à plus faible pendage.

Les trois failles majeures sont détaillées ci-dessous :

- La première correspond au chevauchement des formations dévoniennes sur les formations du Crétacé supérieur. Il se localise dans la partie sud du secteur d'étude et est orienté N100°E (direction moyenne des failles nord Pyrénéennes, FNP), avec un pendage variant de 15° à 40° vers le nord nord-est (coupe A-A' et B-B', Figure 54).

- La deuxième est une faille de direction N130°E-N140°E avec un pendage variant de 50° à 80° vers le Sud-Ouest. Elle coupe l'ensemble du versant en deux blocs structuraux majeurs et induit un décalage décimétrique à hectométrique non négligeable des couches géologiques. Le rejet est estimé à environ 100 mètres d'après les décalages géomorphologiques observés sur le terrain. On différencie surtout ces deux blocs par le changement de direction du plan moyen de la S₀/S₁ qui passe de la direction N100°E sur le bloc I à une direction N140°E sur le bloc II (Figure 54). Cette faille montre à la fois une descente du bloc II par rapport au bloc I, mais aussi une rotation dextre du bloc II d'environ 30°. Cette dernière est en partie responsable du glissement de Pleyssse qui représente le coin glissé du bloc structural II.

- La troisième est une faille de direction N60°E-N70°E avec un pendage de 70° vers le sud, dite « faille du Cély » (coupe C-C' Figure 54, Figure 57). Cette faille engendre une descente des calcaires du Dévonien moyen et supérieur, avec un rejet de l'ordre de 200 mètres. Quant à la faille du Cély, elle conditionne aussi le polyèdre de fracturation responsable du glissement rocheux de Pleyssse.

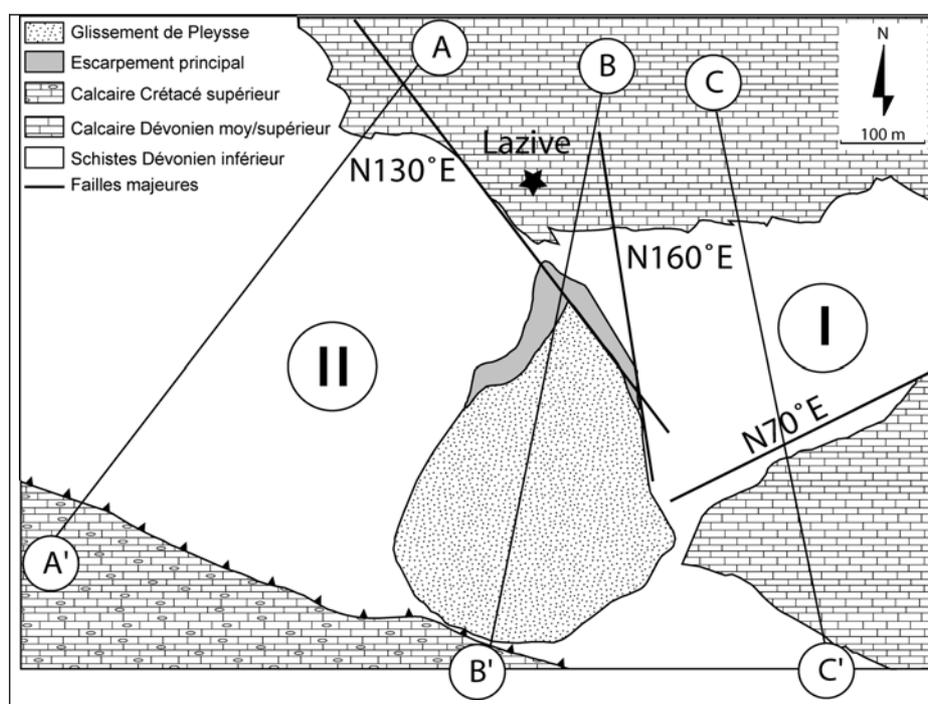


Figure 54 : Carte structurale du secteur des Eaux-Bonnes avec le positionnement des coupes AA' – BB' – CC'.

Les trois coupes géologiques réalisées dans le secteur permettent de comprendre la relation entre le dispositif géométrique des plis et des failles et les mouvements de terrain. Sur la première coupe, noté A-A', (Figure 55), nous n'observons aucun pli majeur car elle est parallèle à l'axe de pli N40°E que l'on retrouve dans les calcaires du Dévonien moyen et supérieur. Cette coupe permet de distinguer le chevauchement du Crétacé par les formations dévoniennes et les plis de directions N110°E ou plis P2. On y reconnaît aussi le découpage des calcaires du Dévonien par la famille de failles N130°E sur toute la bordure du plateau calcaire et provoque la formation de pans rocheux calcaires instables. Entre 1953 et 1977, il s'est produit deux écroulements importants à cet endroit. Mais ces failles induisent aussi un affaissement de l'escarpement calcaire qui écrase les formations schisteuses du Dévonien inférieur sous-jacentes.

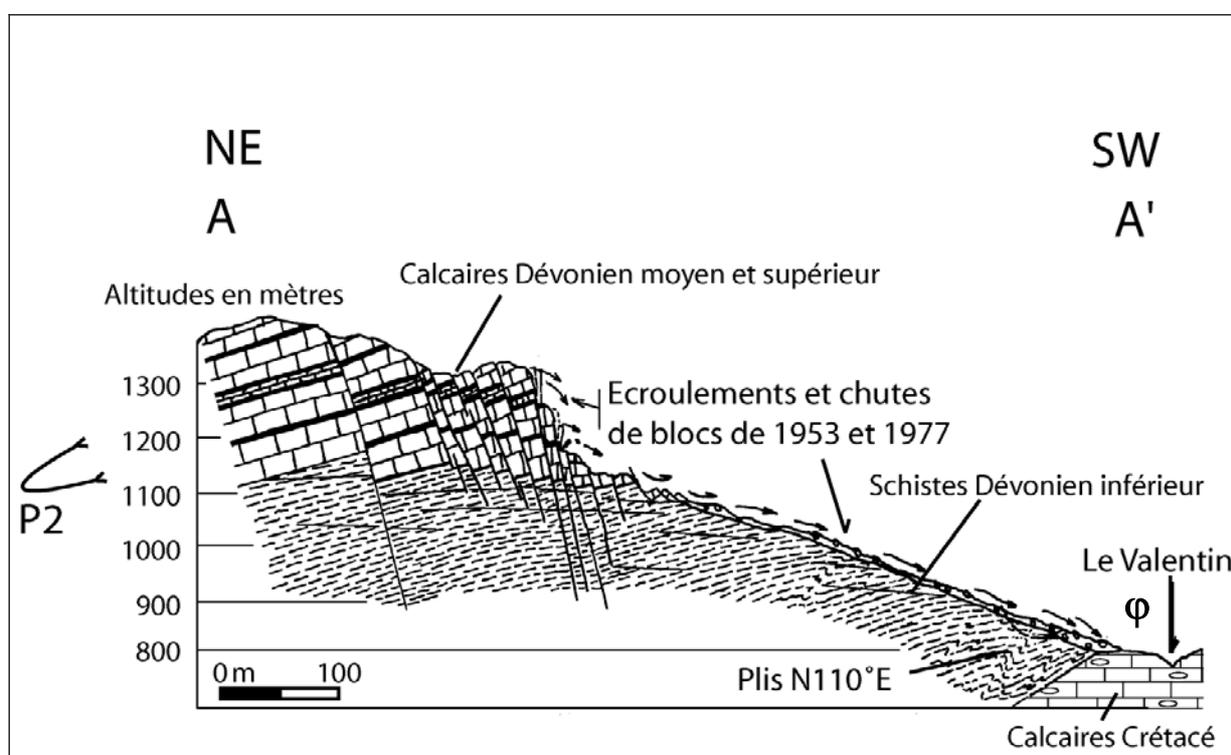


Figure 55 : Coupe géologique AA' du secteur des Eaux-Bonnes montrant la dislocation et les écroulements historiques liés au réseau de fractures N130°E. Le style monoclinale cache un redoublement de la barre calcaire du Dévonien moyen et supérieur

La coupe géologique notée B-B' (Figure 56), montre le dispositif structural précédemment décrit et visible au niveau de l'escarpement principal du glissement de terrain de Pleyssse. Sur cette coupe sont positionnées les trois principales charnières des plis P1 et P2 associées aux deux phases de plissement, et visibles dans les calcaires du Dévonien moyen et supérieur (Figure 53). Si dans la partie haute de la coupe, les plis P1 et P2 sont bien différenciés, dans la partie médiane ils deviennent plus complexes à identifier dans les schistes du Dévonien inférieur. Ils sont conformes à une tectonique polyphasée suivant des plis isoclinaux d'axe suborthogonaux (N20°E et N110°E) (Figure 48). Dans la partie basse du

versant, les plis associés à la deuxième phase de plissement N110°E – N120°E sont les moins visibles car ils sont déformés par le système de faille dû au chevauchement.

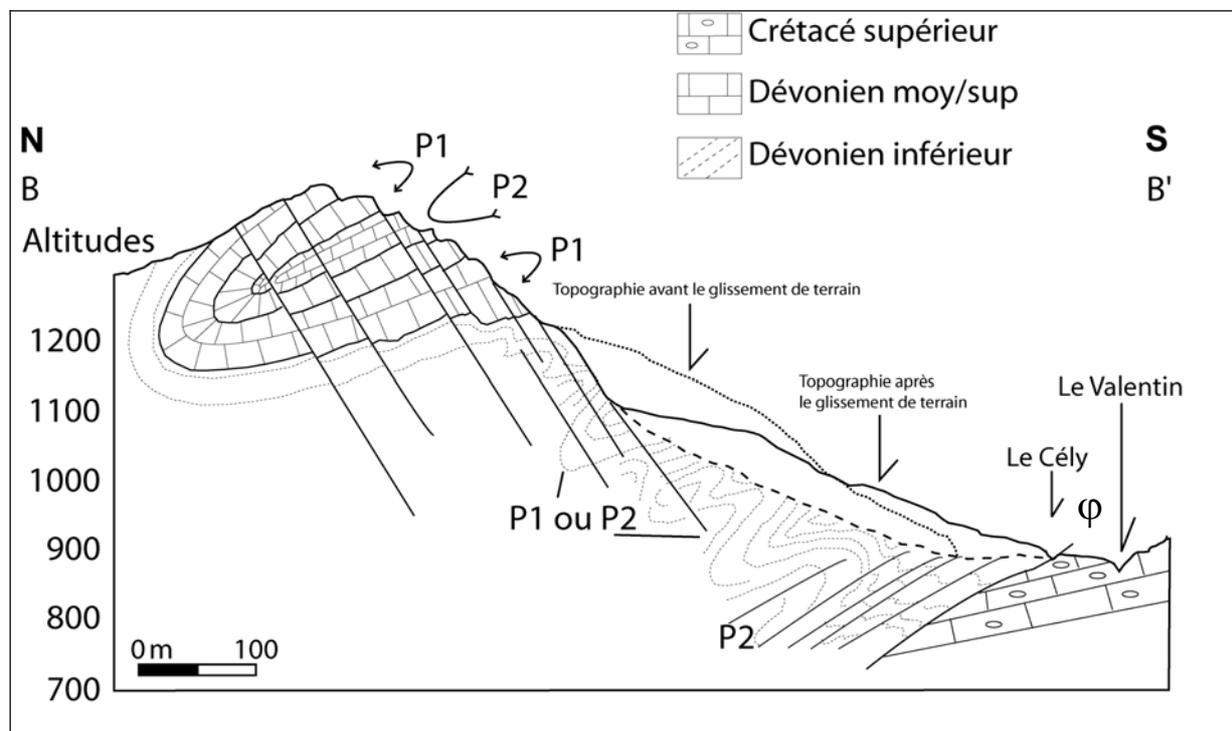


Figure 56 : Coupe géologique BB' du secteur des Eaux-Bonnes avec le positionnement de la surface topographique du versant avant et après le glissement de terrain. Sur la coupe, l'ensemble du dispositif géométrique des plis P1 et P2 y sont représentés.

La coupe notée C-C'(Figure 57) donne les mêmes informations que les coupes précédentes A-A' et B-B', avec les deux phases de plis P1 et P2. Cette coupe permet surtout de distinguer le rôle joué par la faille du Cély de direction N70°E, qui provoque une descente d'une partie des calcaires du Dévonien moyen et supérieur engendre environ 200 mètres de rejet. Ce jeu de blocs structuraux met en discontinuité les plis qui s'opposent parfois, en bas de coupe, de part et d'autre de la faille du Cély (Figure 57). Sur cette coupe a aussi été représentée une charnière anticlinale isoclinale dans les schistes, et visible dans le glissement de terrain de Pleyssse. Le plan axial de cette charnière est subhorizontal.

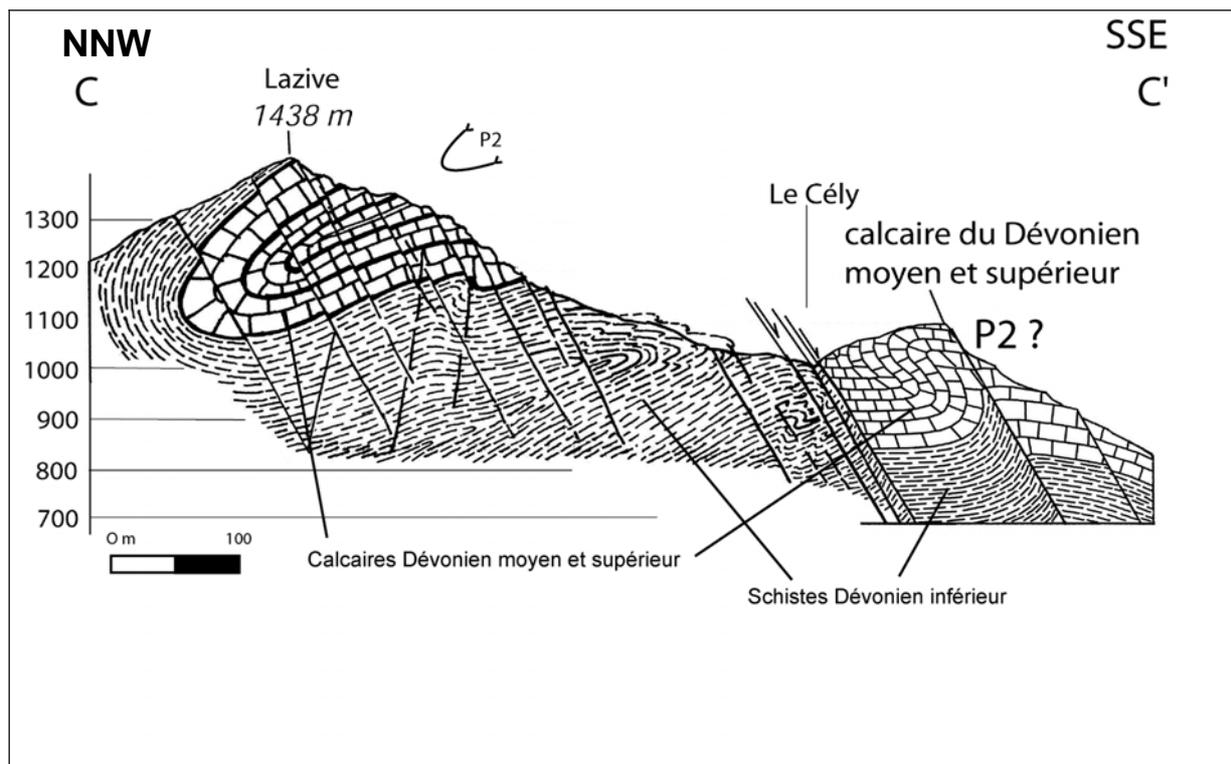


Figure 57 : Coupe géologique CC' du secteur des Eaux-Bonnes.

2.2.2.2. EVOLUTION STRUCTURALE DU SECTEUR DES EAUX-BONNES

Comme nous venons de le voir, le secteur des Eaux-Bonnes est structuralement marqué par la présence de plis isoclinaux métriques à hectométriques associés à deux phases de plissement, postérieurement repris par des failles majeures.

Grâce à l'ensemble des données structurales nouvellement décrites, nous pouvons dire que la structuration du secteur des Eaux-Bonnes suit trois étapes :

- après le dépôt des formations du Dévonien, l'orogénèse hercynienne a entièrement plissé les formations paléozoïques suivant une direction d'axe de pli de N20°E, pour ce secteur,

- l'orogénèse alpine a ensuite complètement repris les formations dévoniennes pour les replisser une deuxième fois suivant une direction d'axe de pli N110°E qui est la direction générale des plis lors de l'orogénèse alpine (Figure 53). Elle a aussi provoqué le chevauchement des formations du Paléozoïque sur le Crétacé supérieur.

- enfin, suite aux fortes compressions dues à l'orogénèse alpine une phase de relaxation des contraintes a permis le jeu des failles majeures. Sur notre secteur, deux failles majeures ont subi un mouvement, la première faille de Lazive a induit un rejet du bloc II d'environ 100 mètres par rapport au bloc I, et une rotation dextre du bloc II d'environ 30°

(Figure 58). La seconde faille, dite du Cély, est une faille normale qui a permis la descente des formations calcaires du Dévonien moyen et supérieur avec un rejet d'environ 200 mètres (Figure 58).

Ce dispositif structural conditionne un point triple à l'extrémité sud du bloc II en induisant un polyèdre de fracturation, Martins-Campina, 2005 et une instabilité potentielle du fait de la forte pente du versant de 38° en moyenne avant le glissement.

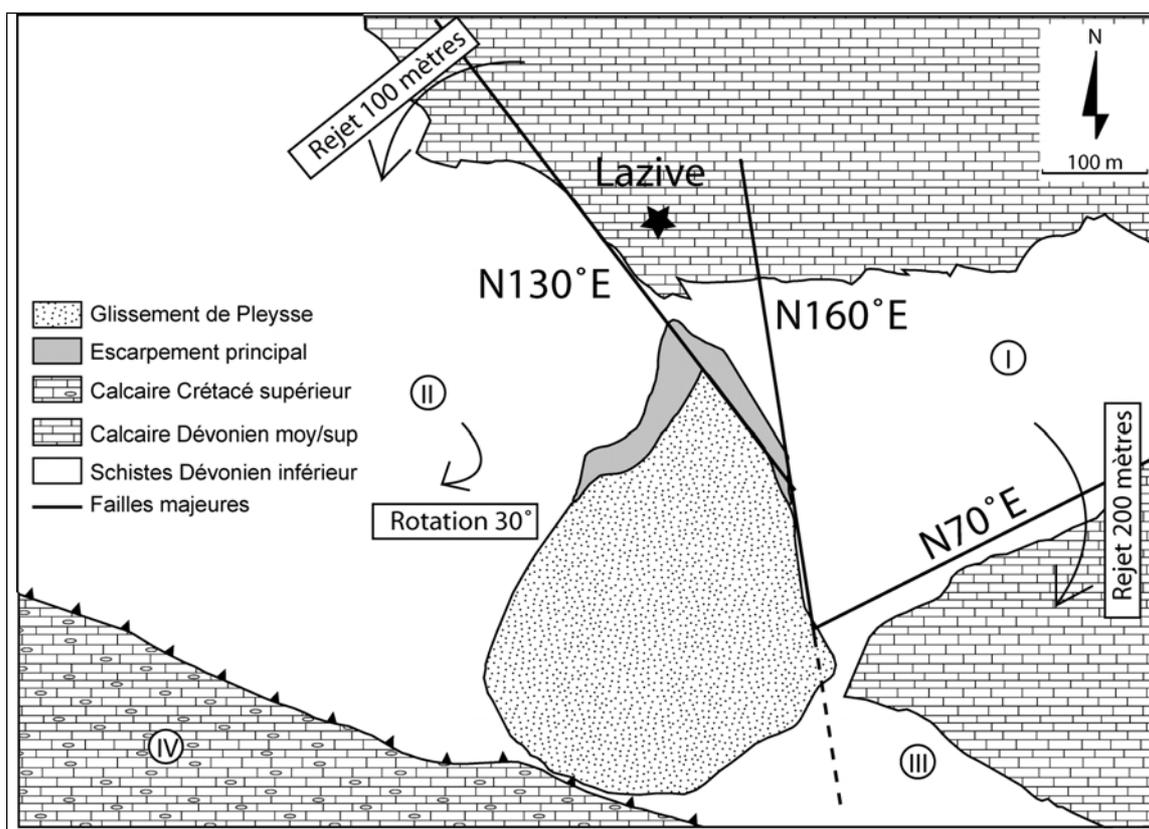


Figure 58 : Carte des mouvements relatifs entre blocs du secteur des Eaux-Bonnes.

Le secteur des Eaux-Bonnes se caractérise pour un glissement rocheux de grande ampleur (glissement de Pleyssse) qui s'est produit au mois d'août 1982. Ce dernier est le plus important de par son volume et les dégâts qu'il a occasionnés. Son activation ne fût pas en elle-même une surprise car depuis le début du siècle les habitants des Eaux-Bonnes avaient déjà eu plusieurs granges détruites par des chutes de blocs. En revanche, son importance a été surprenante. En effet, personne n'avait prévu un glissement d'une telle ampleur à cet endroit. Le glissement rocheux de Pleyssse est un bon exemple d'instabilité caractérisée par des prémices observables par photographies aériennes.

Dans un premier temps, nous présenterons les différents types de mouvements de terrain cartographiés dans le secteur des Eaux-Bonnes. Puis dans un deuxième temps, nous analyserons les mécanismes qui ont généré le déplacement d'une telle masse de roches en

Août 1982. Ce travail permettra de comprendre l'évolution au cours du temps du versant nord du secteur des Eaux-Bonnes.

2.2.3. DESCRIPTION GEOMORPHOLOGIQUE DU SECTEUR DES EAUX-BONNES.

L'étude géomorphologique a été réalisée à partir des observations de terrain ainsi que par l'analyse de photographies aériennes à différentes dates. Ces deux analyses sont complémentaires et permettent d'établir la carte géomorphologique du secteur d'étude. Les photographies aériennes sont issues des missions IGN des années 1968, 1978 et 1998.

L'étude géomorphologique suivante a pour but de décrire la géomorphologie générale du versant et en aucun cas de faire la description fine et précise de tous les mouvements de terrain du secteur d'étude. Suivant les observation de Largillier (1985), le secteur d'étude est découpé en cinq zones (Figure 59). Précisons que sur la carte géomorphologique finale (Figure 60), seules les zones 2 à 5 sont représentées :

2.2.3.1. ZONE 1 (ZONE DES EAUX-BONNES).

Le versant y est assez régulier et marqué par une rupture de pente très nette au tiers supérieur, vers 900 mètres d'altitude. La partie supérieure a une pente assez forte d'environ 38° dans laquelle se trouve de nombreux bancs calcaires intercalés dans les schistes du Dévonien inférieur. La partie inférieure du versant montre une pente plus faible de l'ordre de 22°. Elle est recouverte par une couche importante de moraines sablo-graveleuses déposées au cours du dernier événement glaciaire du Würm (80000 à 10000 ans BP). Cette rupture de pente est due à un brusque changement de la lithologie à l'intérieur des schistes du Dévonien inférieur. En effet, la partie basse du versant se caractérise par des schistes contenant très peu d'intercalations calcaires contrairement à la partie haute. Dans cette zone, de nombreux glissements de terrain anciens et superficiels bouleversent la partie basse du versant. On y retrouve aussi la trace d'un ancien glissement de terrain semblable en volume à celui de Pleyssse. D'énormes blocs de calcaires contemporains de cet événement se retrouvent dans le lit encaissé du Valentin.

2.2.3.2. ZONE 2 (ESCARPEMENT DE LAZIVE).

Cette zone, à l'Est de la précédente, se situe sous l'escarpement calcaire de Lazive, orientée NW-SE. La pente y est assez régulière avec une valeur moyenne de 22°, mais sa morphologie est très bouleversée car elle a subi de nombreux remaniements par différents mouvements de terrain, principalement des glissements de terrain. C'est vraisemblablement une zone d'anciens glissements de terrain qui ont affecté tout le versant. Ce sont des

mouvements peu profonds affectant seulement la couche superficielle de schistes du Dévonien inférieur, très altérés, dans certains secteurs. Ces glissements de terrains superficiels sont dus au glissement de la couche superficielle des schistes altérés sur les schistes sains situés plus en profondeur. A ces phénomènes, il s'est superposé un énorme éboulement rocheux en provenance de l'escarpement calcaire de Lazive. Cet éboulement a été évalué à 1 million de m³. La stabilité de la zone est assez précaire car de nombreux éboulements et glissements de terrain s'y sont produits régulièrement. Certains remontent à plus d'un siècle (1856), mais d'autres sont beaucoup plus récents (1972 et 1975), (Largillier, 1983 et 1985).

2.2.3.3. ZONE 3 (BARRAGE DU VALENTIN).

Située à l'est de la zone précédente, elle ne présente pas d'instabilités aussi importantes que la précédente. La pente moyenne est de 22° dans la partie supérieure, au pied de l'escarpement calcaire du Dévonien moyen et supérieur. Elle présente une pente de 38° en moyenne dans la moitié inférieure. Dans cette zone, de nombreux affleurements de schistes y sont visibles et se remarquent par des surplombs rocheux. Le bas du versant a une pente beaucoup plus douce, car recouverte par la moraine sablo-graveleuse de la dernière glaciation du Würm. On y distingue un ancien glissement de terrain qui aurait détruit une grange au siècle dernier (Largillier, 1983 et 1985). La partie inférieure du versant ne présente actuellement aucun signe d'instabilité. Par contre, la partie supérieure qui domine directement l'escarpement principal du glissement de Pleyssse (zone 4) partie présente des signes de mouvements actuels avec des crevasses de 30 à 40 cm de large sur plusieurs mètres de long parallèlement à l'escarpement principal. Une masse rocheuse, d'au moins un million de mètres cubes, risque à long terme de descendre, de venir surcharger la bordure ouest du glissement de terrain de Pleyssse et de le remettre en mouvement. Cependant, la surveillance de cette zone, avec l'aide d'extensomètres entre 1983 et 1987, n'a montré aucun mouvement particulier.

2.2.3.4. ZONE 4 (GLISSEMENT DE PLEYSSE).

C'est la zone proprement dite du glissement de terrain de Pleyssse qui s'est déclenché au mois d'Août 1982. La pente moyenne de cette zone avant le glissement de terrain était de 38° et elle n'est plus aujourd'hui que de 22° après stabilisation de la masse glissée. La profondeur de la surface de rupture n'a pu être estimée, car non visible. L'escarpement principal du glissement de terrain est de 120 mètres de haut et la partie basse du versant a avancé d'environ 130 mètres en recouvrant l'ancien lit du Cély. Cette zone montre actuellement quelques signes d'instabilité en pied de versant. De même, dans la partie supérieure, du glissement de terrain, on retrouve un autre glissement récent qui résulte de la diminution de butée érodée par le glissement de Pleyssse. D'autres mouvements de terrain mineurs sont observés le long de l'escarpement principal du glissement de terrain qui s'élargit au cours du temps.

2.2.3.5. ZONE 5 (CASCADE DU SERPENT).

Elle présente une rupture de pente très nette au niveau du Cély. La pente moyenne est de 47° mais de nombreux bancs calcaires intercalés dans les schistes expliqueraient la stabilité relative de ce versant malgré une pente très forte. Dans cette zone, on observe plusieurs petits glissements de terrain anciens. Ils sont peu profonds et n'affectent que la couche de moraine présente dans cette zone. Ces glissements sont clairement dus à l'eau car on y retrouve des sources intermittentes. La partie basse de cette zone, caractérisée par une pente douce de 20° en moyenne, ne montre aucune trace de glissement de terrain.

L'étude géomorphologique du secteur d'étude montre que tout le versant au nord du Valentin est affecté et modelé par de nombreux mouvements de terrain dont le principal est le glissement rocheux de Pleyssse (Figure 60).

Nous constatons que le secteur est entièrement recouvert de formations superficielles de différents types. La partie basse du versant est recouverte par une formation fluvio-glaciaire déposée par les ruisseaux du Valentin et du Cély. Plus en altitude, ce sont des formations morainiques déposées lors du dernier événement glaciaire (Würm), qui tapissent le versant. Dans les moraines, nous avons délimité de nombreux petits glissements superficiels. Le plus important d'entre eux se situe dans la partie ouest du secteur, juste à l'est de l'écroulement rocheux. Il mesure cent mètres de long pour environ cinquante mètres de large (Figure 60). Ces glissements, comme ceux observés de l'autre côté du glissement de Pleyssse, ont probablement tous l'eau comme facteur déclenchant. En effet, dans chacun de ces glissements de terrain nous observons une source à débit plus ou moins régulier en fonction des saisons, avec des débits de l'ordre du litre par seconde au printemps, lors de la fonte des neiges, et souvent tarées en été. A la sortie de l'hiver, lors de la fonte des neiges, les moraines sont complètement imbibées d'eau et il se produit régulièrement de petites coulées non cartographiées sur la carte géomorphologique (Figure 60) .

Plus en altitude, nous observons des colluvions de pente formées en majorité par les chutes de blocs calcaires provenant de l'escarpement de Lazive. Cette formation se retrouve majoritairement dans la partie haute du versant, mais recouvre, à certains endroits, les moraines. Dans ces colluvions, nous n'avons pas observé de mouvements de terrain malgré la pente importante (moyenne du versant 38°).

Un dernier mouvement de terrain, visible dans la partie Est correspond à un paquet tassé (Gidon, 1987). Il affecte uniquement la formation schisteuse du Dévonien inférieur et provoque le détournement d'un affluent du ruisseau Le Cély.

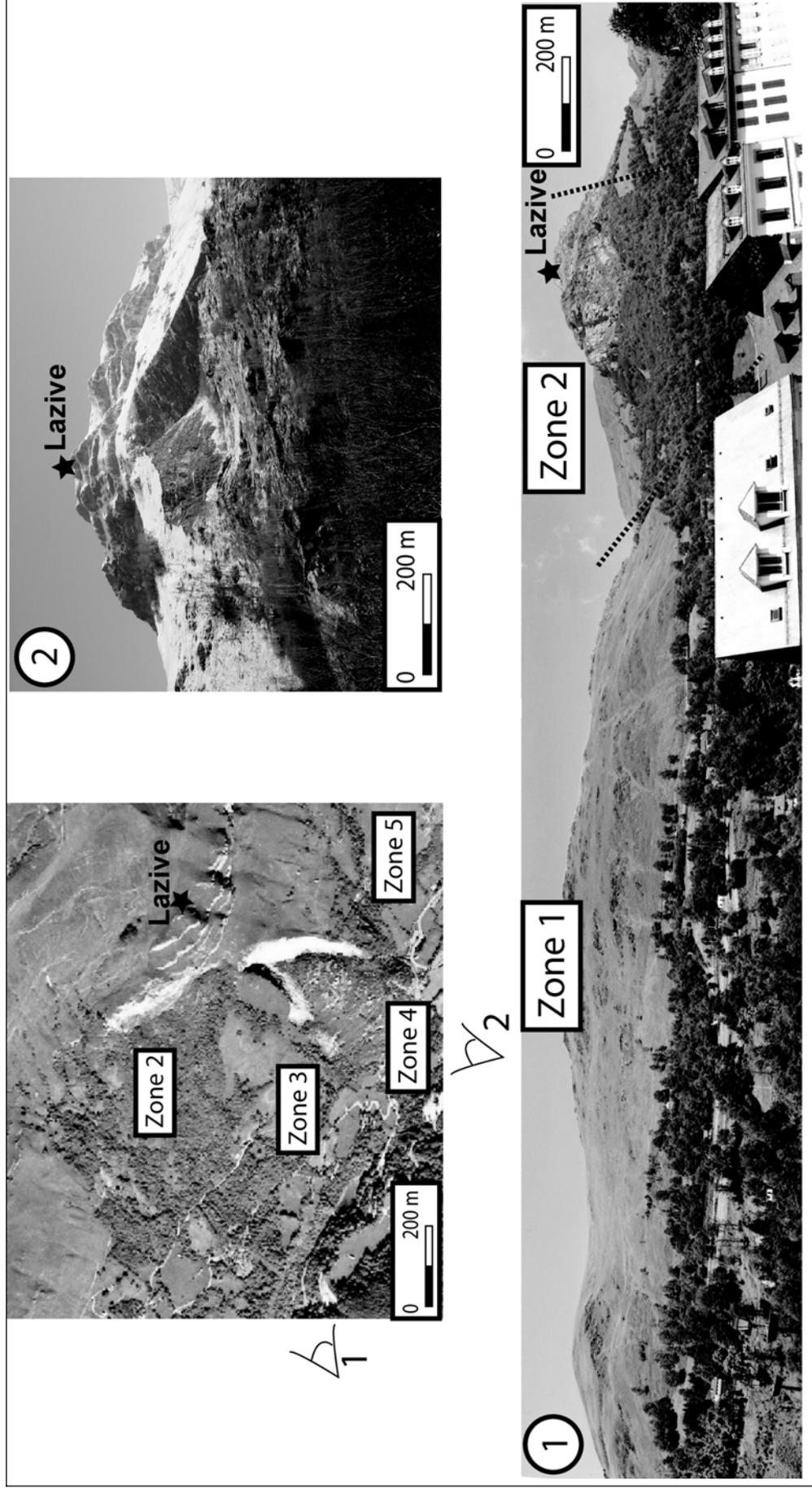


Figure 59 : Photographie aérienne et panorama de la rive gauche de la ville des Eaux-Bonnes. Les différentes zones numérotées sont décrites dans le texte.

De même, le versant d'étude est totalement découpé par un réseau de failles relativement dense à l'origine de nombreuses entailles dans le versant donnant des escarpements formés de calcaire du Dévonien moyen et supérieur et favorisant les écoulements des eaux de pluies vers la vallée du Valentin.

Quelques dolines sont aussi observées dans les calcaires du Dévonien moyen et supérieur de la partie sud est du secteur d'étude. Bien qu'elles soient assez limitées en taille, ces dolines sont d'une profondeur de 10 à 15 mètres malgré leur remplissage par des colluvions. Elles indiquent que les calcaires du Dévonien moyen et supérieur ont été et sont encore le siège d'une circulation karstique des eaux.

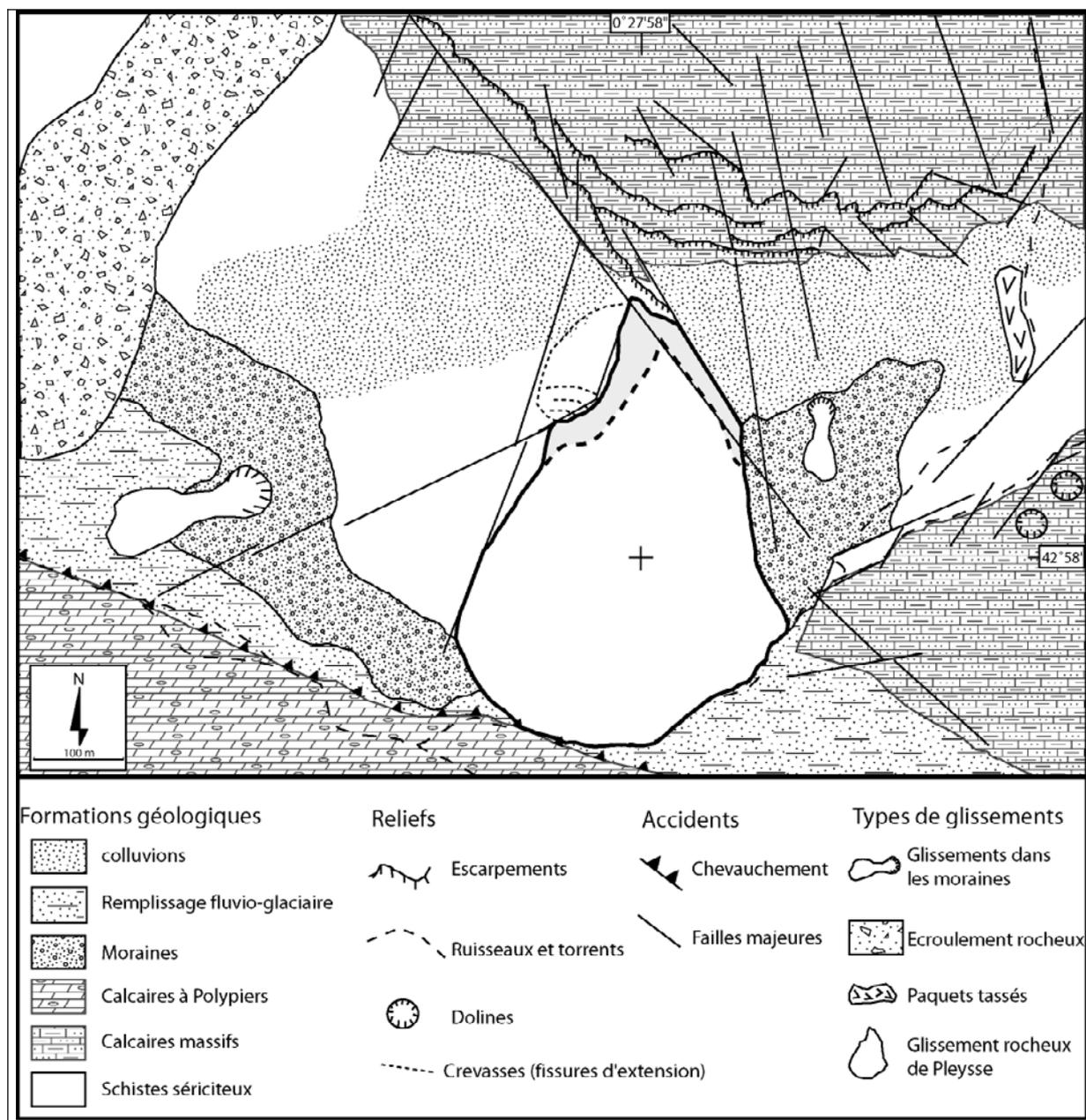


Figure 60 : Carte géomorphologique simplifiée du secteur des Eaux-Bonnes.

Connaissant les principaux facteurs défavorables à la stabilité du glissement de Pleyssse, nous allons étudier les différents facteurs qui ont pu être les éléments initiateurs du glissement de terrain, les facteurs déclenchants.

2.3. FACTEURS DECLENCHANTS

2.3.1. ROLE DE L'ACTIVITE SISMIQUE DU SECTEUR DES EAUX-BONNES SUR LE DECLENCHEMENT DU GLISSEMENT DE TERRAIN.

Le secteur des Eaux-Bonnes se situe administrativement dans le canton de Laruns qui depuis le 14 Mai 1991 est classé en zone II, d'après le décret n°91-141 (zone la plus élevée en France métropolitaine) (ANNEXE 5).

Notation	Dates des Séismes	Magnitude	Latitude	Longitude	Distance du glissement
A	7 mars 1982	3,0	42°85	0°61	22 km
B	13 Mars 1982	3,2	42°95	0°16	16 km
C	14 Mars 1982	3,5	42°93	0°15	17 km
D	21 Juillet 1982	3,1	43°00	0°39	2,5 km
E	4 Août 1982	2,1	42°70	0°98	15 km
F	2 Septembre 1982	2,5	42°97	-0°08	25 km
G	9 Septembre 1982	2,9	42°98	0°51	10 km
H	15 Novembre 1982	3,0	42°95	-0°11	30 km
I	2 Décembre 1982	2,4	42°63	0°97	70 km
J	24 Décembre 1982	2,8	42°52	0°55	50 km

Tableau 12 : Dates, magnitudes et positionnement de tous les séismes² ayant eu lieu dans un rayon de 75 km autour du glissement rocheux de Pleyssse entre le 1^{er} Janvier 1982 et Mars 1983. Ces séismes sont positionnés sur la carte de la Figure 61.

Le secteur a subi des séismes de faibles magnitudes comprises entre 2,1 et 3,5 sur l'échelle de Richter entre le début de l'année 1982 et mars 1983¹. Précisons que l'étude du rôle des séismes sur le glissement rocheux de Pleyssse reste délicate car le glissement de terrain n'a jamais eu de surveillance de ce type. Aucune mesure accélérométrique n'a été réalisée sur ce secteur et nous n'avons que des données indirectes et liées aux séismes

² <http://renass.u-strasb.fr>

répertoriés aux alentours du glissement de terrain. Il reste possible d'observer l'éventuelle corrélation entre les dates des séismes et le déclenchement du glissement rocheux. Les séismes intervenus entre 1982 et le début de l'année 1983 sont reportés dans le Tableau 12 où leur date, magnitude, latitude et longitude y sont récapitulées. Tous ces séismes ont un épïcentre se trouvant à moins de soixante quinze kilomètres du centre du glissement rocheux de Pleyssse. Sur les dix séismes recensés seuls deux sont vraiment très proches du secteur d'étude (< 10 km) : il s'agit des séismes du 21 juillet 1982 (Mg : 3,1) et du 9 septembre 1982 (Mg : 2,9). Quatre autres séismes se situent dans une zone entre vingt et cinquante kilomètres et sont tous aux alentours de la ville d'Argelès-Gazost. Les autres séismes ont eu lieu au-delà de cinquante kilomètres plus au Sud, en Espagne. Les épïcentres des séismes sont généralement situés le long de la faille nord pyrénéenne FNP que l'on retrouve sur le secteur des Eaux-Bonnes, mais elle y est très peu active par rapport à d'autres secteurs (Grandjean et *al.*, 1994, Lambert, 1997 et Vogt, 1979).

La Figure 62 représente l'avancée cumulée du glissement et les phases sismiques dont l'épïcentre se situe à moins de soixante quinze kilomètres du glissement rocheux de Pleyssse ; ceci depuis son déclenchement jusqu'à sa stabilisation. L'analyse des données de déplacements journaliers montre qu'il n'existe pas de corrélation immédiate entre les phases d'accélération et les séismes. En effet, il ne s'est produit aucun séisme vingt jours avant le début de la phase paroxysmale. Pour les phases d'accélération, nous constatons la même tendance, puisque les séismes ont toujours eu lieu après le début de l'accélération (Figure 62). Par contre, nous observons qu'au mois de mars 1982 le versant des Eaux-Bonnes a subi trois séismes de magnitude supérieure à 3. Or, les premières chutes importantes de blocs ont eu lieu au mois de mars 1982. On ne peut donc pas exclure le rôle des séismes dans la dégradation d'un massif rocheux, mais il semble qu'ils ne soient pas l'élément déclencheur du glissement de terrain de Pleyssse.



Figure 61 : Carte sismique des alentours du secteur des Eaux-Bonnes entre le 1 Janvier 1982 et le 1 Mars 1983.

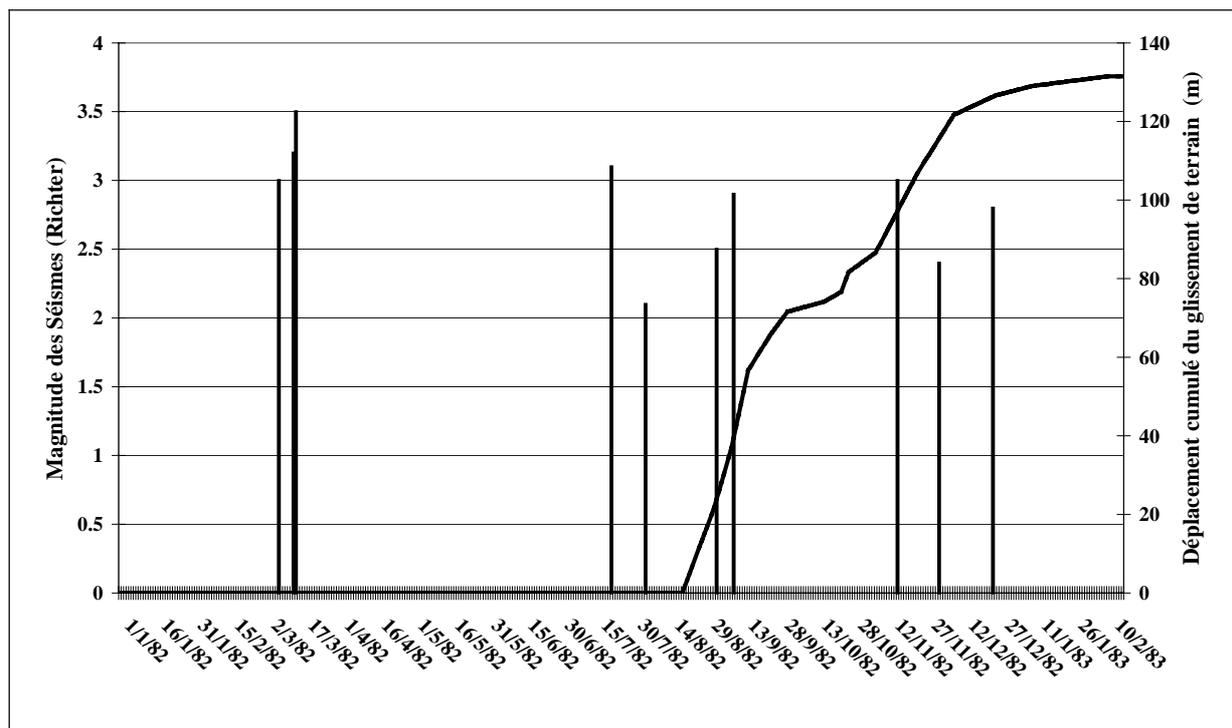


Figure 62 : Date des séismes ayant eu lieu dans un rayon de 75 kilomètres autour du glissement des Eaux-Bonnes. Les séismes sont mis en relation avec le déplacement cumulé du glissement.

2.3.2. ROLE DE LA PLUVIOMETRIE DU SECTEUR DES EAUX-BONNES SUR LE DECLENCHEMENT DU GLISSEMENT DE TERRAIN

Aux Eaux-Bonnes, la hauteur moyenne des pluies annuelles est égale à 1676 mm pour la période 1963 à 1998 ; ce qui correspond à une région très pluvieuse en France car la moyenne nationale est de 780 mm (source Météo France). Les années les plus pluvieuses ont été les années 1981 et 1982 avec une pluviométrie respective de 2428 mm et 2128 mm de hauteur d'eau. Plus précisément les années allant de 1979 à 1982 font partie d'un cycle très pluvieux dont le maximum a été atteint en 1981 (Figure 63). Si on compare ces quatre années aux quatre précédentes qui étaient plutôt sèches par rapport à la moyenne, nous obtenons un excédent de 2068 mm de pluie soit l'équivalent d'une année très pluvieuse. Nous savons aujourd'hui que le glissement de terrain a eu lieu à la fin du cycle climatique très pluvieux. On présente ci-dessous l'étude précise de la pluviométrie de l'année 1982 afin de voir si les importantes précipitations ont joué un rôle majeur dans le déclenchement du glissement de terrain de Pleyssse (Figure 64).

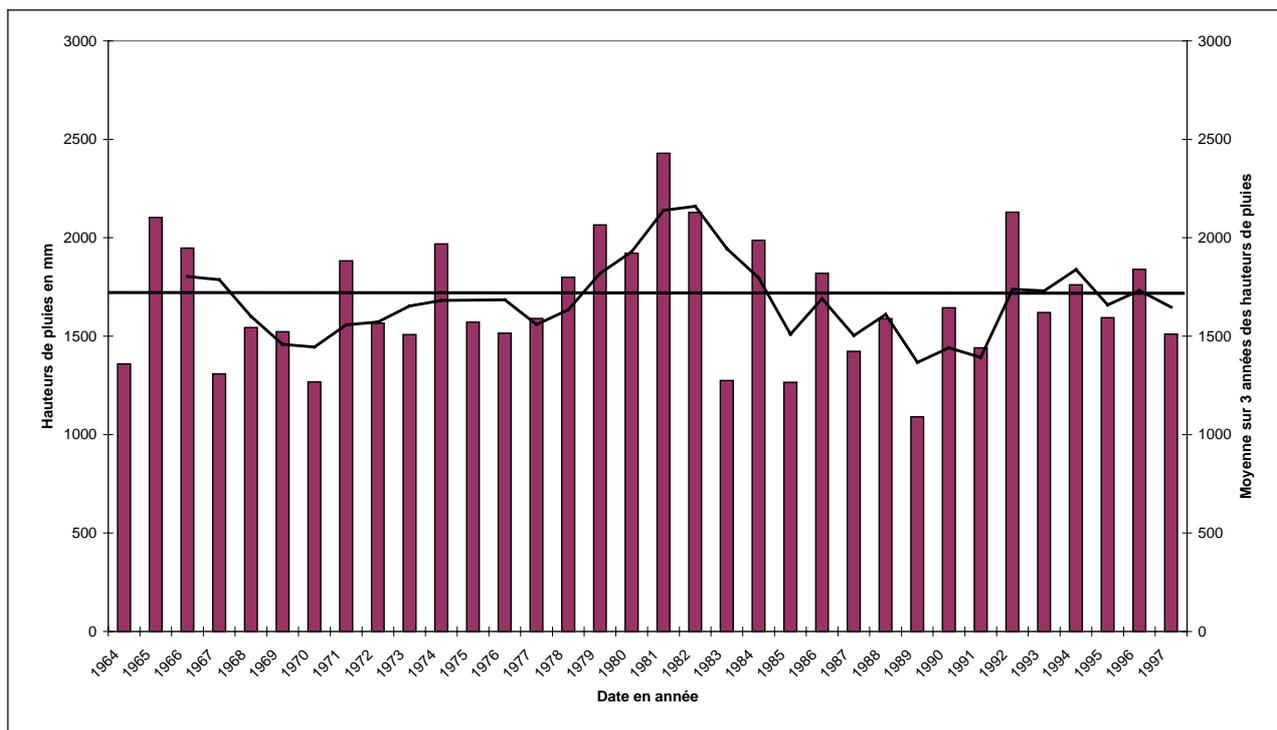


Figure 63 : Hauteur de pluies annuelles avec la moyenne mobile sur 3 années et la moyenne annuelle entre 1963 et 1998 (sources Météo France).

Les données pluviométriques de l'année 1982 (Figure 64) permettent de constater que d'importantes précipitations ont eu lieu au début de l'année. En effet, le mois de mars 1982 est caractérisé par d'importantes précipitations qui ont atteint une hauteur cumulée de 320 mm. Au mois d'octobre 1982, les hauteurs de pluies étaient encore plus importantes avec 405 mm, mais elles ont eu lieu après le déclenchement du glissement de terrain. Si nous observons les mois précédents le déclenchement du glissement de terrain, du mois d'avril au mois d'août, le secteur a reçu très peu de précipitations en comparaison des autres mois. En effet, ces quatre mois montrent une hauteur de pluie cumulée quasiment identique à celle du mois d'octobre 1982. Regardons plus précisément les hauteurs de pluies journalières et le déplacement cumulé du glissement de terrain afin de voir s'il existe une relation entre les deux phénomènes (Figure 65).

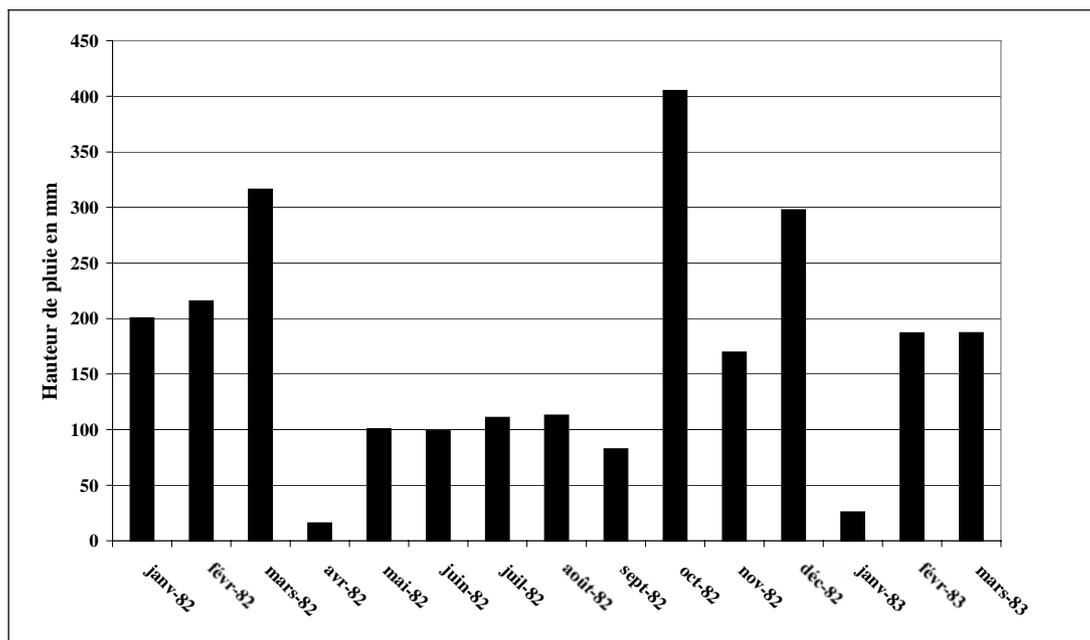


Figure 64 : Hauteur des pluies mensuelles de l’année 1982 sur le secteur des Eaux-Bonnes (sources Météo France).

On y observe les importantes pluies du mois de mars 1982, partagées en deux évènements. Cependant, nous n’observons aucune pluie conséquente les jours précédents le 20 Août 1982, Martins-Campina (2001 et 2003). Nous pouvons donc exclure une relation directe entre les précipitations des jours précédents le glissement et le début de la phase paroxysmale de celui-ci. Par contre, nous ne pouvons pas exclure le rôle cumulatif de l’eau apportée lors des importantes précipitations de l’année 1981 et du début de l’année 1982, avec sa possible mise en charge dans le massif schisteux (augmentation des pressions interstitielles dans les fractures). En effet, les schistes du Dévonien inférieur permettent la circulation de l’eau et nous avons observé la présence de nombreuses sources retrouvées le long de l’escarpement principal du glissement rocheux de Pleyse. Nous en avons retrouvé au moins une au pied du bourrelet frontal.

L’étude du rôle de la pluviosité sur le déplacement du glissement de terrain permet de constater qu’il semble exister une concordance entre l’accélération du mois de novembre et les importantes précipitations du mois d’octobre 1982, mais avec un effet différé dans le temps en raison d’une lente infiltration des eaux au niveau de la surface de rupture (Figure 65). Contrairement à d’autres glissements déjà étudiés par Meneroud (1983) et Alfonsi (1997), les pluies n’ont pas directement déclenché le glissement de terrain des Eaux-Bonnes, c’est plutôt leur effet cumulatif entre 1981 et 1982 qui reste probable.

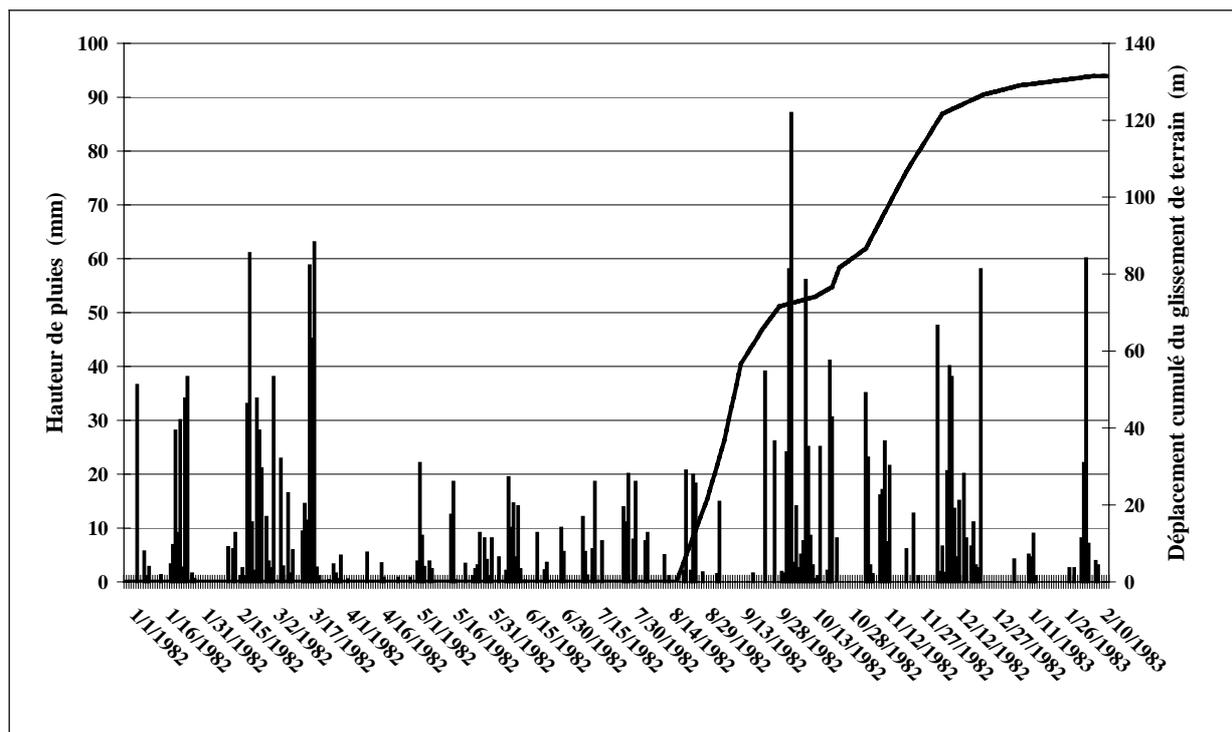


Figure 65 : Précipitations journalières du secteur des Eaux-Bonnes en relation avec le déplacement cumulé du glissement de terrain de Pleyse entre Août 1982 et Mars 1983.

2.3.3. RÔLE DES EAUX SOUTERRAINES DANS LE DÉCLENCHEMENT DU GLISSEMENT DE TERRAIN DES EAUX-BONNES.

Si les pluies n'ont pas directement déclenché le glissement de terrain des Eaux-Bonnes, elles ont, par contre, pu jouer un rôle indirect dans son déclenchement. C'est pourquoi nous allons étudier la circulation des eaux à l'intérieur du versant rocheux. Dans cette étude, nous déterminerons la possibilité que les précipitations des années et des mois précédents le glissement aient provoqué son déclenchement. Pour cela, nous avons réalisé un traçage naturel des écoulements d'eau dans le versant rocheux. Le principe étant d'effectuer une analyse chimique des ions majeurs de toutes les sources situées aux alentours du glissement rocheux pendant une année complète.

2.3.3.1. TRAÇAGE NATUREL DES ÉCOULEMENTS DES SEPT SOURCES DU SECTEUR DES EAUX-BONNES.

Après avoir minimisé le rôle des séismes et relativisé la pluviosité comme éléments déclencheurs du mouvement de terrain, l'étude hydrogéologique du site, encore très mal connue, pourrait permettre de connaître la cause de son déclenchement. En effet, il est possible que l'infiltration de l'eau venant des pluies abondantes et de la fonte des neiges ait provoqué une augmentation de la pression interstitielle dans les schistes.

Dans ce cadre d'étude, le traçage naturel des écoulements d'eau dans le versant semble la technique la plus facilement applicable (Bogaard et al., 2004, Cappa et al., 2004, Compagnon et al., 1997 et Guglielmi, 2000 et 2002). Nous avons donc réalisé un suivi mensuel de la chimie des ions majeurs (HCO_3^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+) entre avril 2003 et avril 2004 dans les sources émergeant du glissement rocheux et son proche environnement. Au total, sept sources ont été recensées dans le secteur du glissement de Pleyssse. Certaines de ces sources sont pérennes (5, 6 et 7, Tableau 13) et d'autres temporaires (1, 2, 3 et 4, Tableau 13).

Lors des prélèvements, nous avons, mesuré la conductivité χ en $\mu\text{S}/\text{cm}$ avec un conductimètre WTW 330i, la température, le pH avec le pHmètre WTW 330i et effectué un titrage de la concentration en bicarbonate des eaux (Trousse portative HACH, Alcalinité). Ensuite, les échantillons ont été analysés au laboratoire où nous avons mesuré la concentration des ions majeurs avec un chromatographe en phase liquide DIONEX à l'EGID (Université Bordeaux 3) et au laboratoire d'hydrogéologie de l'Université d'Avignon.

Sources Désignation	Altitude m	Débit l/s *		Type d'eau	Type	Réactivité aux pluies	Exutoire
		été	Hiver				
(1) Cône	1100	0	1	HCO3-Ca	Temporaire	Forte	Schistes
(2) Mig	1000	0	5	HCO3-Ca-SO4	Temporaire	Moyenne	Schistes
(3) Riv	870	0	100	HCO3-Ca	Temporaire	Forte	Calcaire
(4) Tra	1020	0	5	HCO3-Ca	Temporaire	Moyenne	Moraines
(5) New	830	5	10	HCO3-Ca	Pérenne	Faible	Schistes
(6) Bou	850	10	25	HCO3-Ca-SO4	Pérenne	Faible	Schistes
(7) EB	?	?	?	Na-Ca-Cl-SO4	Pérenne	Nulle	Calcaire

Tableau 13 : Dénomination des sept sources dont l'exutoire se situe dans le secteurs des Eaux-Bonnes et leurs caractéristiques. (*débits estimés)

Nom	Données Terrains				Anions (en mg/l)							Cations (en mg/l)					Balance		Indice de Saturation				
	χ	T°C	PH	HCO3-	F-	Cl-	NO3-	PO4--	SO4--	Ca++	Mg++	Na+	K+	ionique	Gypse	Anhydrite	Calcite	Aragonite	Dolomite				
Bou01	857	9,60	7,67	224,0		0,98		344,18	152,95	30,11	2,31	0,45	-3,1	-0,87 %	-1,13	0,38	0,22	0,17					
Bou03	911	9,80	7,68	235,0		1,29		334,36	147,10	54,48	3,49	1,26	5,1	-0,92 %	-1,18	0,39	0,23	0,47					
Bou04	904	12,70	7,23	252,0		1,35	1,92	311,00	157,60	33,28	2,49	0,37	0,4	-0,91 %	-1,17	0,06	-0,1	-0,39					
Bou05	920	12,20	7,95	244,0		1,65	2,12	287,00	158,00	35,39	2,66	0,36	4,3	-0,94 %	-1,2	0,75	0,6	1,02					
Bou06	903	13,50	7,76	259,0	0,03	1,46	0,34	347,00	147,50	38,85	2,70	0,33	-3,8	-0,91 %	-1,16	0,56	0,41	0,74					
Bou08	1092	15,50	8,30	180,0		1,49	2,78	365,00	158,60	39,50	2,98	0,44	3,3	-0,87 %	-1,12	0,98	0,83	1,58					
Bou10	1051	11,80	7,96	263,0		0,93		397,91	204,23	37,04	2,84	3,76	3,2	-0,75 %	-1	0,86	0,71	1,14					
Bou12	952	9,00	8,00	257,0		0,83		389,13	165,48	33,61	2,81	0,34	-5,0	-0,81 %	-1,07	0,77	0,61	0,95					
Bou4	908	9,70	7,68	237,0		1,79		338,51	146,93	55,47	2,85	1,09	4,6	-0,92 %	-1,18	0,39	0,23	0,48					
Con04	292	15,20	7,94	150,0		1,64	0,32	29,00	57,23	2,14	2,84	0,12	0,7	-2,11 %	-2,36	0,3	0,15	-0,61					
Con05	288	16,20	8,51	149,0	0,05	1,35	0,45	26,12	58,29	2,30	2,65	0,19	2,9	-2,16 %	-2,4	0,86	0,71	0,56					
EB	757	44,00	6,80	30,5	3,80	122,00		125,80	37,00	1,40	107,00	4,30	-0,3	-1,75 %	-1,86	-1,39	-1,53	-3,74					
Mig04	337	13,90	7,70	156,0		1,21	0,11	42,27	67,77	1,91	1,08	0,10	1,6	-1,9 %	-2,15	0,12	-0,03	-1,12					
Mig05	665	16,70	8,28	246,0		1,95	1,25	149,00	129,60	5,64	1,63	0,39	-1,4	-1,23 %	-1,47	1,11	0,96	1,1					
Mig12	489	3,80	8,32	178,0	0,25	1,52		102,05	104,16	4,16	1,30		4,7	-1,38 %	-1,64	0,76	0,6	0,13					
New04	355	7,50	7,70	140,0		1,42	0,56	51,26	65,91	6,08	1,57		6,1	-1,82 %	-2,07	-0,04	-0,2	-1,04					
Riv01	194	4,40	8,17	104,0	0,10	1,26	0,32	14,48	40,19	3,10	1,76	0,32	6,7	-2,48 %	-2,74	0,08	-0,08	-0,95					
Riv04	215	5,30	8,14	108,0		2,36	0,42	10,67	48,08	3,95	0,73	0,56	14,6	-2,56 %	-2,82	0,15	-0,01	-0,75					
Riv04	320	13,40	8,13	167,0		1,23		33,38	63,45	1,87	0,98	0,10	-1,5	-2,02 %	-2,27	0,54	0,39	-0,26					
Tra04	280	12,70	8,04	163,0		1,08	0,13	5,34	59,27	0,94	0,85	0,11	4,4	-2,81 %	-3,06	0,43	0,27	-0,78					
Tra05	299	14,40	8,38	176,0		0,97		7,31	65,14	0,96	0,95	0,03	4,8	-2,66 %	-2,91	0,84	0,69	0,05					
Tra12	283	9,30	7,93	156,0	0,08	0,94	0,06	5,66	61,20	0,99	1,82	0,13	8,6	-2,77 %	-3,02	0,26	0,11	-1,16					

Figure 66 : χ à 25°C : Conductivité électrique ($\mu\text{S}/\text{cm}$), Balance ionique (%) et Indice de Saturation IS (log) : IS < -1 sous-saturé ; -1 < IS < 1 équilibré ; IS > 1 saturé (ANNEXE 6 et ANNEXE 7).

2.3.3.2. INTERPRETATION DE LA CHIMIE DES SOURCES DU SECTEUR DES EAUX-BONNES.

Le faciès des eaux est majoritairement bicarbonaté calcique à l'exception de quelques concentrations notables en sulfates et calcium. Une des sources se distingue très nettement des autres pour d'importantes concentrations en sodium et en chlorure. Il s'agit de la source thermale des Eaux-Bonnes (EB) qui trouve son origine dans les calcaires du Crétacé supérieur (Figure 141).

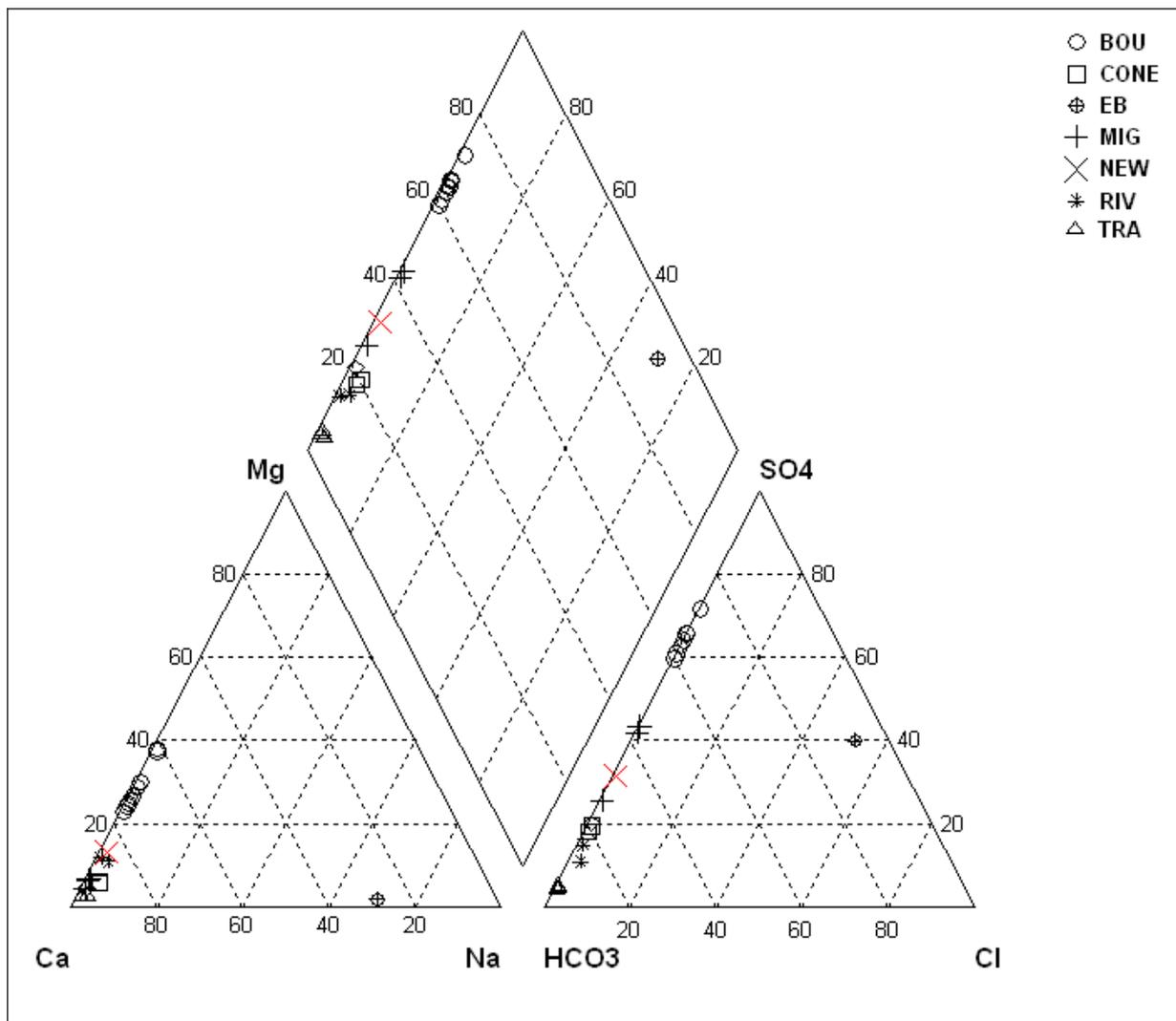


Figure 67 : Diagramme de Piper de toutes les sources étudiées du secteur des Eaux-bonnes entre Avril 2003 et Avril 2004.

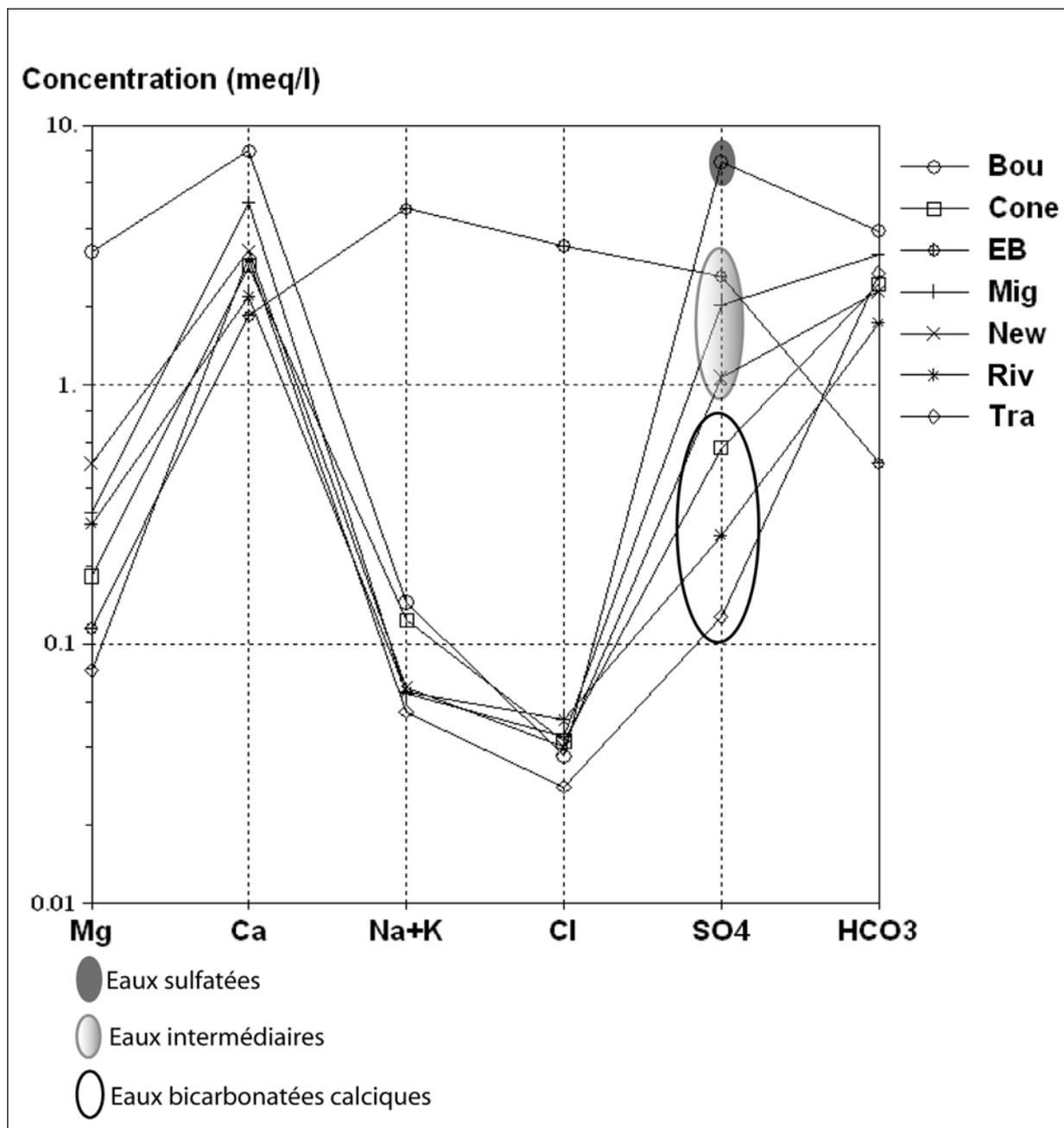


Figure 68 : Diagramme de Schoeller de tous les prélèvements des sources reconnues du secteur des Eaux-Bonnes entre Avril 2003 et Avril 2004.

Le diagramme de Schoeller (Figure 68) permet de bien différencier les différentes sources. D'une part, il permet de distinguer les différents types d'eau par la forme des courbes, et d'autre part, il renseigne sur les concentrations en éléments dissous dans l'eau. Il est possible d'y définir dans le détail trois principaux types d'eau dans le versant des Eaux-Bonnes en fonction de la concentration en sulfates. Le premier groupe comprend les sources notées Cône, Riv et Tra qui sont de type bicarbonaté calcique. Le deuxième groupe correspond aux sources Mig, New et EB et il est caractérisé par une concentration notable en sulfate. Le troisième groupe, qui ne comprend que la source notée Bou se caractérise par une

forte concentration en sulfate ainsi qu'une forte concentration en calcium. Sur le diagramme de Schoeller, on constate aussi que les eaux de la station thermale des Eaux-Bonnes, de par leur faciès singulier « sodi-calcique-chloruré-sulfaté » marquent leur origine profonde.

De même, la présence de sulfates dans certaines sources est un indicateur de l'organisation et de l'origine des circulations d'eau à l'intérieur du versant. Il est à noter que les eaux chargées en sulfates présentent néanmoins un faciès chimique dominant bicarbonaté calcique ainsi que des concentrations notables en magnésium (Figure 140, Tableau 34). Ceci indique, d'une part que les eaux souterraines circulent dans des niveaux carbonatés et d'autre part que le temps de séjour de l'eau dans ces niveaux est important. En effet, le magnésium est un bon indicateur du temps de séjour des eaux souterraines dans les réservoirs de part sa cinétique de dissolution relativement lente par rapport à celle de la calcite, (Edmunds & Smedley, 2000). Nous remarquons aussi que la concentration en sulfate augmente à mesure que nous descendons le versant. Par ailleurs, les sources situées aux plus hautes altitudes sont toutes bicarbonatées calciques. Ceci montre qu'elles proviennent probablement des calcaires du Dévonien moyen et supérieur qui forment le sommet du versant.

A cela s'ajoute le problème de l'augmentation de concentration en sulfates des eaux. En effet, comment expliquer des concentrations de 350 à 400 mg/l de la source notée Bou ; plusieurs hypothèses sont envisageables :

- le sulfate proviendrait de la dégradation de minéraux sulfurés (FeS_2) présents dans les schistes du Dévonien inférieur. En effet, nous y avons observé de la pyrite très souvent oxydée. Celle-ci serait donc susceptible d'engendrer une augmentation des concentrations en sulfate des eaux (Appelo & Postma, 1999). Cependant, cette oxydation ne peut expliquer une augmentation aussi élevée en sulfates, car les concentrations en sulfates liées à la dissolution de la pyrite restent limitées et demande de très importants temps de séjour dans les formations, Pauwells et al., 2000, ce qui ne semble pas compatible avec nos observations (teneur jusqu'à 400 mg/l). D'autre part l'oxydation de la pyrite s'accompagne toujours de la libération dans les eaux souterraines de fer, hors ici nous n'avons pas observé de concentrations notables en fer dans les eaux prélevées. Enfin, l'oxydation de la pyrite s'effectue généralement en milieu acide, (Appelo & Postma, 1999), ce qui n'est pas le cas des eaux du bassin versant des Eaux-Bonnes qui montrent une nette tendance vers la basicité.

- l'eau qui ressort de Bou proviendrait des formations calcaires du Crétacé supérieur, puisqu'elle se positionne à la limite du chevauchement entre le Dévonien inférieur et le Crétacé supérieur (Figure 140). Cette hypothèse est réfutable car les eaux du Crétacé sont très chargées en sodium et en chlorure ce qui n'est pas le cas de la source BOU (Figure 67 et Figure 68)

- la dernière hypothèse serait d'expliquer cette augmentation en sulfates par la présence locale en profondeur de gypse ($\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O}$). Ceci est confirmé par la nette corrélation qui existe entre l'évolution des concentrations en sulfate à celles du calcium (Figure 69). D'autre part, il convient de noter que la teneur en sulfate augmente entre la source Mig (milieu de versant) et la source Bou (pied de versant) où elle est maximale. Le diagramme de Schoeller (Figure 68) suggère une évolution par mélange de ces deux types de faciès, ce qui corrobore l'hypothèse d'un mélange graduel des eaux des sources du versant du haut vers le bas depuis une eau strictement bicarbonatée calcique venant des calcaires (haut) jusqu'à une eau sulfatée ayant circulé au contact de formations séléniteuses vers le bas du versant.

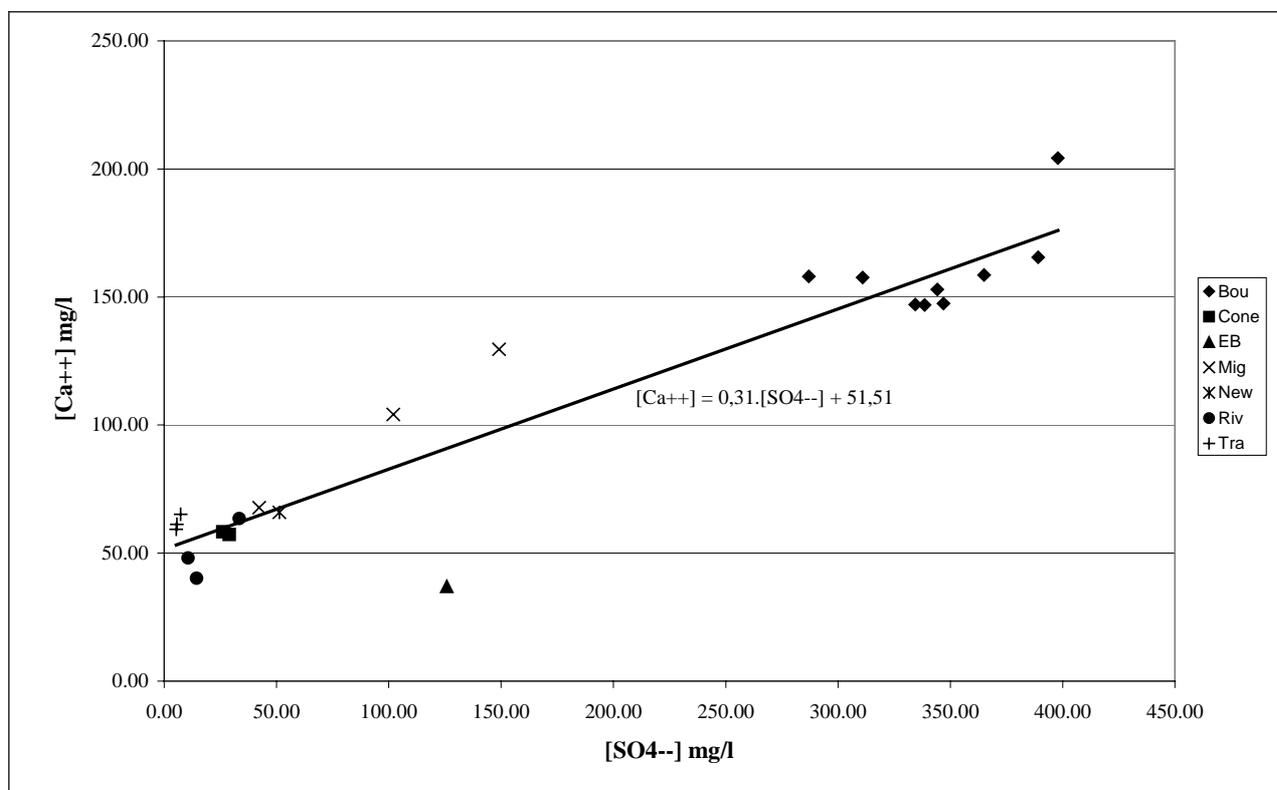


Figure 69 : Relation entre les concentrations en calcium et sulfates dans les eaux de sources du secteur des Eaux-Bonnes.

La présence de gypse à cet endroit n'est pas impossible car on se situe au front de chevauchement où les mouvements tectoniques peuvent provoquer des remontés d'écaillés de gypse comme l'indique Solen & Sampere (1972) plus au sud dans le synclinal des Eaux-Chaudes. Cependant, les analyses chimiques de la source New, proche du chevauchement, indiquent une légère concentration en sulfates. Cette observation suggère que si lentille de gypse il y a, cette dernière serait limitée dans l'espace et non localisé le long de l'ensemble du chevauchement.

L'hypothèse, argumentée par les données chimiques, de la présence de gypse à la base du versant est une nouvelle donnée qui mérite réflexion. En effet, le gypse est un matériau naturel hydraté connu pour son comportement mécanique ductile par fluage, ce qui favorise les décollements de terrains lors des charriages (Figure 70).

Les informations issues de l'analyse des résultats hydrochimiques permettent donc de proposer un schéma conceptuel de fonctionnement hydrogéologique du versant des Eaux-Bonnes. A savoir, une infiltration des eaux météoriques au travers des dépôts carbonatés du Dévonien moyen et supérieur, puis leur passage dans les formations sous-jacentes schisteuses par le réseau de faille très important dont celui de direction N130°E. Les eaux s'infiltrent ensuite dans les schistes du Dévonien inférieur à la faveur des failles et fractures. La traversée des schistes et leur contact en profondeur et à la base du versant avec des dépôts évaporitiques de nature gypseuse chargerait les eaux en ions sulfates et calcium (Figure 70). L'eau remonte au niveau de la source Bou à la faveur de l'accident chevauchant qui sépare les formations du Paléozoïque des formations du Crétacé supérieur.

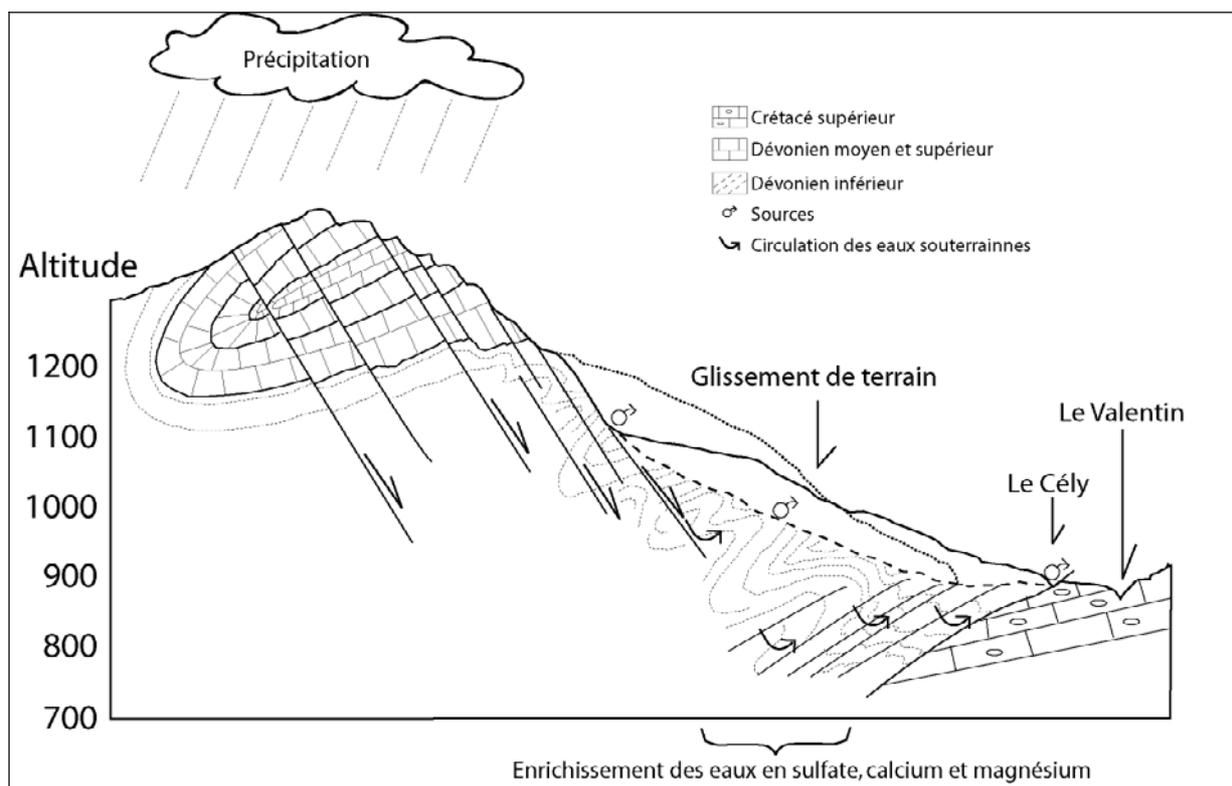


Figure 70 : Coupe géologique avec positionnement des sources et cheminement possible des eaux dans le versants rocheux des Eaux-Bonnes. Positionnement de la zone d'enrichissement des eaux en sulfates.

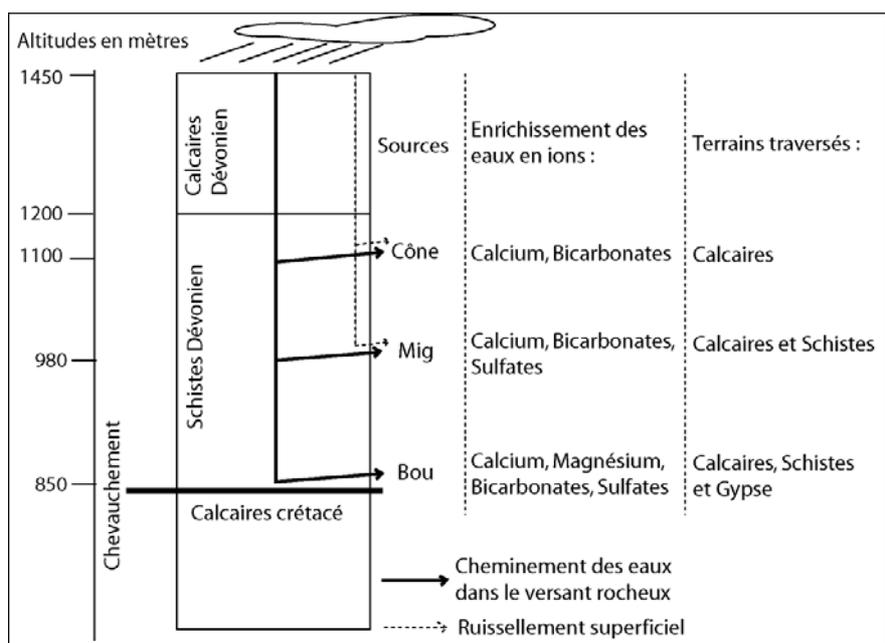


Figure 71 : Schéma simplifié de la circulation des eaux dans le substratum, du versant nord des Eaux-Bonnes.

Globalement, l'étude hydrogéochimique des eaux du secteur des Eaux-Bonnes montre que les eaux circulent dans le versant à la faveur des fractures des schistes du Dévonien inférieur avec une remontée le long de la surface de chevauchement. Ceci induirait la possibilité d'une accumulation importante d'eau en pied de versant. Les importantes précipitations ne pouvant qu'accentuer cela. Nous n'avons pas dans ce travail de valeurs isotopiques permettant d'évaluer le temps de séjour des eaux. Cependant, l'analyse chimique, indiquerait un faible temps de séjour sauf pour la source notée Bou au pied du glissement rocheux. En effet, pour cette dernière, le temps de séjour des eaux serait plus important en raison des teneurs plus élevées en magnésium (Apello & Postma, 1999), mais ce temps de séjour ne dépasserait pas quelques années. A ces eaux semi-profondes s'ajoute les arrivées brutales d'eau venant directement des pluies et de la fonte des neiges. Sur quelques années les effets cumulés des eaux infiltrées peuvent induire une augmentation de la charge hydraulique en pied de versant et produire des pressions interstitielles dans les fractures.

2.3.4. CONCLUSION SUR LES FACTEURS DECLENCHANTS DU GLISSEMENT DE TERRAIN DE PLEYSSE.

L'étude des facteurs déclenchants du glissement de terrain de Pleyssse reste délicate car nous n'avons aucune mesure directe, car il n'avait jamais été envisagé un mouvement d'une telle ampleur. Aussi, aucune surveillance n'avait été mise en place avant son déclenchement. Mais les études effectuées dans ce travail permettent de mieux analyser le problème. En effet,

nous avons montré que les séismes n'ont aucunement déclenché le glissement de terrain de Pleyssse. Le seul facteur déclenchant à moyen terme (quelques années), et le plus probable, reste la pluie. L'accumulation de quatre années très pluvieuses qui ont précédé le mois d'Août 1982 (Figure 63) auraient eu pour effet des augmentations des pressions interstitielles à la base du versant. A cela, il faut ajouter d'autres causes dans le déclenchement du glissement de terrain comme la diminution de la butée en pied de versant par érosion du Cély (Largillier 1983 et 1985) ou la présence locale de gypse à la base du dièdre de fracturation (facteurs permanents de prédisposition).

Nous allons, dans la partie suivante, effectuer une modélisation du versant nord du secteur des Eaux-Bonnes afin d'analyser l'évolution du versant au cours du temps pour remonter aux paramètres mécaniques à la rupture (rétro-analyse). Malheureusement, lors de la modélisation, nous n'avons pas pris en compte les conséquences d'une augmentation de pressions interstitielles au pied du versant rocheux, mais ce travail reste une perspective de recherche nécessaire et envisagée. Mais la modélisation suivante permettra toutefois de préciser le rôle joué par les autres facteurs.

2.4. MODELISATION DU GLISSEMENT DE TERRAIN DES EAUX-BONNES.

Le logiciel utilisé pour la modélisation de l'instabilité du versant des Eaux-Bonnes est le logiciel ADELI[®]. Ce logiciel est un software « éléments finis » pour les déformations géologiques (Berger et *al.*, 2004, Chéry et *al.*, 2001 et Lesne et *al.*, 2000). Il a été développé pour la compréhension des déformations dans les formations géologiques en fonction du temps, ceci en deux ou trois dimensions. Ce logiciel est très performant dans le cas des grandes déformations. Sommairement le logiciel ADELI[®] :

- effectue la création du maillage automatiquement à partir du nombre d'éléments que nous lui indiquons,
- apporte le choix des lois de comportement : élastique, élastoplastique (Von Mises ou Drucker-Prager) et visco-élastique (linéaire ou non , Maxwell).
- définit les champs de force ou de gravité, constants ou variables,
- définit les conditions aux limites, en y imposant des efforts, des pressions interstitielles ou des sollicitations sismiques,
- prend en compte les failles, fractures et discontinuités qui suivent la loi de friction de Coulomb,
- tient compte des conditions initiales définies par les efforts.

Pourquoi avoir utiliser le logiciel ADELI[®] ?

La première raison majeure de ce choix dans le calcul de stabilité du glissement de terrain de Pleyssse est l'existence d'une rupture suivant un polyèdre de fracturation rocheux. Par ailleurs,

le déplacement est lui caractérisé par un glissement de type sol. Or, le logiciel ADELI® est un logiciel d'éléments finis qui modélise très bien ce type de comportement en intégrant l'action de faille (Nino et *al.*, 1998 et Vergne et *al.*, 2001).

A terme, le but de la modélisation est de comprendre l'évolution du versant des Eaux-Bonnes et d'estimer les paramètres à la rupture des schistes du Dévonien inférieur. Pour cela, nous avons utilisé les valeurs de paramètres mécaniques estimées dans la partie précédente (Tableau 14).

Les valeurs des paramètres mécaniques utilisés pour les calcaires du Dévonien moyen et supérieur ont été pris dans la littérature à partir d'un calcaire de même nature, Homand & Duffaut, 1999. Pour la faille, l'angle de friction a été pris égal à 30°, ce qui correspond aux valeurs moyennes trouvées dans la littérature pour des schistes. Cette valeur avait déjà été estimée par une méthode des blocs (Martins-Campina, 2001).

Soit :

	Schistes du Dévonien	Calcaires du Dévonien
Module d'Young	60 GPa	200 GPa
Coefficient de Poisson	0,21	0,30
Cohésion effective	200 kPa	300 kPa
Angle de frottement interne effectif	52°	60°

Tableau 14 : Valeurs des paramètres mécaniques utilisés lors de la modélisation du versant nord du secteur des Eaux-Bonnes, Martins-Campina (2001).

Paramètres du modèle (ANNEXE 8).

Tout d'abord, la géométrie du modèle reprend tout simplement le profil topographique du versant nord du secteur des Eaux-Bonnes entre 1400 mètres et 840 mètres d'altitude (Figure 72). Nous avons suffisamment agrandi de chaque côté du glissement la zone de modélisation afin d'éviter les effets de bords dus aux conditions aux limites. Ces dernières ont été imposées lors de la modélisation. Plusieurs géométries ont été testées et le fait d'agrandir la partie ouest du versant ne changeait rien aux résultats. Nous avons donc décidé d'agrandir cette zone le moins possible afin de favoriser au mieux les déformations dans les endroits les plus défavorables. Les deux autres côtés ont été beaucoup plus agrandis car ils étaient très influents sur le résultat du calcul. Pour la limite inférieure, une augmentation 300 mètres a suffi pour éliminer tous les effets de bords. Par contre, pour la borne est du versant, cela a été beaucoup plus difficile. En effet, elle contient le contact entre les schistes du Dévonien inférieur et les calcaires du Dévonien moyen et supérieur. Cette limite impose de fortes contraintes dans le calcul. C'est pourquoi nous avons éloigné au maximum cette borne de la zone à modéliser (500 mètres). Tous ces tests ont été réalisés avec différents maillages afin de

trouver le meilleur rendement entre précision des résultats et temps de calcul. Le temps de calcul était un facteur très important dans cette modélisation puisque la période d'utilisation du logiciel était limitée. Il fallait donc un maillage suffisamment précis et un temps de calcul relativement modeste afin de réaliser un maximum de modélisation.

Nous avons opté pour un maillage de 20000 éléments (Figure 72). Le temps de calcul était compris entre trois et six heures. Au delà de 20000 éléments, les temps de calcul étaient supérieurs à la journée donc beaucoup trop long pour le temps imparti. En dessous, les temps de calcul étaient beaucoup plus courts, de l'ordre de 30 minutes mais la précision des résultats n'était pas correcte.

Pour la modélisation, nous avons utilisé les conditions aux limites classiques et propres à toute étude sur des glissements de terrain (Faure, 1998 et 2000, Jiang, 1992 et Kourdey, 2002), soit, un mouvement possible verticalement pour les bornes latérales et un mouvement possible horizontalement pour la borne inférieure. Tous les autres points du maillage n'ont aucun mouvement imposé.

Au début de chaque modélisation le logiciel calcule en tout point du maillage, les contraintes lithostratigraphiques (Figure 72). Cela consiste à calculer pour tous les nœuds du maillage les contraintes subies par le poids des formations sus-jacentes. Une fois toutes les contraintes calculées, le logiciel commence à proprement dit le calcul. Il consiste à faire vieillir le massif. Dans la modélisation l'un des paramètres le plus important est le facteur temps. En effet, le principe du logiciel ADELI[®] est d'imposer un vieillissement progressif du versant et d'en modéliser l'évolution sous l'effet de la gravité. Dans ces conditions, nous ne faisons qu'accélérer le temps de ruine du massif rocheux. Sachant dans ce cas que le glissement rocheux de Pleyssse avait déjà montré des signes d'activités environ un siècle avant son déclenchement, nous avons modélisé le versant sur une période d'un siècle.

Pour réaliser cette modélisation nous avons utilisé pour les schistes et les calcaires la loi de comportement de Drucker-Prager qui est un modèle de comportement élasto-plastique pour des roches ductiles (Durville, 2000 et Homand & Duffaut, 1999). Pour le comportement de la faille, nous avons utilisé la loi de friction de Mohr-Coulomb avec un angle de frottement $\varphi = 30^\circ$ et une cohésion nulle $c = 0$ kPa (Mazzoleni, 1997 et Costet & Sanglerat, 1981).

Toutes les hypothèses émises pour la réalisation de cette modélisation sont :

- des schistes homogènes et isotropes du point de vue comportemental,
- des propriétés mécaniques des formations qui restent constantes au cours du temps,

- une faille majeure de direction N130°E ayant joué un rôle dans le déclenchement du glissement rocheux. Nous considérons que les deux autres plans formant le dièdre sont parallèles à cette coupe et donc ne sont pas pris en compte dans la modélisation.

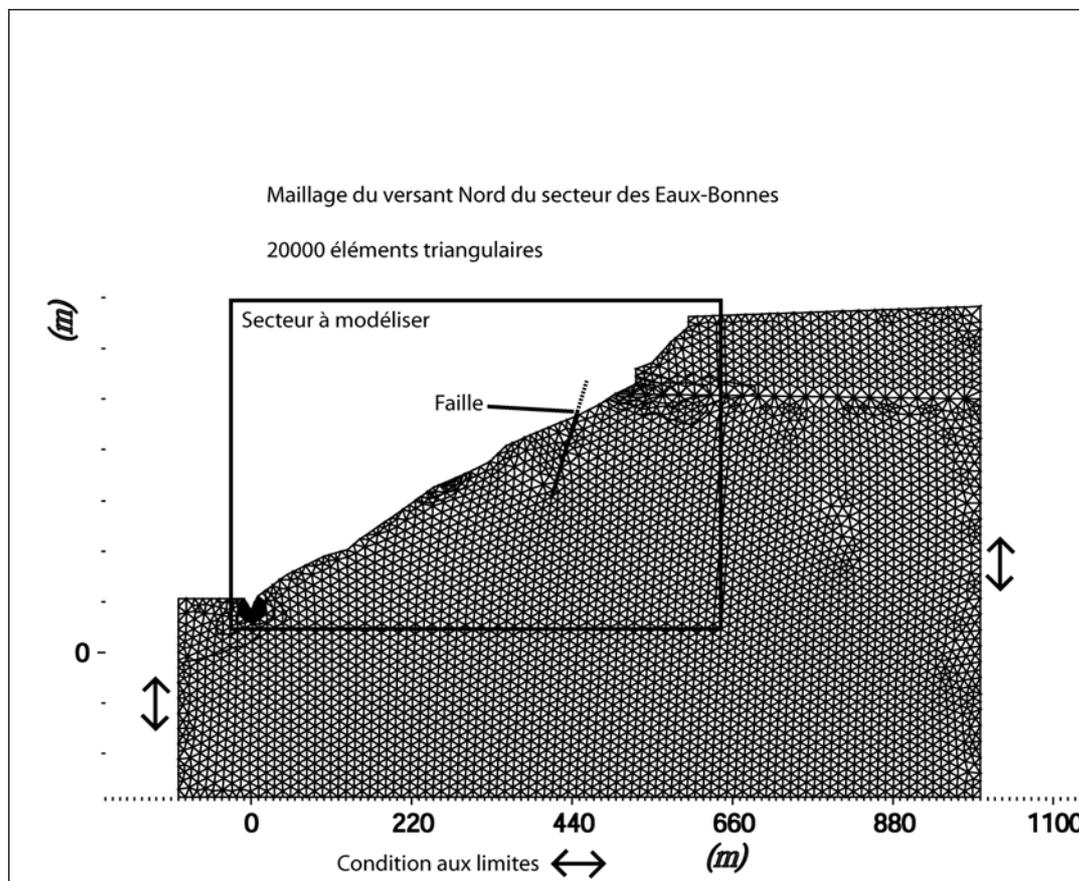


Figure 72 : Maillage retenu pour la modélisation du versant nord du secteur des Eaux-Bonnes.

2.4.1. PRINCIPAUX RESULTATS DE LA MODELISATION DU VERSANT NORD DU SECTEUR DES EAUX-BONNES.

Dans un premier temps, il faut déterminer les valeurs de paramètres mécaniques à la rupture afin d'estimer l'importance de la dégradation des schistes du Dévonien inférieur au cours du temps. Pour déterminer les paramètres à la rupture, nous avons effectué plusieurs modélisations où sont progressivement réduits dans une même proportion les valeurs initiales du couple (c' , ϕ') (Tableau 15).

Facteur de réduction	Cohésion effective kPa	Angle de frottement interne effectif φ' (°)	Résultat
1	200	52,0	Convergent
0,9	180	46,8	Convergent
0,8	160	41,6	Convergent
0,7	140	36,4	Convergent
0,6	120	31,2	Convergent
0,5	100	26,0	Divergent

Tableau 15 : Résultats des modélisations permettant de retrouver les valeurs des paramètres mécaniques des schistes du Dévonien inférieur au moment du déclenchement (état divergent) du glissement rocheux de Pleyssse.

Lorsque le calcul est convergent, la rupture n'est pas atteinte dans le massif rocheux. Par contre, lorsqu'il est divergent, la rupture est atteinte, il y a donc arrêt du calcul. Tous ces résultats prennent en compte le rôle de la faille puisque les modélisations réalisées sans celle-ci donnaient des valeurs de paramètres mécaniques à la rupture de 16,5° pour l'angle de frottement interne effectif et de 75 kPa pour la cohésion effective. Ces valeurs sont bien trop faibles et peu réalistes. Cela montre que la faille a joué un rôle majeur dans le déclenchement du glissement rocheux.

Les figures suivantes (Figure 73, Figure 74) montrent le résultat de la modélisation à 0,6 et à 0,5 de facteur de réduction des paramètres mécaniques initiaux ; les zones les plus noires correspondent aux zones où la déformation plastique est atteinte. Ce sont les zones où les déformations sont les plus importantes.

Sur la Figure 73, la rupture du massif rocheux a été atteinte. Nous distinguons bien la rupture sur le profil en pied de versant où le pied du glissement recouvre complètement le canyon creusé par le Cély. Les déformations les plus importantes se situent essentiellement en pied de versant qui s'est déplacé de plusieurs dizaines de mètres. On note aussi que cette déformation remonte jusqu'à la faille dite de Lazive. Les zones de déformations les plus importantes situées au contact des schistes et des calcaires du Dévonien proviennent d'une part, de la discontinuité existante mais, d'autre part, peut provenir de l'écrasement probable des schistes du Dévonien inférieur par les calcaires du Dévonien supérieur. Il semblerait que la surface de rupture remonte aussi dans les formations calcaires.

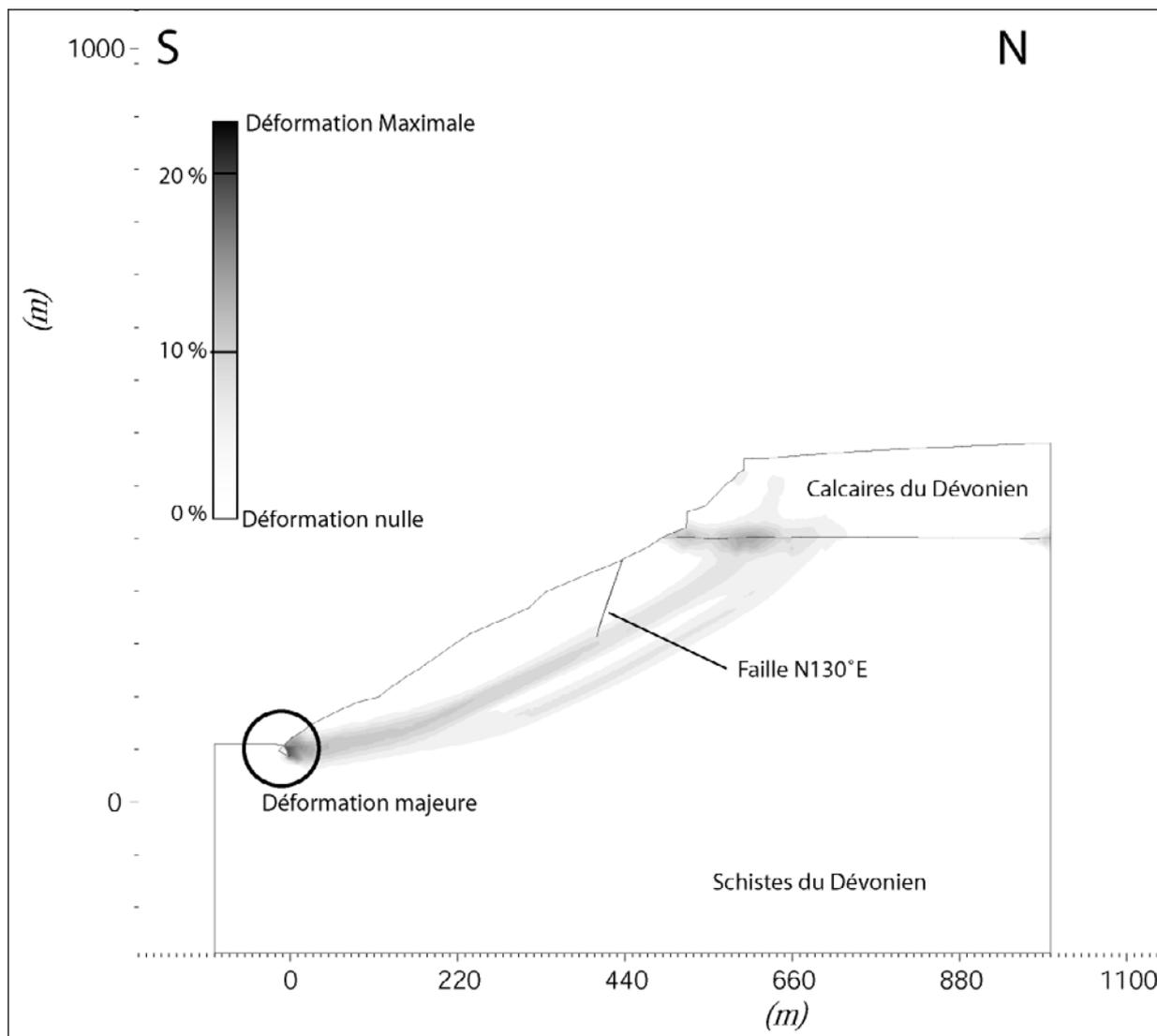


Figure 73 : Résultat de la modélisation pour des valeurs de paramètres mécaniques réduits de 50% et un angle de friction de la faille égale à 30°.

Dans le cas de la Figure 74, où la rupture du versant rocheux n'a pas été atteinte, le calcul numérique n'a pas divergé, la modélisation du glissement est allée jusqu'au bout du temps de calcul, c'est à dire 100 ans. Nous observons, comme dans la modélisation précédente une zone de forte déformation entre la base du versant et la faille de Lazive. Mais nous remarquons aussi que cette déformation remonte jusqu'au sommet des calcaires du Dévonien moyen et supérieur. Ceci est dû au temps de calcul plus long, donc à un vieillissement plus important du versant rocheux. Il semblerait dans ces conditions que les formations calcaires soient aussi affectées par le mouvement global du versant rocheux dont le glissement de terrain de Pleyssse en est le premier événement majeur. Nous verrons dans la partie 2.5 l'évolution future du versant nord du secteur des Eaux-Bonnes.

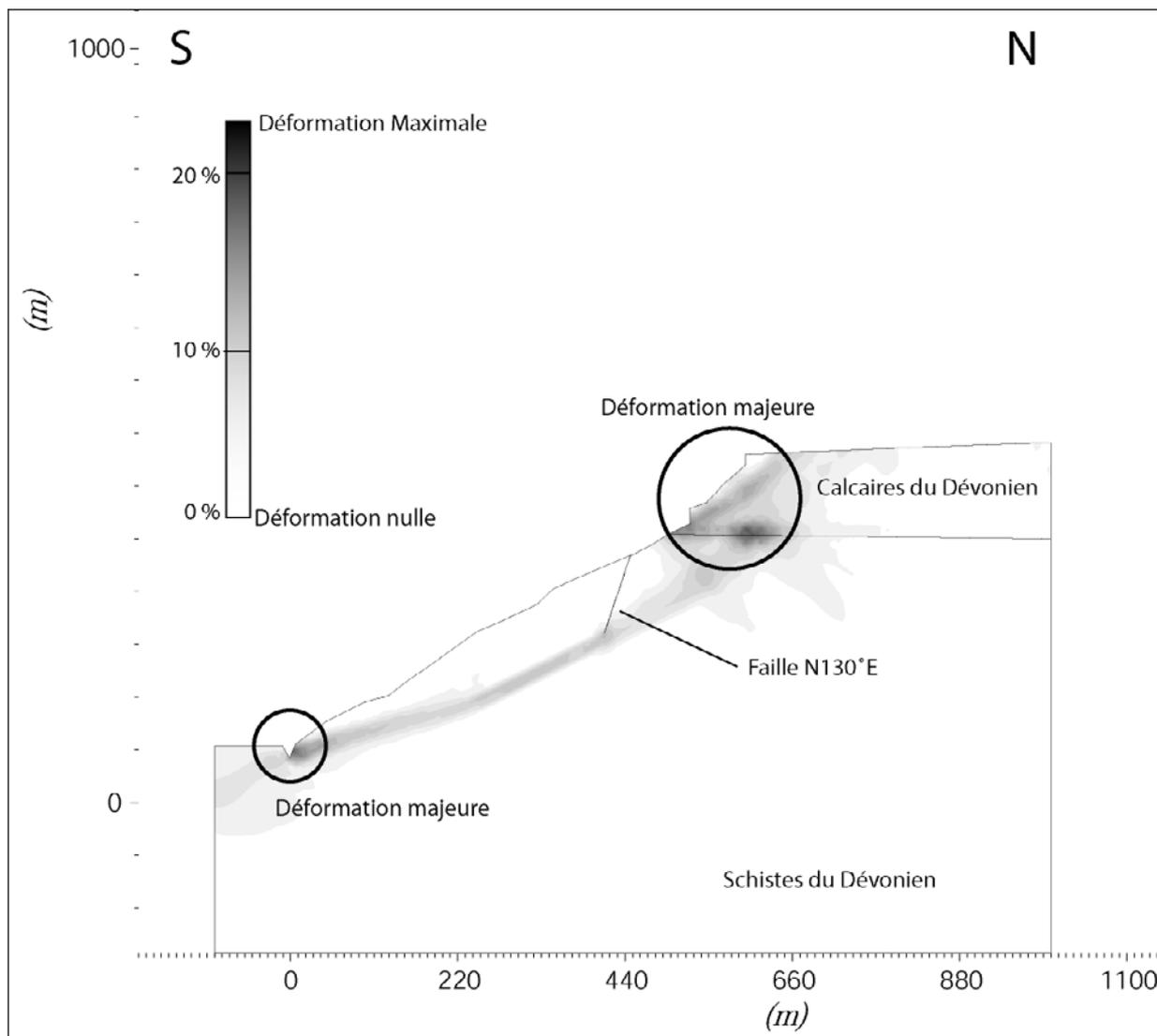


Figure 74 : Résultat de la modélisation pour des valeurs de paramètres mécaniques réduits de 60% et un angle de friction de la faille égale à 30°.

Connaissant maintenant la fourchette suivant laquelle varient les paramètres mécaniques à la rupture des schistes, nous choisissons, pour les futures modélisations, le couple correspondant à une diminution de 55% des valeurs initiales de c' et φ' , soit une valeur de 137,5 kPa pour la cohésion effective et une valeur de 30,2° pour l'angle de frottement interne effectif. Nous avons réalisé cette modélisation afin de suivre l'évolution du comportement du massif rocheux au cours du temps avec des paramètres mécaniques les plus proches possibles de la rupture.

De ce calcul modélisant la déformation du versant sur un siècle, nous avons établi une sortie graphique correspondant à chacune des étapes dans le temps. Seules les étapes 1, 3, 5, 8 et 10 qui correspondent à un vieillissement de 10, 30, 50, 80 et 100 ans, seront présentées dans ce travail.

La première étape montre l'évolution des déformations après 10 ans de vieillissement du versant rocheux (Figure 75). Les déformations majeures se situent au contact des schistes et calcaires du Dévonien. Elles correspondent sûrement à un artefact numérique lié aux importantes différences de paramètres mécaniques entre les deux formations rocheuses. Nous distinguons dans cette modélisation deux zones de déformations principales :

- la première a mi-versant, relativement peu importante. Elle correspond aux observations que nous avons pu faire sur les photographies aériennes de 1968 et 1978 (Figure 10).

- la seconde zone de déformation importante est située au pied du versant, au niveau de canyon formé par le ruisseau Le Cély. Cette zone de déformation est très importante et se retrouve aussi sur les photographies aériennes du secteur avant le déclenchement du glissement de terrain (Figure 10)

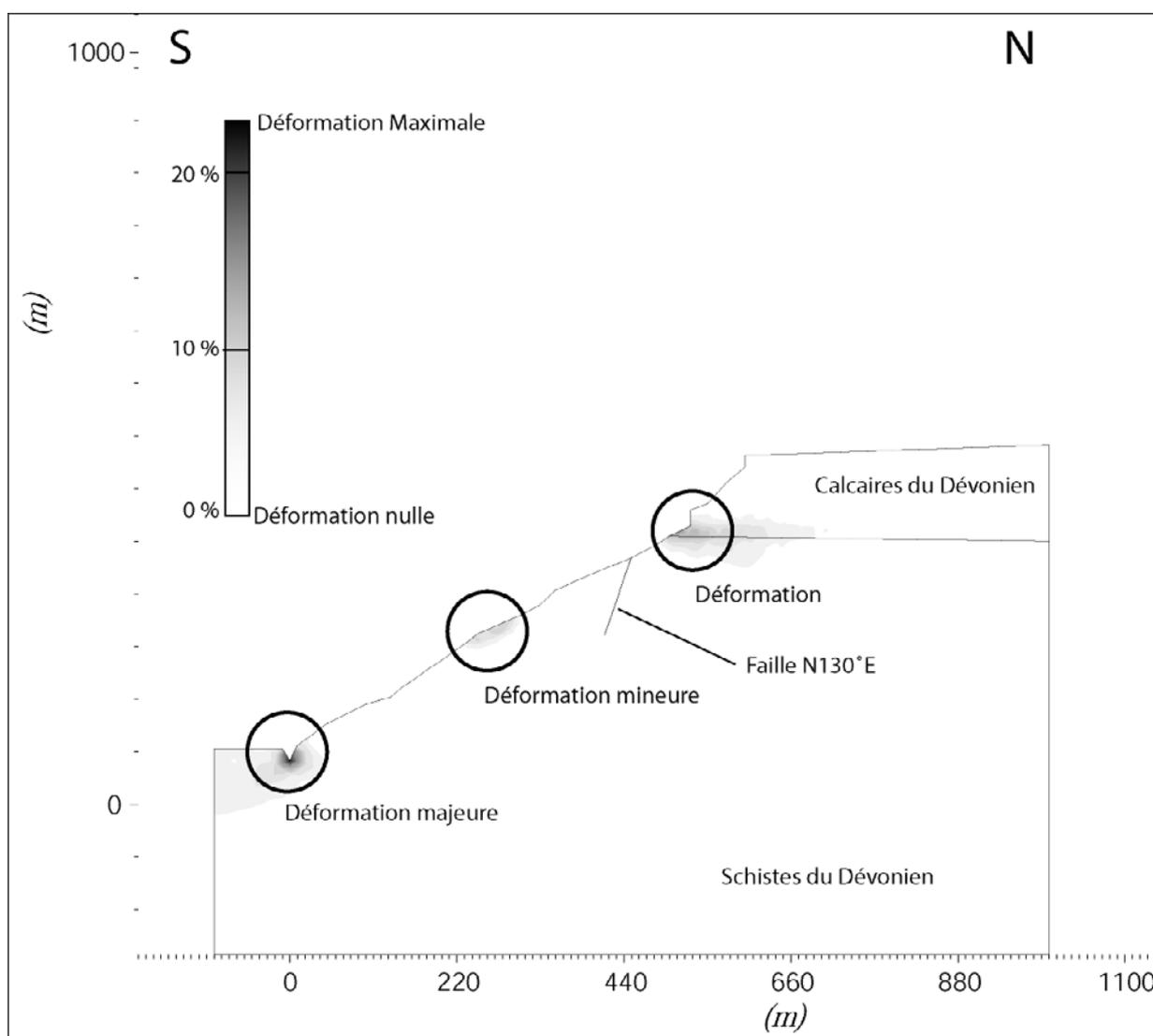


Figure 75 : Résultat de la modélisation pour des valeurs de paramètres mécaniques réduits de 55% et un angle de friction de la faille égale à 30°, étape 1.

Au pas de temps suivant (Figure 76), correspondant à l'étape 3 soit 30 ans, nous observons que les déformations ont évoluées. La déformation qui était à mi-pente dans l'étape précédente (Figure 75) n'est plus visible car les autres déformations situées sur le versant sont beaucoup plus importantes. La zone la plus haute montre encore une fois des déformations importantes situées au contact entre les schistes et les calcaires, où il semble que les calcaires massifs du Dévonien moyen et supérieur écrasent les schistes du Dévonien inférieur. Par contre, la seconde zone de déformation majeure en pied de versant progresse légèrement vers l'amont.

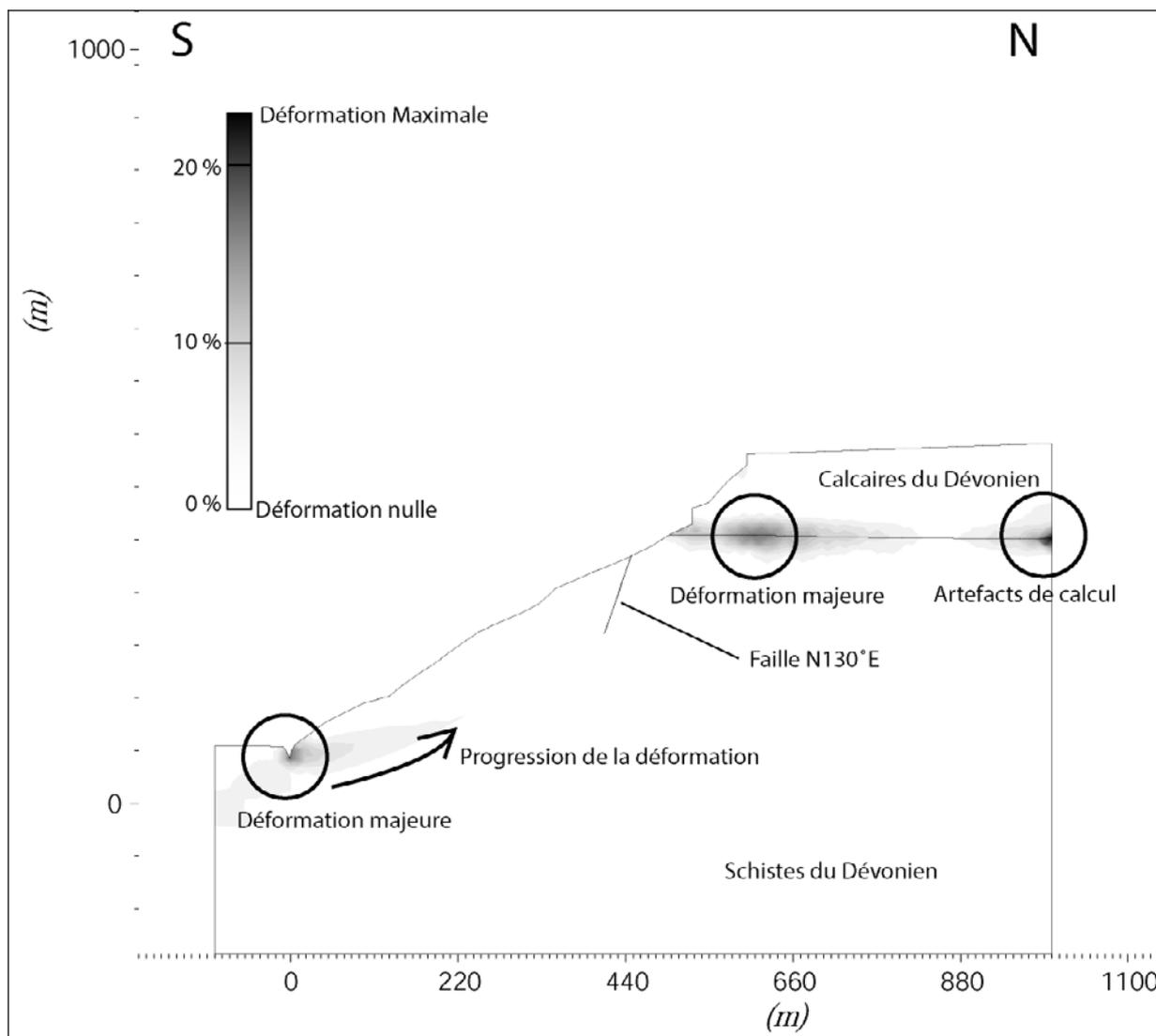


Figure 76 : Résultat de la modélisation pour des valeurs de paramètres mécaniques réduits de 55% et un angle de friction de la faille égale à 30°, étape 3.

L'étape suivante (Figure 77) est l'étape 5 à 50 ans. De la même manière que précédemment la zone de déformation située à l'interface calcaires/schistes est toujours présente et assimilée à l'écrasement des schistes par les calcaires massifs sauf pour les importantes déformations le long du bord droit du modèle qui correspond ici à des artefacts de

calcul. Par contre, nous observons toujours la zone de déformation au niveau du cours d'eau du Cély qui devient de plus en plus importante. Nous y distinguons aussi la progression de la déformation du pied du versant vers le bas de la faille de direction N130°E.

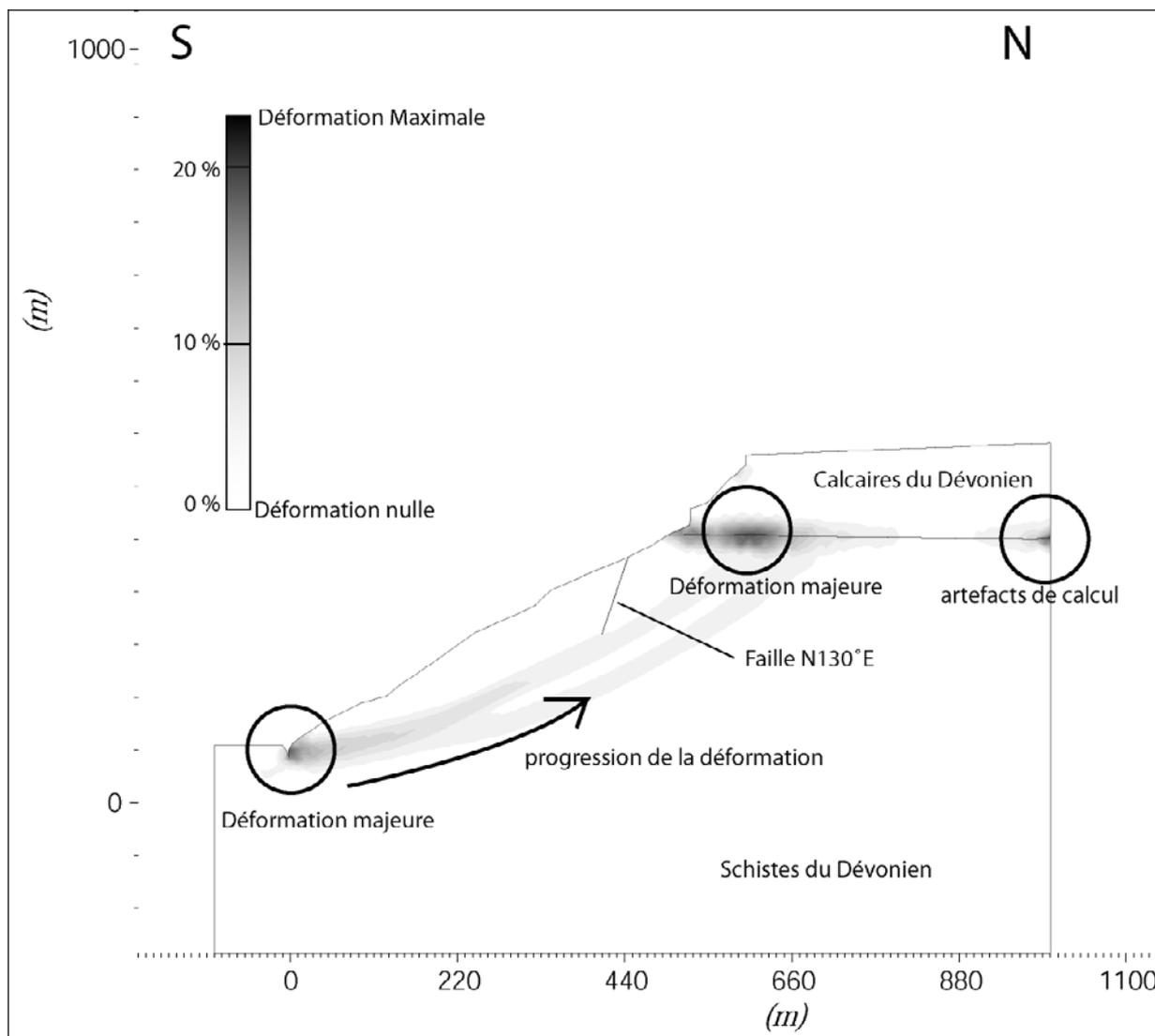


Figure 77 : Résultat de la modélisation pour des valeurs de paramètres mécaniques réduits de 55% et un angle de friction de la faille égale à 30°, étape 5.

L'étape 8 (Figure 78) est caractérisée par le début des déplacements en pied de versant. Ceci s'explique par la mise en contact de la zone de déformation qui progresse vers le sommet du versant jusqu'à la faille de direction N130°E. Cela dessine la surface de rupture pressentie pour le glissement rocheux de Pleyse. La profondeur de cette discontinuité correspond aux observations du terrain et retranscrits sur la coupe géologique (Figure 56). Nous remarquons aussi que la zone de déformation se poursuit au delà de la faille pour rentrer en contact avec les calcaires du Dévonien moyen et supérieur.

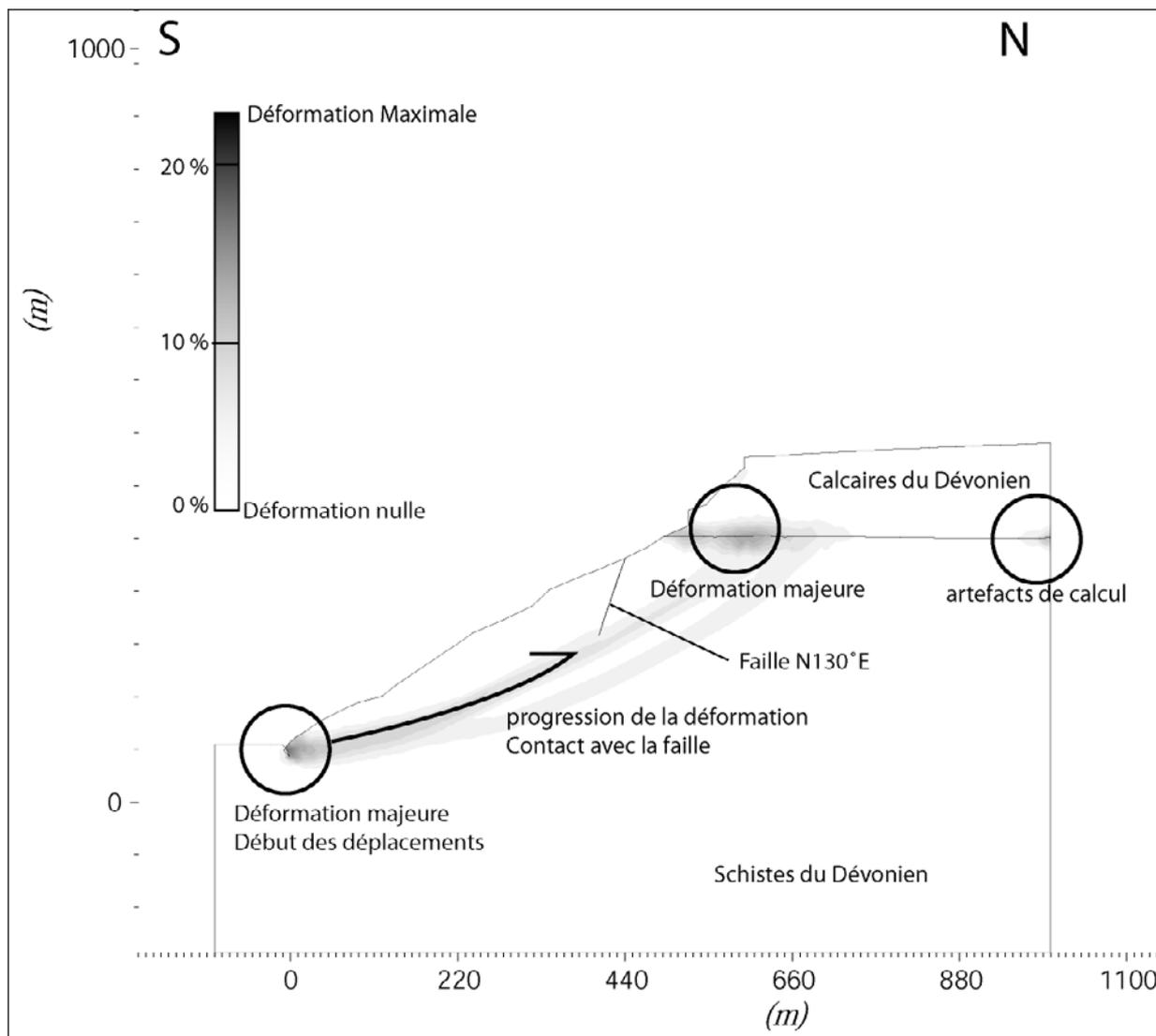


Figure 78 : Résultat de la modélisation pour des valeurs de paramètres mécaniques réduits de 55% et un angle de friction de la faille égale à 30°, étape 8.

La dernière étape notée 10, correspond à un vieillissement de 100 ans. Il correspondrait à une étape postérieure au glissement de terrain. En effet, on distingue le recouvrement complet du canyon du Cély et le passage de la masse rocheuse glissée sur la rive opposée. Cette modélisation montre que la zone de rupture responsable du glissement de terrain de Pleyssse continue à progresser vers l'amont et commence à affecter les calcaires du Dévonien.

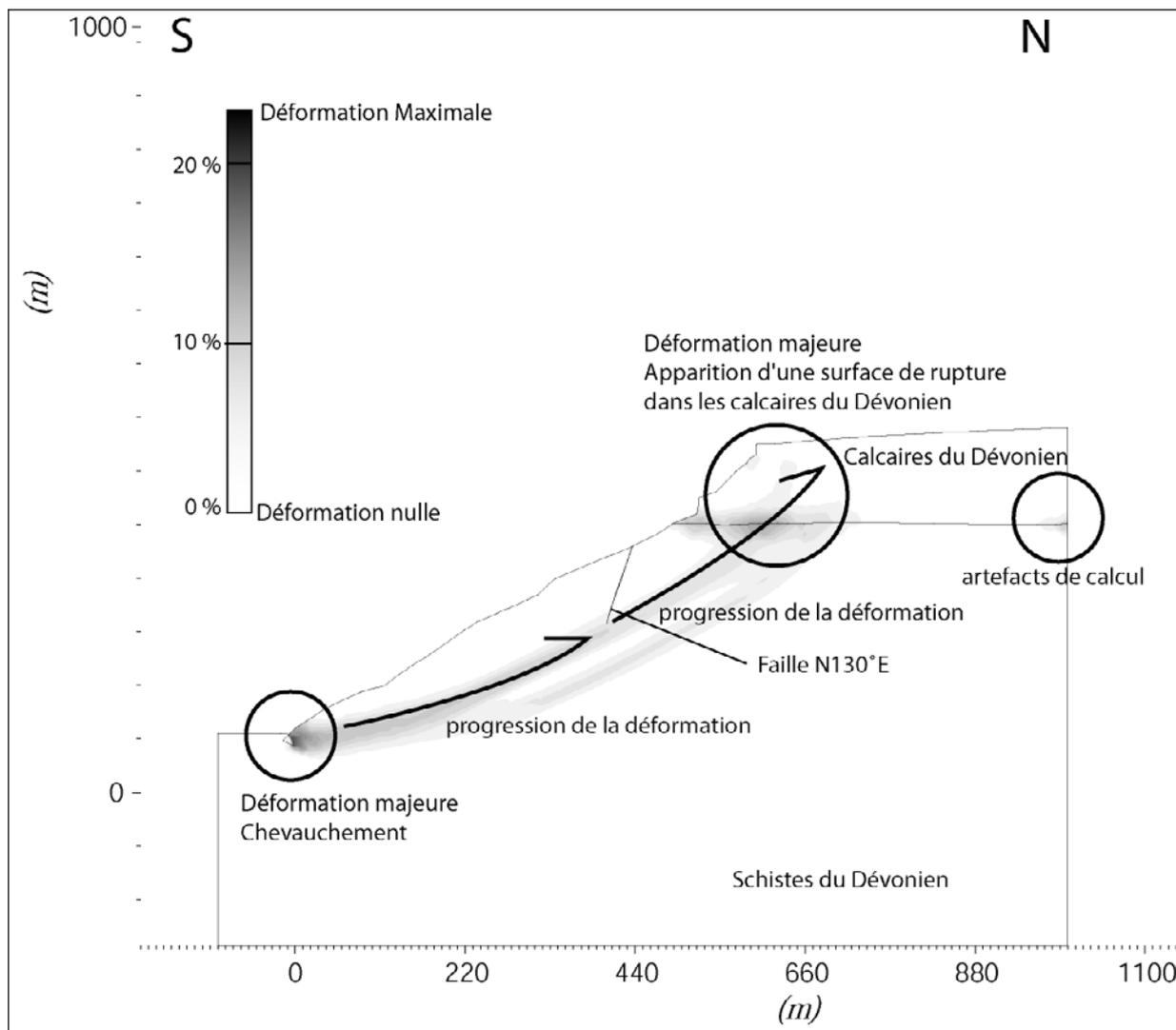


Figure 79 : Résultat de la modélisation pour des valeurs de paramètres mécaniques réduits de 55% et un angle de friction de la faille égale à 30°, étape 10.

Ainsi la modélisation proposée permet de comprendre l'évolution du versant nord du secteur des Eaux-Bonnes depuis le début des déformations (Figure 75) jusqu'à l'étape actuelle et future supposée (Figure 79). Dans un premier temps, elle montre que les déformations ont commencé à partir du pied du versant et qu'elles ont progressé en amont jusqu'à atteindre la faille de Lazive. Le dispositif géométrique a tout simplement permis le décrochement de la masse rocheuse du reste du versant rocheux. Dans un deuxième temps, elle pourrait permettre d'anticiper l'évolution future du versant des Eaux-Bonnes (Figure 79). En effet, nous observons sur la modélisation que la surface de rupture progresse vers les calcaires du Dévonien moyen et supérieur. Or, actuellement c'est ce que nous commençons à percevoir sur le terrain (Figure 81).

Il aurait été intéressant de prendre en compte le rôle de l'eau et de voir l'influence des augmentations des pressions interstitielles en pied du versant mais cette modélisation reste une perspective de recherche vers une modélisation plus aboutie.

2.5. SYNTHÈSE ET ÉVOLUTION FUTURE DU VERSANT ROCHEUX.

L'analyse morphologique et structurale du versant sud des Eaux-Bonnes montre que les mouvements rocheux du massif sont directement guidés par trois grandes familles de fractures (N130-140°E ; N60-70°E et N170-020°E) qui découpent le versant en trois blocs structuraux (Figure 80), avec :

- un bloc ouest délimité à l'est par la faille N130°E qui correspond à l'escarpement principal du versant. Ce bloc, essentiellement constitué de schistes gris plissés du Dévonien inférieur, est recouvert par les principaux écroulements rocheux calcaires du Dévonien moyen et supérieur. Ces écroulements proviennent de l'affaissement mécanique des principaux panneaux calcaires de l'escarpement principal. Ils se sont produits entre 1953 et 1977. La terminaison sud, en forme de coin, du bloc structural est affectée par le glissement rocheux de Pleyssse, déclenché en 1982;

- un bloc sud-est limité au nord par la faille du Cély et par l'accident chevauchant à son extrémité sud (Figure 80). Il est essentiellement constitué de calcaires du Dévonien moyen et supérieur, fortement plissés. Il s'agit du bloc structural le plus stable puisque aucun mouvement rocheux et aucun glissement de terrain n'y ont été cartographiés ;

- le bloc nord-est, limité à l'ouest par la faille N130°E et au sud par la faille du Cély, à partir duquel se sont produits les principaux écroulements. Ce bloc structural, le plus élevé du versant, est mécaniquement toujours instable puisqu'il est découpé, sur ces bordures, par un dièdre de failles et fractures satellites des directions N130°70°W et N70°50°SSE. Ces fractures découpent actuellement le versant suivant deux panneaux instables notés 3 et 4 (Figure 80, Figure 81). Le panneau 3 affecte l'escarpement principal suivant deux blocs majeurs notés 3a et 3b. Il montre à l'affleurement un important affaissement vertical de plusieurs dizaines de mètres suivant le réseau de fractures de direction N130°E. Des fractures ouvertes N130°E délimitent les blocs 3a et 3b sur la totalité de la hauteur de l'escarpement principal (Figure 81). Ces déplacements affectent directement le synclinal couché qui structure le plateau calcaire du secteur d'étude (coupe B-B' et C-C', Figure 56 et Figure 57), et qui culmine à 1400 mètres d'altitude. Le comportement actif et actuel de ces panneaux est schématiquement indiqué par des flèches (Figure 80). Les panneaux 4 affectent le

versant sud suivant plusieurs parties notées 4a, b et c (Figure 80). Pour celui-ci, les déplacements le long des fractures N 70°-50SSE restent faibles et peu actifs, sinon stabilisé.

L'ensemble des données de terrain montrent que seule la bordure ouest du plateau calcaire est affectée par des mouvements gravitaires guidés par les failles listriques orientées N130°E (Figure 81). Le schéma structural réalisé à partir des données de terrain recoupe le résultat de la modélisation établie dans l'étape 10 (Figure 79). Dans ces conditions, bien que l'évolution future du versant de Pleyssé soit difficilement prévisible, nos observations de terrain comme la modélisation convergent pour considérer qu'une grande partie du plateau calcaire est susceptible de s'effondrer suivant au moins les blocs 3a ou 3b (Figure 80, Figure 81). Il est difficile de préciser si ce mouvement se fera progressivement ou brutalement (avalanche rocheuse). Toutefois l'estimation du volume total de ce mouvement rocheux potentiel de grande ampleur est comparable aux glissements de terrain de la Clapière ou de Séchilienne pour citer des références en France (Couture et al., 1997). Il peut être évalué à plus de 30 millions de m³. Seule une surveillance de l'escarpement calcaire avec la mesure des déplacements permettrait de faire une meilleure prévision (Crosta & Agliardi, 2003).

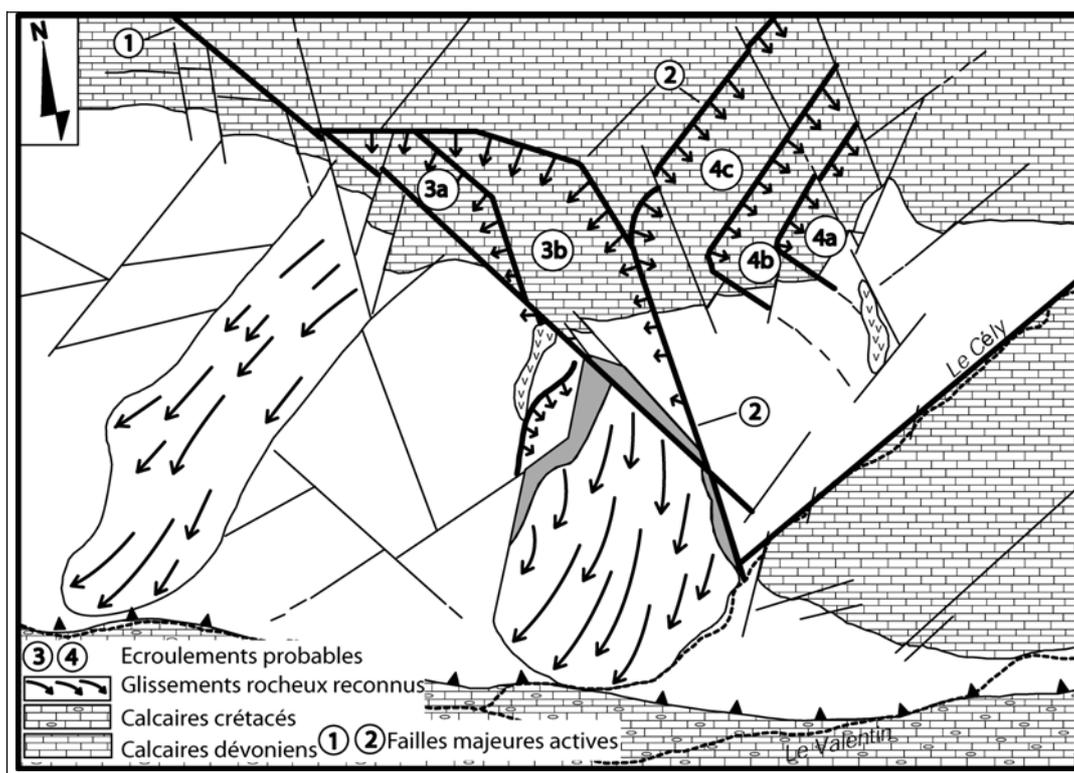


Figure 80 : Carte schématique synthétique des mouvements de terrain actuels dans le secteur des Eaux-Bonnes.

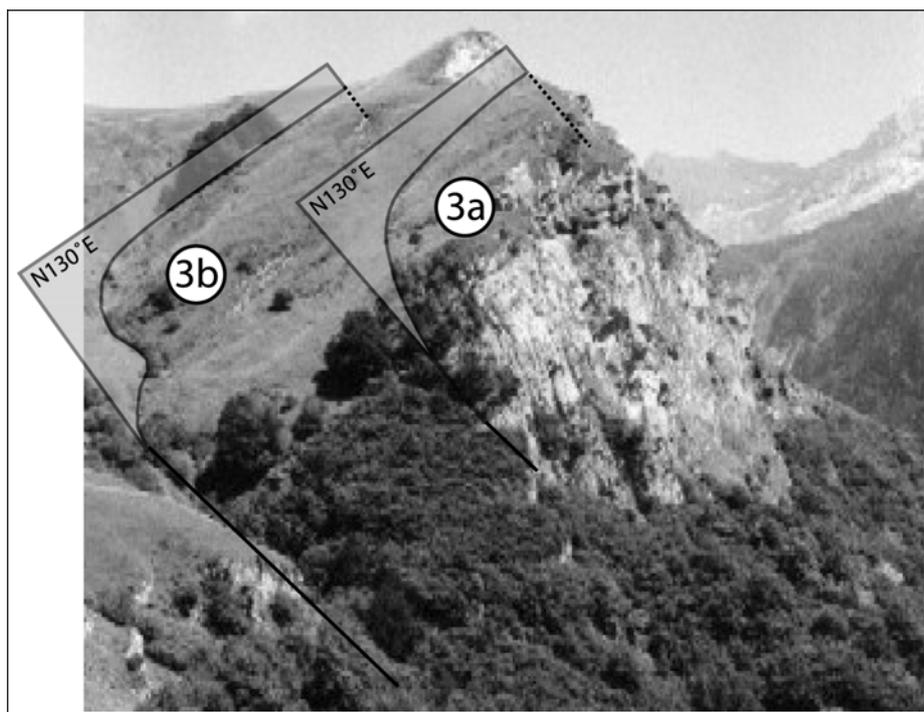


Figure 81 : Photographie montrant le découpage du Dévonien moyen et supérieur par des failles de direction N130°E représentées sur la Figure 80. Les blocs 3a et 3b confortent la modélisation de l'évolution du versant (Figure 79)

2.6. CONCLUSION SUR LE GLISSEMENT DE TERRAIN DES EAUX-BONNES

L'analyse des facteurs de prédisposition à la rupture montre qu'il existe deux facteurs majeurs dans le positionnement et le volume important du glissement de terrain de Pleyssse. Le premier facteur est le réseau de faille qui crée un polyèdre instable de plusieurs dizaines de mètres. Il structure la globalité de l'escarpement principal et conditionne le glissement rocheux de Pleyssse. Le second facteur est l'action érosive du ruisseau le Cély, qui durant de nombreuses années et depuis la fin de la glaciation du Würm, a érodé le pied du versant pour créer un canyon profond d'une vingtaine de mètres en provoquant une diminution de la butée en pied de versant.

Le facteur déclenchant, dans le cas du glissement rocheux de Pleyssse, est très difficile à déterminer, mais il est certain que l'action des séismes et des pluies n'ont eu aucun effet immédiat dans son déclenchement. Toutefois, et ceci est la principale hypothèse avancée, l'accumulation des pluies des mois précédents le début de la phase paroxysmale aurait pu provoquer une élévation du niveau d'eau dans le versant en entraînant ainsi d'importantes augmentations de pressions interstitielles dans les schistes et les fractures. Elles auraient entraîné la rupture brutale du versant rocheux. La modélisation réalisée dans ce travail sur le glissement rocheux de Pleyssse, même si elle n'a pris en compte le rôle de l'eau, a permis

cependant de montrer une possible évolution future du versant, dans sa globalité, vers une importante instabilité gravitaire d'au moins 30 millions de m³.

CHAPITRE 3 : LE GLISSEMENT DE TERRAIN DE GOUETSOULE

3. LE GLISSEMENT DE TERRAIN DU SECTEUR DE GOUETSOULE

L'étude du glissement de terrain de Gouetsoule va s'effectuer de la même façon que pour celui des Eaux-Bonnes. Nous définirons tout d'abord les facteurs de prédisposition à la rupture puis les facteurs de préparation et enfin les facteurs déclenchants. Cette étude se terminera par le calcul du coefficient de sécurité du glissement de terrain avec l'utilisation de la méthode de VanMarcke (1983) qui permet de prendre en compte la variabilité des propriétés mécaniques de la moraine.

3.1. FACTEURS DE PREDISPOSITION A LA RUPTURE

L'érosion du substratum rocheux de la vallée d'Aspe par l'ancien glacier a été récemment analysée et comprise (Lebourg 2000 et Lebourg & Fabre, 2000, Figure 82). L'évolution de l'érosion glaciaire suivant une coupe perpendiculaire à l'avancée du glacier peut s'expliquer en trois stades, avec :

- Stade Cse_1 : début de l'érosion préférentielle, plus importante dans les schistes que sur les bancs de grès.

- Stade Cse_2 : état du substratum après passage du glacier transversal par rapport au glacier principal. Les moraines se déposent dans les zones d'érosion préférentielle. Elles recouvrent entièrement le substratum. On parle d'un cryptorelief.

- Stade Cse_3 : stade actuel où l'érosion météorique et le passage des torrents et rivières laissent de profondes entailles dans les moraines. Celles-ci permettent l'apparition à l'affleurement du substratum caché comme à Gouetsoule

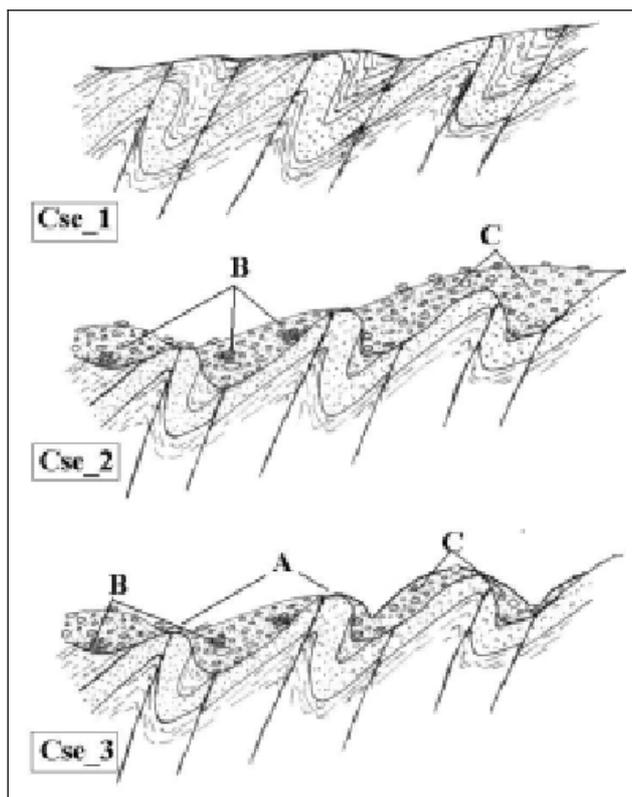


Figure 82 : Coupes schématiques montrant l'évolution de l'érosion glaciaire du versant de Gouetsoule, d'après Lebourg (2000). On remarque le creusement préférentiel des niveaux schisteux, moins compétents, du substratum ultérieurement comblés par les moraines déposées par le glacier.

Ce cryptorelief est un facteur important de prédisposition à la rupture et à l'origine des glissements de terrain dans les moraines (Lebourg, 2000). En effet, il favorise d'un point de vue géométrique une interface en forme de cuvette à la limite entre la moraine et le substratum. Les relevés de terrain et la délimitation en profondeur de la surface de rupture par prospection géophysique (Lebourg, 2000), montrent que la surface de rupture a tendance à suivre la forme en cuvette du cryptorelief. A cela, la forme en cuvette ajoute un rôle « récupérateur » des eaux pluviales et favorise les recharges locales de la nappe phréatique lors des événements très pluvieux. De plus, Lebourg (2000), a démontré que la forme du cryptorelief influençait la stabilité des massifs morainiques sus-jacents. En fait, la stabilité des massifs morainiques serait moindre lorsque le substratum est en forme de cuvette avec des bords très relevés, comme nous l'observons dans le secteur de Gouetsoule. Dans ce cas, la surface de rupture a tendance à suivre la morphologie du cryptorelief.

3.2. FACTEURS DE PREPARATION A LA RUPTURE

3.2.1. ROLE DE LA GEOLOGIE.

La moraine de Gouetsoule recouvre une grande partie du secteur d'étude et peut atteindre des épaisseurs de plus de 30 mètres. Elle reste très hétérogène du point de vue pétrographique, granulométrique et des propriétés mécaniques.

Afin de caractériser la moraine de Gouetsoule, 16 prélèvements ont été réalisés sur l'ensemble du secteur d'étude (Figure 83). Ces différents points de prélèvements ont été repartis de façon à recouvrir tout le secteur.

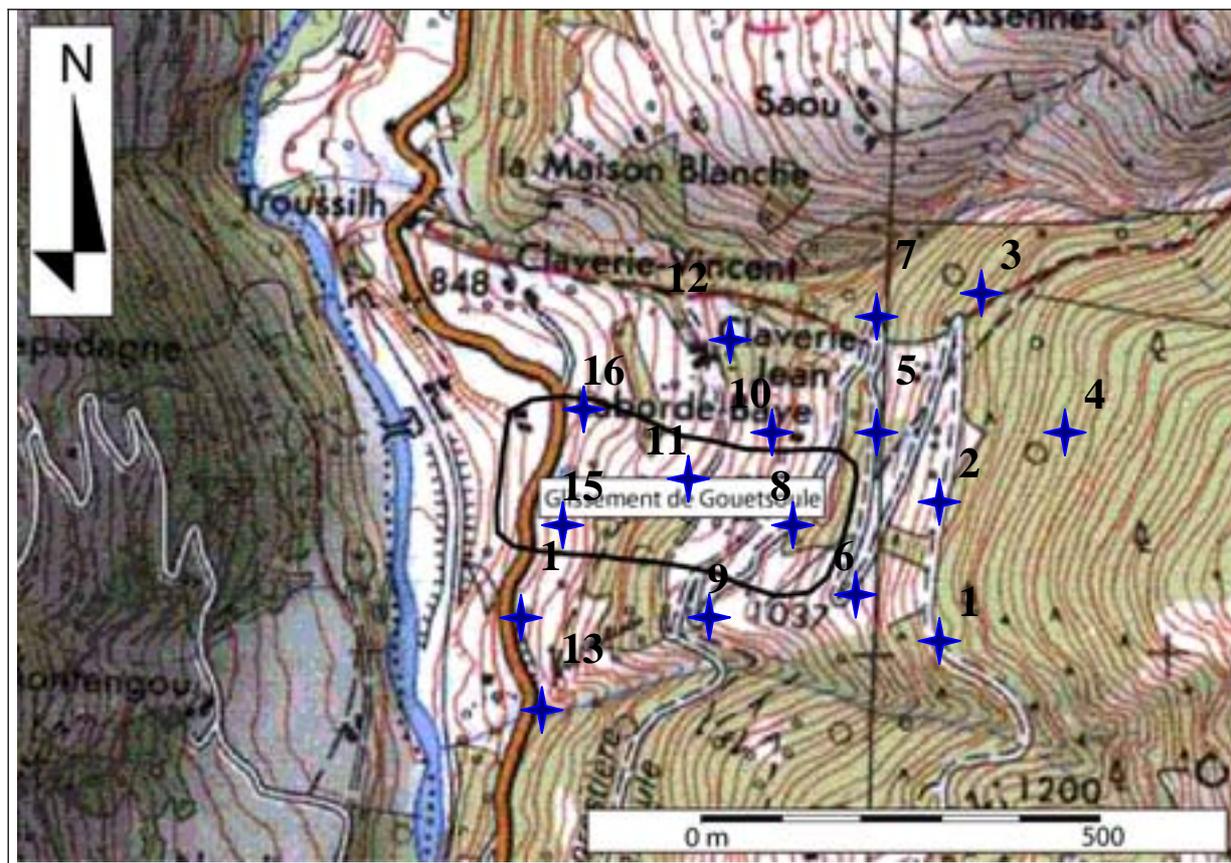


Figure 83 : Carte de localisation de prélèvements des seize échantillons de moraines.

3.2.1.1. PETROGRAPHIE DES MORAINES.

La variabilité de la composition pétrographique des moraines est conditionnée par la nature géologique des terrains traversés par le glacier lors de sa progression ainsi que par leur condition de mise en place et leur position altimétrique. En effet, les moraines de convergence entre le glacier principal et le glacier secondaire n'auront pas la même granulométrie que les moraines latérales (Fabre et *al.*, 2003).

Les moraines du secteur d'étude montrent une faible hétérogénéité pétrographique car on ne rencontre que deux types de formations. Elles sont composées majoritairement de schistes et de grès qui constituent les formations dominantes dans la vallée d'Aspe (Tableau 16).

% massique	Grès %	Schistes %	Calcaire %	Quartz %	Total %	Altitude (m)
Moraine 1	92	8	0	0	100	1145
Moraine 2	86	14	0	0	100	1131
Moraine 3	92	8	0	0	100	1138
Moraine 4	82	18	0	0	100	1234
Moraine 5	89	10	0	1	100	1062
Moraine 6	85	13	2	0	100	1084
Moraine 7	88	12	0	0	100	1044
Moraine 8	87	12	0	1	100	1032
Moraine 9	80	18	2	0	100	1008
Moraine 10	78	20	2	0	100	997
Moraine 11	76	18	6	1	100	958
Moraine 12	80	17	3	0	100	960
Moraine 13	80	19	1	0	100	886
Moraine 14	80	14	6	0	100	866
Moraine 15	78	18	4	0	100	883
Moraine 16	77	18	5	0	100	876
Moyenne	83	15	2	0	100	1019

Tableau 16 : Nature pétrographique des seize points de prélèvements de la moraine de Gouetsoule pour les classes granulométriques allant des blocs jusqu'au graviers.

Du Tableau 16, il ressort que la pétrographie varie beaucoup entre le haut et le bas du versant de Gouetsoule. En effet, nous remarquons une baisse de la proportion des grès qui dépasse les 90% en haut du versant et passe à 70-80% vers le bas du versant. Ceci se fait en faveur de la proportion des schistes qui évolue inversement. Les raisons de cette variation pétrographique peuvent être multiples. Mais les données de terrain indiquent et confirment que le secteur de Gouetsoule aurait subi l'influence de deux glaciers lors de la glaciation du Würm (Lebourg, 2000, Lebourg *et al.*, 2003 et Fabre *et al.*, 2003). En effet, dans la partie basse du versant les moraines ont été déposées par le glacier principal de la vallée d'Aspe, alors que dans la partie haute du versant, il s'agirait du glacier secondaire descendant du sommet du versant. Ceci est corroboré par les formations géologiques retrouvées dans la vallée d'Aspe, qui montre que du sommet du versant jusqu'au secteur de Gouetsoule la principale formation rencontrée est les grès rouges du Permien. Il est donc logique que la partie haute du versant soit composée majoritairement de cette formation. En revanche pour la partie basse du versant, le glacier principal beaucoup plus actif et beaucoup plus vaste, a parcouru plus de distance et a transporté des roches très différentes dont les grès rouges du Permien, les schistes et grès du Carbonifère et en moindre importance les calcaires du Dévonien.

Nous retrouvons ces caractéristiques sur la Figure 84, où la moraine 1 située à l'amont du versant est composée à 92% de grès du Permien et à 8 % du schistes du Culm. Au

contraire, la moraine notée 16 située en aval du versant a une proportion moindre de grès (77%) et une quantité plus importante de schistes (18%) avec des grains de calcaires (5%).

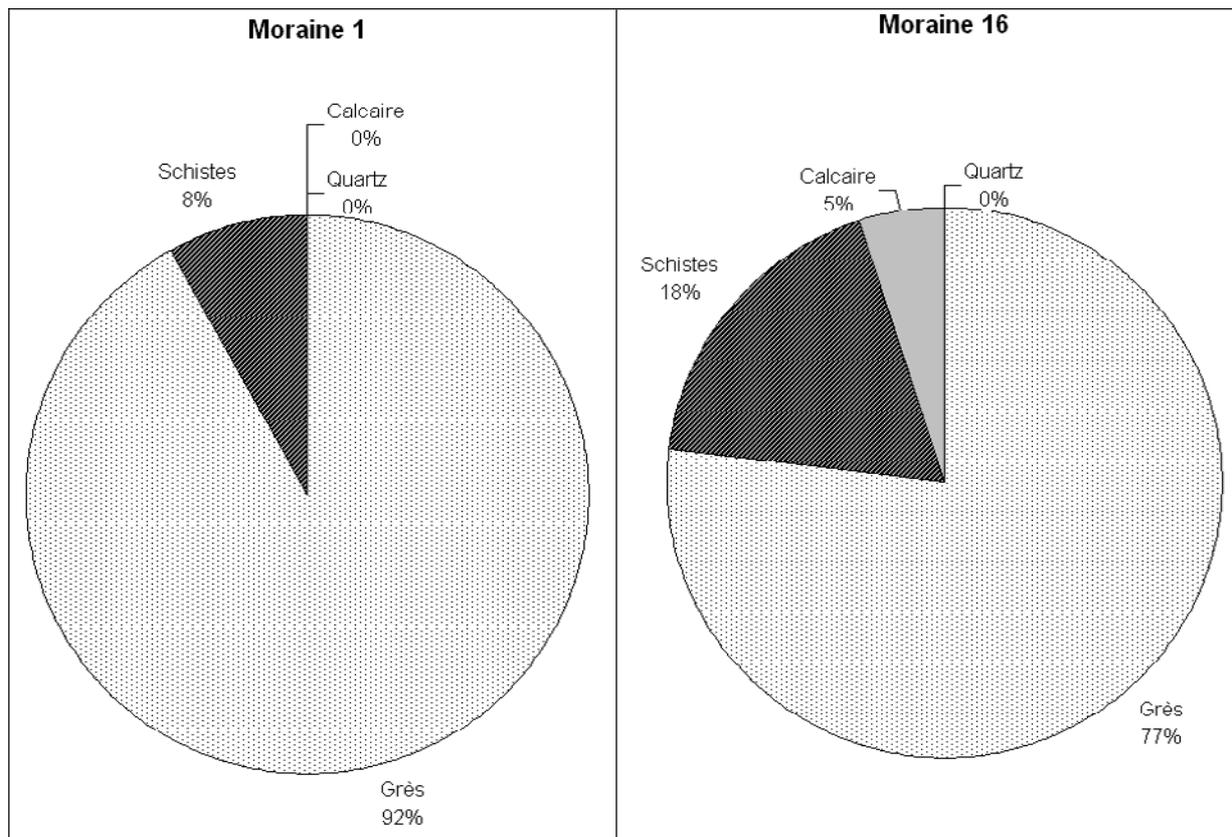


Figure 84 : Comparaison pétrographique entre les moraines du haut et du bas du versant de Gouetsoule.

3.2.1.2. GRANULOMETRIE DES MORAINES DE GOUETSOULE.

Les moraines sont des matériaux détritiques hétérogènes du point de vue de la texture, de la taille et de la forme. Elles sont formées de particules de dimension très variées avec une distribution granulométrique souvent très étalée.

Le but de l'analyse granulométrique est d'étudier la taille des particules constituant le sol et de mesurer l'importance relative des fractions du sol de dimension bien définies : gros éléments, gravier, sable, limon et argile. La dimension de ces particules varie de 10^{-6} mm à 1000 mm.

La classification de l'agronome Atterberg est la plus ancienne des classifications utilisées pour caractériser les particules de différentes dimensions. Elle suit une progression géométrique de raison 1/10.

Le problème majeur de l'analyse granulométrique est la taille des particules très diverses que l'on peut trouver dans un sol. Aussi afin d'avoir une bonne appréhension de la distribution des particules, il faut que toutes les classes granulométriques puissent être

représentées. Suivant les recommandations des normes françaises pour l'analyse granulométrique (NF P94-056 et NF P94-040), il est nécessaire de tamiser une masse de sol qui est fonction du diamètre du tamis le plus grand. Dans notre cas le tamis de plus grand diamètre faisait 20 mm, l'étude granulométrique a été réalisée sur des échantillons de 3 kg pour chaque prélèvement (Tableau 17). D'autres auteurs (Maquaire et *al.*, 2003) préconisent des volumes de prélèvements plus importants, il aurait ainsi fallu prélever environ 200 kg de matériaux par chacun des seize échantillons, ce qui reste inapplicable dans notre cas.

Tamis d(mm)	5	6,3	8	10	12,5	16	20	25	31,5	40	50	63	80
Masse en kg	0,3	0,4	0,5	0,8	1,2	2	3	5	8	12	20	30	50

Tableau 17 : Masse minimale de tamisat en fonction de la dimension maximale des mailles du tamis

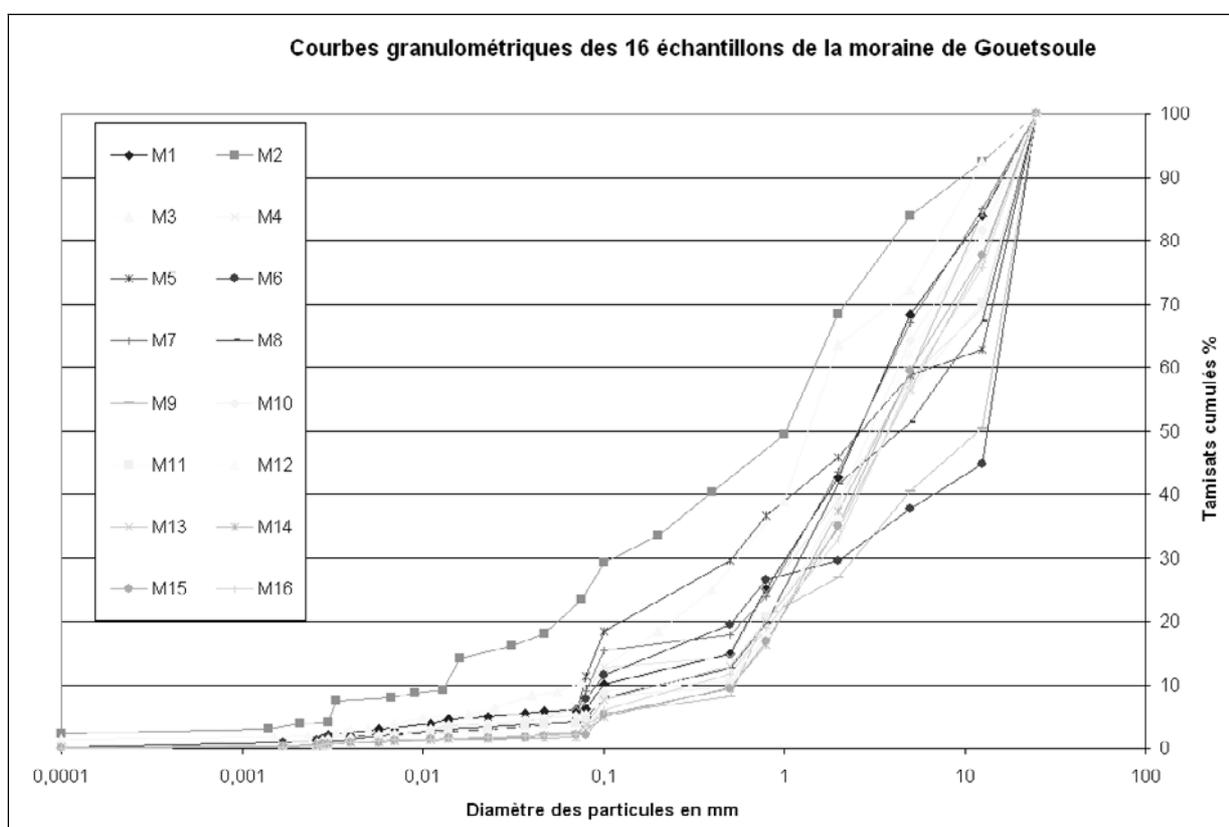


Figure 85 : Courbes granulométriques des seize échantillons de la moraine de Gouetsoule.

L'analyse granulométrique est faite par tamisage des seize échantillons de moraines prélevées dans le versant. Ces prélèvements serviront aussi à caractériser les paramètres mécaniques de la moraine de Gouetsoule en vue d'une étude de stabilité du glissement de terrain. Les tamis utilisés sont les suivants : 0,08, 0,1, 0,2, 0,4, 1, 2, 5 et 20 mm. Pour les diamètres inférieurs à 0,08 mm une analyse sédimentométrique en phase liquide, utilisant la loi de Stokes (NF P 94-057) a été réalisée pour les seize échantillons.

L'analyse granulométrique permet de comparer les différents échantillons de moraine du secteur de Gouetsoule (Figure 85). Les courbes granulométriques des moraines de Gouetsoule indiquent qu'elles sont pauvres en particules fines sauf dans le cas de l'échantillon 2. Leur granulométrie est relativement étalée et se distingue qu'en raison des teneurs en particules fines et grossières. Seule la moraine 2 est très différente des autres par une teneur en particules fines plus élevée (30%, moyenne des 16 échantillons = 10%). Le fait que cette moraine soit atypique est difficilement explicable car aucune observation sur le terrain ne montre de différences notables avec les autres points de prélèvement.

La distribution granulométrique peut aussi être représentée sous la forme d'un diagramme triangulaire suivant trois pôles (P1, P2, P3) qui sont classiquement définis comme (Figure 86) :

- P1 : pôle des graves (diamètre des grains supérieur à 2 mm)
- P2 : pôle des sables
- P3 : pôle des silts ou fines (diamètre des grains inférieur à 80 µm).

Cette représentation permet de regrouper graphiquement les échantillons analysés et donc de faciliter leur comparaison.

	P1	P2	P3	Altitude de prélèvement (m)
	sup 2mm	2mm-0,08mm	inf 0,08mm	
Moraine 1	70,0	19,0	11,0	1145
Moraine 2	50,7	31,2	18,1	1131
Moraine 3	61,1	30,0	7,5	1138
Moraine 4	73,0	21,0	6,0	1234
Moraine 5	48,0	46,0	6,0	1062
Moraine 6	43,0	52,0	5,0	1084
Moraine 7	79,0	15,0	6,0	1044
Moraine 8	75,0	22,0	3,0	1032
Moraine 9	65,0	31,0	4,0	1008
Moraine 10	82,2	12,5	5,3	997
Moraine 11	77,0	19,0	4,0	958
Moraine 12	78,0	20,0	2,0	960
Moraine 13	60,0	35,0	5,0	886
Moraine 14	62,0	34,0	4,0	866
Moraine 15	85,0	12,0	3,0	883
Moraine 16	81,0	13,0	6,0	876

Tableau 18 : Granulométrie des différents échantillons de la moraine de Gouetsoule.

Ce diagramme (Figure 86) montre que les moraines de Gouetsoule s'étale entre le pôle sable et grave. Elles ont toutes une teneur en silts inférieure à 10%, sauf l'échantillon 2 (18%) (Tableau 18). Au regard des données de la littérature (André, 1991, Légier, 1977, Menzies, 1995 et 1996, Cailleux & Tricart, 1959 et 1965), il est clair que la moraine de Gouetsoule est beaucoup moins riche en particules fines que les autres moraines déjà étudiées (Fabre et *al.*, 1999 et 2000 et Lebourg, 2000).

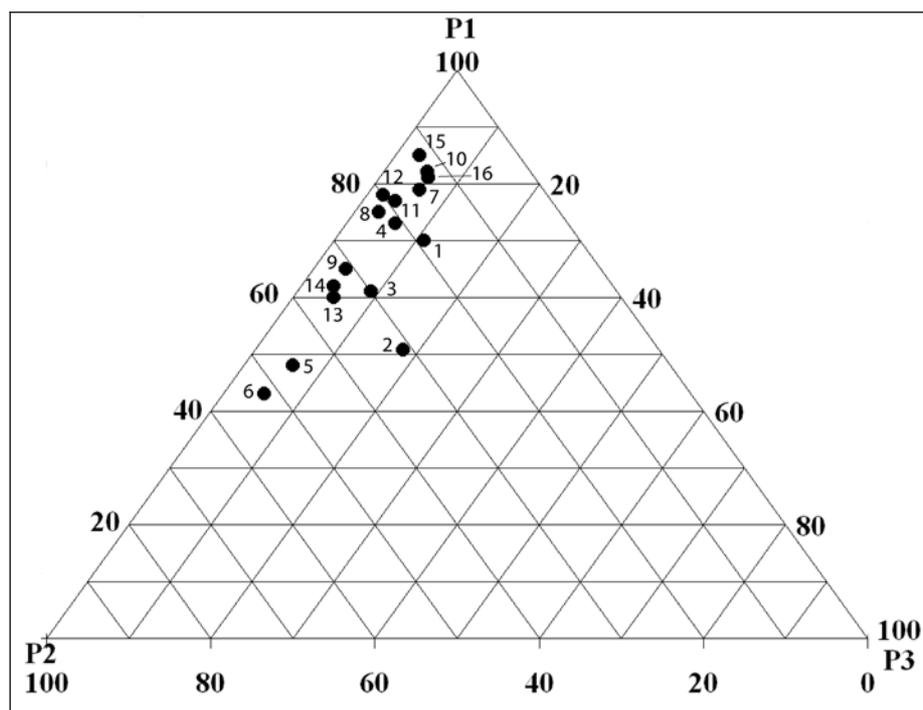


Figure 86 : Granulométrie des seize échantillons de la moraine du secteur de Gouetsoule.

La granulométrie des différents points de prélèvement de la moraine de Gouetsoule a été comparée à cinq granulométries de formations détritiques de référence. Ces formations sont très différentes et vont des sables (De Jaeger, 1991), des alluvions et dépôts de pente, (Légier, 1977), jusqu'aux dépôts lacustres et d'autres moraines de la vallée d'Aspe (Lebourg 2000).

Cette comparaison montre que la moraine de Gouetsoule se rapproche beaucoup des formations de type dépôts de pente. Si nous la comparons aux autres moraines de la vallée d'Aspe, on constate qu'elle présente les mêmes caractéristiques granulométriques.

Afin d'améliorer cette comparaison, nous étudierons les différents paramètres caractérisant la distribution granulométrique des formations : les paramètres de position de la distribution granulométrique (Folk, 1966, Folk & Ward, 1957), les paramètres d'uniformité, (Hazen, 1914) et d'asymétrie (Folk & Ward, 1957).

Le paramètre de position caractérise le diamètre des grains à un pourcentage donné de la fonction de répartition sur la courbe granulométrique. D'après Folk et Ward (1957), la répartition moyenne est calculée par $\phi_{\text{moyen}} = (\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84})/3$ (ϕ : diamètre des grains, unité américaine).

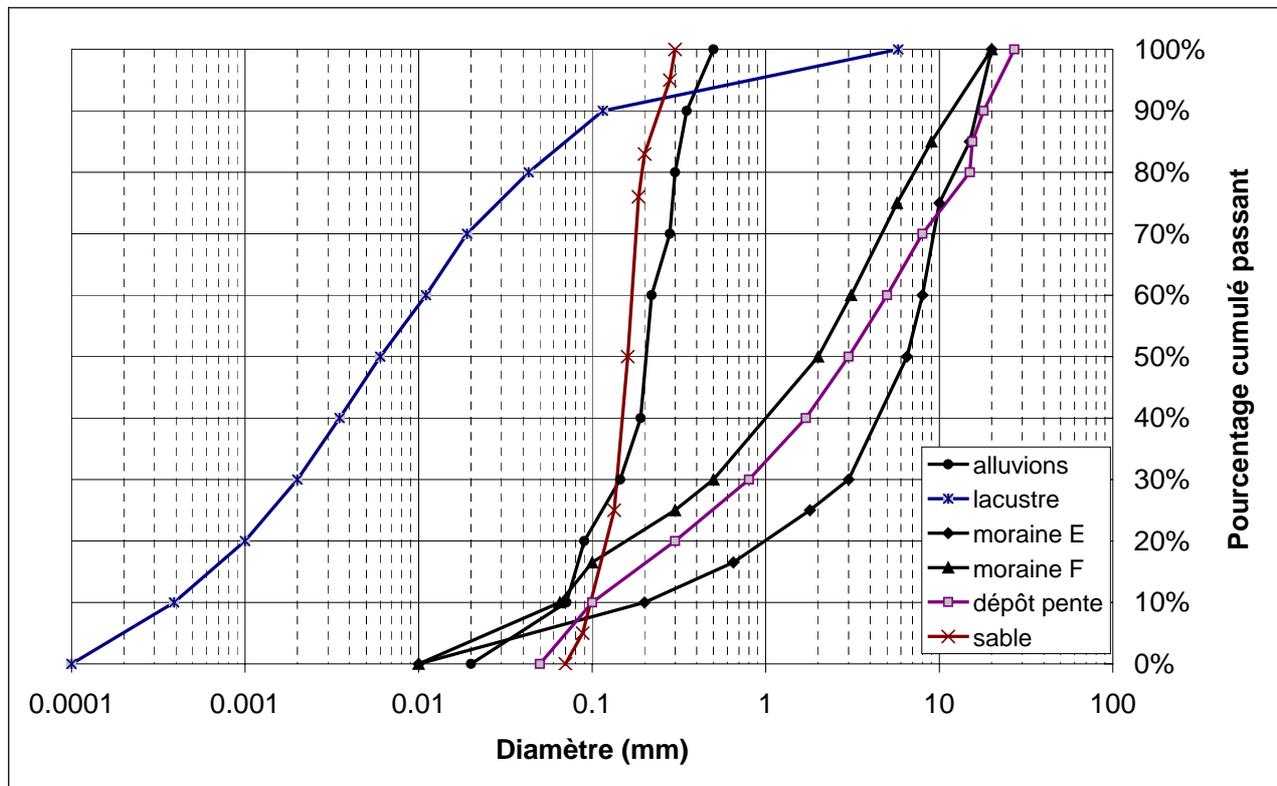


Figure 87 : Courbes granulométriques de différents types de formations superficielles, in Lebourg (2000).

Les valeurs obtenues sur les seize échantillons de la moraine de Gouetsoule varient entre -2,33 et 0,67. Si nous comparons ces valeurs à celles des formations de référence, nous constatons que le paramètre ϕ_{moyen} est très faible. La moraine de Gouetsoule se distingue donc par une part plus importante de grains grossiers.

	Alluvions	Sable	Pente	Lacustre	Moraines
Φ_{moyen}	3,5	2,6	1,8	7,6	-2,33 – 0,67

Tableau 19 : Tableau des valeurs du paramètre Φ_{moyen} des formations de référence et des échantillons de la moraine de Gouetsoule.

Le paramètre d'uniformité C_u (coefficient d'uniformité) permet de connaître le classement et l'allure des courbes granulométriques. Ce coefficient est défini par le rapport : d_{60}/d_{10} (Hazen, 1914).

Le calcul du coefficient d'uniformité Cu des seize échantillons de la moraine de Gouetsoule (Tableau 20) indique une granulométrie « peu uniforme » à « très peu uniforme » (Tableau 21). Le coefficient d'uniformité varie de 10 à 200 avec une moyenne de 41 ; ce qui correspond aux mêmes caractéristiques que les dépôts de pente (Tableau 20).

	Alluvions	Sable	Pente	Lacustre	Moraines
Cu	8,2	1,4	41	29	10 - 200

Tableau 20 : Tableau des valeurs de Cu des différentes formations superficielles de référence et des échantillons de la moraine de Gouetsoule.

Uniformité	Très uniforme	Uniforme	Peu uniforme	Très peu uniforme
Cu	<2	2-5	5-20	>20

Tableau 21 : Classification des sols en fonction du Cu.

L'indice Ski permet de mesurer le degré d'asymétrie d'une fonction granulométrique. Il est défini par Folk et Ward, 1957 :

$$Ski = \frac{(\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50})}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{(\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50})}{2(\Phi_{95} - \Phi_5)}$$

Le coefficient Ski (Tableau 22), nous permet de montrer que les courbes granulométriques des seize échantillons de moraines vont de « asymétrique fin » à « asymétrique grossier ». Les valeurs étant trop dispersées, nous ne pouvons pas les comparer aux formations de référence. Par contre, ce coefficient permet de bien discriminer les seize échantillons de moraines contrairement aux autres coefficients calculés (Cu et ϕ_{moyen}). Le coefficient Ski permet de distinguer les échantillons selon 2 groupes (Figure 88). Le premier groupe correspond aux échantillons 1, 2, 3, 8, 9 et 13 avec une distribution de type asymétrique grossier. Le deuxième groupe est celui des échantillons 4, 5, 6, 7, 10, 11, 12, 14 et 16 avec une distribution de type asymétrique fin. Les deux groupes fondés sur l'asymétrie ne recourent pas ceux fondés sur la pétrographie. Nous verrons dans la partie 3.2.3 que le paramètre d'asymétrie est indépendant des autres paramètres physiques et mécaniques estimés pour la moraine de Gouetsoule. Il semble donc que la paramètre Ski ne soit pas représentatif et assez peu discriminant pour le regroupement des échantillons de la moraine de Gouetsoule

	Alluvions	Sable	Pente	Lacustre	Moraines
Ski	0,001	-0,08	-0,1	0,1	-0,50 – 0,56

Tableau 22 : Tableau des valeurs de Ski des formations de référence et des échantillons de la moraine de Gouetsoule.

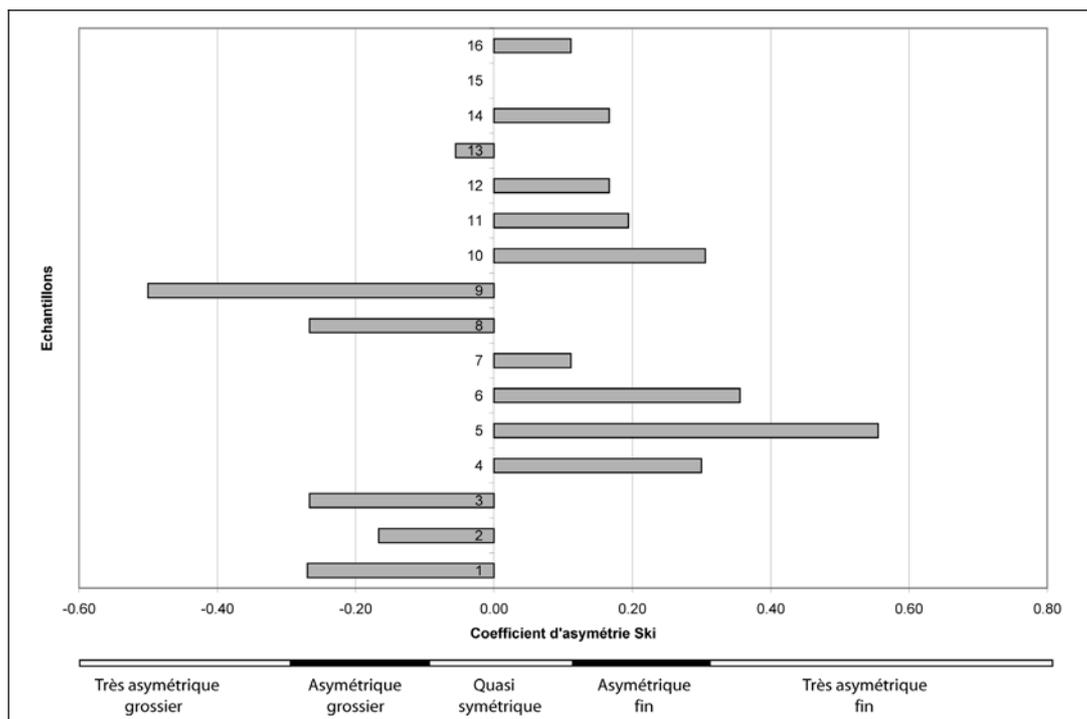


Figure 88 : Distribution du coefficient d'asymétrie Ski pour les seize échantillons de la moraine de Gouetsoule.

La caractérisation pétrographique et granulométrique des échantillons de la moraine de Gouetsoule met en évidence son caractère hétérogène (ANNEXE 9). Son hétérogénéité se décline selon deux modes : le premier est une hétérogénéité pétrographique en fonction de sa position dans le versant, en effet, nous avons observé une variation de la composition pétrographique entre le bas et le haut du versant. Le second est une hétérogénéité granulométrique par un étalement des grains allant des graviers jusqu'à l'argile.

Cette importante hétérogénéité doit être prise en compte dans l'étude de la stabilité du versant rocheux. Voilà pourquoi nous estimerons les paramètres mécaniques de la moraine de Gouetsoule aux 16 points d'échantillonnage afin de limiter au maximum les approximations sur le calcul de stabilité.

3.2.2. CARACTERISTIQUES MECANIQUES DES MORAINES DE GOUETSOULE.

Les paramètres mécaniques des moraines ont été estimés à partir d'essais triaxiaux, ce sont l'angle de frottement interne effectif et la cohésion effective. Les autres paramètres mécaniques comme le module de Young, le coefficient de Poisson et l'angle de dilatance ne seront pas déterminés car ils ne sont pas intégrés dans le calcul de stabilité utilisé.

3.2.2.1. PRINCIPE DES ESSAIS MECANIQUES.

L'appareil triaxial LINQVIST possède une cellule et un dispositif permettant de générer des contraintes de confinement pouvant aller jusqu'à 1600 kPa. Le dispositif de mesure est constitué de capteurs électroniques qui mesurent le déplacement vertical, la force normale, les pressions interstitielles aux deux extrémités de l'échantillon et le changement de volume de celui-ci. La précision de cet appareillage est de ± 4 N pour la force normale, $\pm 0,001$ mm pour le capteur de déplacement, ± 1 kPa pour les capteurs de pression interstitielle et $\pm 0,01$ ml pour le capteur de changement de volume. Toutes les éprouvettes d'échantillon utilisées pour la réalisation des essais triaxiaux ont un diamètre de 3,5 centimètres et une hauteur de 7 centimètres de façon à avoir un élancement de 2 et ainsi éviter les zones de friction pouvant fausser les résultats (Chen, 1948). Nous n'avons pu réaliser des essais avec des éprouvettes de diamètre plus grand car il n'y a pas eu assez de matériaux prélevés lors de la campagne de prélèvement unique de façon à éviter les problèmes de changement de condition climatique entre les prélèvements. Les essais triaxiaux ne prendront donc en compte que les grains dont le diamètre est au maximum de 3,5 mm. Cela représente entre 70 à 90% de la masse totale des échantillons de moraine prélevée. En effet, pour les essais triaxiaux, il est communément admis que le diamètre des plus gros grains ne doivent pas dépasser 10% du diamètre de l'éprouvette à cisailer. Cette règle est instituée en mécanique des sols afin de préserver l'effet d'échelle, Costet & Sanglerat, 1981, et ainsi avoir des paramètres mécaniques représentatifs du sol. Tous les essais triaxiaux réalisés sont des essais consolidés non drainés avec mesure du changement de volume et des pressions interstitielles. Pour les 16 échantillons de la moraine de Gouetsoule, nous avons suivi à chaque fois le même protocole expérimental de façon à pouvoir comparer les résultats :

- les prélèvements *in situ* ont été effectués avec le moins de remaniement possible,
- lors des prélèvements, les poids volumiques des échantillons prélevés ont été mesurés à l'aide d'une balance afin de réaliser des essais triaxiaux avec les poids volumiques naturels,
- préparation minutieuse de l'échantillon, la densité de l'éprouvette doit être la même que celle mesurée sur le terrain,
- saturation complète de l'éprouvette,
- réalisation des trois essais avec des $\sigma'_3 = 200$ kPa, 400 kPa et 800 kPa à une vitesse constante et relativement faible (0,003 mm/minute) pour éviter les surpressions interstitielles trop importantes à l'intérieur de l'échantillon. En effet, si les vitesses de cisaillement étaient trop importantes, les surpressions interstitielles générées par le cisaillement fausseraient l'estimation des paramètres mécaniques.

A titre d'exemple, les courbes de contraintes / déformations pour les moraines de Gouetsoule sont présentées (Figure 89, Figure 91). Le premier graphique (Figure 89) correspond aux courbes du déviateur-déformation où le déviateur est $\sigma'_1 - \sigma'_3$ avec σ'_3 contrainte de préconsolidation effective de l'essai. Ces courbes permettent d'estimer le module de Young qui est égal à la pente de la courbe à l'origine dans sa partie linéaire. La mesure du déviateur à la rupture s'effectue en prenant l'ordonnée à l'origine, suivant la tangente à la courbe contrainte-déformation au point de stabilisation de celle-ci. Il permet de calculer l'angle de frottement interne effectif et la cohésion effective, soit dans le repère de Mohr-Coulomb, ou soit dans le repère de Lambe (Figure 90). Nous avons choisi d'utiliser ce dernier repère qui permet de calculer plus précisément les paramètres mécaniques. Pour construire la droite de Lambe les coordonnées des résultats des essais réalisés ont été reportés sur un graphique dont les abscisses sont $s' = (\sigma'_1 + \sigma'_3)/2$ et les ordonnées $t' = (\sigma'_1 - \sigma'_3)/2$. Une fois les trois points des essais placés dans le repère de Lambe, nous calculons la droite de régression. Sachant que δ est l'angle de la pente de la droite de régression dans le repère (s', t') et que b est l'ordonnée à l'origine de la droite, l'angle de frottement interne effectif (φ') est défini comme : $\tan \delta = \sin \varphi'$ et la cohésion effective $c' = b / \cos \varphi'$.

Les résultats des essais triaxiaux des seize échantillons de la moraine de Gouetsoule sont reportés dans le Tableau 23.

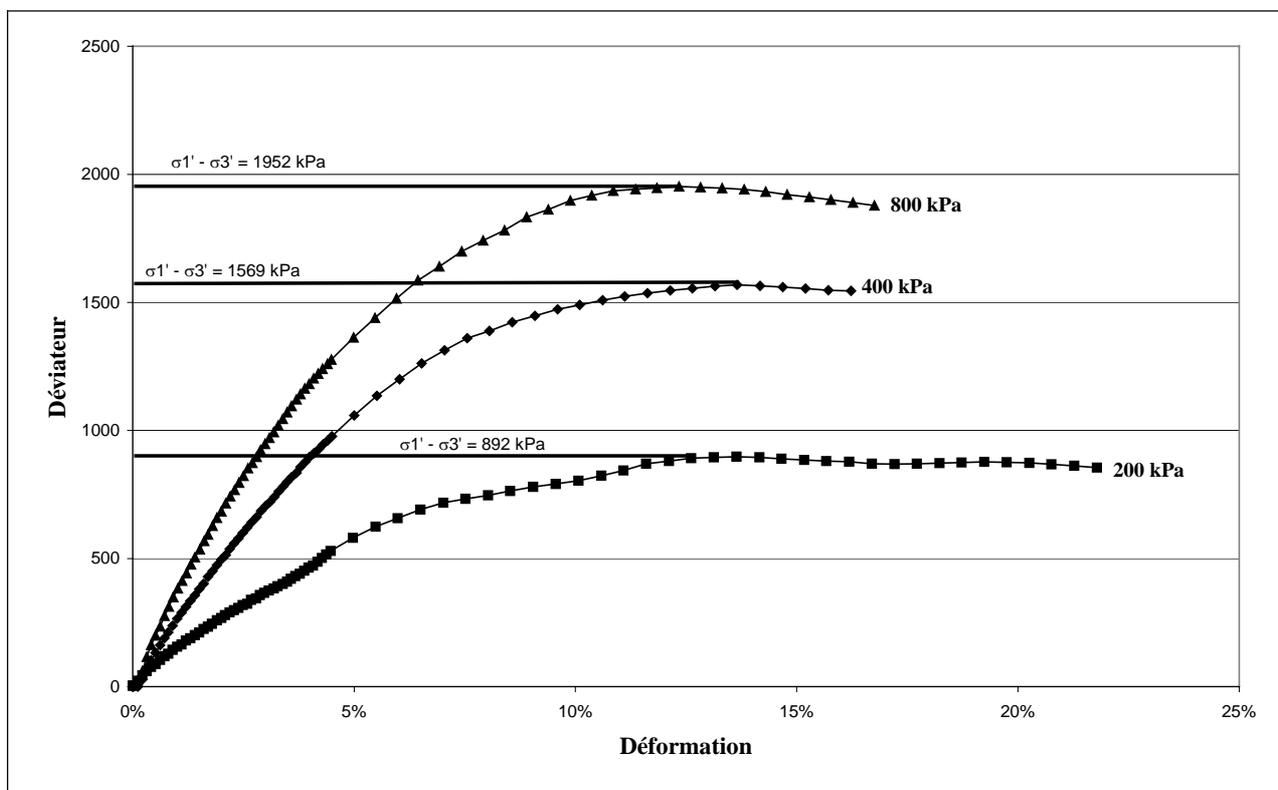


Figure 89 : Exemple de courbe contraintes / déformations d'essais triaxiaux de la moraine 2 pour trois contraintes de préconsolidation (200 kPa, 400 kPa et 800 kPa).

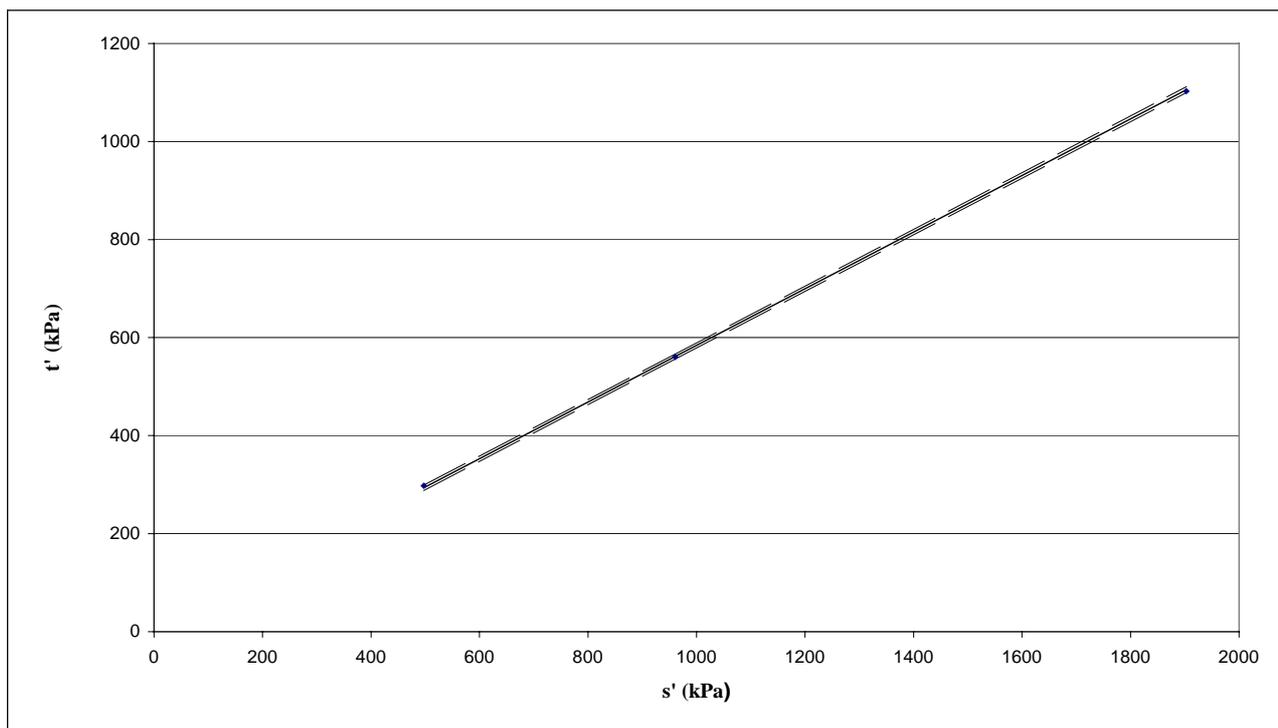


Figure 90 : Exemple de droite de régression dans le repère de Lambe avec un intervalle de confiance au risque de 5%.

L'appareillage utilisé pour ces essais triaxiaux permet aussi la mesure du changement de volume de l'échantillon lors du cisaillement. On a constaté que chaque échantillon de moraine a eu le même comportement mécanique à la déformation, celui que nous pouvons observer sur le graphique (Figure 91); avec la déformation, en abscisse, exprimée en pourcentage et en ordonnée la variation de volume exprimée en pourcentage. Les courbes montrent toutes une diminution de volume de l'échantillon au cours de la déformation ce qui témoigne d'un comportement contractant de ceux-ci. Ce comportement implique que la moraine de Gouetsoule est dans un état lâche, c'est à dire que l'arrangement des grains à l'état naturel n'est pas optimum ce qui laisse un volume accessible à l'eau, mais d'autant moins lâche que la moraine est basse (Tableau 23 et Figure 92). De plus il semblerait qu'il y ait une forte corrélation entre la position sur le versant de la moraine et ses propriétés physiques et mécaniques. En effet, et à titre d'exemple sur la Figure 92, il a été représenté ces relations. Il semble que l'angle de frottement interne effectif augmente sensiblement en descendant dans le versant. La moraine a un comportement mécanique de matériau purement frottant (peu de cohésion) sur la partie basse du versant alors qu'elle est plutôt cohésive au sommet de celui-ci. De la même manière on retrouve cette relation avec le poids volumique naturel qui augmente en descendant dans le versant.

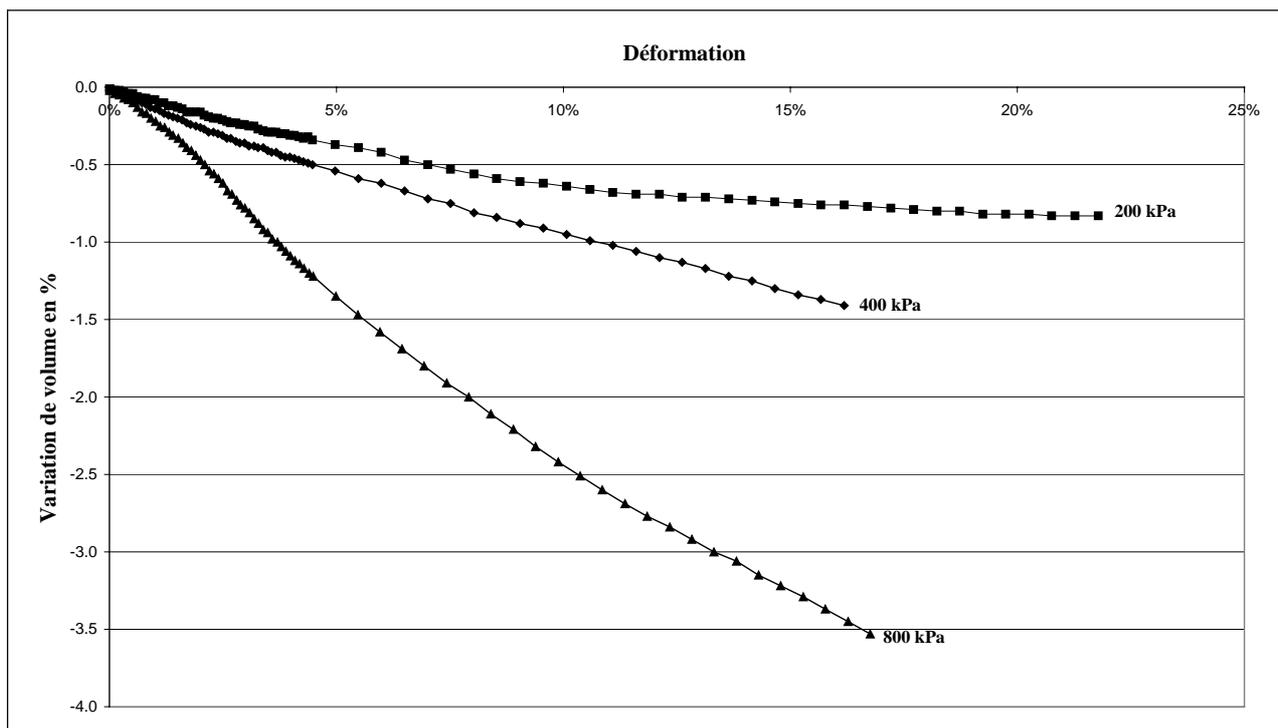


Figure 91 : Exemple de courbe de déformation volumique en fonction de la déformation longitudinale des essais triaxiaux de la moraine 2 pour trois contraintes de préconsolidation (200 kPa, 400 kPa et 800 kPa).

3.2.2.2. PARAMETRES PHYSIQUES ET MECANIQUES DES MORAINES DE GOUETSOULE.

Les résultats des essais triaxiaux sur les seize échantillons de la moraine de Gouetsoule (Tableau 23) montrent que :

- l'angle de frottement interne effectif varie entre 26,4° et 38,8° et est en moyenne égal à 32,7°. Le coefficient de variation est faible et de 13%.

- la cohésion effective varie entre 0 et 70 kPa et est en moyenne égale à 26,3 kPa. Le coefficient de variation de 84% est très élevé.

- le poids volumique varie entre 14,8 et 17,9 kN/m³ et son coefficient de variation est de 6%.

- le module de Young varie entre 19 et 37 MPa avec un coefficient de variation de 21%.

Les paramètres mécaniques déduits des essais triaxiaux serviront au calcul du coefficient de sécurité du glissement de terrain de Gouetsoule. Celui-ci sera abordé en prenant en compte la variabilité des paramètres mécaniques de la moraine. C'est pour cette raison que nous avons réalisé un grand nombre d'essais triaxiaux (ANNEXE 10).

	Angle de frottement interne effectif	Cohésion effective	Poids volumique	Module de Young
Moraine 1	26,4°	65,1 kPa	15,1 kN/m ³	25 MPa
Moraine 2	29,5°	46,4 kPa	14,8 kN/m ³	24 MPa
Moraine 3	28,8°	68,0 kPa	15,3 kN/m ³	28 MPa
Moraine 4	27,0°	70,0 kPa	14,9 kN/m ³	19 MPa
Moraine 5	29,0°	35,6 kPa	15,5 kN/m ³	22 MPa
Moraine 6	29,7°	20,9 kPa	15,5 kN/m ³	24 MPa
Moraine 7	34,4°	28,1 kPa	15,7 kN/m ³	32 MPa
Moraine 8	27,9°	50,0 kPa	16,0 kN/m ³	26 MPa
Moraine 9	36,4°	10,5 kPa	16,3 kN/m ³	35 MPa
Moraine 10	35,0°	13,8 kPa	16,2 kN/m ³	38 MPa
Moraine 11	30,6°	20,4 kPa	17,6 kN/m ³	36 MPa
Moraine 12	30,8°	15,6 kPa	17,2 kN/m ³	35 MPa
Moraine 13	37,0°	10,1 kPa	16,8 kN/m ³	39 MPa
Moraine 14	38,3°	0,0 kPa	17,0 kN/m ³	38 MPa
Moraine 15	38,3°	0,0 kPa	17,6 kN/m ³	39 MPa
Moraine 16	38,8°	5,1 kPa	17,9 kN/m ³	37 MPa
Moyenne	32,7°	26,3 kPa	16,2 kN/m ³	31MPa
Ecartype	4,1	22,2	0,99	6,7
Coefficient Variation	13%	84%	6%	21%

Tableau 23 : Résultats des essais triaxiaux sur seize échantillons de la moraine de Gouetsoule.

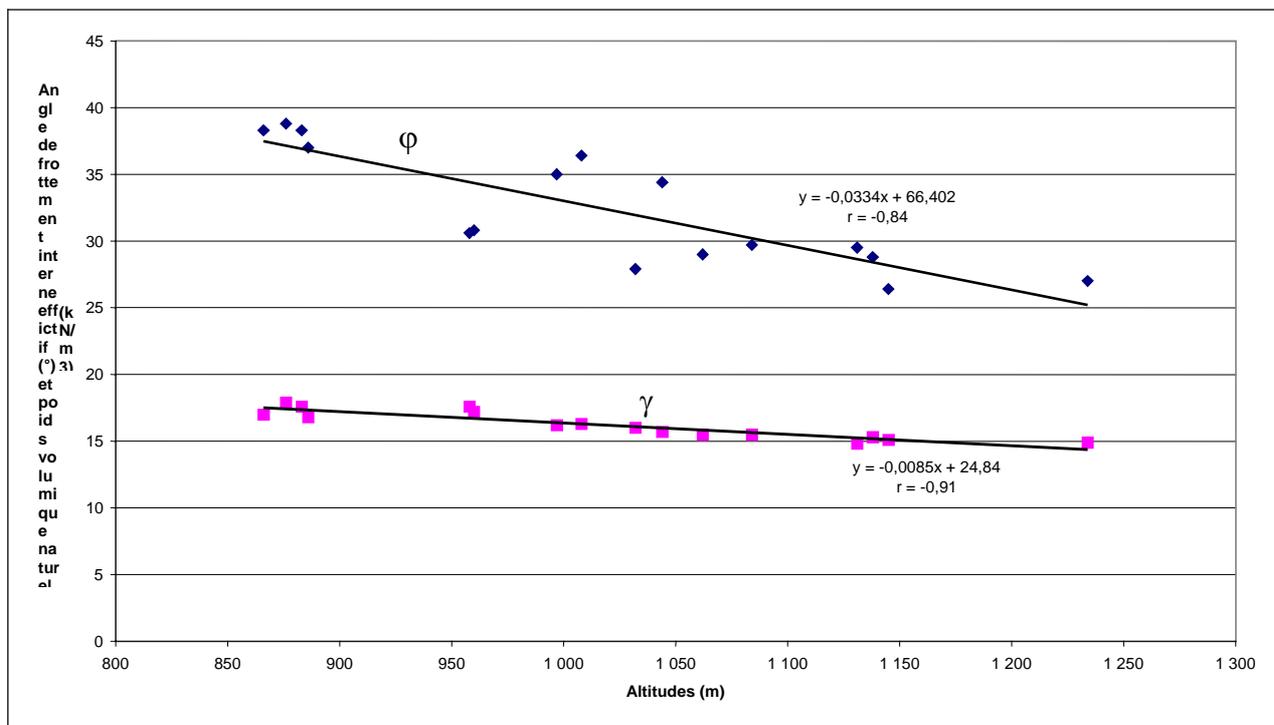


Figure 92 : Relation entre l'angle de frottement interne effectif et le poids volumique naturel des 16 échantillons de la moraine de Gouetsoule avec leur altitude de positionnement sur le versant montagneux.

3.2.3. CONCLUSION SUR LES PARAMETRES PHYSIQUES ET MECANIQUES DE LA MORAINES DE GOUETSOULE.

Afin de caractériser les relations possibles liant les paramètres physiques et mécaniques de la moraine de Gouetsoule, nous avons réalisé une analyse en composantes principales (Tableau 24, Figure 93, Figure 94, Figure 95 et Figure 96). Cette analyse permet de distinguer les corrélations entre les paramètres et de comparer les échantillons prélevés entre eux. La matrice des données est représentée par l'ensemble des quatorze paramètres physiques et mécaniques estimés lors des essais de granulométrie, de l'étude pétrographique et des essais mécaniques. Ces quatorze paramètres peuvent être représentés par un nuage de points dans un espace vectoriel. La structure de ce nuage de points indique essentiellement les distances entre points, les positions relatives des points entre eux et par rapport aux axes, et à la position du centre de gravité de l'ensemble formé par les individus (Grolier et Riss, 1995). L'analyse en composantes principales a pour but de maximiser la variance totale absorbée par chaque axe.

L'analyse en composantes principales a été réalisée avec le logiciel SPAD®. Le tableau ci-dessous (Tableau 24) indique que les axes du repère Axe 1 - Axe 2 absorbent 65% de la variance totale et que le repère Axe 1 – Axe 3 absorbe 60% de la variance totale. Cette relativement faible variance absorbée est due au coefficient Ski qui fabrique l'axe 4 et l'axe 5 (ANNEXE 11).

Numéro Axe	Valeur propre	Pourcentage	Pourcentage cumulé
1	6,8046	48,60	48 %
2	2,3808	17,01	65 %
3	1,5953	11,40	77 %
4	0,9957	7,11	84 %
5	0,7160	5,11	89 %
6	0,6089	4,35	93 %
7	0,3545	2,53	96 %
8	0,2912	2,08	98 %
9	0,1339	0,96	99 %
10	0,0722	0,52	99 %
11	0,0407	0,29	99 %
12	0,0054	0,04	99 %
13	0,0007	0,00	100 %
14	0,0001	0,00	100 %

Tableau 24 : Valeurs propres et pourcentage de variance absorbée par les axes de l'analyse en composantes principales des moraines de Gouetsoule.

La matrice de corrélation (Tableau 25) permet de nous renseigner sur les coefficients de corrélation entre les paramètres différents paramètres étudiés. Parmi l'ensemble des coefficients de corrélation (r) supérieur en valeur absolue à 0,85, limite acceptable pour considérer deux paramètres comme corrélés, on trouve :

- $r(\text{phi}, \text{cohésion}) = -0,87$,
- $r(\text{phi}, E) = 0,85$,
- $r(\text{grès}, \text{schistes}) = -0,93$,
- $r(\text{poids volumique}, \text{calcaire}) = 0,85$,
- $r(\text{poids volumique}, E) = 0,85$.

	phi	cohésion	Grès	Schiste	Calcaire	Quartz	sup 2mm	2mm-0,08mm	inf 0,08mm	F moyen	Cu	ski	E	Poids Vol
phi	1,00													
cohésion	-0,87	1,00												
Grès	-0,66	0,75	1,00											
Schistes	0,57	-0,62	-0,93	1,00										
Calcaire	0,58	-0,71	-0,74	0,46	1,00									
Quartz	-0,36	0,14	0,08	-0,18	0,03	1,00								
sup 2mm	0,31	-0,20	-0,45	0,44	0,29	-0,06	1,00							
2mm-0,08mm	-0,22	0,05	0,33	-0,35	-0,17	0,13	-0,95	1,00						
inf 0,08mm	-0,35	0,48	0,46	-0,35	-0,43	-0,21	-0,40	0,11	1,00					
F moyen	-0,38	0,56	0,54	-0,47	-0,42	-0,36	-0,22	0,01	0,64	1,00				
Cu	-0,47	0,26	0,41	-0,37	-0,34	0,13	-0,81	0,76	0,38	0,15	1,00			
ski	-0,02	-0,21	-0,22	0,17	0,19	0,20	-0,09	0,18	-0,24	-0,14	0,35	1,00		
E	0,85	-0,82	-0,71	0,59	0,66	-0,22	0,51	-0,40	-0,46	-0,32	-0,71	-0,10	1,00	
Poids Vol	0,71	-0,81	-0,79	0,60	0,85	0,07	0,53	-0,37	-0,61	-0,51	-0,57	0,09	0,85	1,00

Tableau 25 : Matrice des corrélations de l'analyse en composante principale des moraines de Gouetsoule.

Les graphiques (Figure 93, Figure 94) représentent les cercles de corrélation des variables dans le repère Axe 1 – Axe 2 et le repère Axe 1- Axe 3. La lecture des cercles de corrélation s'effectue de la façon suivante : plus une variable est proche du cercle de corrélation, plus elle est corrélée au repère. Plus la distance entre deux variables est petite, plus elles sont corrélées. Mais les variables peuvent être aussi corrélées si elles sont opposées l'une de l'autre, dans ce cas là, on dit que c'est une corrélation négative.

Le premier cercle de corrélation (Figure 93) permet de distinguer plusieurs groupes de variables corrélées :

- le premier groupe se compose de la proportion des grès, le pourcentage de particules fines (inférieur à 0,08 mm), la cohésion et ϕ_{moyen} . Il semble logique dans notre cas de trouver une corrélation même faible entre la cohésion et le pourcentage de particules fines, car plus la phase argileuse est importante plus la cohésion augmente. La cohésion est aussi corrélée au pourcentage de grès dans l'échantillon et ceci est difficilement explicable car le grès a plutôt moins tendance à s'altérer que les schistes. De plus il est fort possible que la partie basse du versant est subi un fort lessivage des fines par le retrait glaciaire et les écoulement hypodermiques.

- un deuxième groupe se distingue sur le cercle des corrélations et il est très intéressant à étudier car il montre une forte corrélation négative avec le groupe précédent. Ce groupe se compose de l'angle de frottement interne effectif, du module de Young, de la proportion de schistes, du poids volumique et de la proportion en calcaire, ce qui établit des corrélations importantes. Tout d'abord l'angle de frottement interne effectif augmente avec la quantité de schistes de la moraine et inversement avec les grès, ceci montre que les moraines schisteuses ont un comportement mécanique plus frottant que les moraines gréseuses. De la même façon nous observons une corrélation négative entre l'angle de frottement interne et la cohésion. Cette corrélation est somme toute logique car un matériau purement frottant n'a pas de cohésion et inversement. Cette dernière corrélation est très importante car elle sera utilisée lors du calcul de la stabilité.

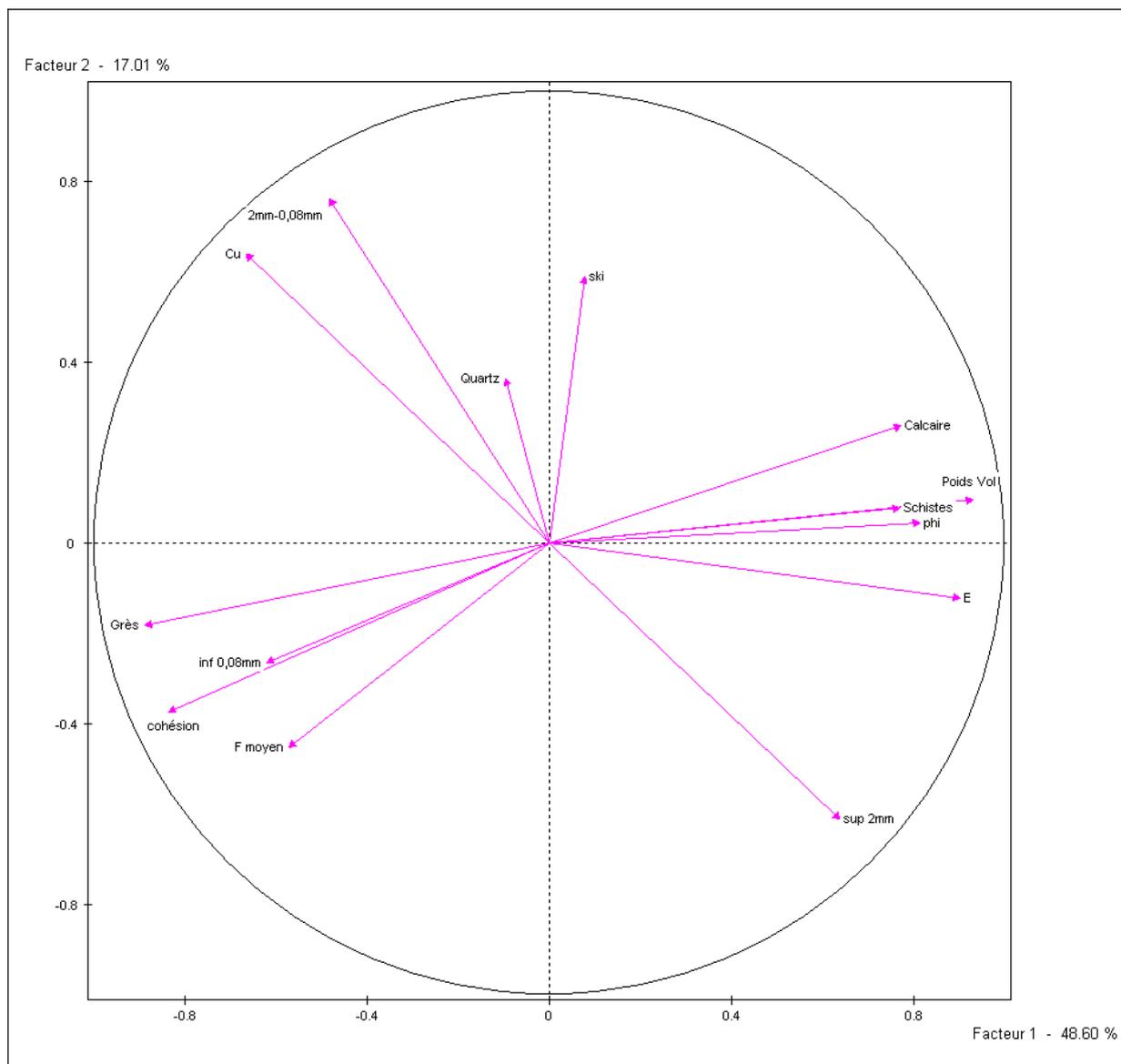


Figure 93 : Cercle de corrélations des paramètres mécaniques, physiques, pétrographiques et granulométriques des seize échantillons de moraines du secteur de Gouetsoule. (Axe 1-Axe 2).

- un troisième groupe, plus modeste, le coefficient d'uniformité qui est corrélé avec la proportion de grain compris entre 2 mm et 0,08 mm. Il est aussi corrélé, négativement, avec la proportion des grains supérieurs à 2 mm. Ceci paraît logique car le coefficient d'uniformité se calcule à partir de la courbe granulométrique qui est en relation directe avec les proportions granulométriques.

Il existe deux variables qui ne semblent pas avoir de corrélation et qui sont très mal représentées par ce système d'axe car elles sont très proches du centre du cercle, Il s'agit de la proportion en quartz et le coefficient d'asymétrie Ski.

Le deuxième cercle de corrélation (Figure 94) montre approximativement les mêmes corrélations que précédemment. Il nous indique toujours la même corrélation négative entre l'angle de frottement interne effective et la cohésion effective. Par contre, le paramètre pourcentage de quartz est mieux représenté par ce système d'axe, mais il n'est corrélé avec aucun autre paramètre. Le paramètre d'asymétrie Ski n'est toujours pas correctement représenté par ce système d'axe car sa variance est fortement absorbée par l'axe 4, il est au même titre que le pourcentage de quartz, un paramètre indépendant.

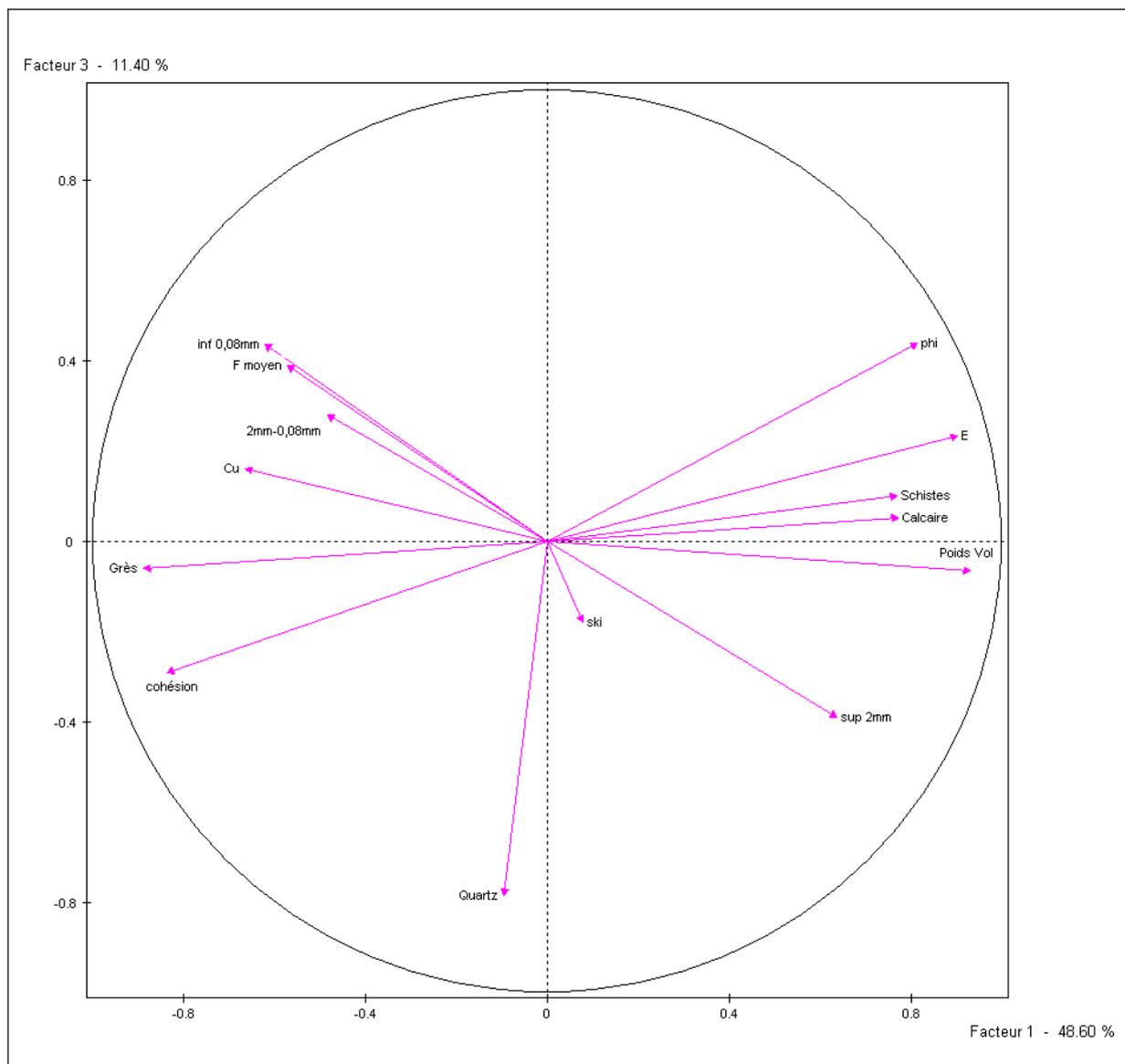


Figure 94 : Cercle de corrélations des paramètres mécaniques, physiques, pétrographiques et granulométriques des seize échantillons de moraines du secteur de Gouetsoule. (Axe 1-Axe 3).

Afin de comparer les seize échantillons de la moraine de Gouetsoule, nous avons représenté l'espace des individus (Figure 95). Cet espace permet la représentation dans l'espace des individus dans le plan des deux composantes principales. Il permet ainsi de visualiser les regroupements entre les échantillons et les paramètres qui les caractérisent le

mieux. Pour cela, nous utilisons les deux mêmes systèmes d'axe que pour les cercles de corrélation, soit le système Axe 1 – Axe 2 qui absorbe 65% de la variance et le système Axe 1 – Axe 3 qui absorbe 60% de la variance.

Dans le premier système d'axe on distingue trois groupes d'échantillons :

- le premier groupe est composé des échantillons 1, 2, 3, 4, 7 et 8. Ils sont caractérisés par leur forte cohésion et leur importante proportion en grès,

- le deuxième groupe est composé par les échantillons 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15 et 16. Ils se corrélaient extrêmement bien avec l'angle de frottement interne, la proportion de schistes et leur poids volumique plus important,

- le troisième regroupe les échantillons 5 et 6. Ils sont plutôt corrélés avec la cohésion mais sont extrêmement bien corrélés avec le coefficient d'uniformité. Ces échantillons ont un très bon classement granulométrique.

Le second système d'axe permet de distinguer deux groupes :

- le premier groupe regroupe tous les échantillons compris de 1 à 8 et se distingue par des cohésions relativement importantes,

- le deuxième groupe comprend les échantillons de 9 à 16 et se caractérisent par des angles de frottement interne effectifs élevés.

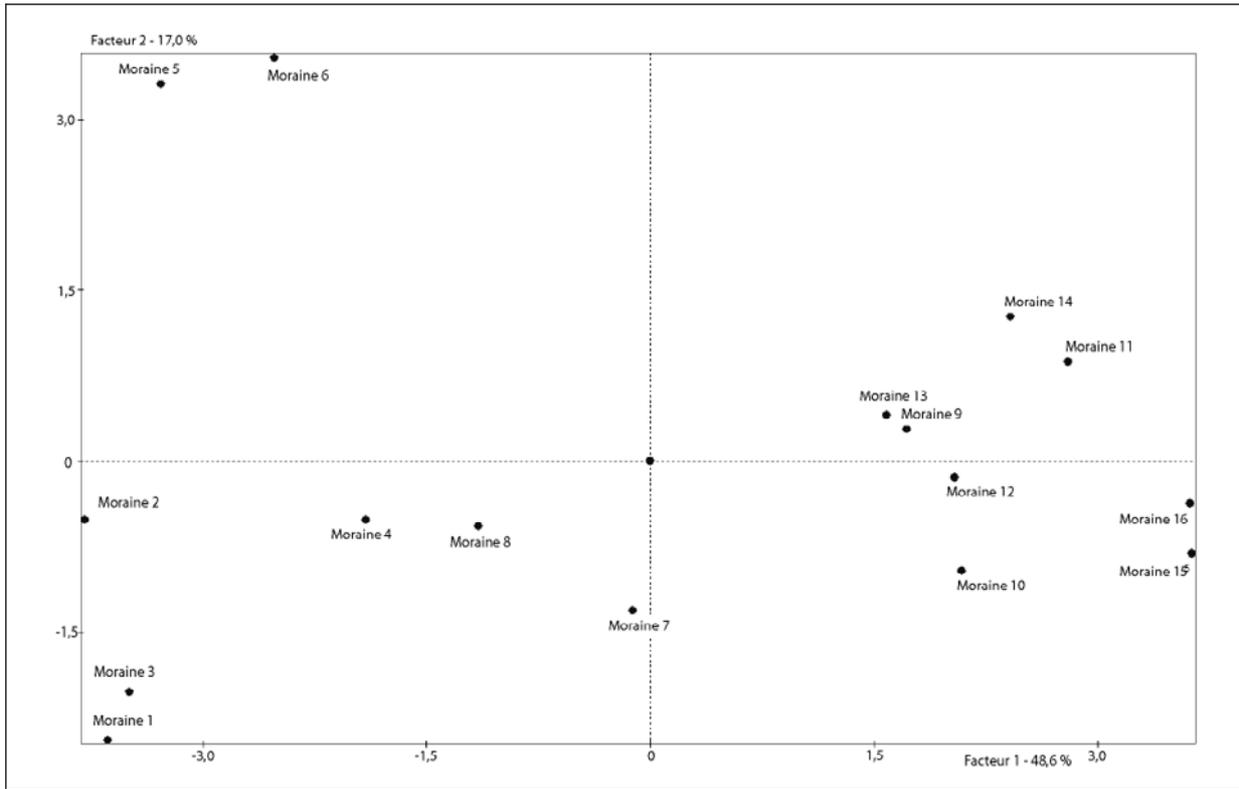


Figure 95 : Espace des individus des paramètres mécaniques, physiques, pétrographiques et granulométriques des seize échantillons de moraines du secteur de Gouetsoule. (Axe 1-Axe 2).

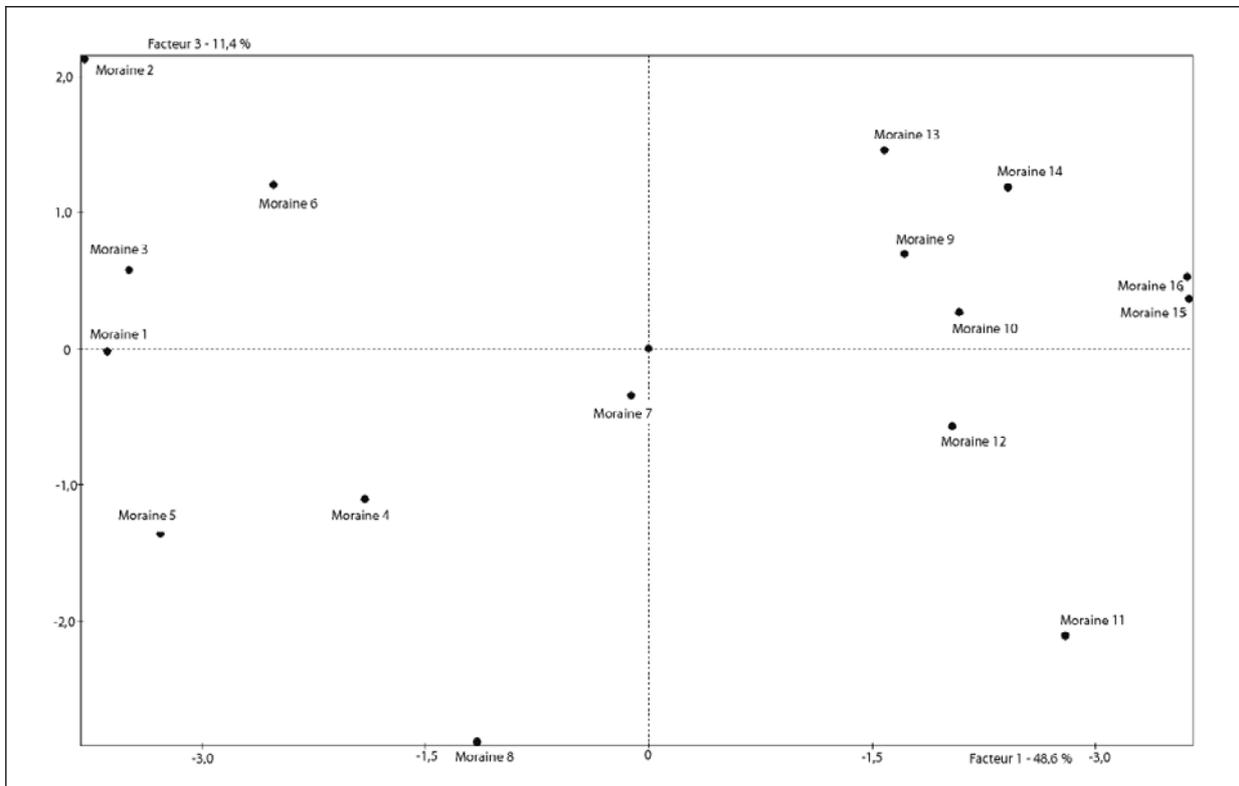


Figure 96 : Espace des individus des paramètres mécaniques, physiques, pétrographiques et granulométriques des seize échantillons de moraines du secteur de Gouetsoule. (Axe 1-Axe 3).

L'analyse en composantes principales permet de faire la distinction entre les échantillons de moraine situés en amont du versant, qui sont cohésifs, de ceux qui sont situés en aval du versant, qui ont plutôt un comportement frottant. Cette différence entre échantillons peut s'expliquer par leur mode de dépôts différents. En effet, ils ne proviennent pas du même système glaciaire, (Fabre et *al.*, 2003 et Lebourg, 2000). Cette analyse en composantes principales vient compléter les observations cartographiques et géologiques de terrain.

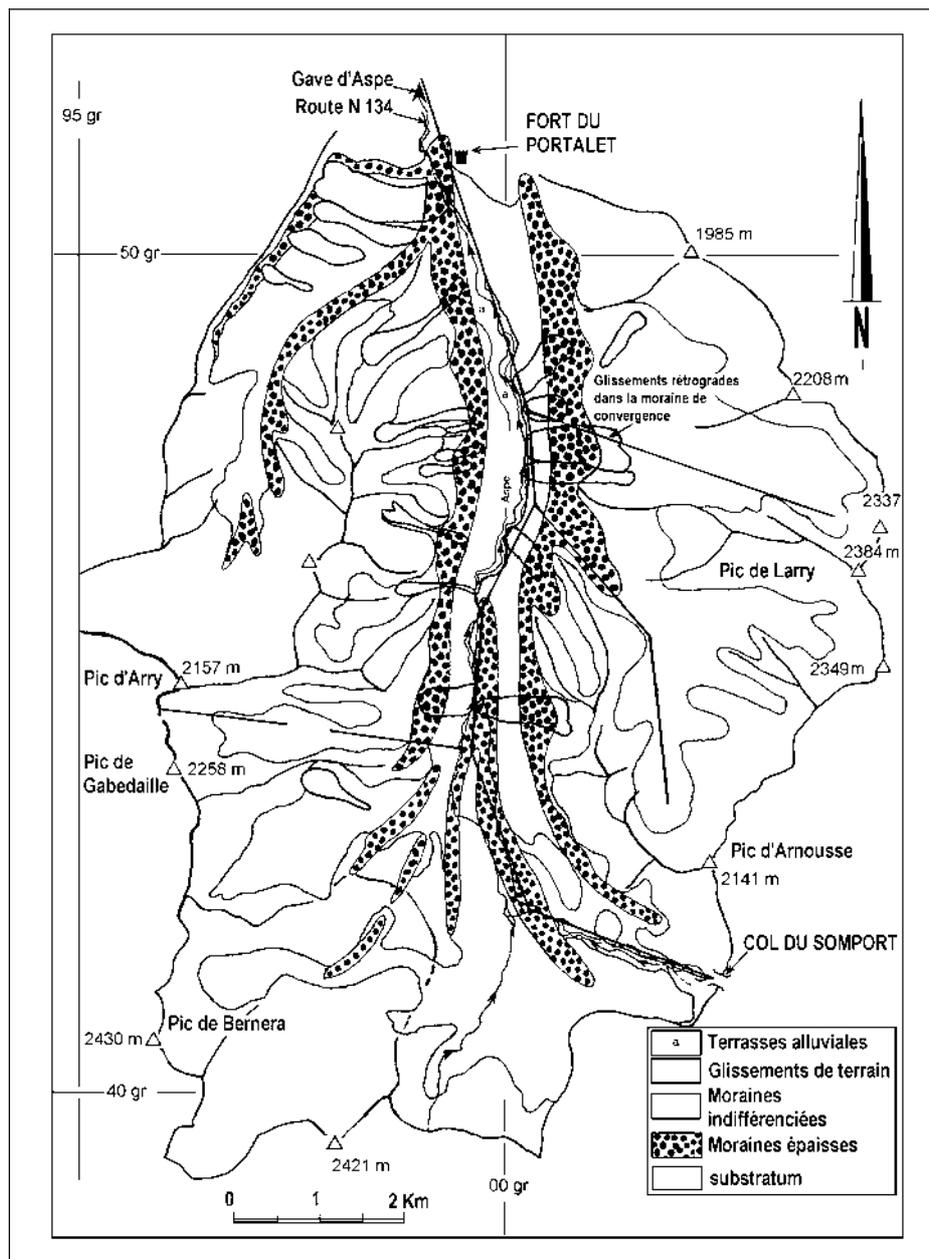


Figure 97 : Carte géologique des formations superficielles et des moraines de la haute vallée d'Aspe montrant un front de convergence de la moraine du glacier principal de la vallée et celui secondaire du pic du Larry (exemple du secteur de Gouetsoule), Fabre et *al.* (2003).

Cette distinction est un résultat important qui n'aurait pas été distingué dans une étude géotechnique classique avec un prélèvement ponctuel et des paramètres mécaniques identiques sur tout le versant. Nous n'aurions pas pu distinguer cette différence de propriétés mécaniques en fonction de la position dans le versant. Cette variation des paramètres mécaniques à l'échelle d'un versant peut jouer un rôle majeur dans le calcul de stabilité.

3.2.4. GEOMORPHOLOGIE DU SECTEUR DE GOUETSOULE.

Le secteur de Gouetsoule peut se diviser en trois zones géomorphologiques différentes (Figure 98 et Figure 99) :

- la zone 1, située au-dessus de 1100 mètres d'altitude. Elle correspond à l'escarpement principal d'un ancien glissement de terrain rocheux post-glaciaire qui reprend les formations morainiques du Würm (Lebourg, 2000). Cette zone se caractérise par une forêt dense de conifères la recouvrant en totalité. La pente y est très importante en raison de l'ancien glissement de terrain. Les formations superficielles de cette zone sont très minces, on ne retrouve qu'une très faible épaisseur de moraines, environ 2 à 3 mètres, directement en contact avec le substratum schisteux et gréseux du Culm. Cette zone se caractérise par d'énormes blocs erratiques de moraines de plusieurs dizaines de mètres de long que l'on ne retrouve pas dans les autres zones. Très peu de mouvements de terrain de taille cartographiable y ont été observés, mis à part quelques coulées boueuses provenant de la fonte des neiges ou d'importantes pluies.

- la zone 2, située entre 950 et 1100 mètres d'altitude, est caractérisée par le glissement de terrain de Gouetsoule étudié ici. La pente de ce secteur est de l'ordre de 32° en moyenne. Cette zone est constituée d'une épaisseur de moraines d'environ 30 mètres, là où le glissement de terrain a eu lieu. Depuis 1997, date du dernier déplacement du glissement de terrain de Gouetsoule, cette zone ne montre aucun autre mouvement de terrain.

- la zone 3 est une zone assez complexe par sa nature et ses formations. La pente y est très importante (parfois supérieure à 50°). Les formations que l'on y observe sont composées en majorité de moraines, mais leur mode de dépôt ne correspond pas à celui habituel. L'épaisseur des moraines dépasse les 50 mètres, ce qui est beaucoup plus que l'épaisseur normalement observée dans ce secteur d'étude. De plus, il s'avère qu'à l'intérieur de celles-ci, nous avons observé plusieurs blocs éclatés ce qui ne se retrouve jamais dans des formations morainiques. Nous supposons donc que cette zone est, en fait, une coulée de débris de moraine déposée plus haut sur le versant lors de la présence du glacier principal et qui aurait été déclenchée lors du retrait glaciaire. Dans la partie basse du versant, nous observons actuellement plusieurs petits glissements de terrain récents et déclenchés lors de l'élargissement de la route nationale 134 et de la pose d'un mur de soutènement.

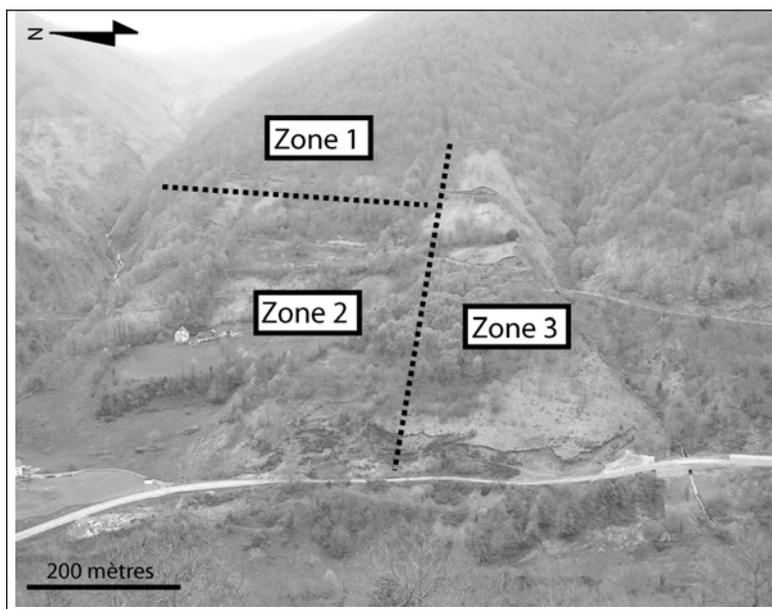


Figure 98 : photographie du secteur de Gouetsoule et de la délimitation des 3 zones géomorphologiques.

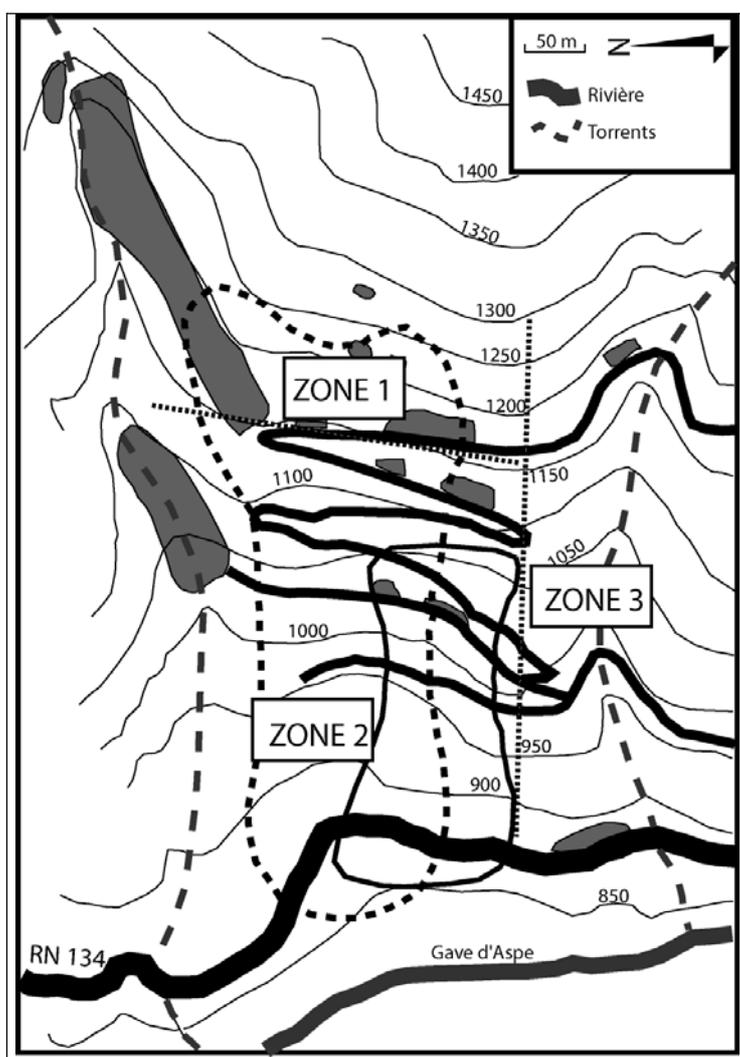


Figure 99 : Délimitation des trois zones géomorphologiques du secteur de Gouetsoule avec le positionnement des deux glissements de terrain.

3.2.5. ANALYSE STRUCTURALE DU SECTEUR DE GOUETSOULE.

Dans le secteur de Gouetsoule, les formations du substratum du Carbonifère ont subi deux cycles orogéniques : le cycle varisque et le cycle alpin (Mirouse, 1962 et 1966, Mattauer et Seguret, 1966, Mattauer, 1968, Muller, 1973 et 1977, Muller & Roger, 1977 et Matte, 2002).

La tectonique polyphasée suivant deux directions de plissement coaxiales est difficilement identifiable, mais l'étude plus générale des structures de plis permet d'esquisser, suivant une coupe géologique nord-sud, le dispositif structural du secteur de Gouetsoule (Figure 129).

Dans le secteur d'étude, très peu d'affleurements de substratum ont été observés car l'ensemble du secteur est recouvert par une épaisseur de moraines plus ou moins importante. Seuls quelques affleurements sont visibles à la faveur de deux torrents et des constructions de chemins (Figure 100). La plupart des affleurements visibles montre une roche si altérée qu'il est impossible d'y voir la moindre structure. Seuls quatre affleurements majeurs ont permis de faire des mesures structurales de la S_0 et des charnières de plis.

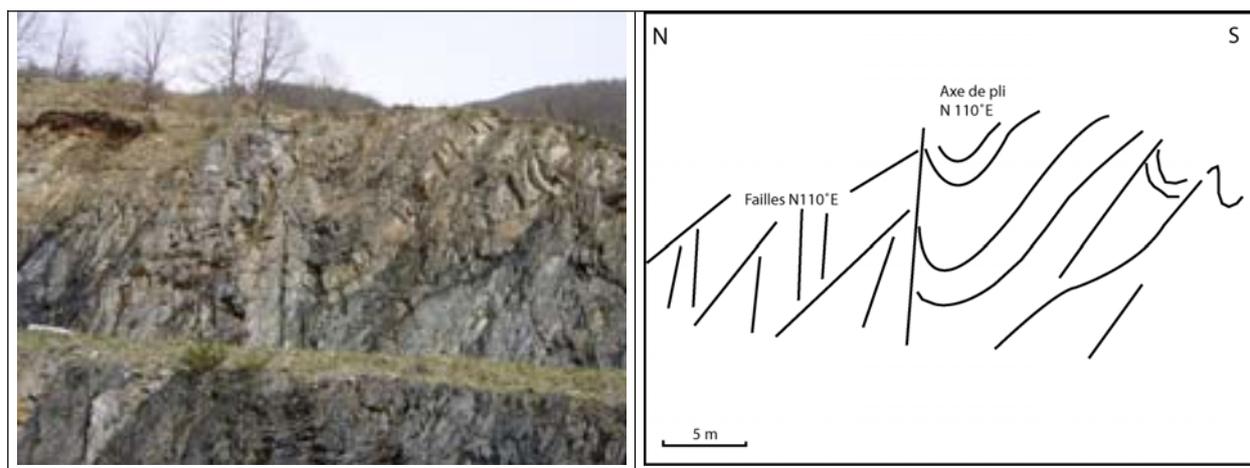


Figure 100 : Photographie du style tectonique des déformations observées (plis et failles) dans les grès et schistes du Carbonifère et son interprétation.

Les affleurements étudiés montrent tous une direction de la S_0 orientée $N100^\circ E$, qui correspond à la direction générale des structures plissées des Pyrénées. Localement, quelques affleurements montrent des plis de directions axiales différentes variant du $N80^\circ E$ au $N120^\circ E$. Ces directions ont été reconnues dans la géologie régionale par Matte (2002) (Figure 101, Figure 102, Figure 103). Enfin, seul un affleurement indique une direction d'axe de pli très différente comprise entre le $N40^\circ E$ et le $N60^\circ E$ (Figure 104). Il semblerait que nous ayons le même phénomène que dans le secteur des Eaux-Bonnes avec un plissement des formations du Carbonifère suivant une direction $N40^\circ E$ liée à l'orogénèse hercynienne.

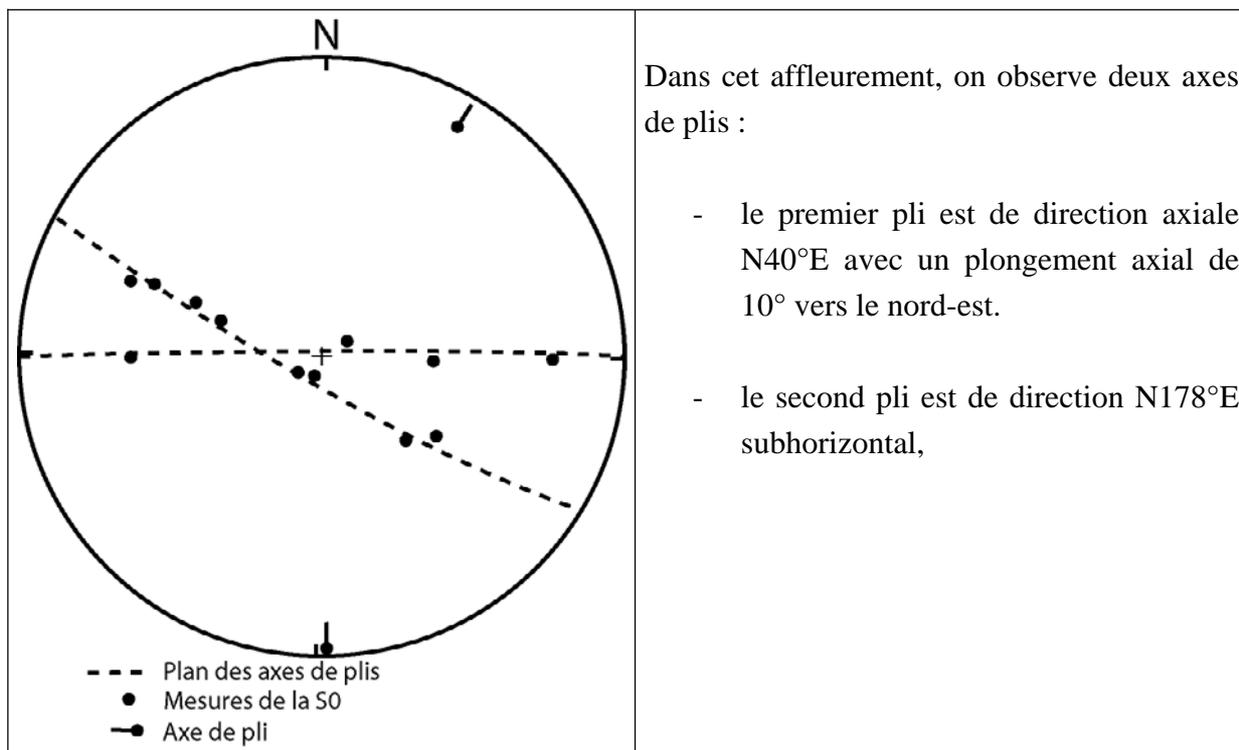


Figure 101 : Canevas de Wülff du pli 1 du substratum du secteur de Gouetsoule (hémisphère supérieur).

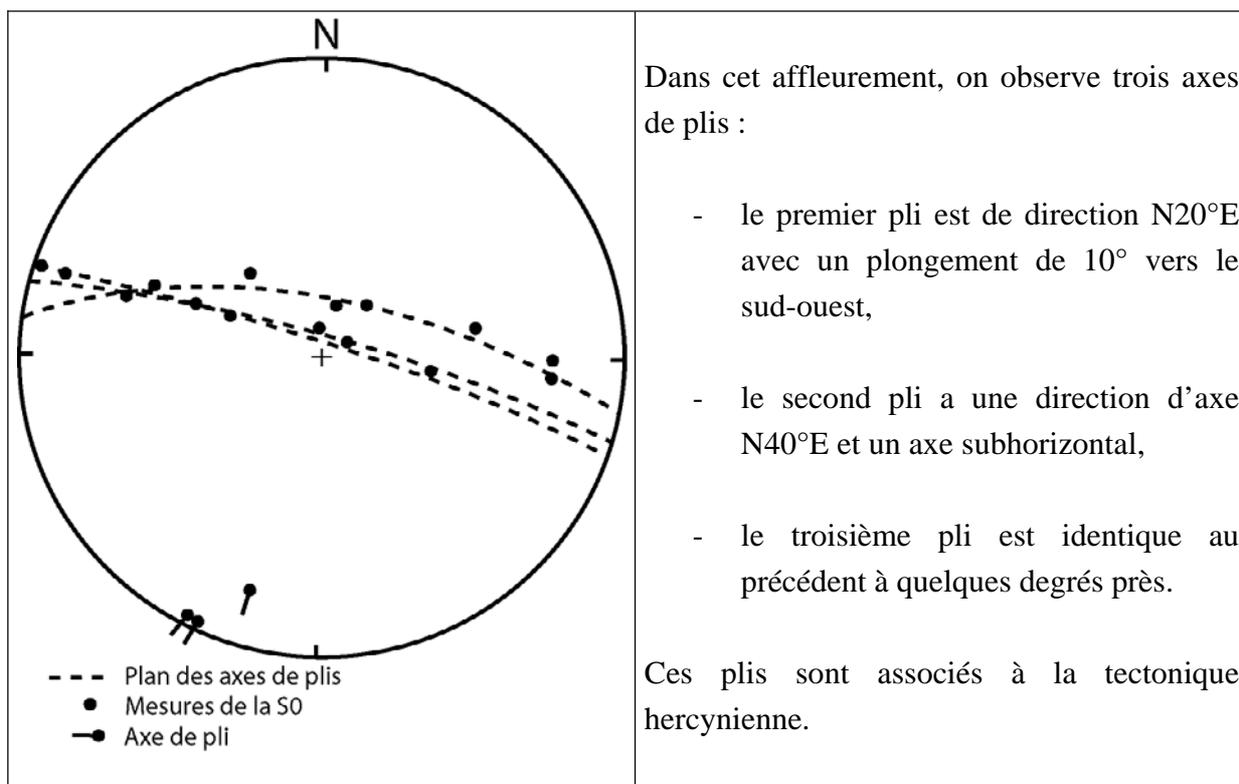


Figure 102 : Canevas de Wülff du pli 2 du substratum du secteur de Gouetsoule (hémisphère supérieur).

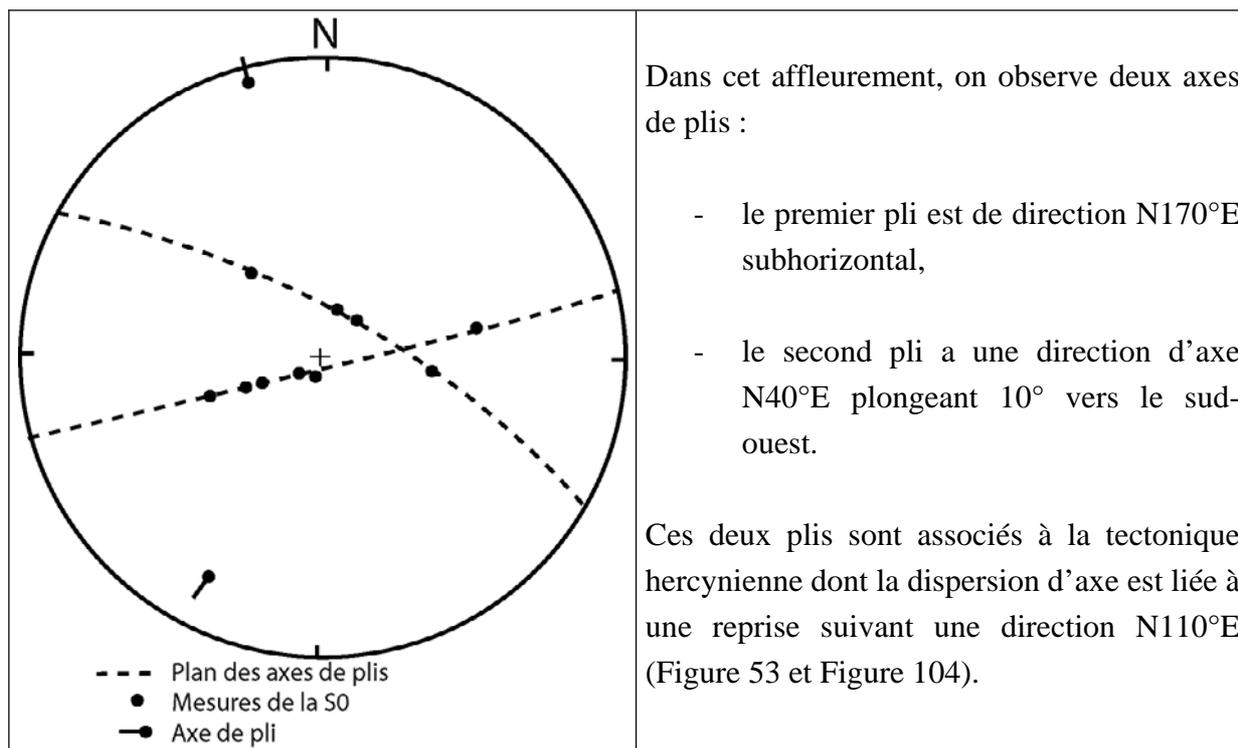


Figure 103 : Canevas de Wulff du pli 3 du substratum du secteur de Gouetsoule (hémisphère supérieur).

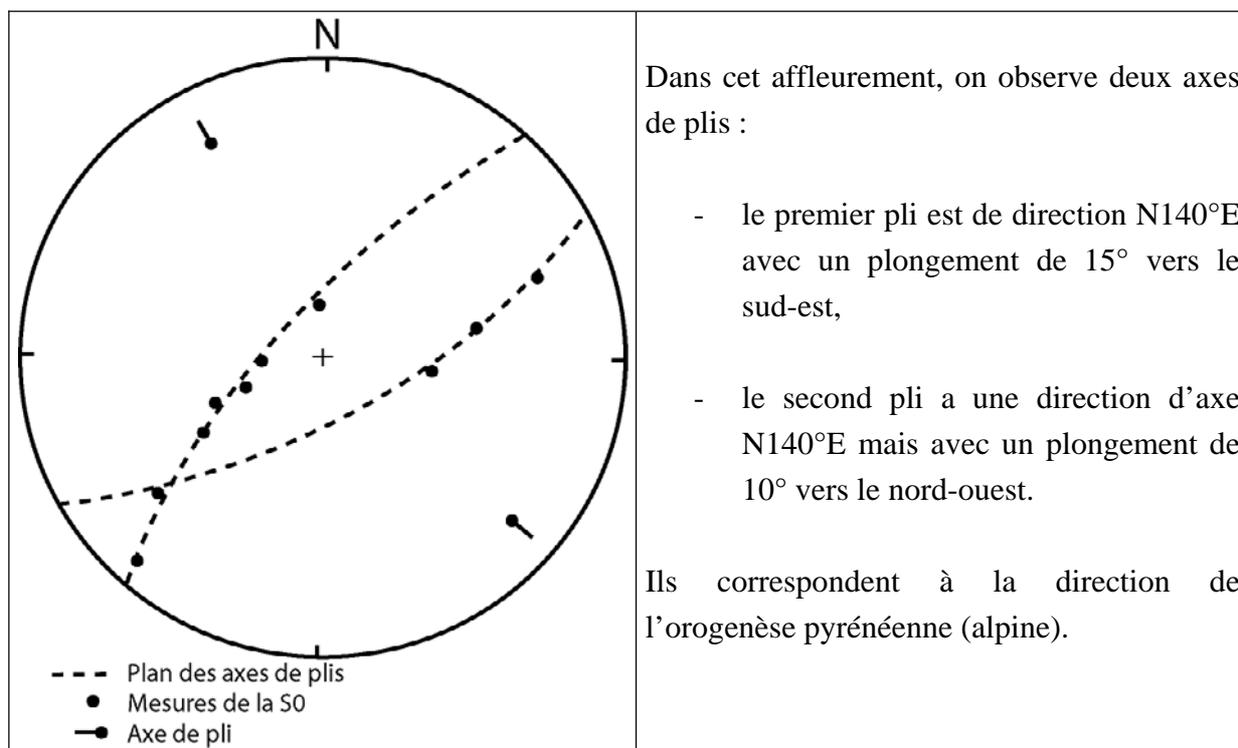


Figure 104 : Canevas de Wulff du pli 4 du substratum du secteur de Gouetsoule (hémisphère supérieur).

Les affleurements étudiés permettent de déduire les structures géologiques du substratum paléozoïque. On constate que les formations schisteuses et gréseuses du Culm sont

affectées par des plis d'amplitude décamétrique suivant des directions variant du N0°E au N40°E jusqu'à des directions N100°E à N140°E avec de très faibles plongements axiaux de 10° en moyenne.

L'analyse structurale et les différentes observations effectuées sur le terrain ont permis la construction de deux coupes géologiques détaillées du secteur de Gouetsoule (Figure 105). La première (Figure 106) est de direction est-ouest et recoupe le grand glissement rocheux du secteur d'étude. La seconde (Figure 107) également de direction est-ouest est située légèrement plus au sud et recoupe le glissement de terrain dans les formations morainiques étudiées dans ce travail. Nous retrouvons sur les deux coupes exactement la même structure géologique. Une seule différence est à noter, sur la seconde coupe, le pli situé à environ 1000 – 1050 mètres d'altitude n'affleure pas en surface. Il semble donc possible que la surface de rupture du glissement de Gouetsoule puisse progresser vers le sommet du versant sans rencontrer les formations plus dures du substratum.

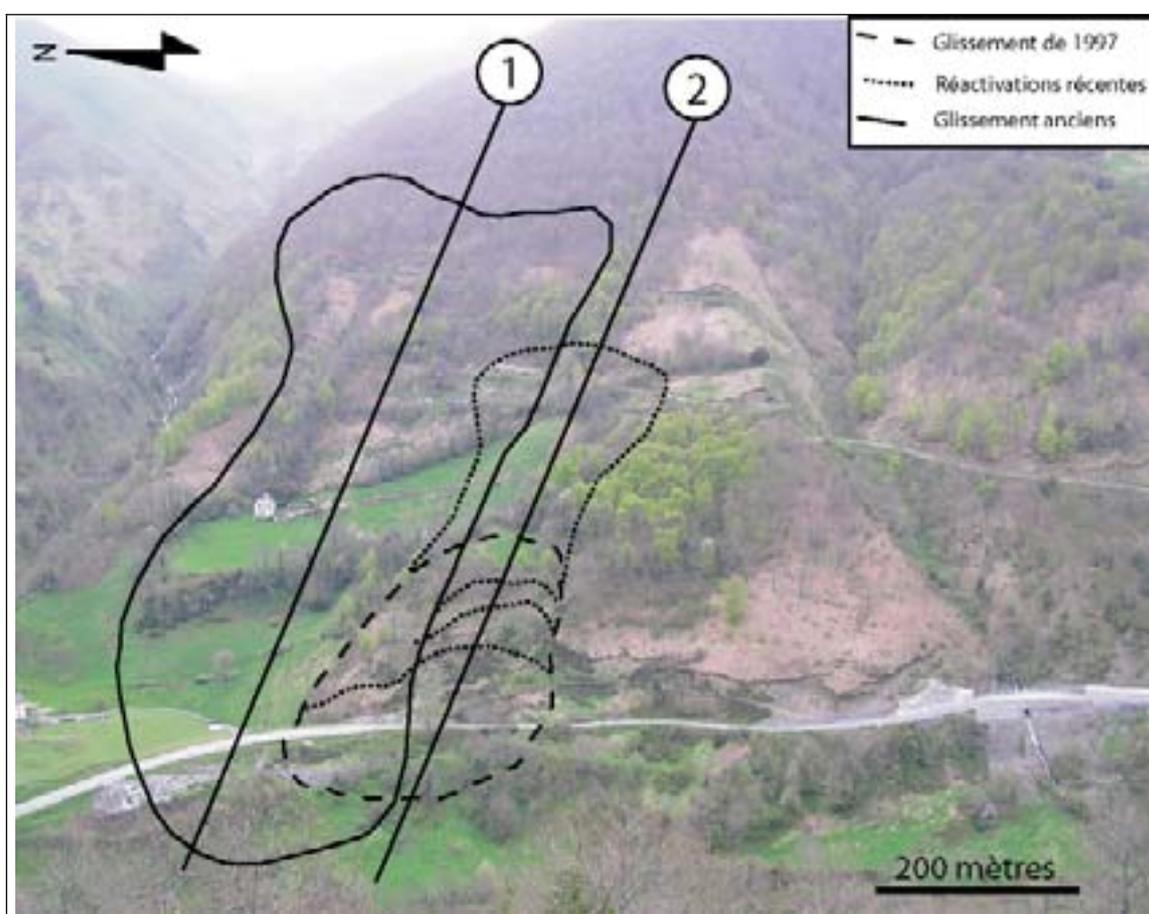


Figure 105 : Localisation des deux glissements de terrain de Gouetsoule avec le positionnement des deux coupes géologiques.

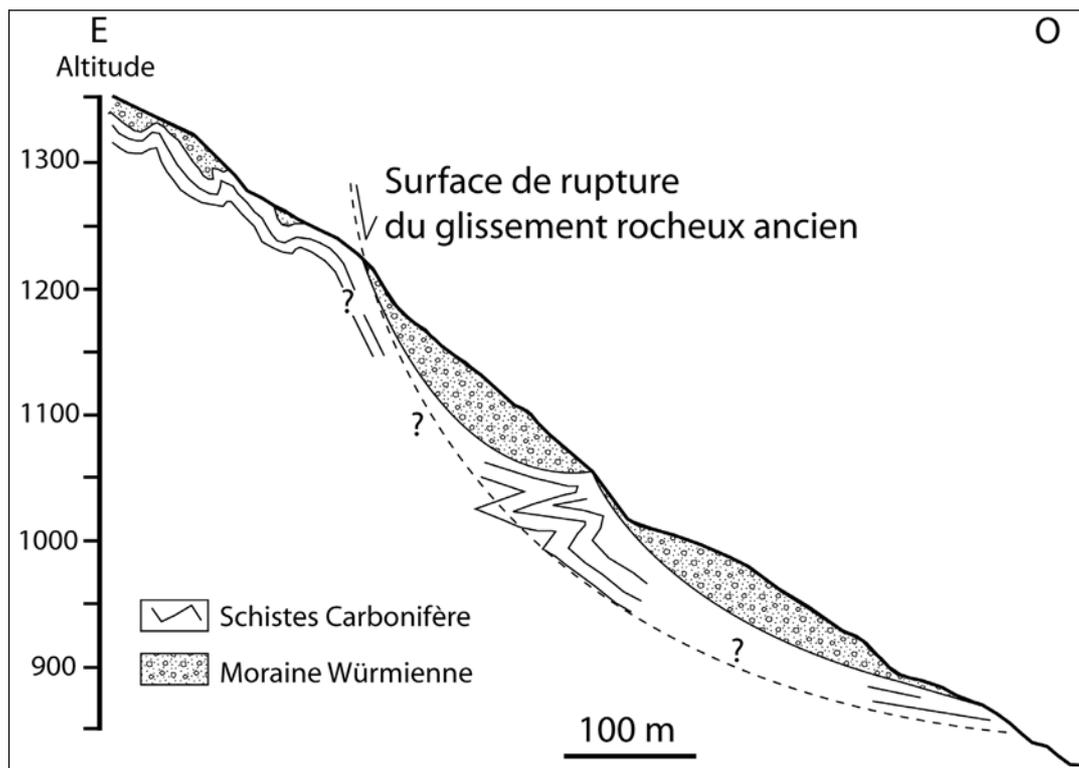


Figure 106 : Coupe géologique (1) du secteur de Gouetsoule avec la localisation du glissement de terrain rocheux ancien non étudié.

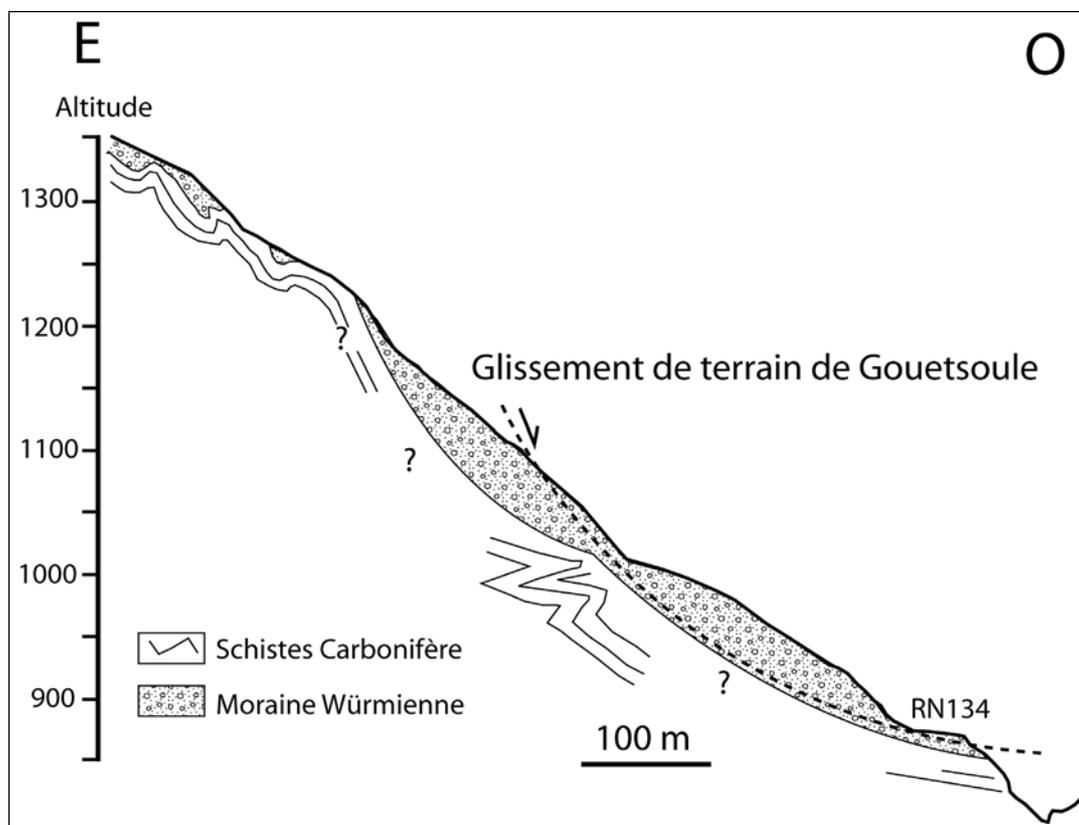


Figure 107 : Coupe géologique (2) du secteur de Gouetsoule avec la localisation du glissement de terrain actif de Gouetsoule.

3.3. FACTEURS DECLENCHANTS

3.3.1. L'ACTIVITE HUMAINE

L'activité humaine liées aux aménagements du territoire a considérablement modifiée le versant d'étude surtout lors des travaux de la route nationale 134. Celle-ci conduit la circulation routière de la France à l'Espagne par l'intermédiaire du tunnel du Somport ouvert depuis 2004. L'importance de cet axe routier par le nombre de véhicules lourds y circulant a obligé les autorités locales à l'élargir afin de modifier la route de 2 à 3 voies. Les travaux d'excavation ont supprimé la butée naturelle du versant montagneux en la remplaçant par un mur de soutènement en pierre. En 1997, un premier glissement de terrain a provoqué la dégradation de ce mur qui a été renforcé par le bétonnage des pierres le constituant. Le glissement de terrain a été depuis cette date fortement ralenti mais nos observations de terrain montrent qu'il existe toujours une certaine activité de celui-ci. En effet, les escarpements deviennent plus importantes et on remarque leur progression rétrograde et de plus en plus haut dans le versant. Il semble donc que l'activité humaine ait joué un rôle important dans le déclenchement du glissement de terrain de Gouetsoule.

3.3.2. ROLE DES SEISMES

Entre le mois d'octobre 1997 et juillet 1998, nous avons dénombré 23 séismes (Tableau 26), dans une zone d'environ 50 kilomètres aux alentours du secteur de Gouetsoule, avec des magnitudes variant de 0,8, pour la plus faible, à 3,2 pour la plus élevée (Figure 108). Sur la carte de localisation des épicentres des séismes ayant eu lieu pendant cette période, on constate qu'ils ont pratiquement tous eu lieu à l'est du secteur de Gouetsoule et aux environs de la ville d'Argelès-Gazost. Ces séismes étant de faible intensité, ils n'ont pas vraiment eu d'influence majeure sur la crise du glissement de terrain de Gouetsoule. En effet, aucun séisme important n'a eu lieu au moment du déclenchement de celui-ci (Figure 109). De plus, les autres glissements anciens ne montrent aucune réactivation.

Nom Séisme	Date	Magnitude	Latitude	Longitude
A	4 Octobre 1997	2.0	43°04	0°14
B	7 Octobre 1997	2.3	43°05	0°04
C	15 Octobre 1997	2.1	42°98	0°14
D	30 Octobre 1997	2.1	42°90	0°30
E	13 Décembre 1997	1.8	43°06	0°17
F	14 Janvier 1998	1.8	43°07	0°03
G	8 Février 1998	3.2	43°07	0°18

H	4 Mars 1998	1.4	42°91	0°28
I	6 Mars 1998	1.4	43°00	0°30
J	11 Mars 1998	1.6	43°03	0°90
K	14 Mars 1998	3.1	42°89	0°25
L	14 Mars 1998	2.1	42°88	0°23
M	15 Mars 1998	1.8	42°86	0°20
N	17 Mars 1998	1.2	42°99	0°21
O	6 Avril 1998	1.8	43°01	0°24
P	10 Mai 1998	0.8	42°90	0°24
Q	25 Mai 1998	1.4	43°01	0°12
R	2 Juillet 1998	1.2	42°86	0°15

Tableau 26 : Dates et coordonnées des épicentres des séismes s'étant produit entre le 1^{er} octobre 1997 et le 31 juillet 1998 aux alentours du secteur de Gouetsoule³.



Figure 108 : Carte de localisation des séismes aux alentours du secteur de Gouetsoule entre le 1^{er} octobre 1997 et le 31 juillet 1998. (le secteur de Gouetsoule est désigné par la croix).

³ <http://renass.u-strasbg.fr>

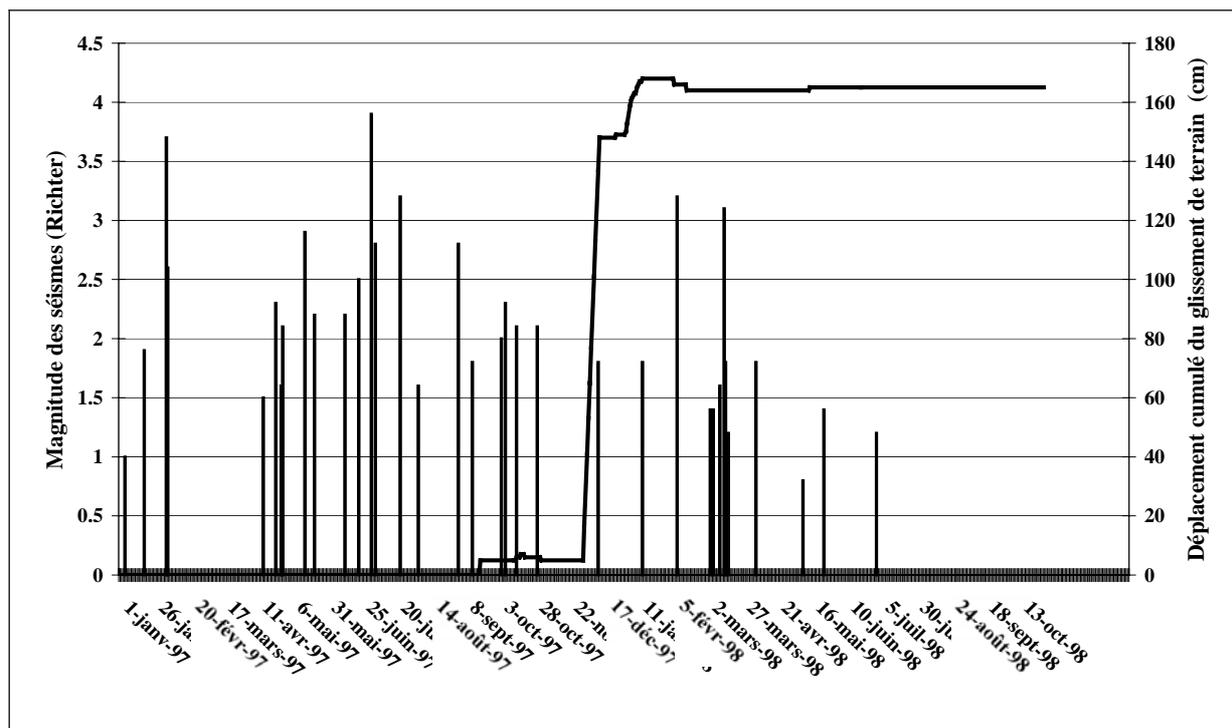


Figure 109 : Chronologie des déplacements cumulés du glissement de terrain de Gouetsoule et des évènements sismiques enregistrés avant, pendant et après cette période d'instabilité, Majoureau, 1998 et site internet.

3.3.3. ROLE DE LA PLUVIOMETRIE.

La valeur moyenne annuelle des hauteurs de pluies sur ce secteur est de 1674 mm entre 1951 à 1998. Ceci correspond à une région très pluvieuse et de même ordre de grandeur que les hauteurs de pluie du secteur des Eaux-Bonnes qui se situe dans la vallée immédiatement à l'est.

L'histogramme des hauteurs de pluies annuelles entre 1951 et 1998 dans le secteur de Gouetsoule (station de Accous situé à 10 km de distance) indique que l'année 1997 est moins pluvieuse que les années précédentes avec 1603 mm contre 1812 mm en moyenne pour les 3 années précédentes (Figure 110). Ainsi, le glissement de terrain de Gouetsoule s'est déclenché lors d'une année légèrement moins pluvieuse que les précédentes. Mais ces années correspondent à une augmentation de la pluviométrie au cours de la période 1980-1987, après qu'une diminution ait eu lieu.

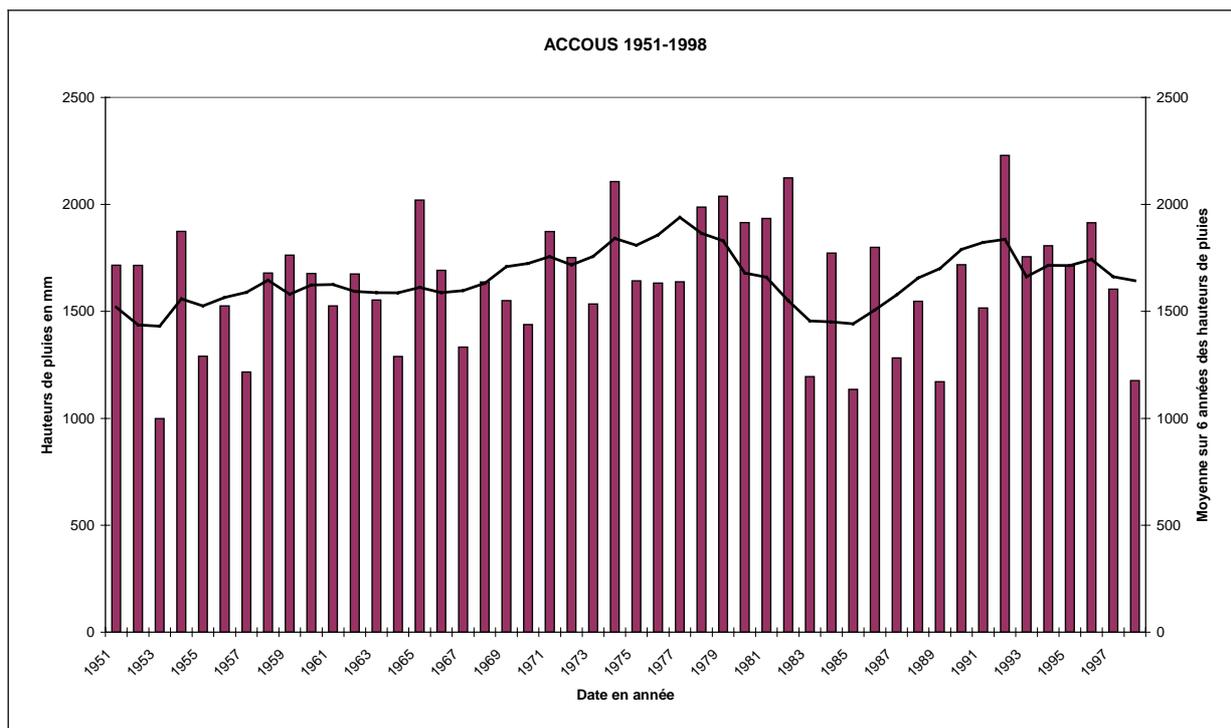


Figure 110 : Hauteurs de pluies annuelles tombées sur le secteur de Gouetsoule entre 1951 et 1998 avec la moyenne mobile sur 3 années.

La Figure 111 indique les hauteurs de pluies journalières du mois de janvier 1997 à décembre 1998 et le déplacement cumulé du glissement de terrain de Gouetsoule lors de la crise de décembre 1997.

Les données pluviométriques de l'année 1997 permettent de constater que d'importantes précipitations ont eu lieu au mois de novembre et décembre. En effet, les mois de novembre et décembre 1997 montrent d'importantes précipitations avec une hauteur cumulée respective de 224 mm et 278 mm de pluie (moyenne mensuelle = 134 mm). Ces deux hauteurs représentent le tiers des précipitations annuelles de l'année 1997. Elles ont sûrement joué un rôle cumulatif important dans le déclenchement du glissement de terrain de Gouetsoule en 1997. Avant le début des déplacements du glissement de terrain, il y a eu deux jours de précipitations représentant une hauteur d'eau cumulée de 55 mm qui s'ajoute aux précipitations antérieures. Ces observations sur les données pluviométriques indiqueraient que les pluies importantes de la fin de l'année 1997 auraient pu provoquer le glissement de terrain de Gouetsoule. Mais, nous ne pouvons aussi exclure le rôle des précipitations cumulées des mois précédents qui auraient augmenté les pressions interstitielles dans le versant. L'étude hydrogéologique qui suit permettra d'apprécier le rôle de chacun de ces deux phénomènes.

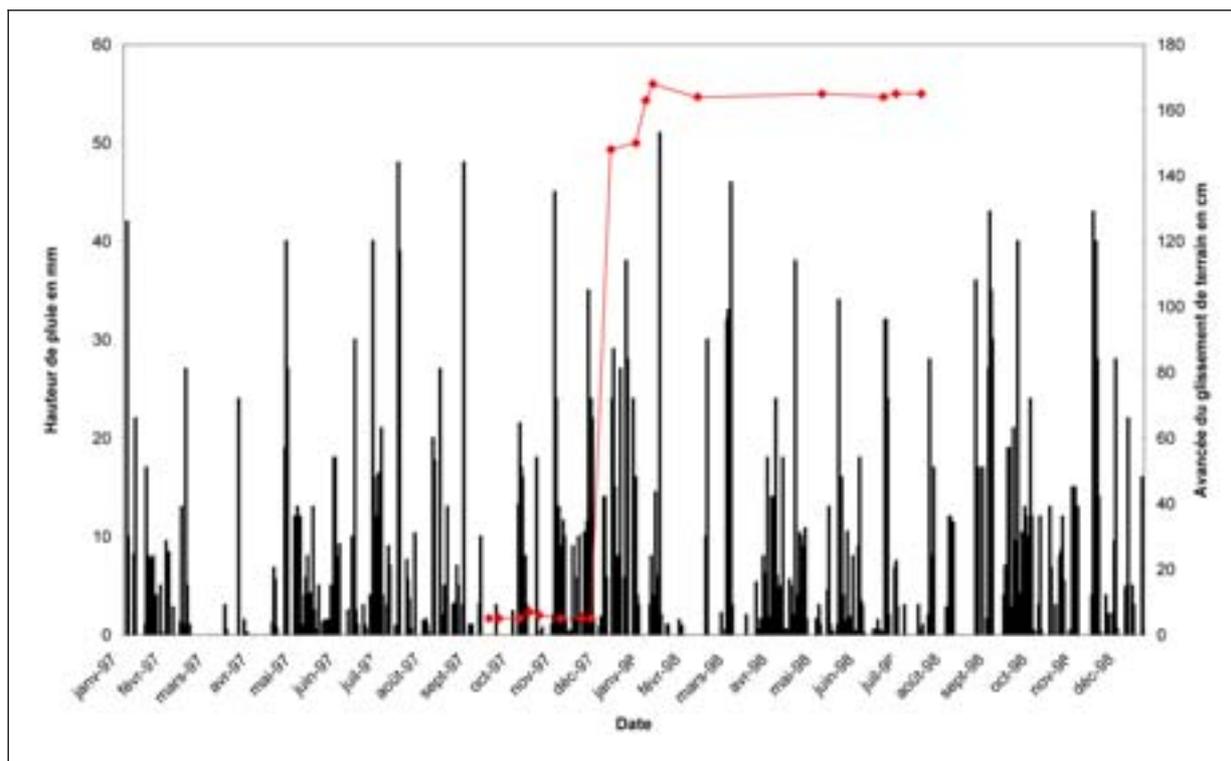


Figure 111 : Chronologie des déplacements cumulés du glissement de terrain de Gouetsoule et des hauteurs de pluies journalières tombées sur le secteur entre janvier 1997 et décembre 1998 (sources Météo France).

3.3.4. ROLE DES EAUX SOUTERRAINES DANS LE DECLENCHEMENT DU GLISSEMENT DE TERRAIN DE GOUETSOULE

L'hydrogéologie de ce secteur est très mal connue, nous l'étudierons de la même façon que pour le secteur des Eaux-Bonnes, ceci pourrait répondre à nos questions, car il est possible que l'infiltration de l'eau venant des pluies abondantes et de la fonte des neiges ait provoqué une montée de la nappe phréatique se trouvant dans les moraines. Dans ce cadre, l'analyse chimique des sources du versant a été entreprise afin d'estimer le cheminement de l'eau dans le sol et surtout au niveau du glissement de terrain. Un traçage naturel mensuel des sources émergeant dans le glissement et son proche environnement a été réalisé entre avril 2003 et avril 2004.

3.3.4.1. ANALYSE CHIMIQUE DES SOURCES DU SECTEUR DE GOUETSOULE.

Trois sources ont été recensées sur le secteur du glissement de Gouetsoule. Ces sources sont pérennes, mais malheureusement la source (GMB) se situant au pied du versant montagneux a été colmatée lors de la reconstruction du mur de soutènement. Les eaux de la source située dans les grès (source notée GSG) n'ont pas pu être échantillonnées à chaque

campagne de terrain en raison de la proximité d'un torrent dont les eaux se mélangeaient avec celles de la source.

Lors des prélèvements, nous avons mesuré *in situ* la conductivité, la température, le pH et effectué un titrage de la concentration en bicarbonate. Ensuite, les échantillons ont été analysés au laboratoire où nous avons mesuré les concentrations en ions majeurs à l'aide d'un spectromètre de masse en phase liquide. Une fois l'analyse chimique effectuée, nous avons calculé les indices de saturation de ces eaux en gypse, anhydrite, calcite, aragonite et dolomite.

	Données Terrains				Anions (en mg/l)							Cations (en mg/l)					Balance					Indice de Saturation				
	χ	T°C	pH	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ⁻³	SO ₄ ⁻²	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	ionique	Gypse	Anhydrite	Calcite	Aragonite	Dolomite	Gypse	Anhydrite	Calcite	Aragonite	Dolomite		
GSG Juin 2003	111	12,7	8,95	29	0	0,47	0,23	12,38	0,93	1,22	0,19	0,36	6,6 %	-3,71	-3,96	-0,05	-0,20	-1,04	-3,71	-3,96	-0,05	-0,20	-1,04			
GSG Jan 2004	54	5,5	7,86	30	0,08	0,48	0,37	8,79	1,04	1,45	0,29	0,37	3,1 %	-3,85	-4,11	-1,33	-1,49	-3,56	-3,85	-4,11	-1,33	-1,49	-3,56			
GMB Mai 2003	124	17,6	8,45	54	0,07	1,27	0	14,58	5,03	2,79	0,24	0,37	4 %	-2,97	-3,21	-0,14	-0,28	-0,48	-2,97	-3,21	-0,14	-0,28	-0,48			
GMB juin 2003	137	15,5	8,56	65	0	1,01	0,38	17,48	5,28	2,92	0,34	0,36	1,8 %	-2,83	-3,08	0,09	-0,06	-0,13	-2,83	-3,08	0,09	-0,06	-0,13			
GMM Avr 2003	85	10,2	8,2	38	0	1,44	0,36	7,08	2,86	2,87	0,26	0,33	-4,6 %	-3,10	-3,86	-1,31	-1,47	-3,95	-3,10	-3,86	-1,31	-1,47	-3,95			
GMM Mai 2003	83	9	8,3	36	0	1,31	0,16	8,32	3,2	3,17	0,25	0,44	-0,2 %	-3,53	-3,78	-0,93	-1,08	-3,60	-3,53	-3,78	-0,93	-1,08	-3,60			
GMM Juin 2003	87	10,3	7,85	42	0,07	2,01	0,93	8,96	3,44	3,3	0,15	0,76	-0,8 %	-3,23	-3,49	-0,81	-0,96	-3,53	-3,23	-3,49	-0,81	-0,96	-3,53			
GMM Sept 2003	115	13,5	8,34	33	0,08	1,38	0	9,61	3,63	3,54	0,12	0,34	3,3 %	-3,41	-3,67	-1,13	-1,29	-3,23	-3,41	-3,67	-1,13	-1,29	-3,23			
GMM Août 2003	177	13,5	8,25	32	0	1,52	0,16	9,15	3,49	3,67	0,1	0,45	1,5 %	-3,38	-3,63	-0,67	-0,82	-3,41	-3,38	-3,63	-0,67	-0,82	-3,41			
GMM Oct 2003	80	11,8	8,11	58	0,11	0,97	0,08	14,09	4,94	3,66	0,47	0,26	8,0 %	-3,34	-3,59	-0,79	-0,95	-3,38	-3,34	-3,59	-0,79	-0,95	-3,38			
GMM Déc 2003	82	8,5	8,04	38	0,14	1	0,24	9,02	3,48	3,05	0,37	0,09	6,3 %	-3,34	-3,59	-0,53	-0,68	-3,34	-3,34	-3,59	-0,53	-0,68	-3,34			
GMM Jan 2004	57	7,2	8	20	0,07	1,1	0,26	5,9	2,23	4,66	0,66	0,37	2,2 %	-3,81	-4,06	-1,52	-1,67	-3,39	-3,81	-4,06	-1,52	-1,67	-3,39			
GMM Mar 2004	65	8,2	8,02	30	0	1,4	0,17	5,95	3,98	2,8	2,92	0,36	1,4 %	-3,95	-4,06	-1,52	-1,67	-3,78	-3,95	-4,06	-1,52	-1,67	-3,78			
GMM Avr 2004	66	7,2	7,72	32	0	1,45	0,3	7,56	4,65	2,62	0,42	0,00	5,7 %	-3,46	-3,72	-1,01	-1,17	-3,34	-3,46	-3,72	-1,01	-1,17	-3,34			

Figure 112 : χ à 25°C: Conductivité électrique ($\mu\text{S/cm}$), Balance ionique (%) et Indice de Saturation IS (log) : IS< -1 sous-saturé ; -1<IS<1 équilibré ; IS>1 saturé (ANNEXE 7 et ANNEXE 12).

Les eaux du secteur de Gouetsoule, bien que très faiblement minéralisées, présentent un faciès bicarbonaté calcique (Figure 113). Elles ont presque toutes la même signature chimique, et on y retrouve des concentrations en minéraux proches du sommet au pied du versant (Figure 114). Les concentrations sont peu élevées, ceci est dû aux faibles interactions des eaux avec l'encaissant dans lequel elles circulent. La chimie de ces eaux varie très peu et seulement avec les saisons, ce qui prouverait que les eaux de ces sources correspondent à des circulations superficielles.

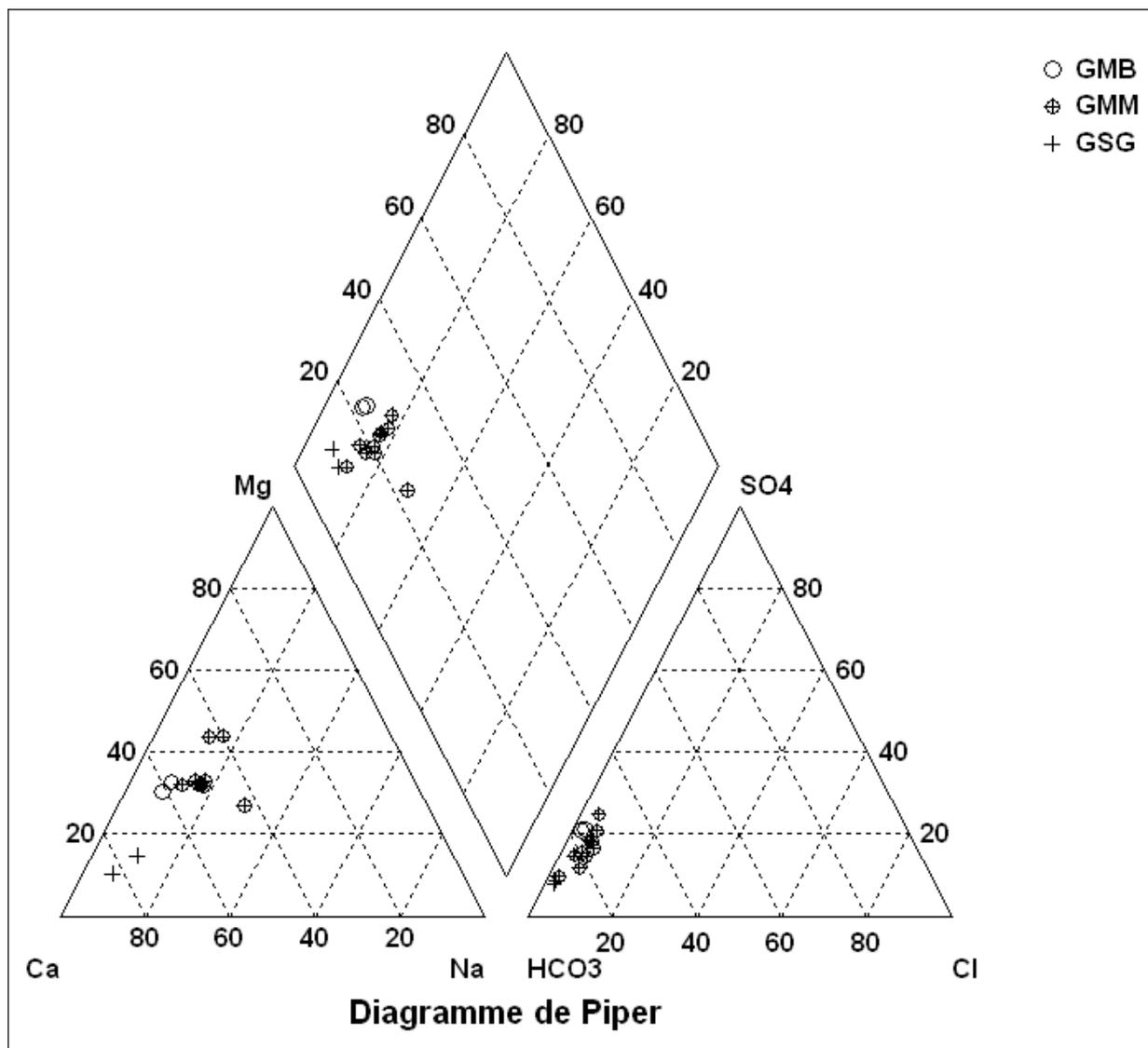


Figure 113 : Diagramme de Piper des sources du secteur de Gouetsoule.

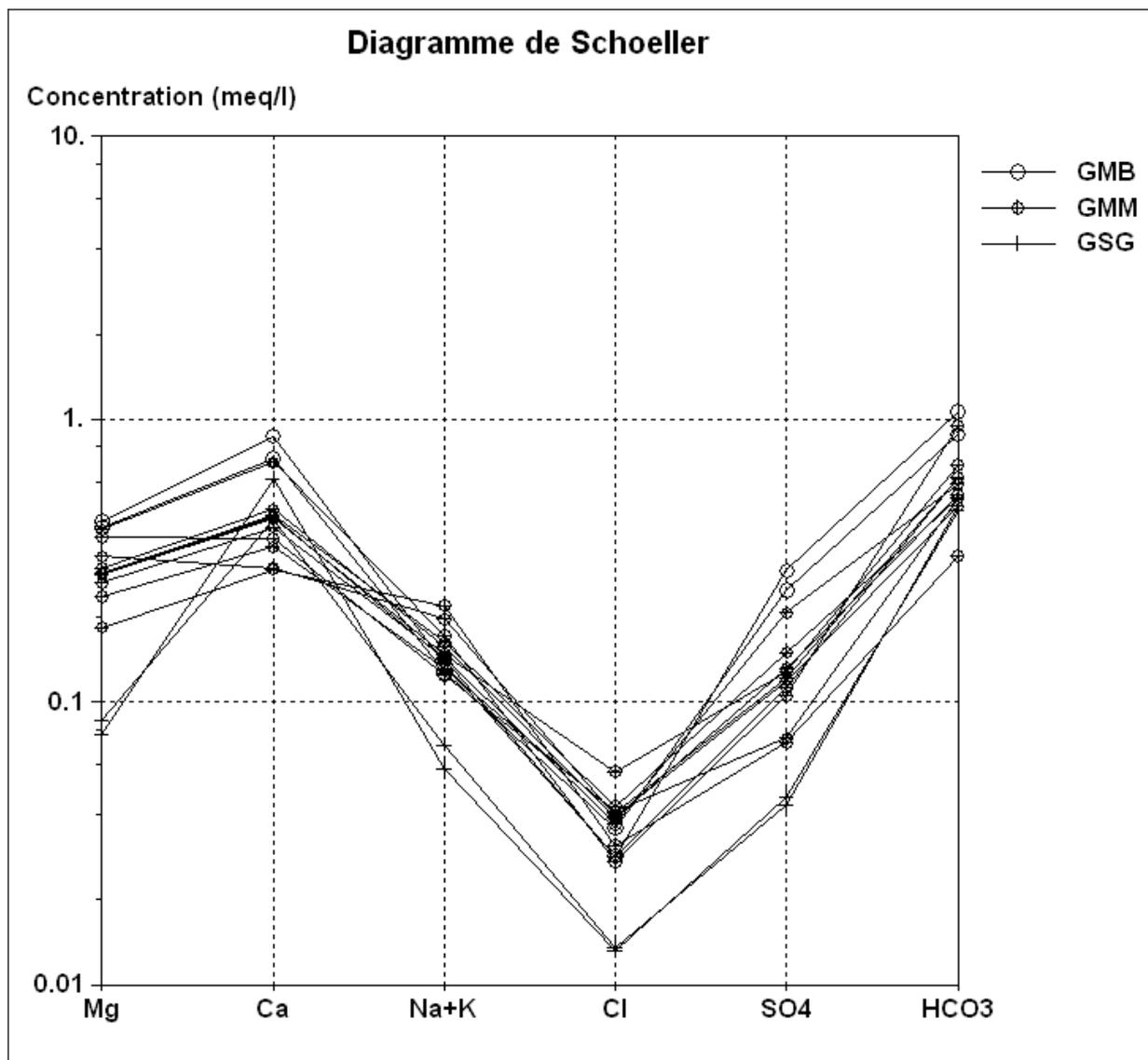


Figure 114 : Diagramme de Schoëller des sources du secteur de Gouetsoule.

3.3.4.2. INTERPRETATION DE L'ANALYSE CHIMIQUE DES EAUX DU SECTEUR DE GOUETSOULE.

Le secteur de Gouetsoule est caractérisé par deux systèmes hydrogéologiques, l'un dans le substratum et l'autre dans les formations superficielles, les moraines :

- le système hydrogéologique de substratum carbonifère (source GSG) présente une composition chimique stable. Elle varie de moins de 5% pour le chlore, les sulfates, le bicarbonates et le magnésium. Par contre elle varie sensiblement pour le calcium (17%), le sodium (9%) et le potassium (20 %) (Tableau 27). La minéralisation reste toutefois faible. Ceci reste conforme à la nature du substratum car les schistes et les grès n'ont pas la particularité de conférer une signature chimique forte aux eaux les traversant. Le temps de résidence doit être assez faible, la circulation des eaux est rapide car elle se déplace dans le

réseau de fracture très dense du secteur. Le débit de la source GSG est de l'ordre du litre à la seconde quelle que soit la saison et l'abondance des pluies. Cela montre que ce réservoir possède une importante capacité.

	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺
Min-Max	0,4	2,0 - 2,2	28,8 - 29,3	8,8 – 12,4	0,9 – 1,0	1,2 – 1,4	0,2 – 0,3
Moyenne	0,4	2,1	29,0	10,6	1,0	1,3	0,2
C. V. %	1	4	1	17	5	9	20

Tableau 27 : Chimie des eaux provenant du substratum rocheux du secteur de Gouetsoule (source GSG), concentration en mg/l.

- le système hydrogéologique des moraines (milieu granulaire) est différent du système du substratum, car le déplacement de l'eau dans le système n'est pas le même et la variabilité de la chimie des eaux y est plus importante. En effet, les eaux de ce système sont un mélange entre les eaux du substratum et des eaux superficielles venant de l'infiltration des pluies dans le sol. Ce système est limité en extension et réagit rapidement aux pluies et aux fontes des neiges. Nous pouvons conclure ceci car la concentration en ions varie en fonction des saisons. Les eaux les plus minéralisées se collectent en été après de longues périodes sèches alors que les eaux les moins minéralisées se rencontrent l'hiver et au printemps surtout après la fonte des neiges. La variabilité de la chimie de ces eaux sur un cycle annuel ne dépasse pas 30% pour la majorité des anions et cations, sauf pour le potassium qui a un coefficient de variation de 60% mais une concentration si faible qu'on le considère comme négligeable.

	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺
Min-Max	0,9 – 2,0	3,4 – 9,9	20,0 – 42,0	5,9 – 14,0	2,2 - 3,7	2,8 - 4,7	0,1 – 0,6
Moyenne	1,3	6,1	34,1	9,0	3,4	3,5	0,3
C. V. %	27	29	3	25	21	15	60

Tableau 28 : Chimie des eaux provenant des moraines du secteur de Gouetsoule (sources GMM et GMB), concentration en mg/l.

Il reste difficile de déterminer le temps de résidence des eaux dans le système hydrogéologique de la moraine car elles proviennent d'un mélange. La circulation des eaux dans la moraine est assez particulier. On y retrouve une nappe souvent discontinue avec une circulation des eaux à l'intérieur de chenaux. Ces chenaux sont dus aux différences de granulométrie retrouvées très fréquemment dans les moraines où les blocs les plus gros favorisent la mise en place de drains qui emportent les particules fines et améliorent la chenalisation du système moraine (Lebourg, 2000). Nous observons nettement ces chenaux sur les profils géophysiques de tomographie électrique réalisés sur le versant (§1.3.2.2).



Figure 115 : Photographie de la source GMM du secteur de Gouetsoule.

L'écoulement des eaux dans le versant s'effectue dans deux systèmes hydrogéologiques : le substratum et la moraine. Nous déduisons de la faible minéralisation des eaux, que ces deux réservoirs ne sont généralement pas très profonds et que les eaux y circulent avec des temps de séjour assez courts. Les eaux du versant sortent du réservoir morainique à la base du bourrelet frontal à la source GMB (Figure 116). Il semblerait qu'une partie de ces eaux ait été bloquée par la première construction du mur de soutènement lors de l'agrandissement de la route nationale 134. Cette obturation empêchant l'écoulement des eaux du versant, une accumulation d'eau se serait produite à l'arrière du mur. A cela se sont ajoutées les importantes précipitations du mois de novembre et décembre 1997, responsables d'une brusque hausse piézométrique à l'arrière du mur et une modification des forces entraînant la rupture de celui-ci. Lors de la modélisation du glissement de terrain de Gouetsoule, nous constaterons une relation entre le coefficient de sécurité et la hauteur d'eau dans le glissement de terrain.

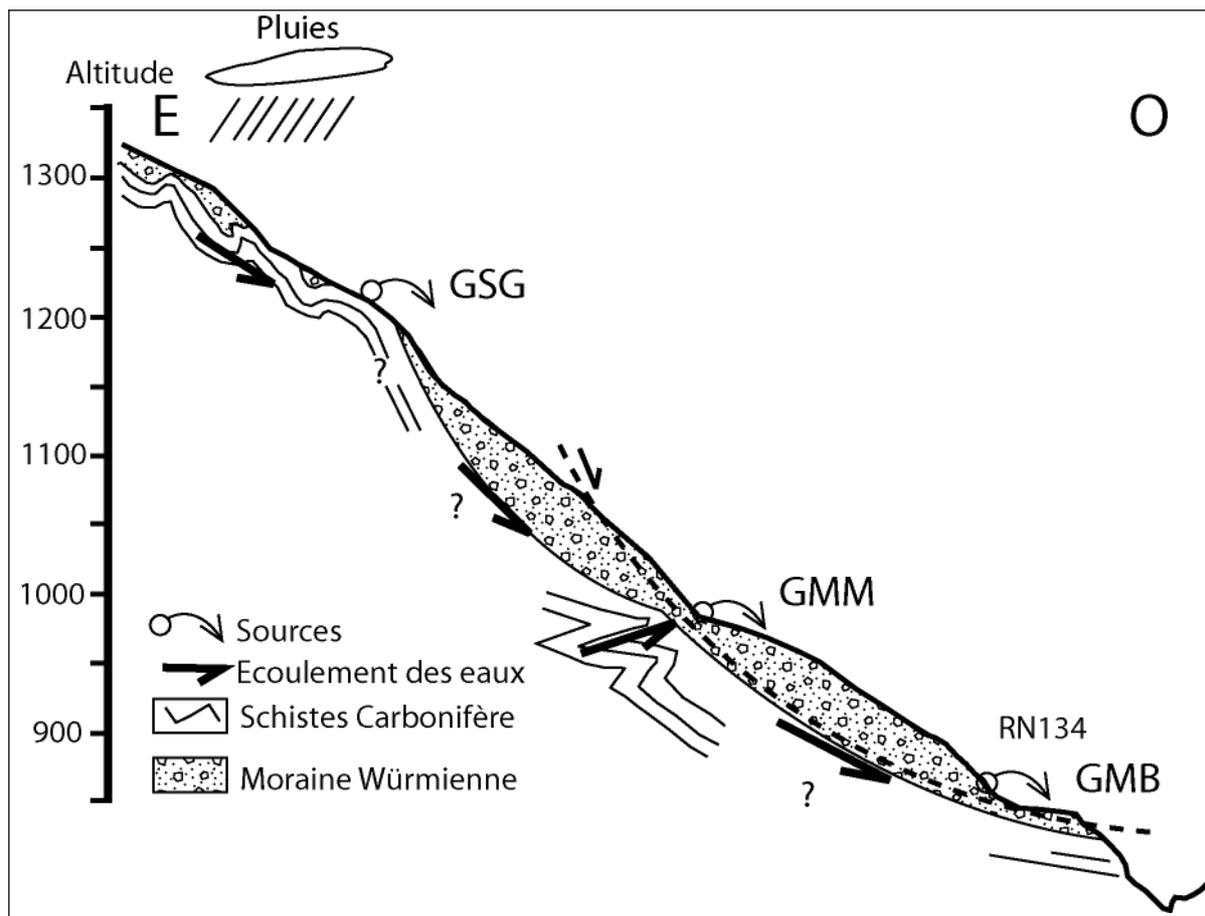


Figure 116 : Coupe du secteur Gouetsoule avec le positionnement des sources étudiées et les écoulements des eaux dans les formations morainiques.

3.4. MODELISATION DU GLISSEMENT DE TERRAIN DE GOUETSOULE.

Nous avons vu dans la partie 3.2.1 que les paramètres mécaniques peuvent être très différents suivant la localisation sur le versant. Or, dans le cadre d'un calcul de stabilité, la règle générale est d'appliquer les mêmes paramètres mécaniques sur tout le versant. Dans ce travail, nous utilisons les résultats obtenus pour les seize échantillons de la moraine de Gouetsoule afin de prendre en compte la variabilité dans le calcul de stabilité du glissement de terrain. Le modèle de calcul a été utilisé est celui de Spencer (1963) (ANNEXE 14).

3.4.1. CARTE GEOTECHNIQUE DU SECTEUR DE GOUETSOULE.

Afin de connaître la répartition des paramètres mécaniques dans le versant, nous avons construit deux cartes géotechniques (Laugier, 2002). Pour cela, nous avons construit la surface topographique à partir de la carte topographique IGN 1/25000^{ème} du Somport. Un relevé altimétrique a été effectué tous les 10 mètres en suivant une grille qui recouvre l'ensemble du secteur d'étude. L'utilisation du logiciel Surfer[®] a permis ensuite de créer la

surface topographique en 3 dimensions du versant de Gouetsoule (Figure 117). Les seize échantillons de la moraine de Gouetsoule et la méthode du krigeage linéaire ont permis la réalisation des deux cartes géotechniques présentées dans cette étude.

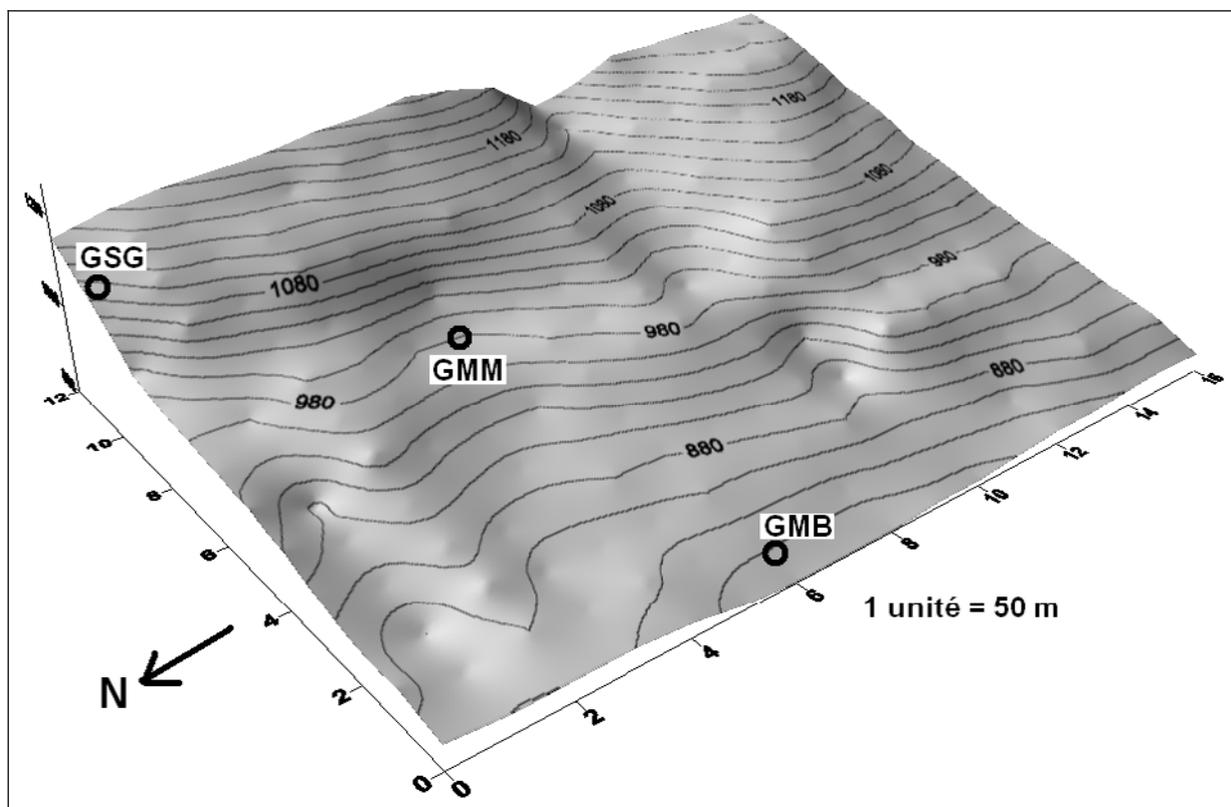


Figure 117 : Carte topographique 3D du secteur de Gouetsoule, altitudes en mètres et le positionnement des sources.

La première carte géotechnique établie représente la répartition de la cohésion effective de la moraine dans le versant de Gouetsoule (Figure 118). Nous y observons que les cohésions les plus élevées se situent au-dessus de 980 mètres. En dessous de cette altitude les cohésions deviennent plus faibles. La deuxième carte géotechnique représente la répartition de l'angle de frottement interne effectif dans le versant (Figure 119). Nous pouvons faire des observations inverse à celle faites sur la carte précédente, c'est à dire l'angle de frottement interne effectif augmente en descendant en altitude avec toujours la même limite à 980 mètres d'altitude. Ces deux cartes permettent d'illustrer les corrélations obtenues lors de l'analyse en composantes principales et d'y voir les variations des paramètres mécaniques à l'intérieur même du glissement de terrain. Ces variations doivent jouer un rôle important dans le calcul de stabilité, c'est pourquoi nous avons intégré ces variations dans le calcul de la stabilité du glissement de terrain suivant une méthode de calcul à la rupture à 2 dimensions, puis à 3 dimensions, décrite par Spencer (1967 et 1969), Sève (1998) et Lebourg (2000).

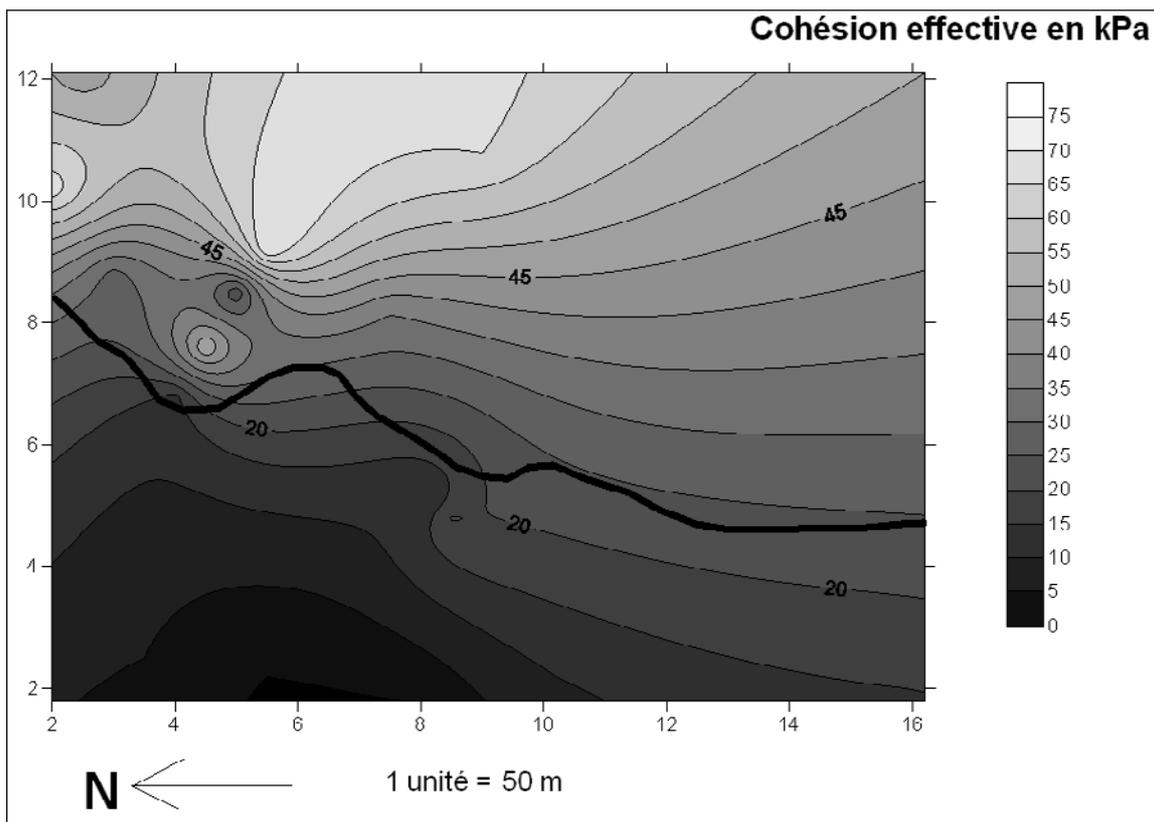


Figure 118 : Carte géotechnique du secteur de Gouetsoule, courbes iso-valeurs de la cohésion effective exprimée en kPa, ligne noire = ligne de niveau 980m.

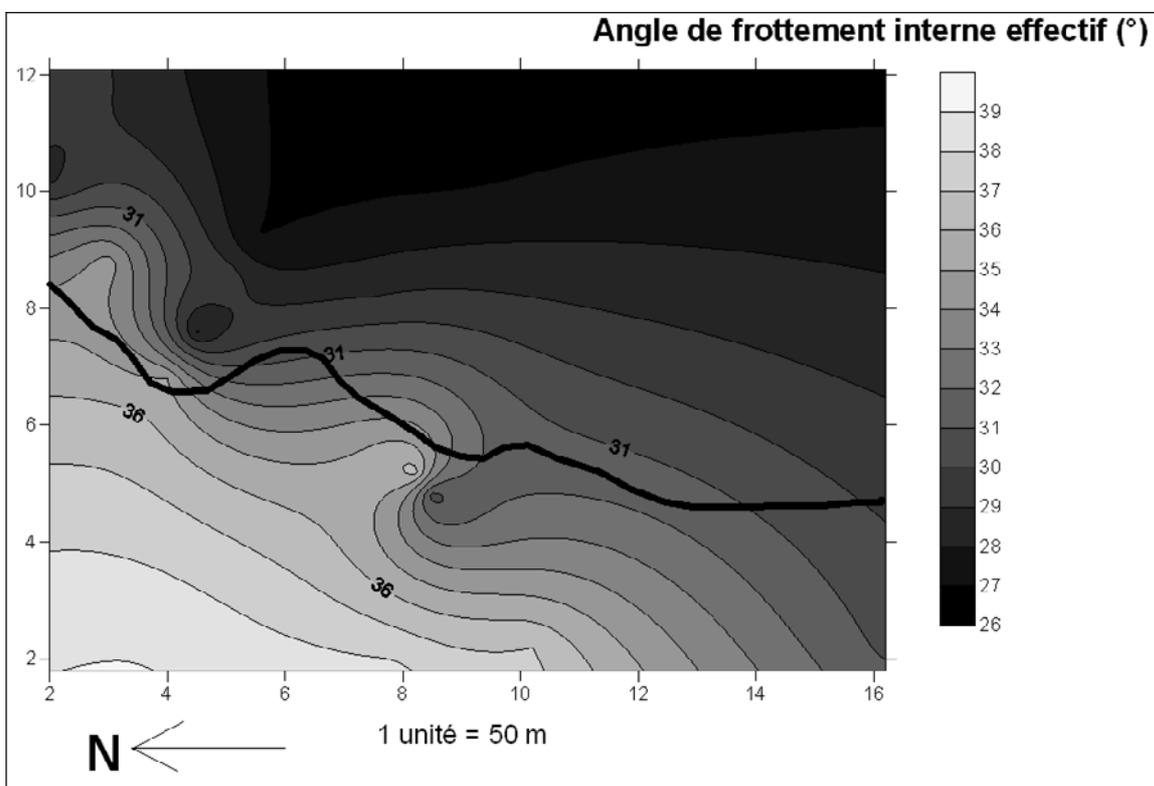


Figure 119 : Carte géotechnique du secteur de Gouetsoule, courbes iso-valeurs de l'angle de frottement interne effectif exprimé en degré, ligne noire = ligne de niveau 980m.

3.4.2. GENERATION DES DONNEES : METHODE DE VANMARCKE (ANNEXE 13).

Pour réaliser le calcul de stabilité avec la prise en compte de la variabilité, nous allons générer des valeurs de paramètres mécaniques en utilisant la méthode VanMarcke (1983). Cette méthode permet de générer des données de manière ordonnée avec des valeurs qui suivent un modèle de variabilité du sol. La variabilité des paramètres mécaniques du sol suit une loi qui peut être quantifiée en considérant le sol comme un champ aléatoire possédant une structure spatiale (Elkateb et *al.*, 2003, Houy et *al.*, 2005). Elle est modélisée par l'utilisation de la théorie des champs aléatoires de VanMarcke qui requiert la définition de trois paramètres :

- la valeur moyenne du paramètre à faire varier,
- l'écart-type du paramètre à faire varier,
- la longueur de corrélation (L_c) est la distance maximale de corrélation entre deux points.

Suivant cette définition, deux points séparés d'une longueur inférieure à L_c sont corrélés (points A et B, et les points B et C ; Figure 120). Ils suivent la structure de corrélation du sol. Si, par contre, les deux points sont distants d'une longueur supérieure à L_c , ils deviennent complètement indépendants l'un de l'autre du point de vue des propriétés du sol, ils ne sont plus corrélés entre eux (points A et C ; Figure 120).

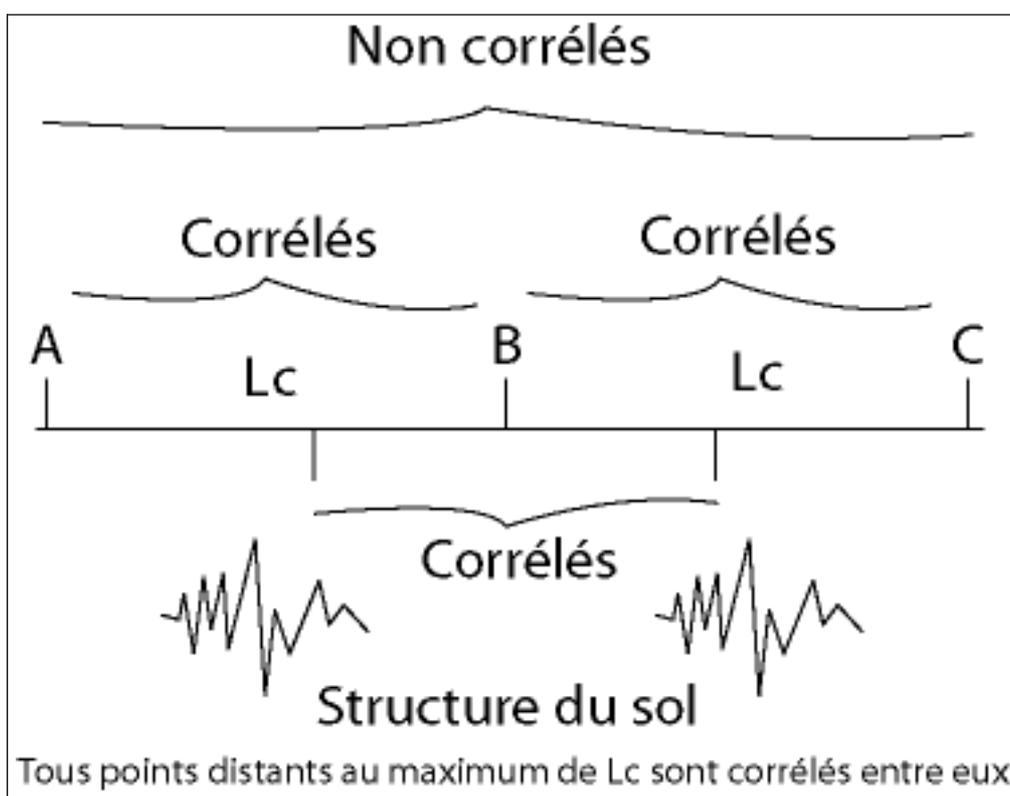


Figure 120 : Schéma expliquant le principe de la longueur de corrélation L_c entre 3 points A, B et C.

Pour calculer la valeur de la longueur de corrélation L_c de la moraine de Gouetsoule, nous avons calculé le variogramme du paramètre dont nous voulons étudier la variabilité. Dans notre cas, nous avons fait varier l'angle de frottement interne effectif dans le modèle, ceci en raison de la plus faible variabilité de ce paramètre par rapport à celle de la cohésion. Nous avons recherché dans la littérature des valeurs de longueur de corrélation dans les sols. Malheureusement, dans la littérature aucune valeur n'est donnée et connue pour un matériau du type moraine. Nous avons donc réalisé un variogramme des valeurs d'angle de frottement interne effectif en considérant que les seize points de prélèvements étaient alignés sur une droite et en conservant leur altitude.

Le variogramme calculé (Figure 121) laisse penser qu'une structure dans la moraine de Gouetsoule existe ; en effet, l'on peut distinguer un cycle qui revient tous les 10 à 20 mètres environ. Nous avons donc décidé de prendre une longueur de corrélation égale à 12 mètres ce qui correspond à la pseudo-période observée sur le variogramme (Figure 121).

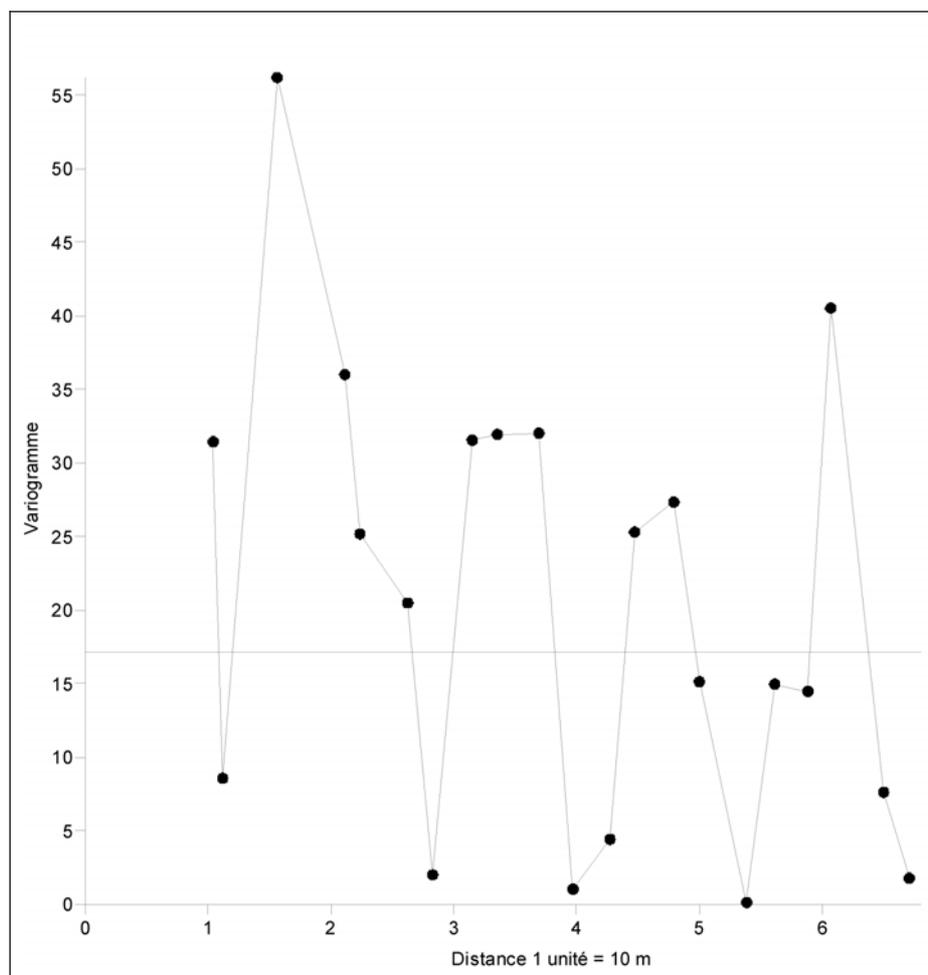


Figure 121 : Variogramme de l'angle de frottement interne effectif de la moraine de Gouetsoule.

Une fois tous les paramètres estimés, nous avons généré pour chaque profil 100 valeurs d'angle de frottement interne effectif suivant la théorie des champs aléatoires pour

chacune des tranches qui le découpent (Figure 122). Pour chacun des 80 profils, 100 valeurs d'angle de frottement interne effectif sont calculées suivant la méthode de VanMarke (1983). Nous obtenons ainsi en chaque point du maillage des valeurs de paramètres mécaniques différentes, tout en étant corrélées entre elles le long de chacun des 80 profils. Par contre, nous n'avons pas pu réaliser cette corrélation entre les profils eux-mêmes, mais une étude de cette corrélation spatiale en deux dimensions est en cours de réalisation. Une fois toutes les valeurs estimées, elles sont intégrées dans le calcul de stabilité suivant la méthode de Spencer, 1967 et 1969. Nous ne pouvions faire varier de manière indépendante l'angle de frottement interne et la cohésion, car nous risquions d'avoir des couples de paramètres mécaniques complètement aberrant dans une maille. En effet, il serait aberrant d'établir un couple de valeurs élevées de paramètres mécaniques (c' et φ') car cela ne refléterait pas la réalité des essais mécaniques et donc du comportement de la moraine de Gouetsoule. Pour éviter cela, nous avons utilisé la corrélation existant entre l'angle de frottement interne effectif et la cohésion effective. Le coefficient de corrélation de cette régression linéaire dans la relation entre c' et φ' est $r = -0,87$ et $c' = -4,77\varphi' + 183$ (Figure 123). Nous avons aussi réalisé le test de Fischer-snedecor (Saporta, 1990) qui rejette de façon très significative l'hypothèse de non corrélation. De plus, il a été réalisé le test de Durbin-Watson (Saporta, 1990), qui permet de tester l'hypothèse de la non corrélation des résidus. Dans notre cas, les résidus ne sont pas corrélés donc les échantillons sont indépendants entre eux et la relation établie peut être utilisée pour le calcul de stabilité du glissement de Gouetsoule.

Une fois toutes les valeurs d'angle de frottement interne effectif (φ') connues, les valeurs de cohésion effective (c') sont déduites de l'équation de régression, ce qui permet d'obtenir les couples (c' , φ') en chaque point du maillage.

Pour réaliser la modélisation, quelques hypothèses ont été émises ; ce sont :

- les paramètres mécaniques au niveau de la surface de rupture sont identiques à ceux mesurés en surface. En effet, nous n'avons pas incorporé de dérive des paramètres mécaniques en fonction de la profondeur dans le calcul de stabilité,

- la corrélation spatiale ne s'effectue que suivant le sens de la longueur du glissement de terrain et indépendamment de chaque profil. Nous n'avons pas utilisé de corrélation spatiale à deux dimensions, ce qui peut être envisagé ultérieurement (perspective de recherche).

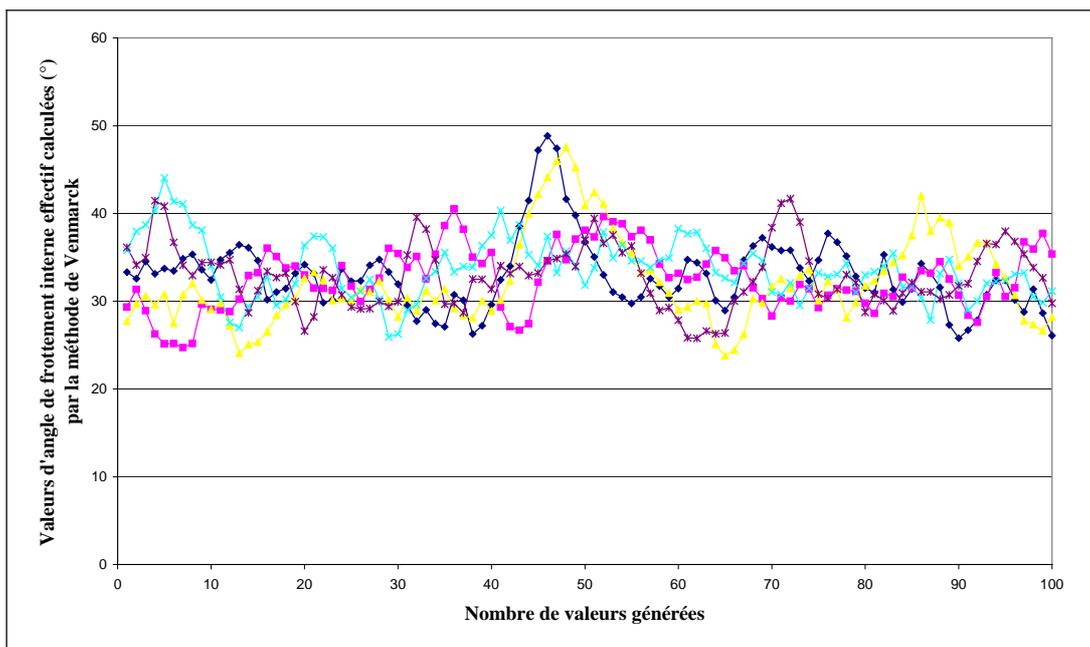


Figure 122 : Exemple de profils créés par la méthode de Vanmarcke (1983).

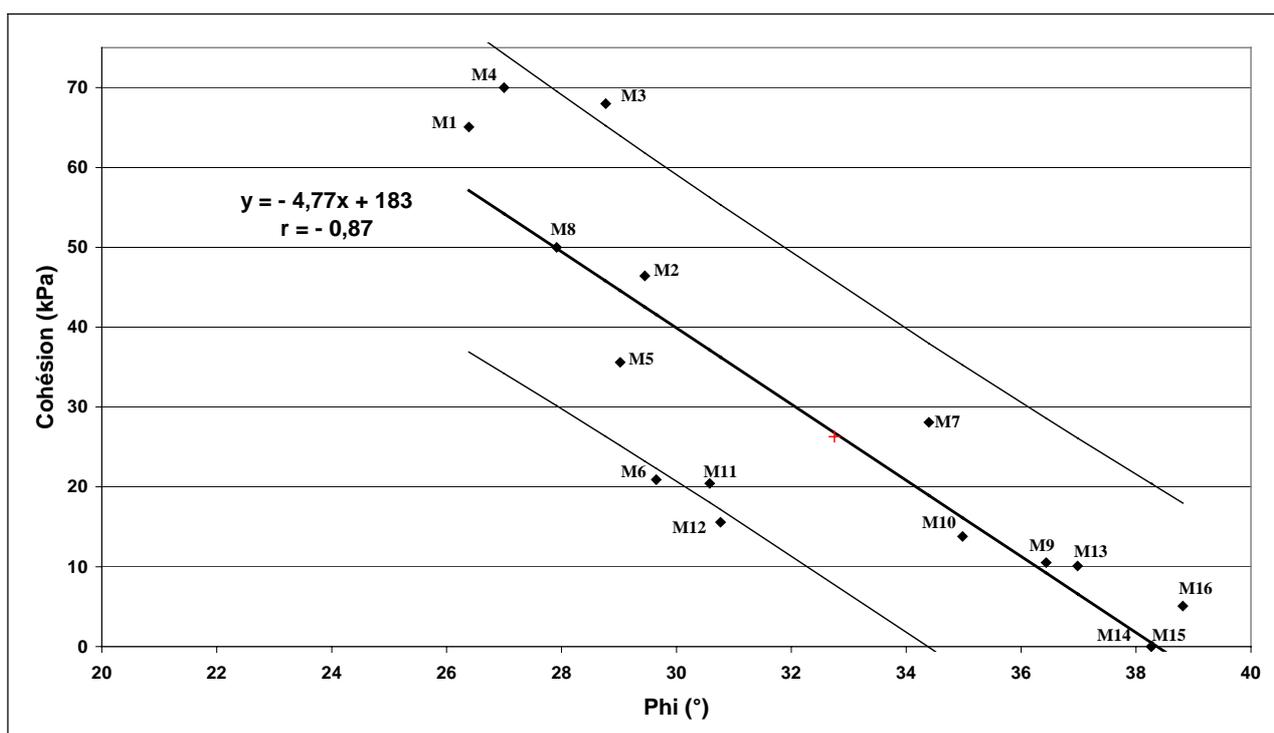


Figure 123 : Graphique montrant la corrélation entre l'angle de frottement interne effectif et la cohésion effective de la moraine de Gouetsoule pour 16 échantillons. (Intervalle de confiance des valeurs individuelles au risque de 5%).

3.4.3. LE CALCUL DE STABILITE PAR LA METHODE DE SPENCER

Une fois le calcul de stabilité réalisé, nous obtenons une valeur de coefficient de sécurité F_{3D} . Nous réalisons ainsi 100 calculs de stabilité pour obtenir 100 coefficients de sécurité F_{3D} . Il faut ainsi générer 100 fois les 8000 valeurs d'angle de frottement interne effectif dans le modèle pour obtenir une dispersion du coefficient de sécurité F_{3D} et simuler la variabilité de la moraine de Gouetsoule (Figure 124). Pour chaque modélisation, nous calculons le coefficient de sécurité en 2 dimensions (profil central), noté F_{2D} , et le coefficient de sécurité en 3 dimensions (ensemble des profils), noté F_{3D} . Nous obtenons une fonction de répartition des coefficients de sécurité F_{2D} et F_{3D} . Cette fonction de distribution suivant une loi normale, la valeur de F_{final} choisi pour une modélisation est la valeur moyenne de la fonction de répartition. La Figure 124 montre les fonctions de répartition des coefficients F_{2D} et F_{3D} générés par le modèle, et le calcul de la valeur moyenne de celles-ci. Ce graphique permet de constater que la modélisation en 2 dimensions donne des coefficients F_{2D} beaucoup plus dispersés que suivant la modélisation en 3 dimensions (F_{3D}) car le coefficient de variation est respectivement de 3% contre 0,2%.

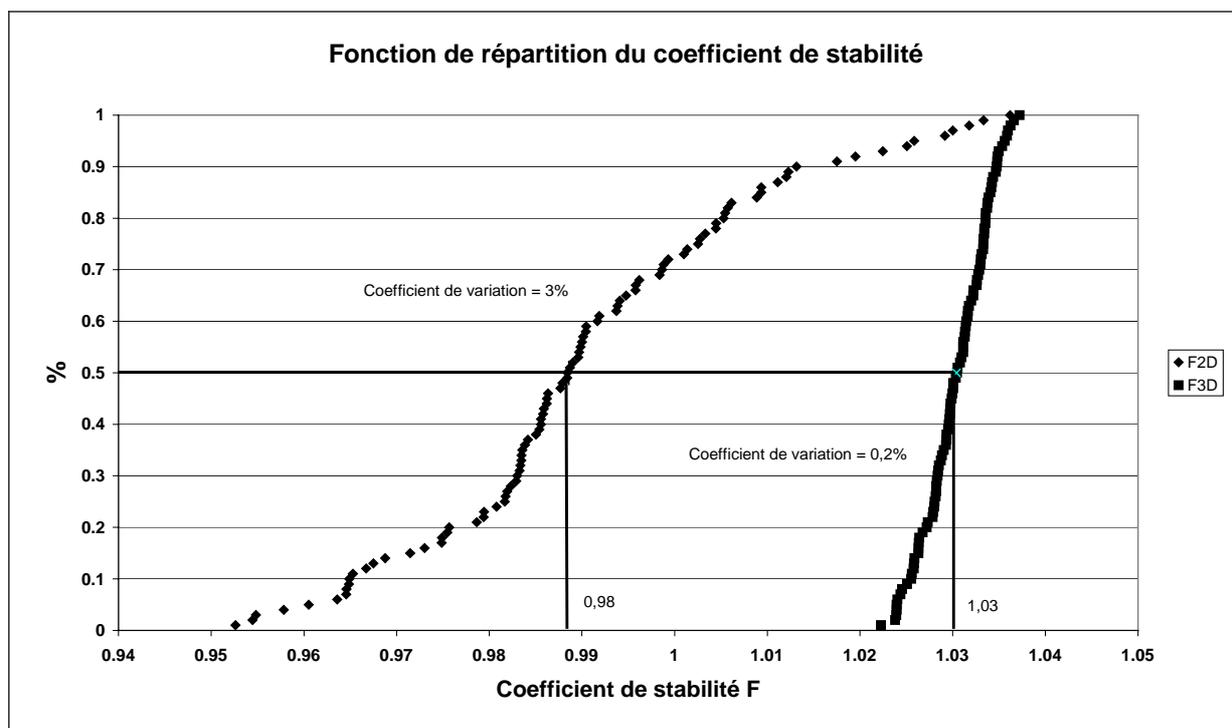


Figure 124 : Variation du coefficient de sécurité en fonction des modélisations et du calcul de stabilité du glissement de Gouetsoule en 2 et 3 dimensions.

Suivant les observations de terrain et les études précédemment menées, la rupture récente du versant de Gouetsoule serait due à l'accumulation des eaux au pied du versant. Ce phénomène étant amplifié à cet endroit par la présence d'un mur de soutènement qui empêcherait la circulation hors du versant des eaux. Nous avons donc fait varier la hauteur d'eau à l'intérieur du versant dans la modélisation. Les hauteurs d'eau varient entre 0 et 25 mètres, avec une modélisation tous les 5 mètres. Pour 0 mètre de hauteur d'eau, on considère

le glissement de terrain dans la moraine comme complètement sec et pour 25 mètres d'eau on le considère saturé. Les valeurs du coefficient F_{final} calculé pour chaque hauteur d'eau correspond au coefficient de sécurité moyen de la fonction de répartition calculée pour la modélisation et suivant la hauteur d'eau considérée. Sur le graphique la valeur moyenne de F et ses variations sont indiquées (Figure 125, Figure 126).

Le premier graphique (Figure 125) montre la différence des valeurs du coefficient de sécurité F en fonction de la hauteur d'eau dans le glissement de terrain de Gouetsoule pour des calculs en 2 ou 3 dimensions. Ici, la hauteur d'eau est représentée par rapport à la surface de rupture reconnue à partir des profils électriques et des observations de terrain (Figure 32). Ainsi, lorsque $H_{\text{eau}} = 0$ mètre, le milieu est complètement sec et pour $H_{\text{eau}} = 25$ mètres le milieu est complètement saturé. A partir des résultats de calcul de stabilité (Figure 124), on constate que le coefficient de sécurité en trois dimensions F_{3D} est toujours supérieur à celui calculé en deux dimension F_{2D} . Ce constat reste vrai pour toutes les variations de hauteur d'eau à l'intérieur du glissement de Gouetsoule. De plus, on remarque que plus la hauteur d'eau dans le glissement de terrain est importante, plus l'écart entre les deux coefficients de sécurité (F_{2D} , F_{3D}) est important (Figure 125). En effet, dans un milieu complètement sec, les deux coefficients de sécurité sont quasiment confondus avec une valeur inférieure à 1,2, alors que dans un milieu complètement saturé $F_{3D} = 0,78$ et $F_{2D} = 0,72$. L'explication de cette différence est difficile, sinon en considérant un effet de la méthode de calcul qui augmente l'importance de l'eau dans la modélisation en 2 dimensions en diminuant les valeurs du coefficient de sécurité F_{2D} .

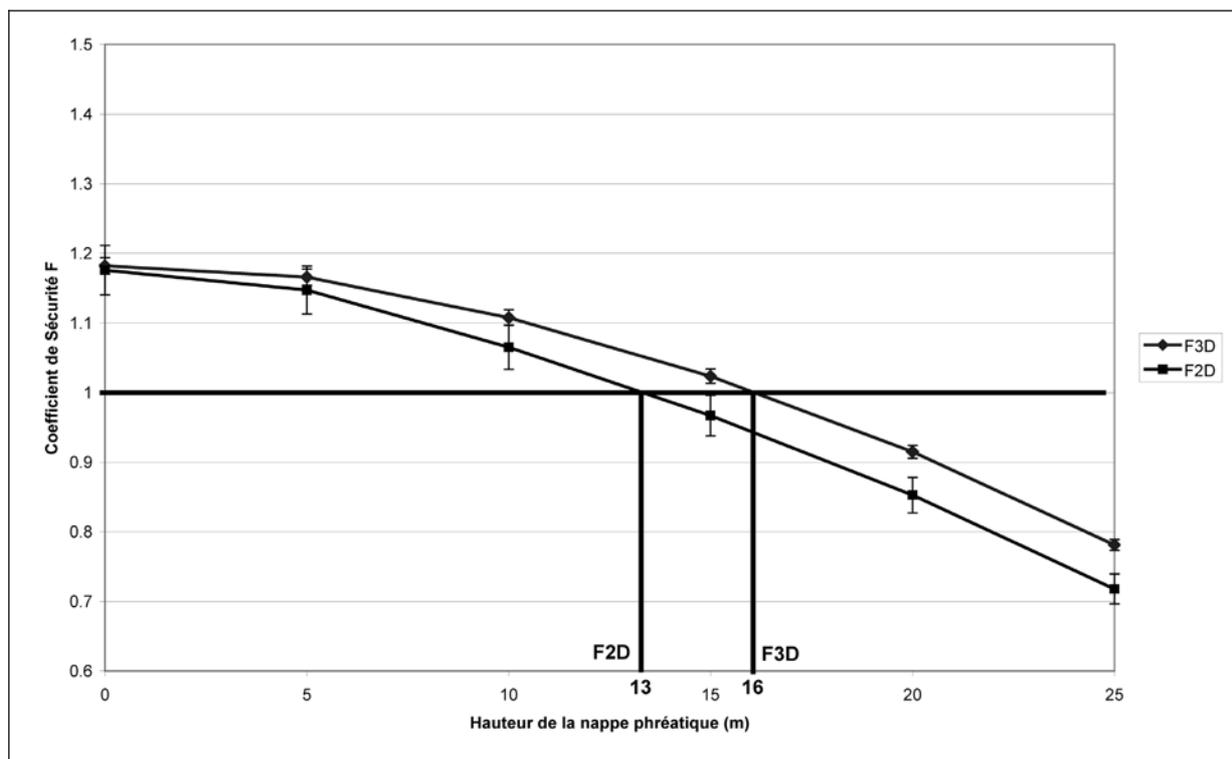


Figure 125 : Evolution du coefficient de sécurité en fonction de la hauteur d'eau dans la moraine du glissement de Gouetsoule. L'évolution est faite suivant un calcul en 2 et 3 dimensions avec la génération d'angles de frottement interne par la méthode de VanMarcke.

Les résultats du calcul des coefficients de sécurité F_{2D} et F_{3D} ont été comparés à ceux d'un calcul qui aurait été réalisé dans le cadre d'une étude géotechnique classique. Suivant une telle étude, l'expert utilise le même couple de paramètres mécaniques (c' , φ') en tout point du modèle. Dans ce cas, nous avons pris la valeur moyenne des 16 échantillons de la moraine de Gouetsoule avec $c' = 27,3$ kPa et $\varphi' = 32,7^\circ$. Nous observons, dans un premier temps, que F_{3D} obtenu est toujours supérieur à F_{2D} , et cela de manière constante en fonction de la hauteur d'eau dans le glissement de terrain (Figure 126). Ensuite, dans un deuxième temps, il est intéressant de noter que les valeurs de coefficient de sécurité pour un couple fixe (c' , φ') sont toujours supérieures à celles venant des calculs qui prennent en compte la variabilité spatiale de la moraine de Gouetsoule. Ceci démontre qu'il est important de prendre en compte la variabilité dans l'étude des calculs de stabilité car l'utilisation d'une méthode géotechnique traditionnelle surestime la valeur du coefficient de sécurité F_{final} , ce qui ne va pas dans le sens de la sécurité. Par exemple, dans un calcul en 3 dimensions, la limite de stabilité indique une hauteur d'eau de 16 mètres, soit à 9 mètres sous la surface (25-16 mètres), contre 21 mètres (4 mètres sous la surface du sol) pour le calcul ne prenant pas compte la variabilité de la moraine. Une différence de 5 mètres entre les deux calculs reste trop importante. Si une surveillance devait être faite, nous considérerions que les premiers mouvements de terrain surviendraient à une profondeur piézométrique située à seulement 4 mètres de profondeur, alors que les mouvements peuvent se produire bien avant, et déjà à une profondeur piézométrique de 9 mètres sous le niveau du sol. Il est clair que les calculs de la stabilité d'un glissement de terrain devraient prendre en compte la variabilité du sol et envisager les calculs de stabilité en 3 dimensions pour une meilleure précision de la méthode. Toutefois, il est rassurant de voir que le calcul en 2 dimensions sous-estime la stabilité d'un versant et va donc dans le sens de la sécurité (Figure 126).

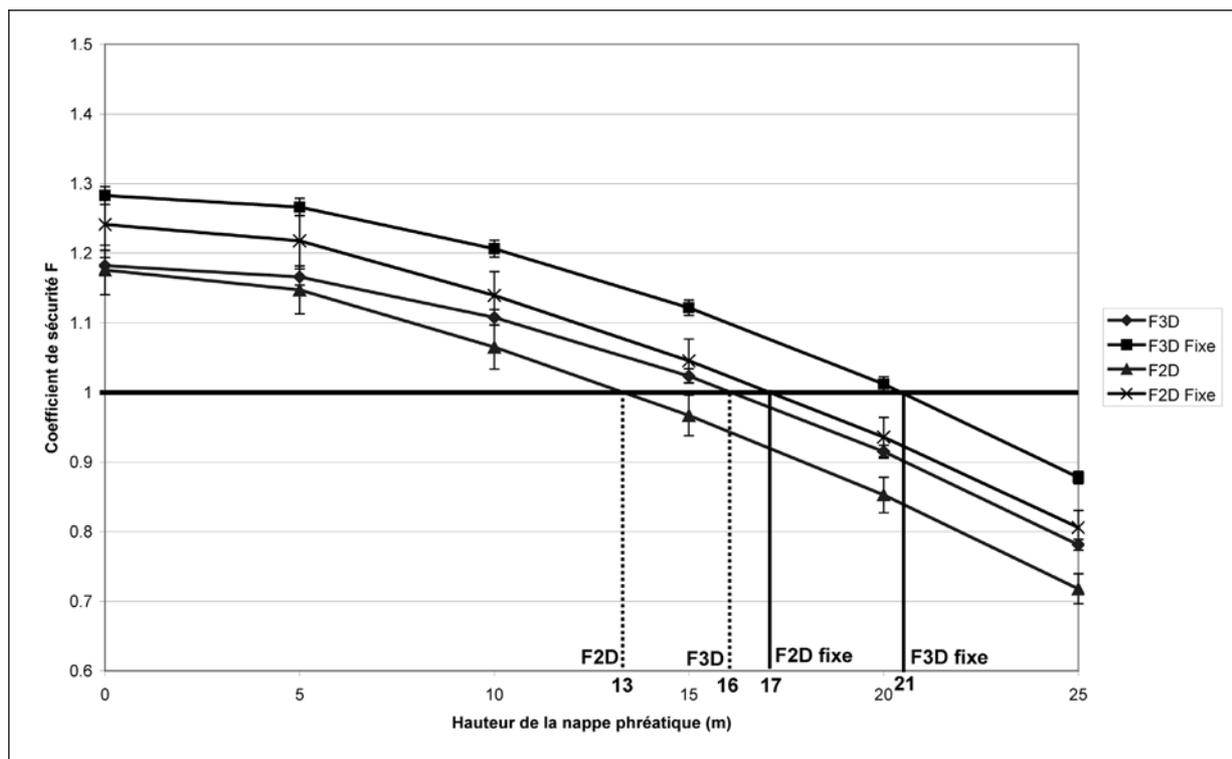


Figure 126 : Comparaison de l'évolution du coefficient de sécurité en fonction de la hauteur d'eau dans le glissement de Gouetsoule avec un calcul en 2 et 3 dimensions. Comparaison entre la génération des données par la méthode de VanMarcke et l'utilisation de l'angle de frottement interne effectif moyen.

Précisons que dans le cas précédent, nous avons pris, pour le calcul du coefficient de sécurité F , la valeur moyenne du couple (c' , φ') des seize échantillons de la moraine de Gouetsoule. Maintenant, plaçons nous dans le cas où nous n'aurions les résultats des paramètres mécaniques que sur un seul échantillon du secteur. En recalculant les valeurs de F_{2D} et F_{3D} pour des valeurs de couple (c' , φ') avec une valeur d'angle de frottement interne effectif minimale ou maximale, de la moraine du secteur de Gouetsoule, on obtient les valeurs suivantes du couple minimal avec $c' = 65,1$ kPa et $\varphi' = 26,4^\circ$. Celles du couple maximal sont $c' = 5,1$ kPa et $\varphi' = 38,8^\circ$. Les résultats de ces différentes modélisations (Figure 127) sont identiques à ceux vus précédemment. Dans tous les cas, les valeurs de coefficient de sécurité F_{2Dmin} , F_{3Dmin} , F_{2Dmax} et F_{3Dmax} sont toujours supérieures aux coefficients F_{3D} et F_{2D} calculés en prenant en compte la variabilité de la moraine (Figure 126, Figure 127). Dans cette étude, nous remarquons aussi que la cohésion a joué un rôle important dans le calcul de stabilité. En effet, si l'on regarde le cas le plus favorable (milieu sec) pour des coefficients de sécurité en 3 dimensions, nous obtenons un coefficient de sécurité maximal pour F_{3Dmax} , alors que dans un milieu complètement saturé nous retrouvons F_{3Dmin} . Ceci met en évidence l'importance des paramètres mécaniques en fonction des niveaux de la nappe piézométrique. Lorsque la nappe phréatique est relativement profonde, c'est le caractère frottant qui prend le dessus dans le calcul du coefficient de sécurité. Par contre, lorsque le milieu est sous nappe, c'est la cohésion qui domine le résultat du calcul de stabilité.

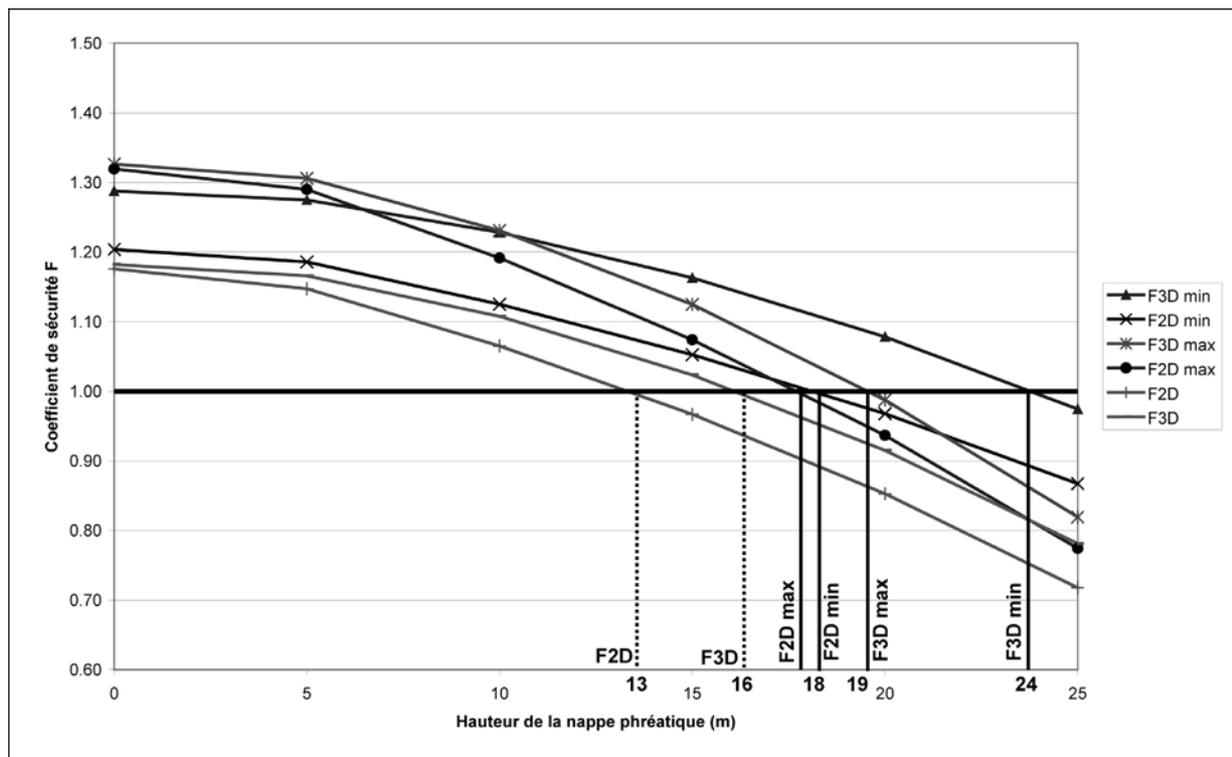


Figure 127 : Comparaison de l'évolution du coefficient de sécurité en fonction de la hauteur d'eau dans le glissement et du calcul en 2 ou 3 dimensions. Comparaison entre la génération des données par la méthode de VanMarcke et l'utilisation de l'angle de frottement interne effectif moyen, minimal et maximal.

Le résultat majeur qui ressort de ces différentes modélisations est surtout l'importance de la variabilité spatiale de la moraine dans les calculs de stabilité. D'un point de vue pratique les modélisations F_{2D} et F_{3D} montrent que la limite de stabilité du glissement de terrain intervient pour une hauteur d'eau dans la tranche comprise entre 13 et 16 mètres (Figure 127), soit entre 9 et 12 mètres de profondeur sous le niveau du sol. Hors si nous observons le profil géophysique dipôle-dipôle n°3 (Figure 30, Figure 31), on constate que la position de la nappe phréatique serait plutôt entre 10 et 15 mètres de profondeur. Dans ce cas, une différence comprise entre 3 et 6 mètres existe entre l'interprétation du profil géophysique et le calcul de la limite de stabilité avec la prise en compte de la variabilité. Mais comme cette analyse géophysique a été réalisée en juillet 2003 et en période sèche, il est fort possible qu'en période très humide, lors de la fonte des neiges ou d'importants orages, la nappe remonte dans la moraine et atteigne, à ce moment là, la cote limite de la stabilité du glissement de terrain de Gouetsoule. Cela indique qu'une instabilité cyclique du glissement de terrain de Gouetsoule est fortement probable et dépend des conditions climatiques. Si cela est le cas, ces conditions sont maintenant quantifiées. Il serait intéressant, dans le cadre d'une poursuite de cette étude, de faire un suivi piézométrique de la nappe phréatique ainsi qu'un suivi du déplacement du glissement de terrain. Cela permettrait de corréliser les déplacements du glissement de terrain et les variations de hauteur d'eau dans la moraine.

3.5. CONCLUSION SUR LE GLISSEMENT DE TERRAIN DE GOUETSOULE

Le glissement de terrain de Gouetsoule est toujours en mouvement très lent, ceci malgré les récents travaux de confortement et la construction d'un mur de soutènement. Depuis 1997, la stabilité de ce dernier reste précaire et notre étude montre que la hauteur d'eau dans le versant comme la suppression anthropique de la butée seraient les éléments déclencheurs de ce glissement. On constate aussi que l'importance de l'hétérogénéité de la moraine tant du point de vue de la pétrographie, de la granulométrie mais aussi des paramètres physiques et mécaniques revêt une importance majeure dans le phénomène glissement de terrain. C'est pour cette raison que nous avons établi une nouvelle méthode d'analyse et de calcul du coefficient de sécurité pour ce glissement de terrain granulaire. L'utilisation de la théorie des champs aléatoires de VanMarcke (1983) serait une bonne solution aux problèmes d'hétérogénéité. En effet, la prise en compte de la variabilité des propriétés mécaniques dans les calculs de stabilité est un premier pas important vers leur optimisation. De plus, les premiers résultats de l'étude montrent que la prise en compte de la variabilité spatiale des paramètres mécaniques va dans le sens de la sécurité.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

Le travail de recherche présenté dans ce mémoire est une première approche sur la compréhension du comportement mécanique de glissements de terrain très différents. Ce thème a été volontairement abordé sur deux types différents de glissements de terrains, l'un rocheux (schistes, Vallée des Eaux-Bonnes) et l'autre granulaire (moraines, Vallée d'Aspe) afin d'y reconnaître leurs différences et leurs similitudes. Pour ces deux exemples de glissement de terrain, nous avons déterminé un ensemble de critères mécaniques, structuraux et hydrogéologiques, qui permet d'avoir au final une meilleure compréhension des mécanismes qui régissent la rupture, mais qui permet surtout d'en préciser leur évolution au cours du temps, ceci par une approche à la fois quantitative (calculs) et bien entendu qualitative par vérification sur le terrain et validation à partir de données historiques.

Dans le cas de l'étude du glissement rocheux de Pleysses en amont des Eaux-Bonnes, plusieurs avancées ont été obtenues sur le plan tant de la géologie, du comportement mécanique du massif que de la compréhension des données hydrogéologiques sur la circulation des eaux. Ainsi :

- nous avons pu tout d'abord détailler la complexité de la structuration géologique du versant et par là même la disposition des différents plans de discontinuités (failles, plis, chevauchement), ce qui est un préalable à toute étude scientifique et technique sur les instabilités rocheuses. Les résultats des données géologiques, encore non publiées en 2005, sont nouveaux et ont des conséquences intéressantes pour une nouvelle compréhension de l'évolution structurale des déformations à grande échelle dans le secteur de Laruns (tectonique polyphasée kilométrique) comme sur la stratigraphie et l'épaisseur des schistes et calcaires du Dévonien. On sait maintenant que la barre des calcaires du Dévonien moyen et supérieur formant le sommet de Lazive est quadruplée dans toute l'épaisseur de l'escarpement et ne correspond en rien à une série monoclinale. Ceci est consécutif aux deux phases de plissement orthogonales (N20° et N 110°), respectivement hercynienne et alpine, suivant des plis isoclinaux hectométriques jusqu'ici non reconnus. Un modèle structural de la tectonique polyphasée est ainsi établi et proposé à l'échelle du versant.

- dans le glissement rocheux de Pleysses la position du plan de rupture en profondeur dans le massif, a été estimée dans un premier temps à partir des données cartographiques de terrain (bourrelet frontal, escarpement principal, extensions latérales). Dans un deuxième temps la simulation numérique utilisée pour analyser le vieillissement du versant jusqu'à la rupture (calcul par éléments finis), a permis d'obtenir l'évolution et la progression du plan de rupture depuis la base du versant en progressant dans le massif suivant une forme assez rectiligne et faiblement concave, en suivant le même tracé en position altimétrique que celui obtenu sur la coupe géologique préalablement établie.

- le calcul par éléments finis du vieillissement sur un siècle des schistes sériciteux du versant montre, à partir d'un maillage très fin et de la prise en compte d'une fracture majeure visible dans l'escarpement, sur cinq phases de vieillissement, une évolution similaire à celle retrouvée à partir des différentes campagnes de photos aériennes IGN entre 1968 et 1998. Ceci valide la méthode de calcul comme les valeurs utilisées et acquises expérimentalement en laboratoire pour les paramètres mécaniques des roches.

- les analyses géochimiques des eaux circulant dans le versant rocheux sur un cycle d'une année a permis de montrer une circulation superficielle pour les eaux situées en haut du versant glissé, et une circulation plutôt profonde avec un temps de séjour important pour la source située au pied du bourrelet frontal. On constate notamment un fort enrichissement en sulfate dont l'origine pourrait être à rapprocher d'une lentille de gypse assez profonde et à proximité du plan de chevauchement majeur de la vallée du Valentin.

Dans le cas de l'étude du glissement de terrain actif de Gouetsoule dans des moraines, en rive droite de la haute Vallée d'Aspe, plusieurs avancées ont été obtenues tant sur le plan géologique, mécanique et géotechnique, que d'un point de vue méthodologie de prospection géophysique en relation avec la géométrie du substratum sous la moraine. Ainsi :

- les paramètres mécaniques, granulométriques, de poids volumique et pétrographiques des moraines du glissement de Gouetsoule indiquent, en analyse factorielle (ACP), des caractères discriminants entre eux, permettant de confirmer la nature différente des moraines de Gouetsoule entre le haut et le bas du versant. Cela quantifie et confirme une origine différente qu'il faut mettre en relation avec l'histoire glaciaire de la vallée (validation des observations géomorphologiques et géologiques). On constate notamment une augmentation progressive de la cohésion de la moraine en montant dans le versant, et à l'inverse une diminution de l'angle de frottement interne effectif.

- dans le glissement de Gouetsoule une carte géotechnique d'iso-valeurs (subsurface) de la cohésion effective et de l'angle de frottement interne effectif des moraines (subsurface) a été établie. Elle correspond dans un premier temps à un document cartographique de référence vers une démarche géotechnique et ingénieur de la problématique. Elle permet de servir de base à un calcul de stabilité plus précis du coefficient de sécurité dans un milieu granulaire, non plus à partir d'un couple de valeurs de c' et φ' mais en prenant en compte la variabilité spatiale sur l'ensemble du glissement des paramètres géotechniques.

- sur le plan géologique et géomorphologique la forme circulaire du glissement dans le sens de la plus grande pente suit les formes en creux des synclinaux liés au plissement du substratum, eux-mêmes accentués par l'érosion glaciaire. Ceci confirme, avec encore plus de précision, les résultats de Lebourg (2000), sur le rôle joué par le relief caché du substratum dans la mise en place des glissements de terrain dans la moraine.

- le calcul comparatif en 2D et en 3D du coefficient de sécurité dans le glissement de Gouetsoule montre qu'à partir de la méthode de calcul de Spencer, en y appliquant une variabilité de c' et ϕ' (carte géotechnique) et en suivant la théorie des champs aléatoires de VanMarcke (maille de 2,5 sur 5 m), on arrive à estimer la hauteur d'eau critique permettant d'obtenir la rupture et par là même montrer que cette hauteur limite est pratiquement atteinte dans des conditions climatiques sèches (données des profils géophysiques). Dans ces conditions il devient possible d'estimer que quelques mètres supplémentaires de la hauteur de la colonne d'eau dans la moraine suffisent à déclencher le glissement de celle-ci. Le modèle d'évolution des déplacements du glissement se rapproche plus d'un déplacement cyclique directement dépendant des variations saisonnières, avec une évolution lente et probablement saccadée, comme observé sur le terrain depuis 1997.

L'étude de ces deux glissements de terrain très différents montre un certain nombre de similitudes. En effet, il ressort deux points majeurs et déterminants dans le déclenchement des deux glissements de terrain étudiés :

- le premier point est lié aux facteurs géologiques de prédisposition au positionnement du glissement de terrain. Il s'agit, dans le cas du glissement de terrain de Pleyssse, du polyèdre de fracturation du substratum et dans le cas du glissement de terrain de Gouetsoule, de la forme géométrique du substratum. En effet, dans le cas du glissement de terrain de Pleyssse, il est montré que le réseau de faille présent dans le versant rocheux est le facteur majeur responsable de la forme du glissement de terrain. Le réseau de failles présent dans ce secteur induit un polyèdre instable qui structure l'escarpement principal actuel du glissement de Pleyssse. Dans le cas du glissement de terrain de Gouetsoule, c'est surtout la morphologie du substratum qui guide le mouvement et la surface de rupture de celui-ci. Nous avons montré à partir des observations de terrain et des profils géophysiques réalisés que la surface de rupture suivait la morphologie du substratum, elle-même guidée par les plis et par l'érosion glaciaire du Quaternaire.

- il est montré que dans les deux cas de glissement de terrain, la pluie n'est pas directement responsable de leur déclenchement, mais il semble plutôt que ce soit à la fois l'accumulation et la circulation des eaux de pluies infiltrées dans le versant qui soient les facteurs déclencheurs principaux. Dans le cas du glissement de terrain de Pleyssse, il semble qu'à ces deux facteurs principaux déclencheurs, s'ajoute l'érosion du pied de versant par le ruisseau du Cély. Ce dernier facteur est encore lié à l'eau et à son aspect érosif superficiel (suppression de la butée naturelle). Pour le glissement de terrain de Gouetsoule, il semble que ce soit aussi l'accumulation des eaux en pied de versant qui soit responsable de l'instabilité. Mais ceci a pu se produire en association avec l'anthropotisation de la vallée avec l'agrandissement de la route nationale 134 et la construction d'un mur de soutènement qui colmate la sortie des eaux du versant.

Ces deux études montrent le caractère important des facteurs géologiques dans la compréhension et l'analyse des glissements de terrain. Il est primordial dans toute étude sur les instabilités gravitaires et les glissements de terrain de comprendre les différentes causes les impliquant. Ceci permet ensuite de réaliser des modélisations plus précises des phénomènes afin de quantifier les futurs mouvements de terrain. Il faut garder à l'esprit que les études sur les glissements de terrain restent un moyen de prévention non négligeable contre ceux-ci en apprenant à reconnaître parfaitement les processus les provoquant. Dans les deux cas de glissements de terrain, une étude géologique fine aurait pu montrer l'importance de ceux-ci et leur impact sur leur environnement.

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

- pour le glissement rocheux de Pleyssé :

- une détermination du rapport isotopique du soufre pour déterminer la provenance exacte des sulfates présents dans l'eau de la source émergente à la base du bourrelet frontal du glissement de terrain de Pleyssé, source notée BOU. En effet, il serait intéressant de connaître la source exacte des ions sulfates dans les eaux de cette source et trancher entre la présence d'une lentille de gypse en pied de versant ou de la dissolution des minéraux de pyrite présents dans les schistes du Dévonien inférieur. La réponse à cette question, si elle confirme la présence de gypse, apporterait un argument en faveur d'un autre facteur géologique responsable du déclenchement du glissement de terrain. En effet, le gypse est une roche au caractère très ductile et déformable qui engendrerait un point faible supplémentaire en pied de versant.
- une amélioration de la modélisation de ce glissement rocheux, en prenant en compte la troisième dimension, car il s'est produit selon un polyèdre de fracturation. En effet, la prise en compte du polyèdre de rupture en trois dimensions suivant trois failles principales peut donner des résultats de modélisation plus précis et ainsi améliorer la compréhension des mécanismes à la rupture des schistes et des failles. De plus, nous n'avons pas pu prendre en compte l'action de l'eau dans le modèle de calcul. Or, nous avons montré que l'accumulation des eaux en pied de versant est l'un des facteurs déclencheurs principaux de ce glissement rocheux. Par conséquent, il devient primordial d'envisager et d'effectuer une modélisation hydromécanique en 3 dimensions.

- dans le cas du glissement de terrain de Gouetsoule, les perspectives importantes sont :

- d'améliorer le modèle utilisé dans la modélisation du glissement et dans le calcul du coefficient de sécurité. Nous avons utilisé une nouvelle méthode de calcul du coefficient de sécurité où nous avons essayé de prendre en compte la variabilité spatiale de la moraine qui est un matériau hétérogène. Dans notre application, la variabilité a été prise en compte à partir des essais mécaniques sur 16 échantillons prélevés dans le versant et en utilisant la théorie des champs aléatoires de VanMarcke. Dans cette étude nous avons appliqué cette théorie de la variabilité spatiale seulement dans le sens des profils longitudinaux du glissement de terrain. Or, il semble évident que cette variabilité doit aussi se faire dans le sens transversal du glissement de terrain. Il reste donc à améliorer la modélisation en passant par une corrélation spatiale en 2 dimensions de la corrélation entre des couples de paramètres mécaniques, ceci en chaque point du glissement de terrain.
- les paramètres mécaniques que nous avons estimés à partir des 16 échantillons de moraines s'appliquent aux moraines se situant à la surface du sol. Or, les valeurs de paramètres utilisés dans la modélisation doivent représenter celles se situant au niveau de la surface de rupture, c'est à dire à plusieurs mètres de profondeur. Il serait donc intéressant de calculer dans ce cas la dérive des paramètres physiques et mécaniques de la moraine en fonction de la profondeur. De cette manière, il sera possible d'avoir des couples de valeurs plus proches de la réalité pour le calcul du coefficient de sécurité du glissement de terrain granulaire de Gouetsoule.
- Une modélisation numérique avec la prise en compte de la variabilité, comme nous l'avons effectué, semble très difficile, car il faut appliquer sur tout le modèle 8000 couples de cohésion effective et d'angle de frottement interne effectif. Mais dans une moindre mesure, en diminuant le nombre de couples, il serait envisageable de faire une simulation numérique afin de voir l'évolution du versant au cours du temps, comme celle de l'eau. Ceci peut être vérifié *in situ*, par la mesure de la hauteur piézométrique à la base du versant et une mesure des déplacements du glissement de terrain en fonction du temps. Dans le futur, il serait donc intéressant d'instrumenter ce glissement de terrain afin de vérifier les résultats obtenus dans cette étude.

Plus globalement, les méthodologies qui ont été utilisées, dans ce travail, peuvent l'être à nouveau pour tous les types de glissements de terrain. Dans le cas du glissement rocheux de Pleyse, l'analyse est classique, mais l'étude montre l'importance des reconnaissances géologiques afin de déterminer le plus précisément possible les facteurs de prédisposition à la rupture (exemples : le polyèdre défavorable, l'érosion du pied de versant par un torrent, ...). Pour le cas du glissement de terrain de Gouetsoule, une nouvelle méthodologie de calcul de stabilité a été mise au point (§ 3.4.2). L'utilisation de la méthode des champs aléatoires semble permettre de bien prendre en compte la variabilité d'un

Conclusion

matériau dans un calcul de stabilité. Cette méthodologie est applicable à tous les types de sols (sables, graviers, moraines, colluvions, argiles, limons, ...) et pourrait peut-être s'appliquer aussi aux roches. Il semble donc important d'améliorer le modèle et de le tester sur d'autres glissements de terrain si possible très différents.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

[A]

ALFONSI P. 1997. - Relation entre les paramètres hydrologiques et la vitesse dans les glissements de terrain. Exemple de La Clapière et de Séchilienne (France). - Revue Française de géotechnique n°79, 2^{ème} trimestre, 3-18 pp.

ANDRE M.F. 1991. - L'empreinte glaciaire dans les Vosges. Hautes vallées de la Moselle et de la Moselotte. Presses universitaires de Nancy.

ANDRIEU V., HUBSCHMAN G., JALUT G. & HERAIL G. 1988. - Chronologie de la déglaciation des Pyrénées françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs : application à l'interprétation du retrait glaciaire. - Bulletin de l'association française pour l'étude du Quaternaire. Série 2, 25^{ème} année, n°34-35, 55-67 pp.

ANTOINE P. 1992. - Les problèmes posés par l'instabilité des versants de grande ampleur. - Aspects géologiques. Bull. Inter. Ass. Engineering Geology, n°45, 11-24pp.

ANTOINE P. & GIRAUD A. 1993. - Aide à la reconnaissance des principaux types de mouvements de terrain connus dans les Alpes du Nord. - Commission des communautés Européennes, Programme EPOCH, Partie n°3, Vol n°2.

APPELO C.A.J. & POSTMA D. 1999. - Geochemistry, groundwater and pollution. -

Balkema Eds, Rotterdam, Netherlands, 536p.

AZIMI C. & DESVARREUX P. 1996. - Quelques aspects de la prévision des mouvements de terrain. - Revue Française de Géotechnique n°76, 3^{ème} trimestre, 63 – 74 pp.

[B]

BANNERE P., BOIS J.P., DEBON F., GODECHOT Y., MIROUSE R., NICOLAI A., REYX J., TERNET Y. & VILLANOVA M. 1980. - Carte géologique au 1/50000 d'Argelès-Gazost. - BRGM.

BARNOLAS A. & CHIRON J.C. 1996. - Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Volume I: introduction, géophysique, cycle Hercynien. - BRGM, ITGE, 2 vol.

BARRERE P. 1953. - Equilibre glaciaire actuel et quaternaire dans l'ouest des Pyrénées Centrales. - Revue géographique des Pyrénées et du sud-ouest, tome 24, 117-134 pp.

BARRERE P. 1963. - La période glaciaire actuel et quaternaire dans l'ouest des Pyrénées Centrales. - Bull. Soc. Géol. France, n°7, 516-526 pp.

BEARD L. P. & TRIPP A. C. 1995. - Investigating the resolution of IP arrays using inverse theory. - Geophysics, Vol. 60, n°5, 1326-1341 pp.

BELIKOV B.P., ZALESSKI B.V., ROZANOV Y.A., SANINA E.A. & TIMCHENKC I.P. 1967. – Methods of studying the physicochemical properties of rocks. - Physical and Mechanical properties of rocks, Israël, Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1-58pp.

BERGER A., JOUANNE F., HASSANI R. & MUGNIER. J.-L. 2004. - Modelling the spatial distribution of present day deformation in Nepal. How cylindrical is the Main Himalayan Thrust in Nepal ? - Geophys. J. Int., Vol. 156, Issue1, 94 p.

BERTRAN P., CLEMENT B., COURBOULEIX S., COUSSOT P., COUTARD J-P., JOMELLI V., HETU B., FABRE R., FRANCOU B., LE BISSONNAIS Y., MEUNIER M. & TEXIER J-P. 2004. - Dépôts de pente continentaux : dynamique et faciès. - AFEQ, Quaternaire, Hors série n°1, 258 p.

BESSON L. 1996. - Les risques naturels en montagne. - Artes-Pubialp, 437 p.

BLANC A., DURVILLE J.L., FOLLACCI J.P., GAUDIN B. & PINCENT B. 1987. – Méthodes de surveillance d'un glissement de terrain de très grande ampleur. – Bulletin of International Association for Engineering Geology, n°35, 37- 46 pp.

BOGAARD T.A., BUMA J.T. & KLAWER C.J.M. 2004. - Testing the potential of geochemical techniques for identifying hydrological systems within landslides in partly weathered marls. - Geomorphology, 58, 323-338pp.

BOGAARD T.A. & VAN ASCH T.W.J. 1996. - Geophysical and hydrochemical investigation of the complex large-scale landslide in the southern France. - 8th International Symposium on landslides, Norvège, 643-647 pp.

BOGOSLOVSKY V.A. & OGILVY A. A. 1977. - Geophysical methods for the investigation of landslides. - Geophysics, n°3, vol 42, 562-571 pp.

BONNARD C. 1984. - Risques d'instabilités. Approche pluridisciplinaire dans la détection des glissements de terrain. - Colloque sur les mouvements de terrain, Caen, France, n°1, 309-316 pp.

BRESSON D. 1903. - Etude sur les formations anciennes des hautes et basses Pyrénées (haute chaîne). - Bulletin carte géologique française, n°93, tome XIV, 45-322 pp.

BROMHEAD E. N. 1992. - The stability of slopes. - Glasgow, Blackie academic, 411 p.

[C]

CAPPA F., GUGLIELMI Y., SOUKATCHOFF V.M., MUDRY J., BERTRAND C. & CHARMOILLE A. 2004. - Hydromechanical modelling of a large moving rock slope inferred from slope levelling coupled to spring long-term hydrochemical monitoring: example of the La Clapière landslide (Southern Alps, France). - Journal of Hydrology, 291, 67-90pp.

CARTIER G. 1981. - Recherche et études sur les glissements de terrain. - Bulletin de Liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées n° 115, septembre-octobre, 15-24 pp.

CARTIER G. & DELMAS P. 1984. - Les mécanismes de mouvements de terrain : nécessité de la mesure des déplacements. - Colloque sur les mouvements de terrain, Caen, France, n°1, 337-344pp.

CASTERAS M., ROUBAULT M., URBAIN P., DEGHAN M. & MENGAUD L. 1952. - Carte géologique LUZ n°251, 2^{ème} édition, 1/80000^{ème}.

CASTERAS M, MIROUSE M. & SOUQUET P. 1966. - Carte géologique de la France à 1/80000, Feuille d'Urds. 2^{ème} édition, BRGM, Orléans-la-source.

CASTERAS M. 1969. - Carte géologique de la France à 1/80000, Feuille Mauléon. N°239, 2^{ème} édition, BRGM, Orléans-la-source.

CAILLEUX A. & TRICART J. 1959. - Initiation à l'étude des sables et galets (texte). Paris, CDU, 376p.

CAILLEUX A. & TRICART J. 1965. - Initiation à l'étude des sables et galets (valeurs numériques). - Paris, CDU, 202p.

CHAMLEY H. 2002. - Environnements géologiques et activités humaines. - Vuibert, 512 p.

CHEN L. S. 1948. - An investigation of stress-strain and strength characteristics of cohesionless soils by triaxial compression

tests. - Proc. 2nd ICSMFE, Rotterdam, vol 5, 35-43 pp.

CHÉRY J., ZOBACK M.D. & HASSANI R. 2001. - Rheology, strain and stress of the San Andreas Fault in Central and Northern California: A 3-D thermomechanical modeling study. - J. Geophys. Res., 106, 22051-22071 pp.

CHIARA P., GODIO A. & SAMBUELLI L. 1996. - Combined electrical investigation on a landslide. - Proc. II meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society, 113-116 pp.

COJEAN R. 1994. - Role of water as a triggering factor for landslides and debris flows. - Int. Workshop on Floods and Inundations related to the Large Earth Movements, Trent, Italy, 31-39 pp.

COLAS G. & PILOT G. 1976. - Description et classification des glissements de terrain. - Bull. Liaison Lab. P. et Ch., n° spécial, 21-30pp.

COMPAGNON F., GUGLIELMI Y., MUDRY J. FOLLACCI J.P. & IVALDI J.P. 1997. - Chemical and isotopic natural tracing of seepage waters in an important landslide : example from La Clapière landslide (Alpes-Maritimes, France). - C. R. Acad. Sci. Paris. Sciences de la terre et des planètes, 325, 565-570pp.

COROMINAS J. 1996. - The angle of reach as a mobility index for small and large landslides. - Canadian Geotechnical Journal, n°33, 260-271pp.

COROMINAS J. 1998. – New technologies for landslide hazard assessment and management in Europe, Final Report, EC-Programme NEWTECH ENV-CT96-0248, Brussels, 225p.

COSTET J. & SANGLERAT G. 1981. - Cours pratique de mécanique des sols. - Dunod, 630 p.

COUTURE R., ANTOINE P., LOCAT J., HADJIGEORGIOU J., EVANS J.G. & BRUGNOT G. 1997. - Quatre cas d'avalanches rocheuses dans les alpes françaises. - Canadian geotechnical journal, n°34, 102-119 pp.

CROSTA G. 1998. – Regionalization of rainfall thresholds : an aid to landslide hazard evaluation. – Environmental Geology, I.J.G., Vol n°35, n° 2-3, 131-145pp

CROSTA G. & AGLIARDI F. 2003. – Failure forecast for large rock slides by surface displacement measurements. – Canadian Geotech. Journal, n°40, 176-191pp.

CROZIER M.J. 1986. – Landslides causes, consequences and environment. – London, Sydney, 252p.

CRUDEN D.M. 2000. – Some forms of mountains peaks in the Canadian Rockies controlled by their rock structure. – Quaternary International, n°68/71, 59-65 pp.

CRUDEN D.M. & VARNES D.J. 1996. – Landslides types and processes. - In Turner A.K. & SCHUSTER R.L. Ed., Landslides,

Investigation and mitigation. National Academy Press, Washington D.C., 36-75 pp.

[D]

DATAR. 1988. – Recherche régionale sur les risques naturels en montagne : les mouvements de terrain dans les Alpes du Nord, typologie des phénomènes, méthodologie de la prévention. – Rapport inédit, 160p.

DE JAEGER P. 1991. – Influence de la morphologie des sables sur leur comportement mécanique. – Univ. Catho. De Louvain, 3 tomes.

DE VITA P. & REICHENBACH P. 1998. - Rainfall-triggered landslides : a reference list. – Environmental Geology, I.J.G., Vol. 35, n°2-3, 219-233 pp.

DEBELMAS J. & MASCLE G. 1997. – Les grandes structures géologiques. – Dunod, 312p.

DESVARREUX P. 1998. – La reconnaissance géologique des mouvements de terrain. – Grenoble, ENPC.

DEVOLVE J.J. & PERRET M.F. 1987. – Foraminifères, algues et conodontes bashkiriens du Culm des Pyrénées béarnaises. – Géobios, Lyon, n°20, 193-213pp.

DIKAU R., BRUNDSSEN D., SCHROTT L. & IBSEN M. L. 1996. – Landslide Recognition, Identification, movements and courses. – Report n°1 of the European

Commission Environment Programme, 251 p.

DURVILLE J.L. 2000. - Cours de mécanique des roches appliquée au génie civil du DEA de mécanique des sols et des ouvrages dans leur environnement, - Ecole Centrale de Paris, 87 p.

DURVILLE J.L. & SEVE G. 1996. - Stabilité des pentes, glissements en terrain meuble. - Techniques de l'Ingénieur, traité construction C254, 1 – 16 p.

[E]

EDMUNDS M.W.M. & SMEDLEY P.L. 2000. – Residence time indicators in groundwater: the East Midland Triassic sandstone aquifer. – Applied Geochemistry, 15, 737-752pp.

ELKATEB T., CHALATURNYK R. & ROBERSTON P. K. 2003. – An overview of soil heterogeneity : quantification and implications on geotechnical field problems. – Canadian Geotech. Journal, n°40, 1-15pp.

[F]

FABRE R., LEBOURG T. & RISS J. 1999. – Textural characteristics of the tills formations. – International Symposium on Imaging Applications in Geology. – Liège, 85-88 pp.

FABRE R., LEBOURG T. & CLEMENT B. 2000. – Les dépôts morainiques holocènes de la zone axiale pyrénéenne : approche déterministe de leur instabilité

dans le secteur de Verdun sur Ariège (Pyrénées Centrales). – Bull. Engineering Geology Environment, Vol. 58, 133-143pp.

FABRE R., TEXIER J-P., CLEMENT B. & LEBOURG T. 2003. – Méthode de localisation des moraines de convergence dans une ancienne vallée glaciaire (Pyrénées, France) : conséquences sur les instabilités des moraines et reconstruction des glaciers au Würm. – Canadian Geotech. Journal, n°40, 419-434pp.

FAURE R.M. 1998. Stabilité des pentes et des ouvrages sur pentes : méthodes de calcul. Cours de stabilité des pentes ENTPE.

FAURE R.M. 2000. L'évolution des méthodes de calcul en stabilité de pentes, Partie I : Méthodes à la rupture. Revue Française de Géotechnique n°92, 3^{ème} trimestre, 3-16 pp.

FAVRE J.L., GERVREAU E. & DURVILLE J.L. 1992. – Prévoir l'évolution des mouvements de terrain. – Revue Française de Géotechnique, n°59, 65-73 pp.

FLAGEOLLET J.C. 1989. – Les mouvements de terrain et leurs préventions. – Paris, Masson, 320 p.

FLAGEOLLET J.C., MAQUAIRE O., MARTIN B. & WEBER D. 1999. – Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). – Geomorphology, Elsevier, n°30, 65-78 pp.

FOLK R. L. 1966. – A review of grain size parameters. *Sedimentology*, Vol 6, n°2, 73-93 pp.

FOLK R. L. & WARD W. C. 1957. – Brazos river bar, a study in the significance of grain size parameters. – *J. Sedim. Petrol.*, Vol 27, 3-27 pp.

[G]

GERVREAU E. 1991. – Etude de l'évolution des versants naturels en mouvement : prévoir, alerter. - Thèse, Ecole Centrale Paris, 244 p.

GERVREAU E., DURVILLE J.L. & FOLLACCI J.P. 1992. – Qualité et optimisation des modèles de prévision des mouvements de terrain. - Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées, n°177, 81-88 pp.

GIDON M. 1987. – Les structures tectoniques. – BRGM collections manuels et méthodes, n°15, 206 p.

GOVI M. 1989. – The 1987 landslide on Mount Zandila in the Valtellina, Northern Italy. – *Landslide News*, n°3, 1-3 pp.

GRANDJEAN G., DAIGNIERES M., GALLART J. & HIRN A. 1994. – Répartition de la sismicité dans la partie occidentale des Pyrénées. – *C. R. Acad. Sci.*, Tome 319, Série II, 527-533 pp.

GRIFFITHS D. H. & BARKER R. D. 1993. – Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, n°29, 211-226pp.

GROLIER J. & RISS J. 1995. – *Mathématiques pour les sciences de la terre.* – Masson, Paris, 300 p.

GROLIER J., FERNANDEZ A., HUCHER M. & RISS J. 1991. – *Les propriétés physiques des roches. Théories et modèles.* – Masson, 462 p.

GUGLIELMI Y., BERTRAND C., COMPAGNON F., FOLLACCI J.P. & MUDRY J. 2000. – Hydrogeochemistry : an investigation tool to evaluate infiltration into large moving rock masses (case study of La Clapière and Séchilienne alpine landslides). – *Bull. Eng. Geol. Env.*, 61, 311-324pp.

GUGLIELMI Y., VENGEON J.M., BERTRAND C., MUDRY J., FOLLACCI J.P. & GIRAUD A. 2002. – Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif : its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapière landslide (Mercantour massif, southern Alps, France). – *Journal of Hydrology*, 229, 138-148 pp.

GUNZBURGER Y., MERRIEN-SOUKATCHOFF V. & GUGLIELMI Y. 2005. – Influence of daily surface temperature fluctuations on rock slope stability : case study of the rochers de Valabres slope (France). – *International Journal of rock mechanics and Mining Sciences*, Vol 42, Issue 3, 331-349 pp.

[H]

HAZEN A. 1914. – Storage to be provided in imploding reservoirs for municipal

water supply. Trans. ASCE, Vol 77, 1539-1669 pp.

HOEK E. & BRAY J.W. 1974. Rock slope engineering, Institution of Mining and Metallurgy, 309p.

HOMAND F. & DUFFAUT P. 1999. Manuel de mécanique des roches, tome 1 : fondements. Ecole des Mines de Paris, Les Presses, 265 p.

HOUY L., BREYSSE D. & DENIS A. 2005. – Influence of soil heterogeneity on load redistribution and settlement of a hyperstatic three-support frame. – Géotechnique 55, n°2, 163-170 pp.

[I]

[J]

JIANG G.L. 1992. Application de l'analyse limite à l'étude de la stabilité des massifs de sol. Thèse de doctorat de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 67 - 116 pp.

[K]

KERLE N. & VAN WYK DE VRIES B. 2001. – The 1998 debris avalanche at Casita Volcano, Nicaragua, Investigation of structural deformation as the cause of slope instability using remote sensing. – Journal of volcanology and Geothermal Research, n°105, 49-63 pp

KOURDEY A. 2002. Une approche mixte (numérique/équilibre limite) pour le calcul de stabilité des ouvrages en terre

« Développement et application aux barrages et talus miniers ». Thèse de doctorat de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, Ecole des Mines de Nancy, 161 p.

[L]

LAMA R.D. & VUTUKURI V.S. 1978. Handbook mechanical properties of rocks volume III. Trans Tech Publications, 406 p.

LAMBERT J. 1997. - Les tremblements de terre en France.- BRGM, 196 p.

LAPENNA V., LORENZO P., PERRONE A., PISCITELLI S., SDAO F. & RIZZO E. 2003.- High-resolution geoelectrical tomographies in the study of Giarrossa landslide (Southern Italy).- Bull. Eng. Geol. Env., n°62, 259-268 pp.

LARGILLIER J.F. 1983. - Glissement de Pleyssse, compte-rendu de visite. - Dossier 03-64.127 du Laboratoire régional des Ponts et Chaussées de Bordeaux, 7 p.

LARGILLIER J.F. 1985. - Observation sur le glissement de terrain des Eaux-Bonnes dans les Pyrénées-Atlantiques. - Bulletin de Liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées, n°137, mai-juin, réf 2981, 17-24 pp.

LAUGIER P. 2002. – Contribution à l'analyse des risques naturels en montagne par l'étude géologique et géotechnique de scénarios de mouvements de versants et laves torrentielles, application à la région de Bourg-Saint-Maurice (Savoie, France). – Thèse ENSMP, Paris, 333 p.

LEBOURG T. 2000. - Analyse géologique et mécanique de glissements de terrain dans les moraines des Pyrénées centrales et occidentales (France). - Thèse de doctorat de l'Université Bordeaux 1, 360 p.

LEBOURG T. & FABRE R. 2000. - Glacial till instability on mountain sides, influence of the geomorphological inheritance and heterogeneity, for forecasting the behaviour of slope movements. - 8th Inter. Symp. Landslides, Cardiff, Telford Ed., Vol. 2, 887-893 pp.

LEBOURG T. & FRAPPA M. 2001. - Mesures géophysiques pour l'analyse des glissements de terrain. - Revue Française de Géotechnique, n° spécial consacré aux mouvements de versant, 33-40pp.

LEBOURG T., FRAPPA M. & SIRIEIX C. 2001. - Reconnaissance des surfaces de rupture dans les formations superficielles instables par mesures électriques. - PANGEA, n° 31-32, 69-72pp.

LEBOURG T., FABRE R. & CLEMENT B. 2003. - High-mountain landslides in the Atlantic Pyrenees : their relationship with the geology and geomorphology. - Bull. Eng. Geol. Env., Vol 62, n°3, 221-229pp.

LEGIER A. 1977. - Mouvement de terrain et évolution récente du relief dans la région de Barcelonnette (Alpes de Haute Provence). - Grenoble, 137p.

LESNE, O., CALAIS E., DEVERCHÈRE J., HASSANI R. & CHERY J. 2000. - Dynamics of intracontinental extension in the North Baikal rift from two-dimensional numerical

deformation modeling. - J. Geophys. Res., n°105, 21727-21744 pp.

[M]

MAJESTE-MENJOULAS C. 1968. - Le paléozoïque au nord du synclinorium des Eaux-Chaudes (Pyrénées occidentales). Essai d'analyse structurale. - Thèse de l'université de Toulouse, 137 p.

MAJOREAU S. 1998 - RN 134. Aménagement du secteur de Larry. - Dossier du Centre d'études techniques de l'équipement du Sud-Ouest, 11p.

MALET J.P., LAIGLE D., REMAITRE A. & MAQUAIRE O. 2005. - Triggering conditions and mobility of debris flows associated to complex earthflows. - Geomorphology, n°66, 215 -235 pp.

MALET J-P., MAQUAIRE O. & CALAIS E. 2002. - The use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslides : application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence). - Geomorphology, n°43, 33-54pp.

MAQUAIRE O., MALET J.P., REMAITRE A., LOCAT J., KLOTZ S. & GUILLON J. 2003. - Instability conditions of marly hillslopes : towards landsliding or gullyng ? The case of the Barcelonnette Basin, South East France. - Engineering Geology, n° 70, 109-130 pp.

MAQUAIRE O., FLAGEOLLET J-C., MALET J-P., SCHMUTZ M., WEBER D., KLOTZ S., ALBOUY Y., DESCLOITRES M., DIETRICH M.,

GUERIN R. & SCHOTT J.-J. 2001. – Une approche multidisciplinaire pour la connaissance d'un glissement-coulée dans les marnes noires (Super-Sauze, Alpes-de-Haute-Provence, France). – Revue Française de Géotechnique, n°96-97, 15-31pp.

MARTINS-CAMPINA B. 2001. – Utilisation de différentes méthodes d'analyse appliquées au glissement des Eaux-Bonnes (64). – Mémoire de DEA de l'Ecole Centrale Paris, 65 p.

MARTINS-CAMPINA B. 2003. – Prise en compte de la géologie dans la modélisation du glissement de terrain rocheux des Eaux-Bonnes (Pyrénées Atlantiques). – Géochronique, n°85, mars, 18 p.

MARTINS-CAMPINA B. 2005, en cours. – The Eaux-Bonnes landslide (Western Pyrenees), overview of potential triggering factors, emphasis on groundwater role. – Soc. Géol. France.

MATTAUER M. 1968. – Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénienne. Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn., n°10, 3-11 pp.

MATTAUER M. & SEGURET M. 1966. – Sur le style des déformations tertiaires de la zone axiale des Pyrénées Hercyniennes. C. R. Acad. Sciences, n°1, 10-13pp.

MATTE P. 2002. – Les plis hercynien kilométriques couchés vers l'ouest-sud-ouest dans la région du pic du midi d'Ossau-col du Somport (zone axiale des Pyrénées occidentales).- C.R. Geosciences, n°334, 773-779 pp.

MAZZOLENI G. 1997. – L'essai de cisaillement de discontinuité rocheuse, procédure et interprétation. – Bulletin de Liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées n°211, septembre-octobre, 89 – 99 pp.

MENEROUD J.P. 1983. – Relations entre la pluviosité et le déclenchement des mouvements de terrain. – Bulletin de liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées, mars-avril, 89-100 pp.

MENZIES J. 1995. – Modern glacial environments, processes, dynamics and sediments. – London, Butterworth Heinemann, 621p.

MENZIES J. 1996. – Past glacial environments. Sediments, forms and techniques. London, Butterworth Heinemann, 598p.

MILLIES-LACROIX A. 1981. – Classification des talus et des versants instables. Risques géologiques, mouvements de terrain. – Bull. Liaison Lab. Ponts et Chaussées, 55-62 pp.

MIROUSE R. 1962. – Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. – Thèse de l'université de Toulouse, 672 p.

MIROUSE R. 1966. – Recherche géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. – Paris, Ministère de l'industrie, BRGM, Mém. Carte Géol. Fr., 451p.

MONTJUVENT G. & NICOUD G. 1988. - Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français : synthèse et réflexion. - Bulletin de l'association française pour l'étude du Quaternaire. Série 2, 25^{ème} année, n°34-35, 55-67 pp.

MULLER J. 1973. - Sur les tectoniques hercyniennes et pyrénéennes dans la partie occidentale de la Haute Chaîne des Pyrénées entre le Somport et le Pourtalet. - C. R. Acad. Sciences, n°276, 2871-2874 pp.

MULLER J. & ROGER P. 1977. - L'évolution structurale des Pyrénées (Domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. - Géo. Alpine, n°53, 149-191pp.

MULLER K. 1977. - Geophysical methods in the investigation of the slope failures. - Bull. Inter. Ass. Engineering Geology, n°16, 227-229pp.

[N]

NIÑO F., PHILIP H., & CHÉRY J. 1998. - The role of bed-parallel slip in the formation of blind thrust faults. - J. Struct. Geol., n°20, 503-516 pp.

[O]

OELHERT D.P. 1889. - Note sur les terrains paléozoïques des environs des Eaux-Bonnes. - Bulletin de la société géologique de France, 3^{ème} série, tome XVII, 425-434 pp.

[P]

PAUWELS H., FOUCHER J.C. & KLOPPMANN W. 2000. - Denitrification and mixing in a schist aquifer: influence on water chemistry and isotopes. - Chemical Geology, 168, 307-324pp.

POLLET N. 2004. - Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses : Apports des observations de terrain à la compréhension des processus de propagation et dépôt. Application aux cas de La Madeleine (Savoie, France), Flims (Grisons, Suisse) et Köfels (Tyrol, Autriche). - Thèse ENPC, 252p.

POPOV I. V. 1945. - A scheme for the natural classification of landslides. - Doklady Acad. Sci., USSR, Vol 54, 157-159pp.

[Q]

[R]

RAINONE M.L. & SIGNANINI P. 1994. - Geophysical methods for study of landslides : some applications. - 7th International IAEG Congress, 175-183 pp.

REYNOLDS S. H. 1932. - Landslips. - Proc. Bris. Nat. Soc., n°7 352-357pp.

RIFFAULT 1969. - Catalogue des caractéristiques géologiques et mécaniques de quelques roches Françaises, - Matériaux.

[S]

SAPORTA G. 1990. - Probabilités. Analyse des données et statistique. - Ed. Technip, 493 p.

SCHMUTZ M., GUERIN R., SCHOTT J.J., MAQUAIRE O., DESCLOITRE M. & AMBOUY Y. 2000. - Geophysical method contribution to the Super Sauze (Southern France) Flowslide knowledge. – 8th Inter. Symp. Landslides, Cardiff, Telford Ed, Vol.3, 1321-326 pp.

SERRATRICE J.F. & DURVILLE J.L. 1997. - Description des roches et des massifs rocheux : exploitation de deux bases de données. - Bulletin des laboratoires des Ponts et Chaussées, n°211, septembre-octobre, réf 4154, 73-87 pp.

SEVE G. 1998. - Stabilité des ouvrages géotechniques : données expérimentales et méthode d'analyse. - Thèse de doctorat de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 323 p.

SHARMA P. V. 1997. – Environmental and engineering geophysics. - Cambridge University Press, Cambridge

SHEOREY P.R. 1997. - Empirical rock failure criteria. - Balkema, Rotterdam, Brookfield, 176 p.

SOLEN M. & SAMPERE I. 1972. – Carte géologique des Pyrénées à 1/250000^{ème}.

SOUQUET P. & DEBROAS E-J. 1980. – Tectogenèse et évolution des bassins de sédimentation dans le cycle alpin des Pyrénées. In : AUTRAN A. & DERCOURT J. – Géologie de la France, 26^{ème} congrès Géol. Int. Coll. C7, Paris 1980. – Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, 107, 213-233pp.

SPENCER E. 1967. – A method of analysis of the stability of embankments assuming parallel interslice forces. – Géotechnique, Vol 17, 11-26pp.

SPENCER E. 1969. – Circular and logarithmic spiral slip surfaces. – Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, proceedings of the American Society of Civil Engineers, Vol 95, 227-233pp.

[T]

TAILLEFER F. 1969. – Les glaciations des Pyrénées. – Bull. A.F.E.Q., Supp. 8 Cong. I.N.Q.U.A., Paris, 19-32 pp.

TERRIER M. & LEROI E. 1994. Bilan des travaux réalisés pour la fiche de service public n°6403 : analyse par photogrammétrie des mouvements de terrain. BRGM R37882, 6-24 pp.

[U]

[V]

VANMARCKE E.H. 1983. – Random fields : analysis and synthesis. – Cambridge, MA MIT Press

VARNES D.J. 1978. – Landslides types and processes. Landslide and Engineering Practice. – Highway Research Board Special Report 29, Nat. Acad. Sciences, 20-47 pp.

VERGNE J., CATTIN R. & AVOUAC J.P. 2001. - On the use of dislocations to model interseismic strain and stress build-

Références bibliographiques

up at intracontinental thrust faults. -
Geophys. J. Int., n°147, 155-162 pp.

**VIBERT C.H., ARNOULD M., COJEAN
R. & LE CLEAC'H J. M.** 1988. – Essai de
prévision de rupture d'un versant
montagneux à Saint-Etienne-de-Tinée,
France. – In Bonnard C. Ed. Proc. 5th Int.
Symp. Landslides, Lausanne, 789 – 792 pp.

VOGT J. 1979. – Les tremblements de
terre en France. BRGM, n°96.

**VOIGHT B., JANDA R.J., GLICKEN H.
& DOUGLASS P.M.** 1983. – Natures and

mechanics of the Mount St Helens
Rockslide-avalanche of 18 may 1980. –
Géotechnique, n°33, 243-273 pp.

[W]

[X]

[Y]

[Z]

ANNEXES

ANNEXES

ANNEXE 1 : Fiche type d'analyse de scénarios : mouvements de versant de grande ampleur, Laugier, 2002.	201
ANNEXE 2 : Carte et coupe géologique schématique de la vallée d'Aspe.....	211
ANNEXE 3 : Tomographie électrique	213
ANNEXE 4 : Propriétés physiques et mécaniques des principaux minéraux, Belikov, 1967.	219
ANNEXE 5 : Zonage sismique en France et l'échelle de Mercalli créée au début du 20 ^{ème} siècle, révisée par MSK en 1964.....	221
ANNEXE 6 : Données géochimiques des différentes sources du secteur des Eaux-Bonnes en fonction du temps.	223
ANNEXE 7 : Explication de l'indice de Saturation.....	239
ANNEXE 8 : Programme de la modélisation sur le logiciel ADELI®	241
ANNEXE 9 : Valeurs de Φ moyen, Cu et Ski pour les 16 échantillons de moraines prélevées sur le secteur de Gouetsoule.....	247
ANNEXE 10 : Résultats des essais triaxiaux des 16 échantillons de la moraine de Gouetsoule	249
ANNEXE 11 : Coordonnées des différentes variables sur le système d'axe de l'analyse en composantes principales des 16 échantillons de la moraine de Gouetsoule.	253
ANNEXE 12 : Données géochimiques des différentes sources du secteur de Gouetsoule en fonction du temps	255
ANNEXE 13 : Théorie des Champs aléatoires, utilisation de la méthode de VanMarcke dans le calcul du coefficient de sécurité du glissement de terrain de Gouetsoule.....	263
ANNEXE 14 : Méthode de Spencer.	265

ANNEXE 1 : Fiche type d'analyse de scénarios : mouvements de versant de grande ampleur, Laugier, 2002.

CAS DU GLISSEMENT ROCHEUX DE PLEYSSE (EAUX-BONNES).

I. LE BASSIN VERSANT.

I.1 CARACTERISTIQUES GENERALES

I.1.1 Localisation

- Localité : Ville des Eaux-Bonnes, vallée d'Ossau, Pyrénées Atlantiques, France
- Aménagements existants : Route, Station de ski de Gourette, habitations
- Coordonnées géographiques du site : 42° 58' N et 0°27'58'' E

I.1.2 Climat

- Type de climat : type montagnard, hivers froids et étés chauds et orageux
- Localisation de la station météorologique de laquelle sont issus les données : Laruns
- Précipitations : moyenne annuelle 1676 mm
- Températures : ?
- Couverture neigeuse : moyenne, 39 jours de neige par an

I.1.3 Morphologie et géologie

- Forme du versant et de la vallée :

- Pente globale : 38°
- Paroi rocheuse : Paroi rocheuse verticale entre 1100 et 1400 mètres
- Altitudes extrêmes et dénivellation : 850 mètres à 1850 mètres soit 1000 mètres de dénivellation
- Exposition du bassin versant : Sud

- Formations géologiques du substrat :

- Nature pétrographique : Roches métamorphiques (schistes) et sédimentaires (calcaires) d'âge Dévonien
- Etat d'altération : les schistes semblent altérés, les calcaires semblent sains

- Cadre tectonique régionale : à la limite entre 2 zones structurales pyrénéennes : la zone axiale et la zone nord pyrénéenne. Présence d'un chevauchement des formations primaires sur celles âgées du secondaire.

- Structure du massif (sol ou rocheux) :

- Caractéristiques générales : Successions de terrains métamorphiques schisteux plissés (Dévonien inférieur) superposés par des terrains sédimentaires calcaires (Dévonien moyen et inférieur). Le tout chevauche les terrains sédimentaires calcaires du crétacé supérieur
- Eléments structuraux : plusieurs plis de charnières supérieures à la dizaine de mètres témoignant des 2 phases tectoniques ayant constituées la chaîne pyrénéenne
- Formations superficielles : colluvions, alluvions et moraines

1.1.4 Hydrologie et hydrogéologie

- Réseau de drainage du versant :

- Type : dendritique de type arborescent
- Densité : faible

- Surface englacée, écoulements sous-glaciaires : aucun

- Ecoulements hypodermiques et nappes de versant, sources associés : un écoulement hypodermique dans les formations superficielles et les premiers mètres des schistes altérés. Plusieurs sources dans les différentes formations du versant.

- Nappes profondes avec sources et déversement de trop plein : possibilité d'une nappe plus profonde avec une résurgence au pied du versant

- Rivière en fond de vallée :

- Nom : Le Cély et Le Valetin
- Direction globale : de l'Est vers l'Ouest
- Activité érosive : importante

1.1.5 Couverture végétale

- Formations végétales : majorité de feuillus

- Pourcentage de la superficie du bassin versant avec couverture végétale : environ 10%

1.1.6 Historique des déformations et ruptures antérieures, à l'échelle du bassin versant

- Glissements anciens : 1 glissements de terrain anciens de 5 millions de mètres cubes et un écroulement rocheux estimé à 30 millions de mètres cubes

- Crêtes dédoublées : non

- Fauchages de versant : non

I.2.LA ZONE SOURCE

I.2.1 Caractéristiques morphologiques

- Altitudes extrêmes : 840 à 1450 mètres

Pente moyenne : 38° pour le versant schisteux du Dévonien inférieur et 65° pour les falaises du Dévonien moyen et supérieur

Dimensions et limites :

- Largeur : 300 mètres
- Longueur : 500 mètres

- Volume estimé : 5 millions de mètres cubes

- Coordonnées estimées du centre de gravité de la masse instable ou entrée en rupture : 42° 58' et 0° 27' 58''

- Aspects morphologiques particuliers :

I.2.2 Caractéristiques pétrographiques, géotechniques et structurales

- Types pétrographiques : Schistes sériciteux

Etat du matériau :

- Altération : Importante en surface beaucoup plus faible en profondeur
- Humidité : ?
- Densité de fracturation : 25% en moyenne

- Orientation et pendage des différentes familles de discontinuités :

N60°-70°E 60° SE

N130°-140°E 70°SW

N170° N0° 50°W

Familles de fracture au niveau de l'escarpement principal

- Familles directionnelles ou éléments structuraux pouvant jouer un rôle déterminant dans le mécanisme de rupture :

Chevauchement nord pyrénéen de direction N110°E

Plis selon l'orogénèse hercynienne de direction N20°E et selon l'orogénèse alpine de direction N110°E

1.2.3 Caractéristiques mécaniques

- Propriétés pétrophysiques et mécaniques du sol ou de la roche :

- Module de déformation : 60 GPa
- Rc : 7,15 MPa
- Cohésion : 200 kPa
- Angle de frottement : 52°

- Propriétés géométriques et mécaniques des discontinuités par famille directionnelle :

N60°-70°E :

- Extension : kilométrique
- Espacement : ?
- Rugosité : ?
- JRC : ?
- JCS : ?
- Cohésion : ?
- Angles de frottement : estimé à environ 30°

N130°-140°E :

- Extension : pluri-kilométrique
- Espacement : ?
- Rugosité : ?
- JRC : ?
- JCS : ?
- Cohésion : ?
- Angles de frottement : estimé à environ 30°

N170°-0°E :

- Extension : kilométrique
- Espacement : ?
- Rugosité : ?
- JRC : ?
- JCS : ?
- Cohésion : ?
- Angles de frottement : estimé à environ 30°

1.2.4 Déformations et ruptures antérieures, à l'échelle de la zone source

- Niche d'arrachement ancienne : aucune première déformation apparue en fin du 19^{ème} siècle

- Fissures de traction : Faille de direction N130°E

- Changement morphologiques du versant : déformation importante du pied du versant

- Basculements de blocs : commencé au début des mouvement en fin du 19^{ème} siècle

- Chute de Blocs : nombreux épisodes de chutes de blocs ayant détruit à plusieurs reprises des granges

1.2.5 Hydrologie et hydrogéologie , à l'échelle de la zone source

- Sources : Au nombre de 6

- Localisation : dans le glissement de terrain et ses alentours
- Débit : varie du litre à la minute au litre par seconde

- Surface englacée, écoulements sous-glaciaires : aucune

- Écoulements hypodermiques et nappes de versant, sources associés : nappe superficielle dans les schistes altérés et les formations superficielles

- Nappes profondes avec sources et déversement de trop plein : une nappe profonde dont les eaux ressortent au niveau de la source BOU au pied du bourrelet frontal du glissement de terrain

1.2.6 Couverture végétale au niveau de la zone source

- Formations végétales : feuillus

- Pourcentage de la superficie du bassin versant avec couverture végétale : 10%

1.3. LES PENTES INFÉRIEURES

1.3.1 Profils topographiques

- Dénivelé entre la zone source et la base du versant : 300m

- Extension horizontale : 200 m

- Angles de pente, par sections : 22°

1.3.2 Formations du substrat, formations superficielles

- Nature pétrographique et état d'altération des formations géologiques :

- Substrat : calcaires massifs

- Formations superficielles : moraines déposées lors du dernier événement glaciaire et colluvions de pente

- Paramètres géotechniques des formations géologiques :

- Etat de densité : très fracturé
- Teneur en eau, degré de saturation : ?
- Déformabilité : ?
- Résistance au cisaillement : ?

1.3.3 Couverture végétale au niveau des pentes inférieures

- Types de formations végétales : Feuillus

- Pourcentage de la superficie de la zone source avec couverture végétale : 70%

II ANALYSE DES SCENARIOS DE RUPTURE

II.1 SCENARIO DE RUPTURE REALISEE

II.1.1 Caractéristiques générales de l'événement

- Date et Heure : 25 Août 1982

- Durée : 6 mois

- Conditions climatiques :

- Précipitations au moment de l'événement : aucune
- Précipitations quelques jours à quelques semaines avant l'événement : faibles précipitations, en moyenne 5mm/jour
- Précipitations depuis les 3 à 6 mois précédant celui-ci : 6 mois avant le déclenchement du glissement de terrain, présence d'un épisode très pluvieux qui dure 1 mois avec une précipitation moyenne de 35 mm/jour

- Températures au moment de l'évènement : en été donc supérieur à 0°C

- Facteurs aggravants ou déclenchants :

- Sollicitations thermiques et hydriques : ?
- Sollicitations mécaniques et hydrauliques : aucune
- Sollicitations sismiques : aucune

II.1.2 Processus de déformation et de rupture au niveau de la zone source

- Processus général :

- Première rupture : 25 Août 1982
- Réactivation d'un mouvement de versant ancien : non
- Accélération du mouvement en cours : non

- Surface de rupture :

- Type : quasiment plane avec une légère courbure
- Angle de frottement : estimé à 30°
- Cohésion : ?

- Direction moyenne des vecteurs de déplacement : vers le sud avec une légère rotation vers l'ouest

- Nombre de phases de rupture et déroulement dans le temps : une seule

- Cicatrice de rupture : très importante avec un escarpement principal d'environ 100 mètres de hauteur et en forme de polyèdre

- largeur en tête : entre 5 et 50 mètres, le glissement de terrain à une forme de goutte d'eau

- Profondeur en tête : environ 100mètres

II.1.3 Déplacement et propagation de la masse déstabilisée sur les pentes inférieures

- Dimensions de la masse déplacée :

- Longueur maximale : 500 m
- Largeur maximale : 300 m
- Epaisseur maximale : 90 m
- Volume estimé : 5millions de mètres cubes

-Cinématique du déplacement ou de la propagation :

- Type de mouvement principal : mouvement rapide de plusieurs mètres par jour
- Trajectoires du mouvement : vers le sud avec une rotation vers l'ouest dans la partie basse du versant

- Comportement et transformations du matériau en cours de déplacement ou de propagation :

- Evolution du degré de fracturation : matériau se fracture complètement
- Evolution de l'état de densité : la densité diminue du fait de la fracturation importante
- Evolution de la teneur en eau et du degré de saturation : ?
- Paramètres rhéologiques du matériau équivalent : ?

- Phénomènes particuliers affectant le matériau : les schistes se sont fracturés avec une telle intensité que le mouvement général du glissement de terrain ressemble à un écoulement du sol

- Phénomènes à l'interface basale matériau/substrat :

- Broyage : non
- Frottement moyen mobilisé : ?
- Evaporation d'eau interstitielle : ?
- Emprisonnement d'air : ?

- Autres phénomènes particuliers :

- Production de nuages de poussières : non
- Effet de souffle : non

- Aire dévastée par la propagation du phénomène : environ 2 hectares

II.1.4 Mécanismes d'arrêt et caractéristiques des dépôts

- Paramètres géométriques et cinématiques :

- Dimensions finales de la propagation : propagation maximale d'environ 120 m
- Dimensions de la superficie de la zone couverte par les dépôts : environ 2 hectares
- Vitesse d'impact à la base du versant : ?
- Altitude de la remontée des matériaux sur le versant opposé : néante

Etat de stabilité final des dépôts : stabilité apparente mais présence de petits glissements de terrain en bordure du bourrelet frontal

- Caractéristiques et nature des dépôts :

- Forme des blocs : parallélépipédique très aplatie
- Taille : d'une dizaine de mètres au millimètre
- Structuration des dépôts : aucune
- Nature de la matrice : ?
- Angles de frottement de pic et résiduel estimés : ?
- Porosité et perméabilité : ?
- Présence d'éléments arrachés à la pente : non

-Présence d'un plan d'eau en bas de pente et scénario d'impact :

- Volume du plan d'eau : aucun

-Formation d'un barrage : non

II.1.5 Stabilité des terrains après l'évènement

- Menace résiduelle : 1 blocs d'environ 1 millions m³ qui ne sais pas déclenché en même temps que le mouvement principal

- Autres types d'instabilités : non

- Initiation d'un autre mouvement de terrain :

- Type : glissement de terrain rocheux
- Volume mobilisable estimé : 1 million de m³ de schistes

III LE RISQUE GENERE

III.1. LE RISQUE GENERE EN CAS DE SCENARIO REALISE

III.1.1 Historique des évènements antérieurs relatifs à la zone source

- Etude bibliographique : quelques chutes de blocs ayant détruit plusieurs granges

- Archives des services techniques : aucune avant le déclenchement du glissement de terrain

III.1.2 Dommage occasionnés

- Délimitation des zones : environ 2 hectares au pied du versant

- Description des infrastructures endommagées ou détruites : destruction de plusieurs granges, une ligne à haute tension alimentant la station de ski de Gourette, destruction de la route menant à la station et destruction d'un pont

- Nombre de victimes : aucune

- Bilan économique : quelques millions d'euros

III.1.3 Moyens de prévention et de réduction des effets de l'aléa « mouvement de versant de grande ampleur »

- Mesures et ouvrages correctifs au niveau de la zone source :

- Ensemencement et boisement des pentes : non
- Drainage superficiel et profond du versant : non
- Ouvrages spécifiques : non

Annexes

- Mesures et ouvrages correctifs au niveau des dépôts : aucun

- Description des ouvrages existants destinés à prévenir ou réduire les effets de la rupture :
aucun

- Surveillance des zones source : aucune

- Prévention : aucune

- Moyen engagés : nul

- Prise en compte du risque dans l'aménagement de l'espace : oui zone du bourrelet frontal interdite à la construction mais aucune évacuation de la population habitant au pied de celui-ci

ANNEXE 2 : Carte et coupe géologique schématique de la vallée d'Aspe.

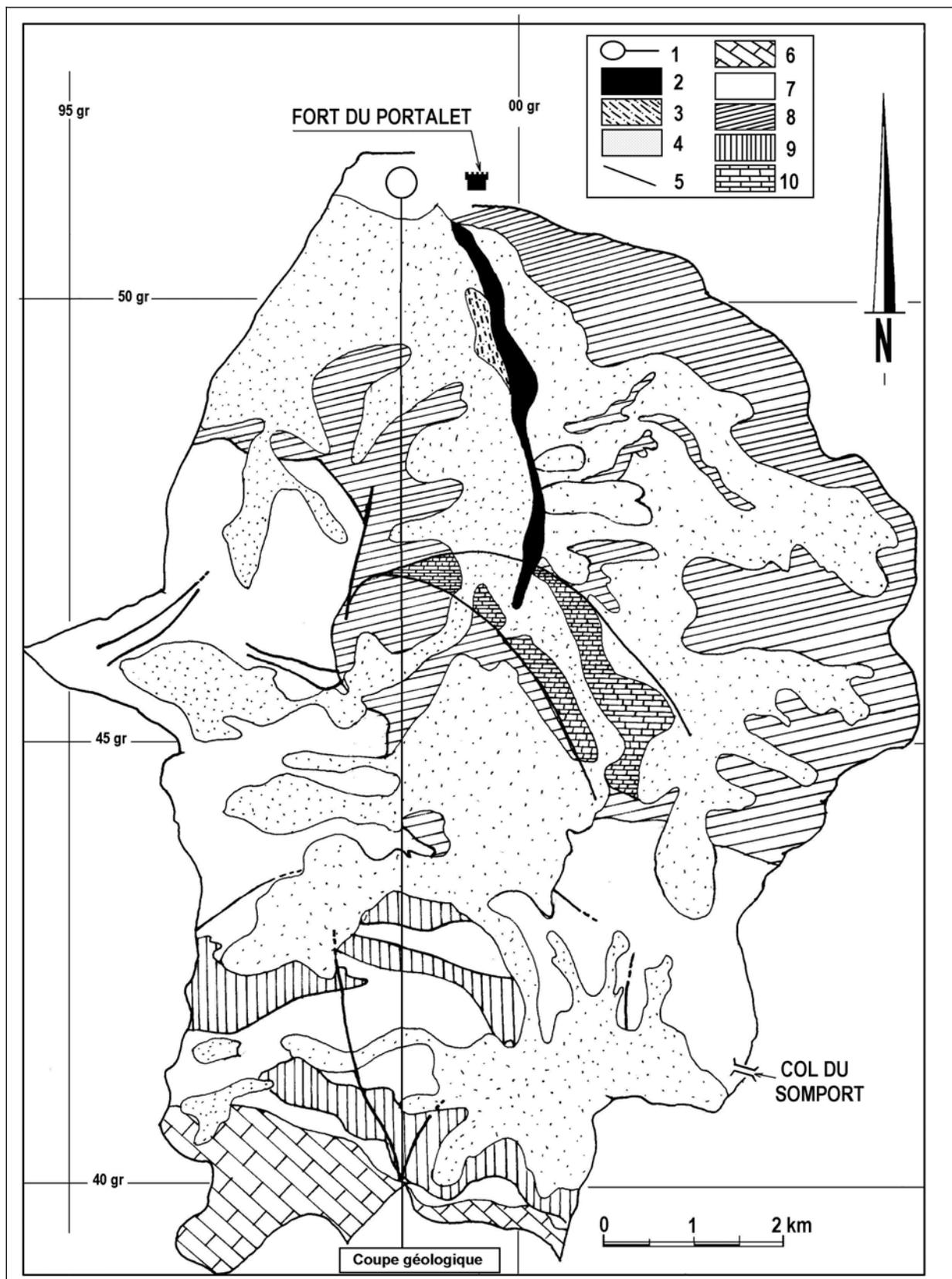


Figure 128 : Carte géologique de la haute vallée d'Aspe. Fabre et *al.*, 2003. 1) coupe géologique de la vallée d'Aspe (Figure 129), 2) Alluvions récentes, 3) Alluvions anciennes, 4) Moraines quaternaires, 5) Failles, 6) Calcaires du Crétacé, 7) Carbonifère (grès et schistes), 8) Permien inférieur (grès et schistes), 9) Permien supérieur (grès et conglomérats), 10). Calcaires du Dévonien

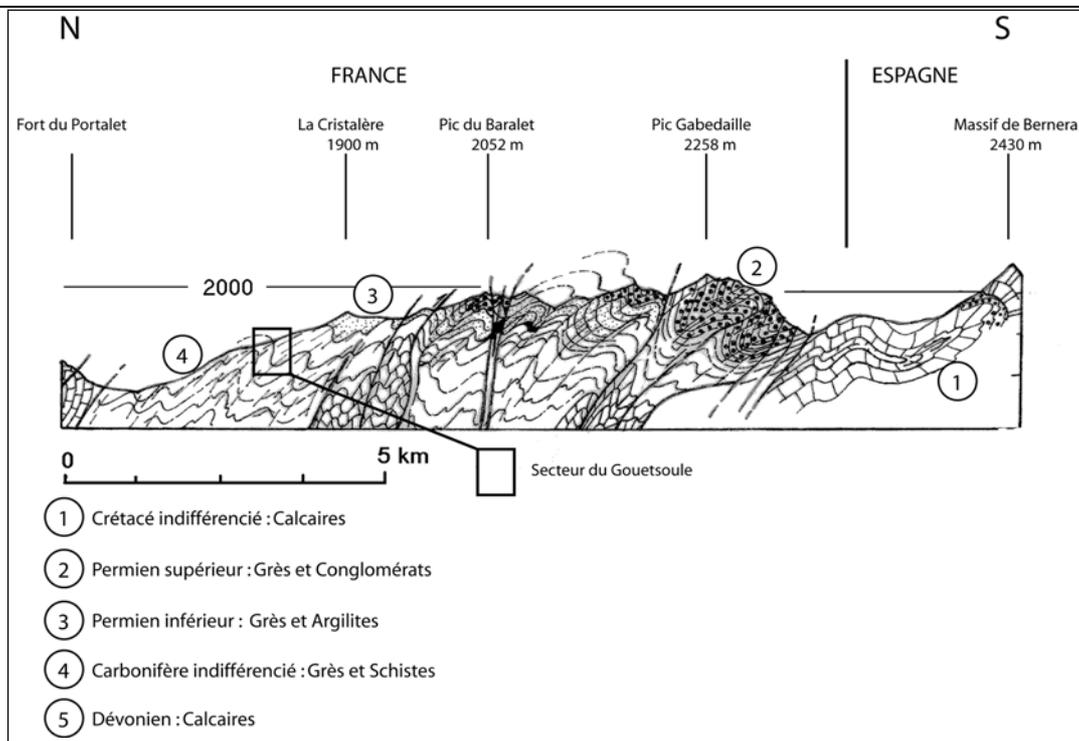


Figure 129 : Coupe schématique de la Haute Vallée d'Aspe (Lebourg *et al.* 2003).

ANNEXE 3 : Tomographie électrique

La mesure du contraste de propriétés physiques entre le massif en place et une masse instable est facilement quantifiable par les mesures de résistivité. Ce contraste est généralement généré par une discontinuité lithologique ou une modification de la structure physique (porosité, perméabilité) au niveau de la zone de glissement. Si l'on considère un glissement dans un terrain homogène, le remaniement interne de la masse en mouvement engendre un contraste de résistivité élevé entre le massif en place et la masse en mouvement. Il y a alors eu changement de la structure, suffisamment important pour augmenter la porosité de façon conséquente. Cette variation positive de la porosité induit une augmentation de la teneur en eau du sol en mouvement par rapport au massif en place. Selon la méthode de prospection utilisée, il est possible de localiser la zone affectée par la présence d'une surface de rupture dont la localisation est plus ou moins précise, Lebourg et *al.*, 2001. Ainsi, des pseudosections de résistivité, réalisées sur des profils perpendiculaire à des glissements, permettent de modéliser la géométrie en deux et trois dimensions d'un glissement de terrain, Lebourg et *al.*, 2001.

Les différents dispositifs

La prospection électrique repose essentiellement sur l'interprétation des résistances électriques apparentes du terrain. C'est par la mesure d'une différence de potentiel, connaissant la valeur de l'intensité injectée, que l'on accède à la valeur de cette résistance. La résistivité est ensuite obtenue en multipliant la valeur de résistance par un coefficient $1/K$ (facteur géométrique) qui dépend directement de la dimension et de l'écartement des électrodes du dispositif.

Connaissant la géologie de la zone étudiée, il est possible d'associer une résistivité obtenue à une formation présente, et donc de reconstituer la lithologie et la géométrie sous-jacente.

D'autre part, les valeurs de résistivité obtenues dépendent de plusieurs facteurs :

- de la texture des agrégats du sols ou de la roches ;
- la concentration en ions de l'électrolyte ;
- de la nature de la roche ;
- de l'altération de la roche ;
- de la présence d'eau.

On observe en plus un grand éventail de phénomènes électrochimiques qui développent des potentiels gênants pour la prospection.

Ainsi, il est envisageable de localiser les zones de circulation d'eau, mais également d'évaluer la fracturation de la roche, ainsi que son degré d'altération.

Une des limitations des sondages électriques vient du fait qu'ils ne prennent pas en compte les variations latérales de la résistivité du sous-sol. Les méthodes d'imagerie électrique 2D et 3D furent mise au point dans le but d'obtenir un modèle du sous-sol où la répartition de résistivité varie verticalement et horizontalement le long du profil. Dans ce cas, on suppose que la résistivité ne change pas dans la direction perpendiculaire au profil. Cette supposition est raisonnable pour beaucoup de corps géologiques allongés et dans ce cas la méthode pourra être appliquée. Il faudra alors tenter de placer les profils perpendiculairement au corps à étudier ce qui nous permettra également de déterminer les vraies dimensions de ce corps.

Une acquisition 2D utilise en général un grand nombre d'électrodes connectées à un câble multi-conducteurs et placées selon un profil (Figure 130). 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.



Figure 130 : Mise en place d'un profil électrique multiélectrodes. Le résistivimètre (à gauche) et la ligne électrique (à droite). (Photo Jomard H.)

Les câbles multi-conducteurs 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. 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).

Voici les dispositifs les plus couramment utilisés en tomographie électrique:

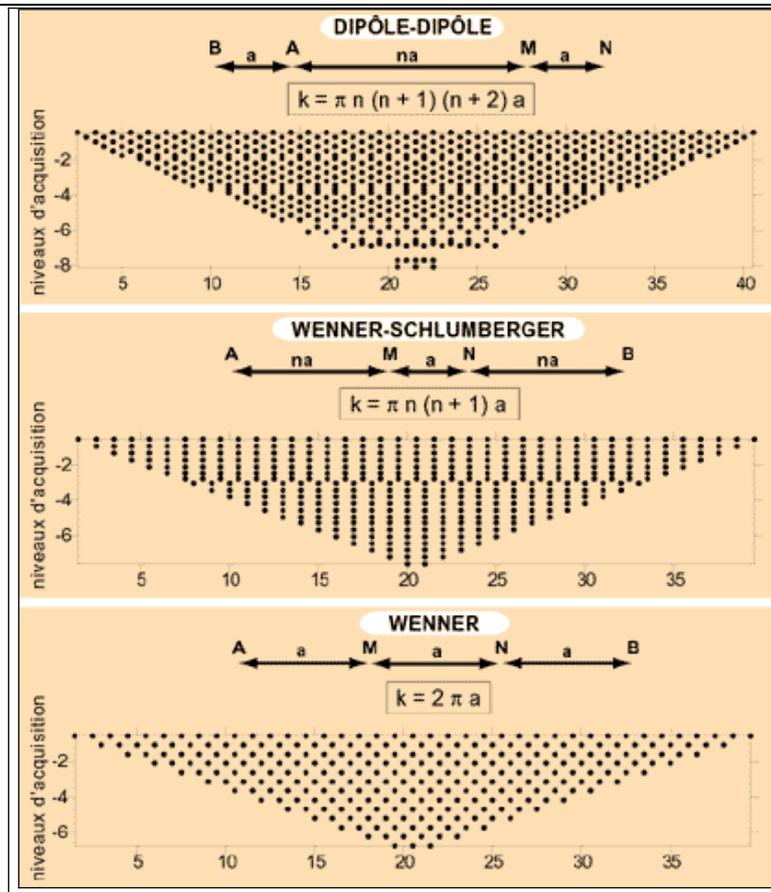


Figure 131 : dispositifs les plus couramment utilisés. (Avec a = distance MN, n = niveau d'acquisition et k = facteur géométrique).

La fonction de sensibilité (Figure 132) permet de se rendre compte de l'influence d'un volume unitaire sur la mesure de la différence de potentiel. Le schéma ci-dessous représente les valeurs de cette fonction pour différents dispositifs (Wenner, Wenner-Schlumberger et Dipôle-Dipôle).

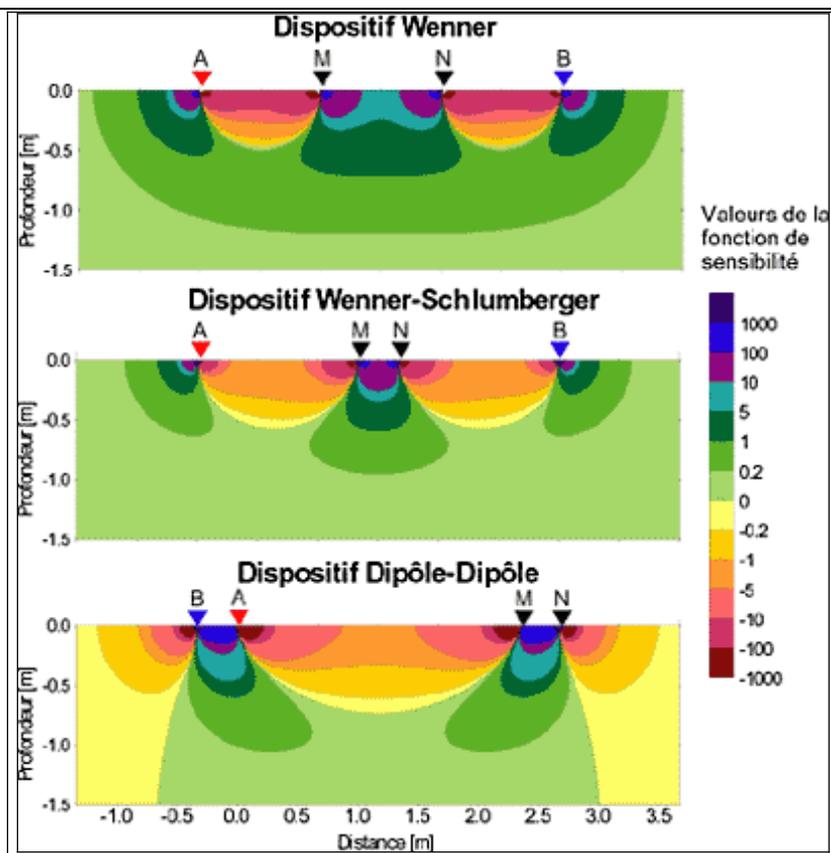


Figure 132 : Fonction de sensibilité pour les dispositifs Wenner, Wenner-Schlumberger et Dipôle-Dipôle.

On constate immédiatement que les valeurs de cette fonction diffèrent selon les dispositifs. Ils vont donc chacun avoir leurs caractéristiques propres. Ceci est surtout valable à grande distance des électrodes. La différence de forme de cette fonction nous permettra de mieux apprécier la réponse des différents dispositifs aux différents types de structures.

Avantages et inconvénients des différents types de sondages utilisables

Le dispositif Wenner :

- recommandé pour les structures horizontales
- profondeur d'investigation plus faible que celle du Dipôle-Dipôle et du Wenner-Schlumberger
- le nombre de points à l'acquisition est inférieur à celui du Dipôle-Dipôle et du Wenner-Schlumberger; cet effet se fait surtout sentir sur les bords.

Le dispositif Wenner-Schlumberger :

- recommandé à la fois pour les structures horizontales et verticales
- la profondeur d'investigation est d'environ 10 % plus élevée qu'avec le Wenner
- le nombre de points à l'acquisition est plus grand que pour le Wenner mais inférieur à celui du Dipôle-Dipôle

Le dispositif Dipôle-Dipôle :

- recommandé surtout pour les structures verticales
 - la profondeur d'investigation est plus grande que pour le Wenner et Wenner-Schlumberger
 - le nombre de points à l'acquisition est plus grand que pour le Wenner et le Wenner-Schlumberger
 - nécessite des appareils sensibles et un bon couplage des électrodes avec le sol
- peut être utilisé pour de la 3D seulement pour des grilles de 12 x 12 électrodes

Le dispositif Pôle-Dipôle :

- dispositif asymétrique pouvant créer des artefacts
- profondeur d'investigation intermédiaire entre le Dipôle-Dipôle et le Pôle-Pôle
- sensible au bruit
- nécessité de mettre une électrode à l'infini

Le dispositif Pôle-Pôle :

- profondeur d'investigation la plus profonde
- faible résolution
- nécessité de mettre deux électrodes à l'infini
- très sensible au bruit
- surtout utile en 3D, car grand nombre de points à l'acquisition

En présence d'un terrain bruité et sans aucune connaissance préalable de la géométrie du corps à étudier, on utilise de préférence un dispositif Wenner-Schlumberger. Ce dispositif peut à la fois être utilisé en recherche géologique à grande échelle, en hydrogéologie, en génie-civil, en archéologie et pour des problèmes d'environnement.

Si l'on recherche des structures verticales dans une zone qui n'est pas trop bruitée, avec un résistivimètre qui est assez sensible et avec un bon contact avec le sol, il est recommandé d'utiliser un dispositif Dipôle-Dipôle. Ce dispositif peut par exemple convenir en archéologie, en géophysique minière et en génie-civil.

Lorsqu'il s'agit de mettre en évidence des structures horizontales, si le terrain n'est pas trop bruité et que l'on dispose de peu de temps, on utilisera un dispositif Wenner.

Enfin, en 3D, on utilise un dispositif pôle-pôle ou Dipôle-Dipôle.

Traitement et inversion

Les valeurs obtenues sur le terrain sont des résistivités apparentes. En effet la mesure représente une valeur qui intègre les résistivités d'un certain volume du sous-sol. A partir de ces valeurs, on cherche à retrouver les épaisseurs et résistivités calculées des différents corps en présence. Ces résistivités calculées sont relativement proches des résistivités vraies des corps.

Voici les différentes étapes de la méthode d'inversion :

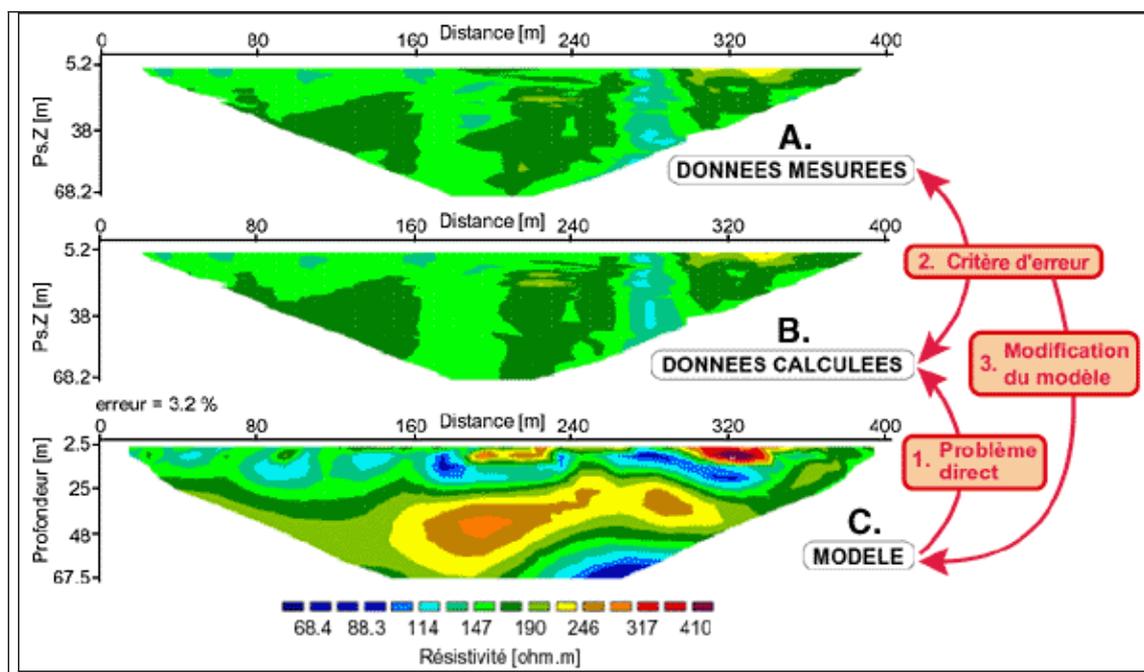


Figure 133 : Inversion par méthode itérative en tomographie 2D,

Un modèle (C) est tout d'abord élaboré soit à partir des données de résistivités apparentes mesurées (A), soit à partir d'informations à priori entrées par l'utilisateur.

L'algorithme calcule ensuite la réponse de ce modèle en y effectuant une "acquisition fictive", le problème direct (c'est à dire le calcul de résistivités apparentes à partir de résistivités vraies) étant connu (étape 1). On obtient alors le profil calculé (B).

L'algorithme détermine alors le degré de différence entre les données mesurées (A) et le profil calculé (B) selon un certain critère (étape 2). Le modèle est ensuite modifié dans le but de diminuer le degré de différence (erreur) entre (A) et (B) (étape 3). L'opération est alors répétée de manière itérative jusqu'à ce que le processus converge (c'est à dire que l'erreur ne diminue plus de manière significative).

ANNEXE 4 : Propriétés physiques et mécaniques des principaux minéraux, Belikov, 1967.

Minéraux	ρ_s (g/cm³)	E (Gpa)	ν	Vp (m/s)
Quartz	2,65	96,4	0,08	6050
Muscovite	2,7-3	80	0,25	5880
Calcite	2,7	84	0,28	6320

ANNEXE 5 : Zonage sismique en France et l'échelle de Mercalli créée au début du 20^{ème} siècle, révisée par MSK en 1964⁴

Le zonage sismique en France a été élaboré sur la base de 7600 séismes et de données tectoniques reconnues sur le territoire métropolitain, 5 zones de 0 à III ont donc été élaborées :

- Zone 0 de « sismicité négligeable, mais non nulle », où il n'y a pas de prescription parasismique particulière : aucune secousse d'intensité supérieure à VII n'y a été observée historiquement.

- Zone I de « sismicité faible » où la période de retour d'une secousse d'intensité supérieure à VIII dépasse 250 ans et où la période de retour d'une secousse d'intensité supérieure ou égale à VII dépasse 75 ans. Cette zone est subdivisée en deux :

- zone Ia de « sismicité très faible mais non négligeable », aucune secousse d'intensité supérieure à VIII n'y a été observé historiquement
- zone Ib de « sismicité moyenne » est le reste de la zone I

- Zone II de « sismicité moyenne » où soit une secousse d'intensité supérieure à VIII a été observée historiquement, soit les périodes de retour d'une secousse d'intensité supérieure ou égale à VIII et d'une secousse d'intensité supérieure ou égale à VII sont respectivement inférieures à 250 et 75 ans.

- Zone III de « forte sismicité », limitée aux départements de la Guadeloupe et de la Martinique.

Les intensités sismiques correspondent à l'échelle EMS 92⁵ (European Macroseismic Scale, 1992) qui découlent de l'échelle MSK¹ (nom des trois sismologues européens Medvedev, Sponheuer et Karnik) provenant elle-même de l'échelle de Mercalli. Ces échelles comportent 12 degrés notés en chiffres romains de I à XII. Le degré I correspond aux secousses les plus faibles et le degré XII aux secousses les plus fortes. Le nombre de victimes n'est jamais pris en compte dans ces évaluations car elles dépendent non seulement de l'intensité, mais aussi du type local de construction, de la densité de population et de l'heure du séisme.

⁴ http://www.ac-nantes.fr:8080/peda/disc/svt/seismes85_2/mercalli

⁵ <http://renass.u-strasbg.fr>

Intensité I_{MM}	Description des dégâts, sensation des gens	Accélération maximal du sol
I	Décelée avec des instruments sensibles.	<0,003g
II	Ressentie par quelques personnes aux étages supérieurs. Les objets suspendus (lustres) peuvent se balancer.	<0,003g
III	Ressentie à l'intérieur seulement, pas souvent identifiée. Les automobiles stationnées bougent.	0,003g à 0,007g
IV	Ressentie par tout le monde à l'intérieur. Provoque le réveil. Les automobiles stationnées bougent fortement.	0,007g à 0,015g
V	Ressentie par tout le monde. Porcelaine cassée. Plâtre fissuré.	0,015g à 0,03g
VI	Personnes effrayées. Plâtre qui tombe. Cheminées endommagées. Petits dégâts.	0,03g à 0,07g
VII	Les gens fuient les maisons. Quelques structures endommagées.	0,07g à 0,15g
VIII	Murs de séparation brisés. Statues et cadres chutent. Quelques murs s'écroulent. Ressenti par les conducteurs.	0,15g à 0,3g
IX	Bâtiments déplacés, fissurés, inclinés. La terre s'ouvre, les conduites souterraines sont rompues.	0,3g à 0,7g
X	Glissements de terrain nombreux, rails courbés, maçonneries détruites.	0,7g à 1,5g
XI	Quelques structures résistent. Pont coupés.	1,5g à 3g
XII	Destruction totale, paysage changé	3g à 7g

Figure 134 :Echelle de Mercalli créée au début du 20^{ème} siècle, révisée par MSK en 1964

**ANNEXE 6 : Données géochimiques des différentes sources du secteur des
Eaux-Bonnes en fonction du temps.**

(1)	Données Terrains			Anions (en mg/l)						Cations (en mg/l)				Balance ionique		Indice de Saturation			
	χ	T°C	pH	HCO3 ⁻	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Gypse	Anhydrite	Calcite	Aragonite	Dolomite	
CONE	292	15,20	7,94	150,0		1,64	0,32		29,00	57,23	2,14	2,84	0,12	-2,11	-2,36	0,3	0,15	-0,61	
Avril 03	288	16,20	8,51	149,0	0,05	1,35	0,45	26,12	58,29	2,30	2,65	0,19	2,9 %	-2,16	-2,4	0,86	0,71	0,56	

Tableau 29 : Tableau de l'analyse chimique de la source située à la base de l'escarpement principal des Eaux-Bonnes (Cône).

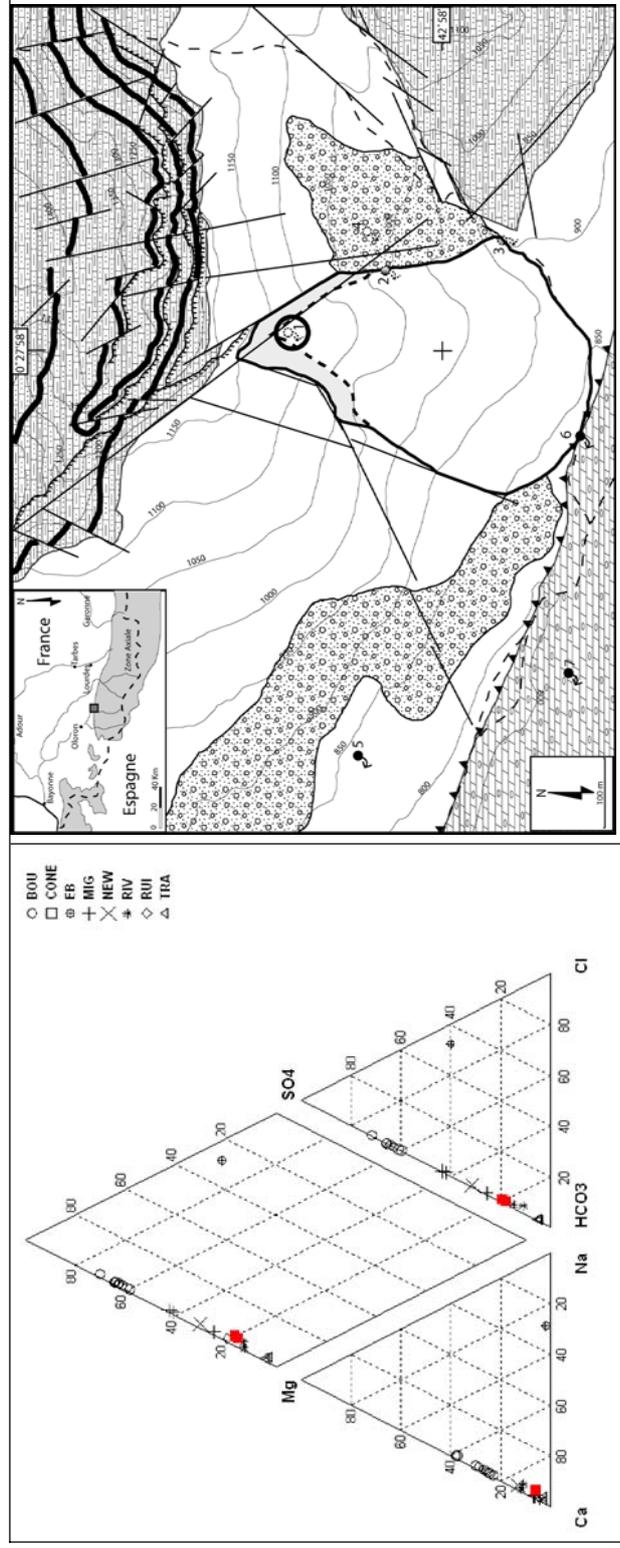


Figure 135 : Diagramme de Piper de la source Cône et son positionnement dans le secteur des Eaux-Bonnes.

Localisation : : cette source est située au sommet du glissement de terrain, plus précisément au pied de l'escarpement principal à 1100 mètres d'altitude.

pH et conductivité : le pH est variable mais avec seulement deux prélèvements. Nous ne pouvons apporter plus de précision. En revanche, la conductivité varie très peu et se situe aux alentours de 300 μ S/cm.

Débit : Son débit est très faible l'hiver et nul l'été, c'est une source intermittente qui s'écoule surtout au début du printemps. Le problème majeur de cette source est sa dilution dans le ruisseau descendant de l'escarpement principal lors de pluies importantes.

Type d'eau : Cette source est clairement dominée par les bicarbonates et le calcium, avec respectivement des concentrations de 150 mg/l et 58mg/l. Elle a un faciès qui est bicarbonaté calcique (Figure 135).

Sa chimie est relativement stable pour une eau superficielle. Sa température est voisine de celle de l'air ambiant. Les indices de saturation de l'eau montrent qu'elle a clairement été en contact avec des formations calcaires. Nous pouvons donc émettre l'hypothèse qu'avant de traverser les schistes du Dévonien inférieur, cette eau provenait sûrement des calcaires du Dévonien moyen et supérieur d'où la stabilité relative de leur chimie. Cette source n'a pas pu être prélevée régulièrement pour les raisons déjà évoquées.

(2)	Données Terrains		Anions (en mg/l)						Cations (en mg/l)				Balance		Indice de Saturation					
	Nom	χ	T°C	pH	HCO3-	F-	Cl-	NO3-	PO4--	SO4--	Ca++	Mg++	Na+	K+	ionique	Gypse	Anhydrite	Calcite	Aragonite	Dolomite
Avril 03	337	13,90	7,70	156,0		1,21	0,11			42,27	67,77	1,91	1,08	0,10	1,6 %	-1,9	-2,15	0,12	-0,03	-1,12
Mai 03	665	16,70	8,28	246,0		1,95	1,25			149,00	129,60	5,64	1,63	0,39	-1,4 %	-1,23	-1,47	1,11	0,96	1,1
Déc 03	489	3,80	8,32	178,0	0,25	1,52				102,05	104,16	4,16	1,30		4,7 %	-1,38	-1,64	0,76	0,6	0,13

Tableau 30 : Tableau de l'analyse chimique de la source située au milieu du glissement de terrain du secteur des Eaux-Bonnes (Mig).

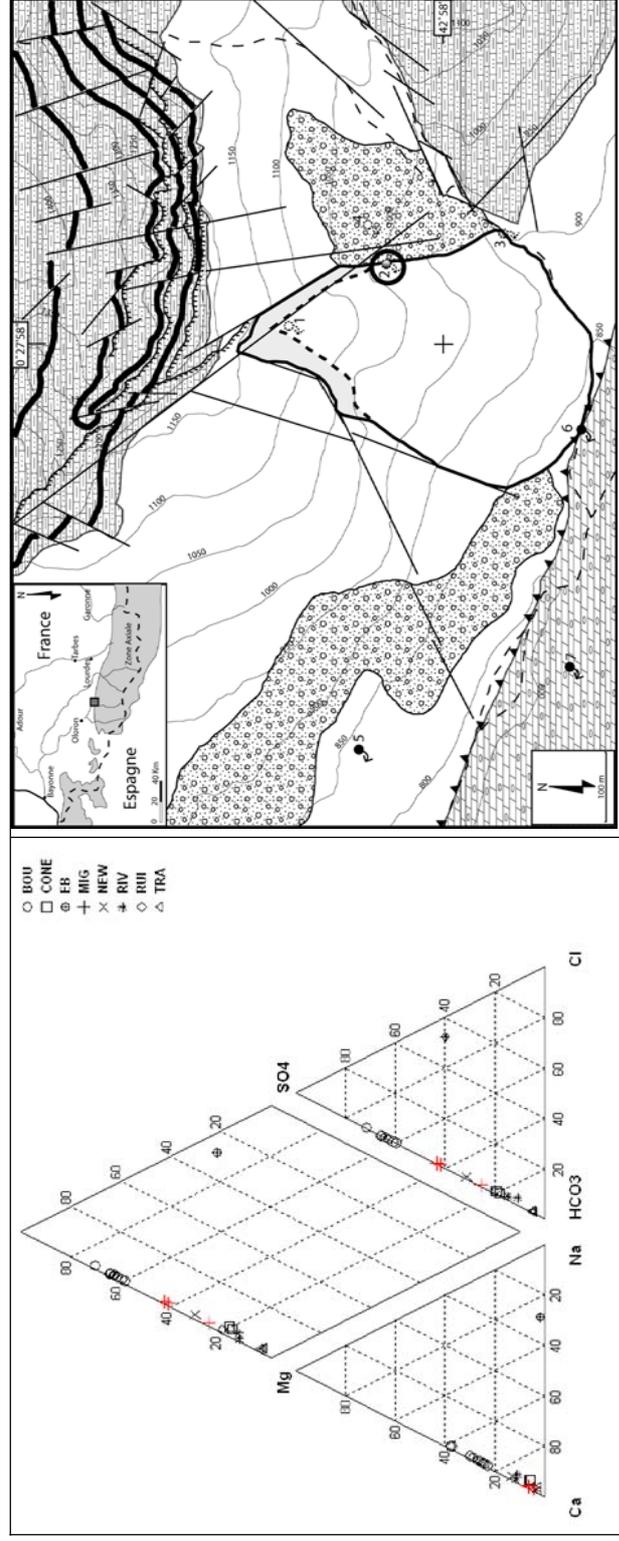


Figure 136 : Diagramme de Piper de la source Mig et son positionnement dans le secteur des Eaux-Bonnes.

Localisation : Cette source est située dans l'escarpement principal du glissement de terrain à une altitude de 980 mètres, exactement à mi-pente. Elle se positionne dans les schistes sériciteux du Dévonien inférieur.

PH et conductivité : Cette eau montre de très importantes variations de pH et de conductivité. Ceci provient sûrement du mélange des eaux de la source et de celles provenant des formations superficielles (moraines) et situées au droit de l'exutoire. En période sèche, l'écoulement superficiel diminue voire s'arrête ce qui permet d'estimer plus précisément la chimie de la source. La conductivité et le pH ont respectivement des valeurs de : 620 μ S/cm et 8,3.

Débit : Le débit de la source Mig est très faible, de l'ordre du litre à la minute au printemps et s'arrête en été. Malgré cela, l'été, les alentours de l'exutoire restent humides et indiquent la présence d'eau à proximité immédiate.

Type d'eau : Cette eau est caractérisée par des concentrations importantes en bicarbonates et calcium, auxquelles s'ajoutent des concentrations notables en sulfates. Cette eau présente un faciès bicarbonaté calcique, légèrement sulfaté. Les indices de saturation montrent les mêmes tendances que la source Cône avec une saturation en calcite, aragonite et dolomite spécifique d'un séjour notable dans les formations carbonatées.

(3)	Données Terrains		Anions (en mg/l)					Cations (en mg/l)				Balance		Indice de Saturation					
	Nom	χ	T°C	pH	HCO3-	F-	Cl-	NO3-	PO4--	SO4--	Ca++	Mg++	Na+	K+	ionique	Gypse	Anhydrite	Calcite	Aragonite
Janv 04	194	194	4,40	8,17	104,0	0,10	1,26	0,32	14,48	40,19	3,10	1,76	0,32	6,7 %	-2,48	-2,74	0,08	-0,08	-0,95
Avril 04	215	215	5,30	8,14	108,0		2,36	0,42	10,67	48,08	3,95	0,73	0,56	14,6 %	-2,56	-2,82	0,15	-0,01	-0,75
Avril 03	320	320	13,40	8,13	167,0		1,23		33,38	63,45	1,87	0,98	0,10	-1,5 %	-2,02	-2,27	0,54	0,39	-0,26

Tableau 31 : Tableau de l'analyse chimique des eaux du Cély (Riv).

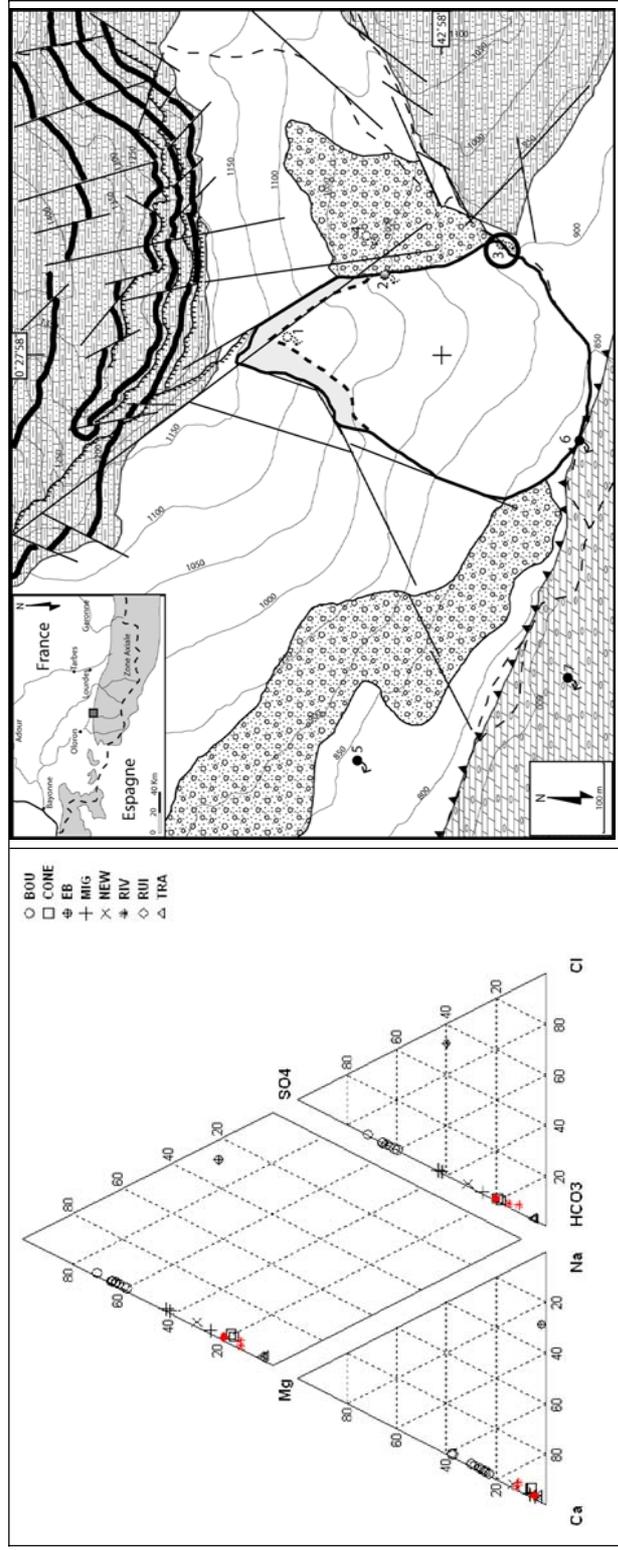


Figure 137 : Diagramme de Piper de la source Riv et son positionnement dans le secteur des Eaux-Bonnes.

Localisation : il s'agit du ruisseau Le Cély. Le point de prélèvement est environ à 850 mètres d'altitude en bordure est du glissement de terrain de Pleyse. Nous avons prélevé cette eau car Le Cély prend sa source dans les calcaires du Dévonien moyen et supérieur et ceci permet d'estimer la chimie des eaux qui sortent de ces formations situées plus en amont.

PH et conductivité : Le pH et la conductivité varient très peu et en raison des apports « parasites » provenant des formations superficielles et des pluies, nous avons prélevé des échantillons seulement lors des périodes sèches pour réellement analyser que l'eau provenant du substratum..

Débit : Son débit varie énormément en fonction des pluies car Le Cély a une très grande réactivité aux pluies. Son débit peut passer de quelques litres à la seconde au mètre cube en quelques minutes. Par contre, au mois d'août 2003, lors des importantes chaleurs, Le Cély était sec.

Type d'eau : Les seuls ions que nous retrouvons de façon significative dans ces eaux sont le bicarbonate et le calcium en assez grande quantité : 106 mg/l et 44mg/l. Cette eau a un faciès bicarbonaté calcique. Les indices de saturation nous confortent dans le fait que ces eaux proviennent des formations calcaires du Dévonien moyen et supérieur par la saturation en calcite et aragonite.

(4)	Données Terrains			Anions (en mg/l)						Cations (en mg/l)				Balance		Indice de Saturation				
	Nom	χ	T°C	pH	HCO3-	F-	Cl-	NO3-	PO4--	SO4--	Ca++	Mg++	Na+	K+	ionique	Gypse	Anhydrite	Calcite	Aragonite	Dolomite
Avril 03	280	12,70	8,04	8,04	163,0		1,08	0,13		5,34	59,27	0,94	0,85	0,11	4,4 %	-2,81	-3,06	0,43	0,27	-0,78
Mai 03	299	14,40	8,38	8,38	176,0		0,97			7,31	65,14	0,96	0,95	0,03	4,8 %	-2,66	-2,91	0,84	0,69	0,05
Déc 03	283	9,30	7,93	7,93	156,0	0,08	0,94	0,06		5,66	61,20	0,99	1,82	0,13	8,6 %	-2,77	-3,02	0,26	0,11	-1,16

Tableau 32 : Tableau de l'analyse chimique de la source émergente des moraines situées à l'est du glissement de terrain des Eaux-Bonnes (Tra).

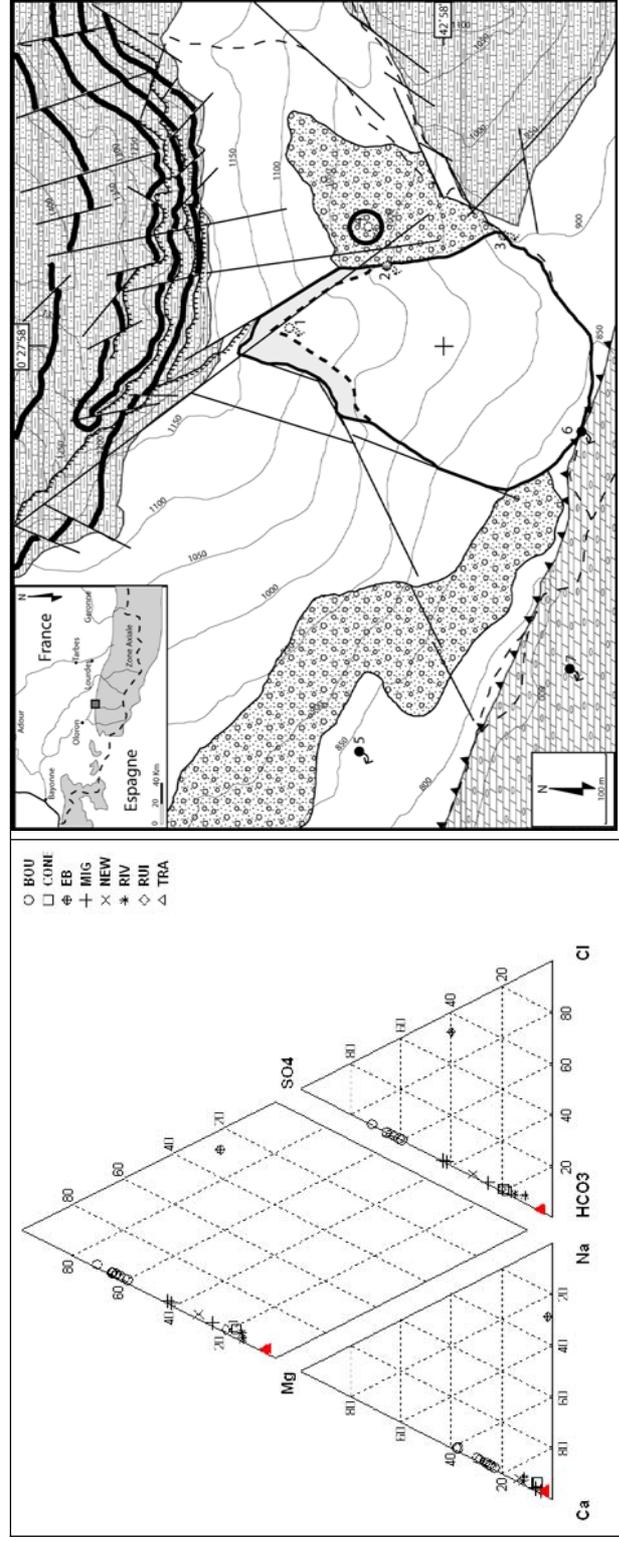


Figure 138 : Diagramme de Piper de la source Tra et son positionnement dans le secteur des Eaux-Bonnes.

Localisation : Cette source est située dans les formations morainiques directement à l'est du glissement de terrain des Eaux-Bonnes à l'altitude de 1020 mètres.

PH et conductivité : Cette source a un pH et une conductivité relativement stables avec une moyenne de $\text{pH} = 8$ et une conductivité = $285 \mu\text{S}/\text{cm}$.

Débit : il est très faible et d'environ 5 litres par seconde en hiver et augmente au printemps lors de la fonte des neiges. En revanche, l'été cette source est tarrie.

Type d'eau : La concentration des ions de cette source montre la même tendance que les précédentes avec des concentrations importantes en bicarbonate et calcium. C'est une eau à faciès bicarbonaté calcique.

Ces eaux ont un exutoire dans les moraines mais elles proviennent des formations calcaires du Dévonien moyen et supérieur. Les indices de saturation montrent une sursaturation en calcite et aragonite. Ceci se vérifie avec les observations de terrain où nous observons, à l'exutoire, un important dépôt de travertin, caractéristique de la saturation en calcite de l'eau.

(5)	Données Terrains		Anions (en mg/l)					Cations (en mg/l)				Balance		Indice de Saturation					
	Nom	χ	T°C	pH	HCO3-	F-	Cl-	NO3-	PO4--	SO4--	Ca++	Mg++	Na+	K+	Gypse	Anhydrite	Calcite	Aragonite	Dolomite
	Avril 04	355	7,50	7,70	140,0		1,42	0,56	51,26	65,91	6,08	1,57		-1,82	-2,07	-0,04	-0,2		-1,04

Tableau 33 : Tableau de l'analyse chimique d'une source dont l'exutoire se situe dans les schistes du Dévonien inférieur (New).

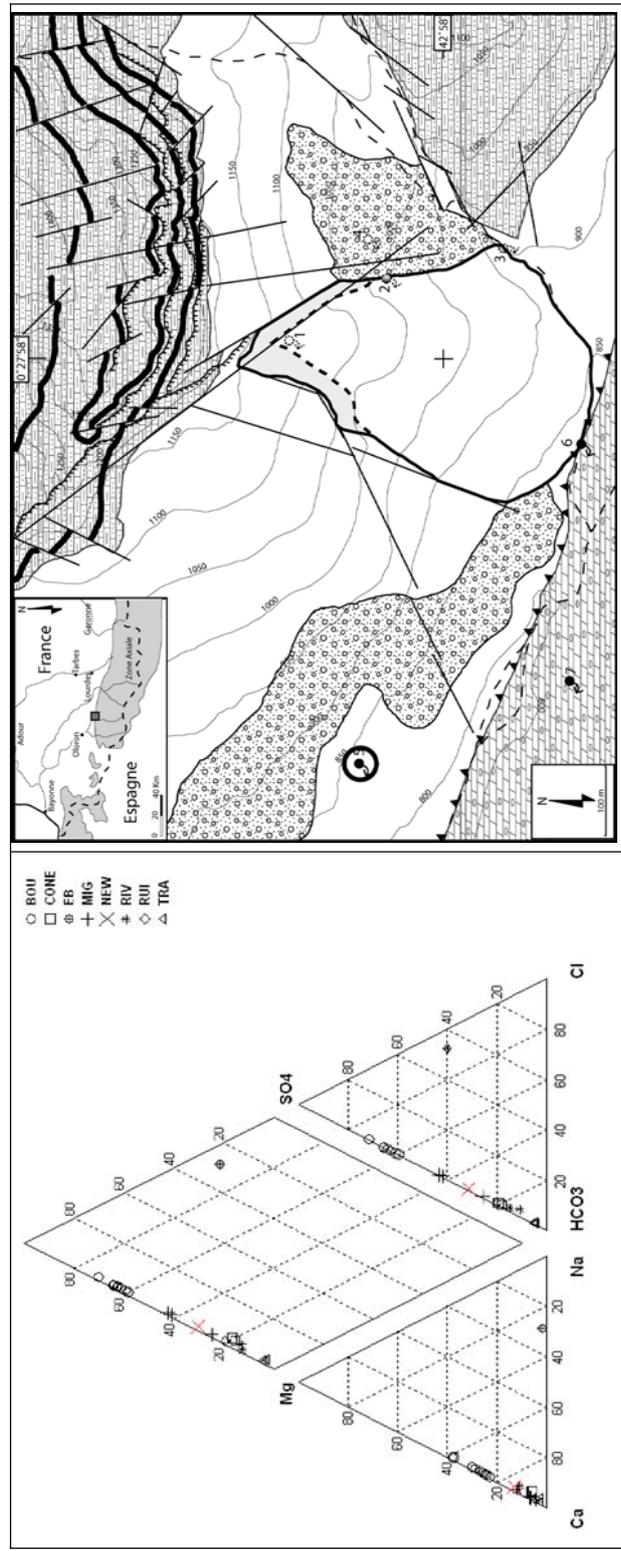


Figure 139 : Diagramme de Piper de la source New et son positionnement dans le secteur des Eaux-Bonnes.

Localisation : Cette source est située à l'ouest du glissement de terrain des Eaux-Bonnes dans les formations schisteuses du Dévonien inférieur. L'eau provient d'une faille de direction N0°E qui se trouve dans la formation.

PH et conductivité : La conductivité est égale à 355 μ S/cm et son pH est légèrement basique et égal à 7,7. Nous n'avons fait qu'un seul prélèvement car cette source n'a été découverte que lors de la dernière campagne de terrain.

Débit : Cette source a un débit inférieur à 5 l/s et nous ne pouvons pas déterminer si elle est pérenne.

Type d'eau : on retrouve le calcium et les sulfates avec des concentrations plus élevées que dans les eaux des sources situées plus en amont dans le versant. Cette eau a un faciès bicarbonaté calcique légèrement sulfaté.

Cette source ne peut être analysée et exploitée correctement car nous n'avons qu'une seule analyse. Toutefois, l'analyse chimique montre la présence d'ions sulfates à l'instar de la source Mig. Elle montre ainsi une augmentation progressive des sulfates des eaux souterraines qui circulent dans le versant rocheux de Pleyssse.

(6)	Données Terrains		Anions (en mg/l)						Cations (en mg/l)					Balance ionique	Indice de Saturation				
	χ	T°C	pH	HCO3-	F-	Cl-	NO3-	PO4--	SO4--	Ca++	Mg++	Na+	K+	ionique	Gypse	Anhydrite	Calcite	Aragonite	Dolomite
BOU	904	12,70	7,23	252,0		1,35		1,92	311,00	157,60	33,28	2,49	0,37	0,4	-0,91	-1,17	0,06	-0,1	-0,39
Avril 03	920	12,20	7,95	244,0		1,65		2,12	287,00	158,00	35,39	2,66	0,36	4,3	-0,94	-1,2	0,75	0,6	1,02
Mai 03	903	13,50	7,76	259,0	0,03	1,46	0,34		347,00	147,50	38,85	2,70	0,33	-3,8	-0,91	-1,16	0,56	0,41	0,74
Aout 03	1092	15,50	8,30	180,0		1,49		2,78	365,00	158,60	39,50	2,98	0,44	3,3	-0,87	-1,12	0,98	0,83	1,58
Oct 03	1051	11,80	7,96	263,0		0,93			397,91	204,23	37,04	2,84	0,76	3,2	-0,75	-1	0,86	0,71	1,14
Déc 03	952	9,00	8,00	257,0		0,83			389,13	165,48	33,61	2,81	0,34	-5,0	-0,81	-1,07	0,77	0,61	0,95
Jan 04	857	9,60	7,67	224,0		0,98			344,18	152,95	30,11	2,31	0,45	-3,1	-0,87	-1,13	0,38	0,22	0,17
Fév 04	911	9,80	7,68	235,0		1,29			334,36	147,10	54,48	3,49	0,26	5,1	-0,92	-1,18	0,39	0,23	0,47
Avril 04	908	9,70	7,68	237,0		1,79			338,51	146,93	55,47	2,85	0,29	4,6	-0,92	-1,18	0,39	0,23	0,48

Tableau 34 : Tableau de l'analyse chimique de la source Bourrelet frontal du secteur des Eaux-Bonnes (Bou).

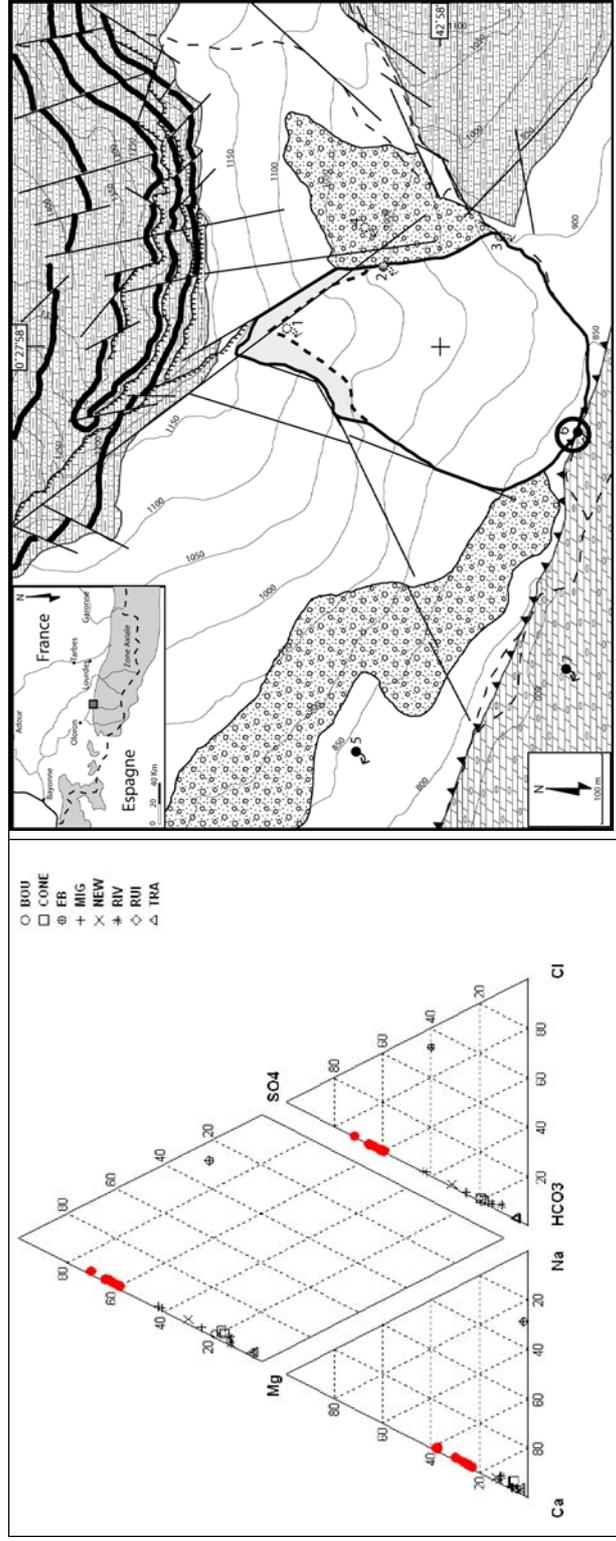


Figure 140 : Diagramme de Piper de la source Bou et son positionnement dans le secteur des Eaux-Bonnes.

Annexes

Localisation : Source située dans le bourrelet frontal du glissement de terrain des Eaux-Bonnes. L'altitude de l'exutoire est à 840 mètres d'altitude.

PH et conductivité : le pH de la source varie entre les périodes d'hiver et d'été mais il est généralement inférieur à 8. La conductivité de la source varie de la même façon que le pH. La conductivité y est plus faible en hiver qu'en été et varie de 900 à 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Débit : il varie de quelques litres à la seconde l'hiver à quelques litres à la minute l'été. Cette source est pérenne,

Type d'eau : cette source se caractérise par de très fortes concentrations en sulfate, magnésium, calcium et bicarbonate. C'est une eau à faciès bicarbonaté et sulfaté calcique.

Cette source est la plus intéressante du secteur d'étude car elle est pérenne. Nous pouvons y observer les évolutions saisonnières des eaux. Les importantes concentrations en magnésium laisse penser que ces eaux ont un temps de séjour notable dans les formations. Les concentrations en sulfate sont relativement importantes avec plus de 350 mg/l. Elles pourraient s'expliquer par la présence de formations gypseuses en profondeur, ce qu'il reste à préciser. Ces dernières ont été reconnues plus au sud au droit d'accidents présents dans le synclinal des Eaux-Chaudes, Solen & Sampere, 1972.

(7)	Données Terrains		Anions (en mg/l)						Cations (en mg/l)				Balance				Indice de Saturation			
	Nom	χ	T°C	PH	HCO3-	F-	Cl-	NO3-	PO4--	SO4--	Ca++	Mg++	Na+	K+	Ionique	Gypse	Anhydrite	Calcite	Aragonite	Dolomite
EB	757	44,00	6,80	30,5	3,80	122,00			125,80	37,00	1,40	107,00	4,30	-0,3 %	-1,75	-1,86	-1,39	-1,53	-3,74	

Tableau 35 : Tableau de l'analyse chimique de la source thermale de la ville des Eaux-Bonnes (EB).

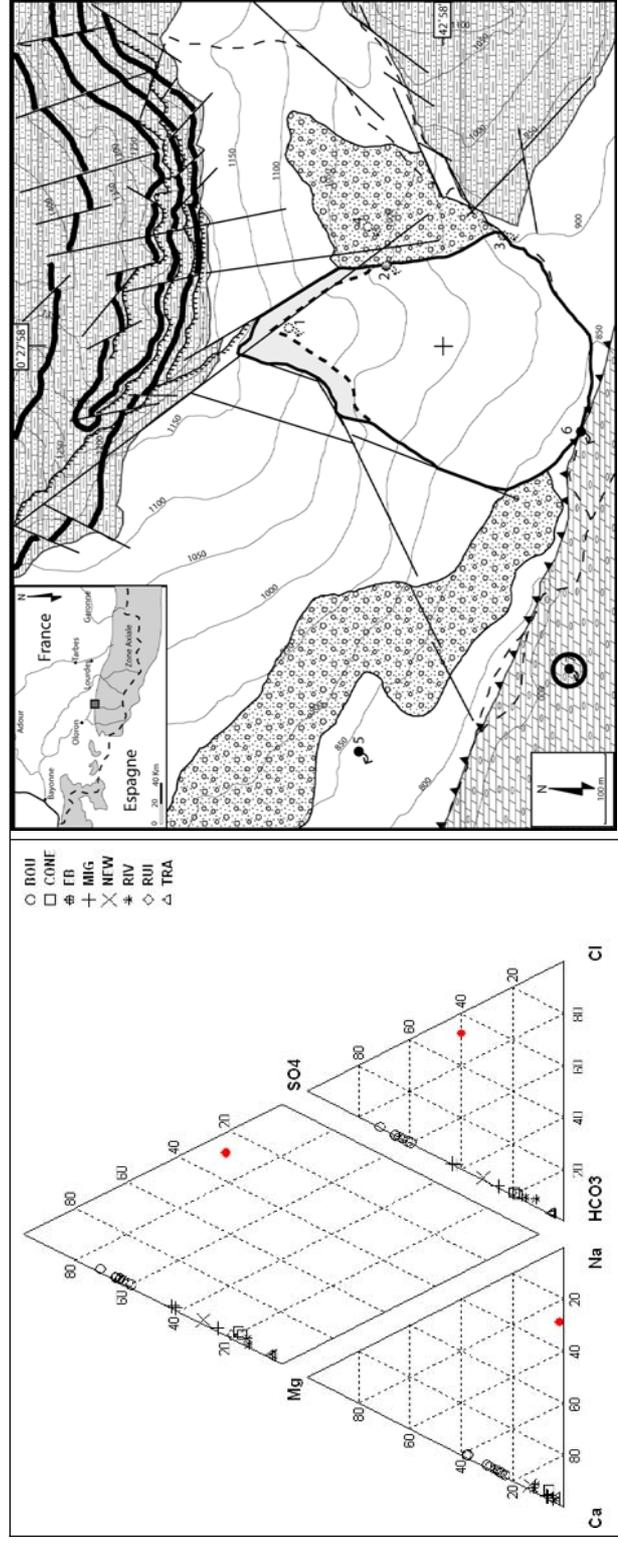


Figure 141 : Diagramme de Piper de la source EB et son positionnement dans le secteur des Eaux-Bonnes.

Annexes

Localisation : cette source est située dans les formations calcaires du Crétacé supérieur à environ 880 mètres d'altitude.

PH et conductivité : sa conductivité est relativement élevée avec $757\mu\text{S}/\text{cm}$ et son pH est acide contrairement à toutes les autres sources du secteur dont les pH restent neutres à basiques.

Débit : il est inconnu car la source est celle de la station thermale des Eaux-Bonnes, sans accès direct. C'est une source pérenne.

Type d'eau : Cette eau est très atypique par rapport aux sources déjà étudiés car nous y retrouvons en plus des importantes concentrations d'ions en sulfates, bicarbonates, et calcium, des concentrations très élevées en sodium. C'est une eau à faciès bicarbonaté sodique.

L'analyse chimique de cette eau provient de l'établissement thermal des Eaux-Bonnes. Sa chimie reste très stable dans le temps. D'après la température de l'eau à la source (44°C), il s'agit d'une eau de source provenant de grande profondeur. La présence d'importante concentration en sodium dans ces eaux montre qu'elle lessive des formations évaporitiques de type halite. La nature chimique et la température des eaux étant différente de celles étudiées précédemment, nous pouvons en conclure qu'elles proviennent d'un réservoir hydrogéologique différent.

ANNEXE 7 : Explication de l'indice de Saturation

	Indice de saturation
Nettement sous saturé	< -2
Sous saturé	$-1 < IS < 0$
Equilibre	$= 0$
Sur-saturé	$IS > 1$

ANNEXE 8 : Programme de la modélisation sur le logiciel ADELI®

IECHO

102

IMECA ITERM

1 0

NFRON0 NFACE0 ICERC

30 34 0

NVFIX0 NPRES0 NGRAV

5 1 1

NTHERO NFLUX0

0 0

NFRIC NERO ISOMESH ISOSTRS INIVIT INITEMP IRHOREF

2 0 0 2 0 0 0

NTIME TFIN

1000 2.0E10

NELEM

20000

COEF

1.

COORDONNEES DE NFRON0 POINTS DU FRONT

numP X Y

1 0.0 -200.0

2 1000.0 -200.0

3 1000.0 350.0

4 500.0 357.0

5 478.0 342.0

6 450.0 328.0

7 415.0 225.0

8 400.0 307.0

9 350.0 285.0

10 328.0 264.0

11 300.0 250.0

12 250.0 228.0

13 200.0 192.0

14 150.0 157.0

15 132.0 142.0

16 100.0 133.0

17 50.0 108.0

18 10.0 78.0

19 0.0 58.0
20 1000.0 478.0
21 600.0 464.0
22 600.0 450.0
23 575.0 428.0
24 550.0 400.0
25 528.0 392.0
26 528.0 371.0
27 450.0 328.0
28 -10.0 74.0
29 -100.0 74.0
30 -100.0 -200.0

CONTOURS DE MATERIAUX (nface0 valeurs)

numF point fleche position type

1 1 0 0 0
2 2 0 0 0
3 3 0 0 0
4 4 0 0 0
5 5 0 0 0
6 6 0 0 0
7 7 0 0 0
8 27 0 0 0
9 8 0 0 0
10 9 0 0 0
11 10 0 0 0
12 11 0 0 0
13 12 0 0 0
14 13 0 0 0
15 14 0 0 0
16 15 0 0 0
17 16 0 0 0
18 17 0 0 0
19 18 0 0 0
20 19 0 0 0
21 28 0 0 0
22 29 0 0 0
23 30 0 0 0
24 -999 0 0 0
25 4 0 0 0
26 3 0 0 0

27 20 0 0 0
 28 21 0 0 0
 29 22 0 0 0
 30 23 0 0 0
 31 24 0 0 0
 32 25 0 0 0
 33 26 0 0 0
 34 -999 0 0 0

RHEOLOGIE DE CHAQUE MATERIAU :

numat ityp coef_mesh
 young poiss rho0 nul nul
 gamm0 eacti expos tkelv nul
 cohes phini phfin kappac psi
 seuil hard kappac nul nul
 cspef condit srcth dilat nul
 1 3 1.0
 2.e9 0.21 2.5e3 0.0 0.0
 0.5e-22 0.0 1.0 1.0 0.0
 1.0e5 30.0 30.0 1e-7 0.0
 1.e8 -0.1 1e-2 0.0 0.0
 1070. 3.0 1.e-5 0.e-5 0.0
 2 3 1.0
 1.e9 0.21 2.68e3 0.0 0.0
 0.5e-21 0.0 1.0 1.0 0.0
 0.2e5 55.0 55.0 1e-7 0.0
 1.e8 -0.1 1e-2 0.0 0.0
 1070. 3.0 1.e-5 0.e-5 0.0

VITESSES IMPOSEES

numF codes_N-T vitesse_N vitesse_T evolution (o=1,n=0)
 22 1 0 0.0 0. 0
 1 1 0 0.0 0. 0
 2 1 0 0.0 0. 0
 26 1 0 0.0 0. 0
 23 1 0 0.0 0. 0

evolution des sollicitations (nbe de points nevolv)

0

valeurs normalisees du temps et de l'intensite, type de fonction

PRESSIONS IMPOSEES

numF type_de_pression pression_N pression_T evolution (o=1,n=0)
 1 1 0.0 0.0 0

evolution des sollicitations (nbe de points nevolp)

0

valeurs normalisees du temps et de l'intensite, type de fonction

GRAVITE EN X ET EN Y (si ngrav > 0)

0 -9.81

evolution des sollicitations (nbe de points nevolg)

0

valeurs normalisees du temps et de l'intensite, type de fonction

TEMPERATURES IMPOSEES

numF valeur evolution

evolution des sollicitations (nbe de points nevolt)

0

valeurs normalisees du temps et de l'intensite, type de fonction

FLUX THERMIQUE IMPOSE

numF flux_normal evolution

evolution des sollicitations (nbe de points nevolq)

0

valeurs normalisees du temps et de l'intensite, type de fonction

CONTACT (tolerance, nbr max d'iteration)

1.e-3 50

numero, nbe faces, liste des numeros des faces (nfric ligne)

1 1 6

2 1 7

nbr de visibilites mutuelles

1

zone_cand_num1 / zone_antg_num2, irevers, friction, ievol

1 2 1 0.1 0

evolution des coefficients de friction

numero de la visibilite

valeurs normalisees du temps et de l'intensite, type de fonction

EROSION (ibase,hbase0,transp,pluvio)

0 0.5e3 0.00 0e-8

XLF ICONLIM, DIFF0, PANTC, COENL

20000. 00 1.e-7 1.0 0.0

rhosedi qsed

2.3e3 3.17e-13

nombre et liste des faces (nfsur, lfsur(i),i=1,nfsur)

3 7 8 1

evolution des sollicitations (nbe de points nevolv)

0

valeurs normalisees du temps et de l'intensite, type de fonction

NIVEAU ET DENSITE DE L'EAU

y_water rho_water

0.0e3 1.0e3

PRECONTRAINTE LITHOSTATIQUES (nlitho, ylitho et rlitho par couche)

0

ylitho rlitho

rhydro yrefw

2.6e3 0.0e3

VITESSE INITIALE (xvit0 xvit1 vit0 vit1)

0.0 10e-2 .5e-4 -0.5e-4

TEMPERATURE INITIALE (ncoucht)

0

ytemp vtemp jtemp

xtgaus ytgaus dxgaus dygaus tgaus

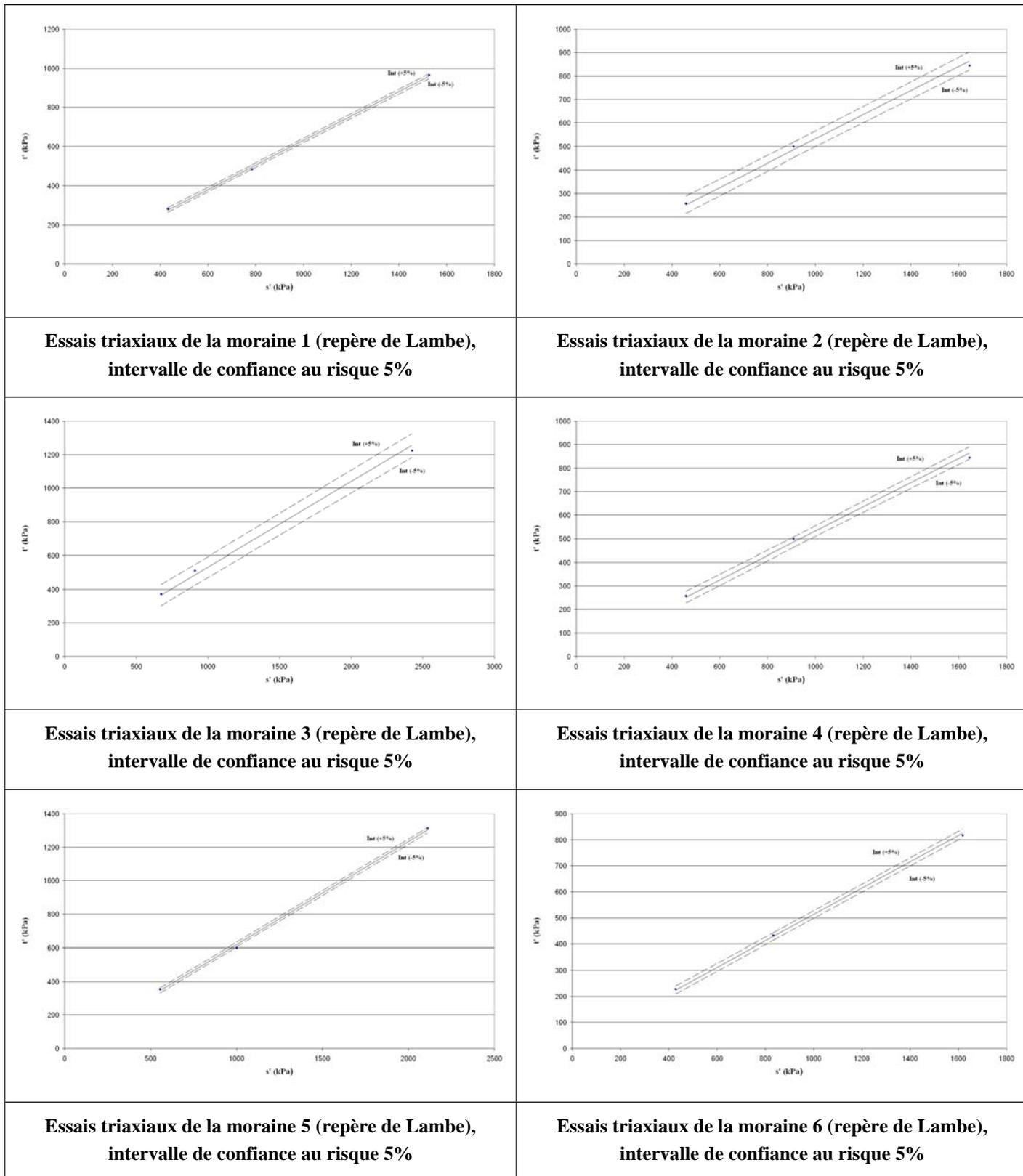
100e3 -10e3 100e3 5e3 0

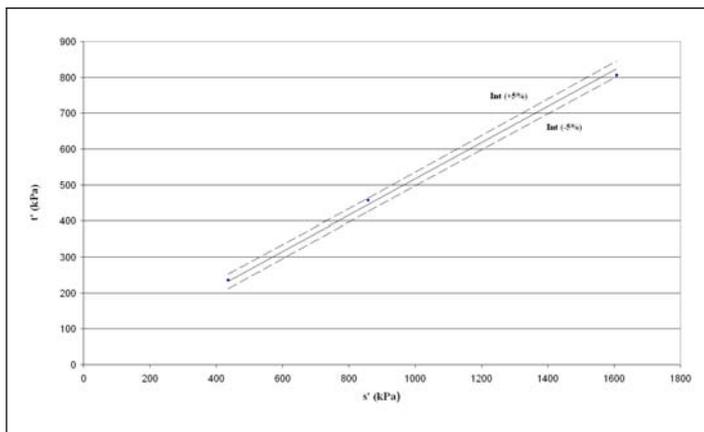
FIN_DU_FICHER

ANNEXE 9 : Valeurs de Φ moyen, Cu et Ski pour les 16 échantillons de moraines prélevées sur le secteur de Gouetsoule.

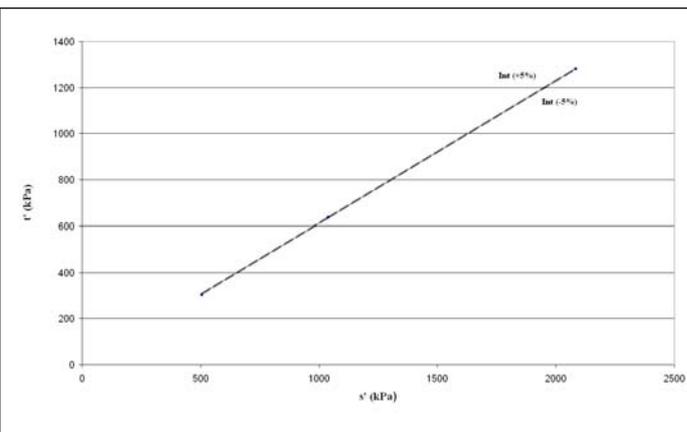
	ϕ moyen	Cu	Ski
Moraine 1	0,00	50,00	-0,27
Moraine 2	0,00	120,00	-0,17
Moraine 3	0,67	25,00	-0,27
Moraine 4	-1,00	62,50	0,30
Moraine 5	-1,33	150,00	0,56
Moraine 6	-1,00	200,00	0,36
Moraine 7	-1,33	12,50	0,11
Moraine 8	-1,67	26,67	-0,27
Moraine 9	-2,33	33,33	-0,50
Moraine 10	-0,67	10,00	0,31
Moraine 11	-1,67	12,00	0,19
Moraine 12	-1,33	10,00	0,17
Moraine 13	-1,00	12,00	-0,06
Moraine 14	-1,33	10,00	0,17
Moraine 15	-1,00	10,00	0,00
Moraine 16	-1,33	12,50	0,11

ANNEXE 10 : Résultats des essais triaxiaux des 16 échantillons de la moraine de Gouetsoule

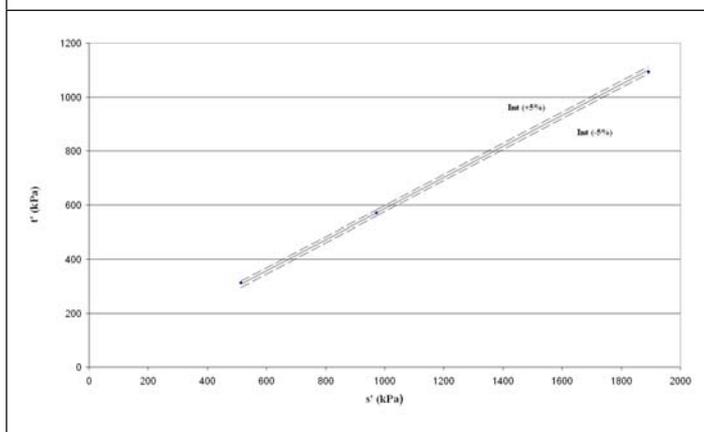




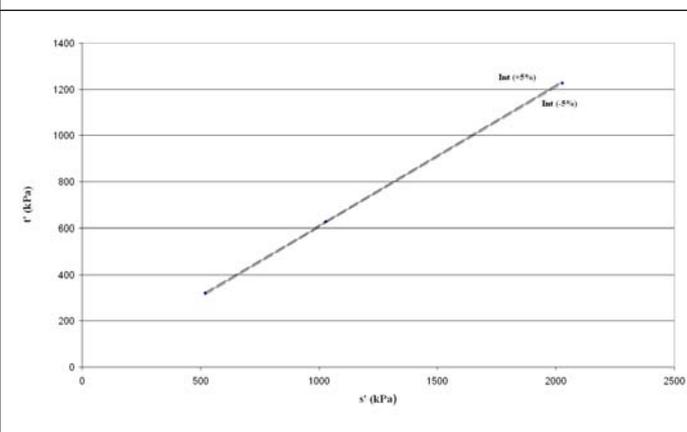
**Essais triaxiaux de la moraine 7 (repère de Lambe),
intervalle de confiance au risque 5%**



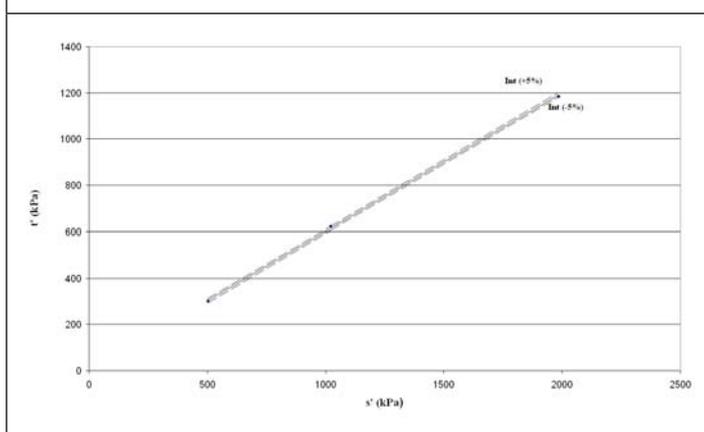
**Essais triaxiaux de la moraine 8 (repère de Lambe),
intervalle de confiance au risque 5%**



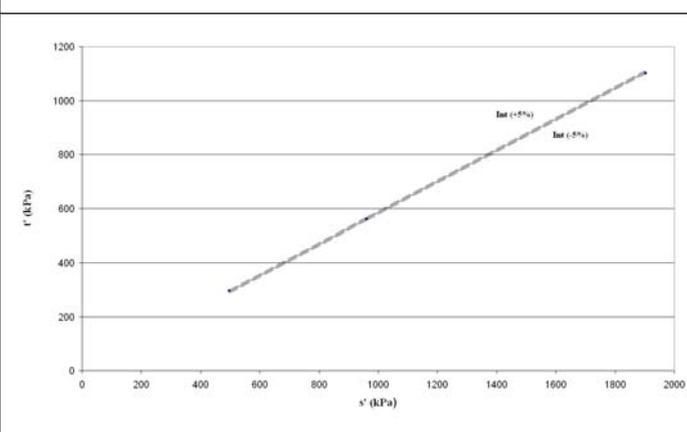
**Essais triaxiaux de la moraine 9 (repère de Lambe),
intervalle de confiance au risque 5%**



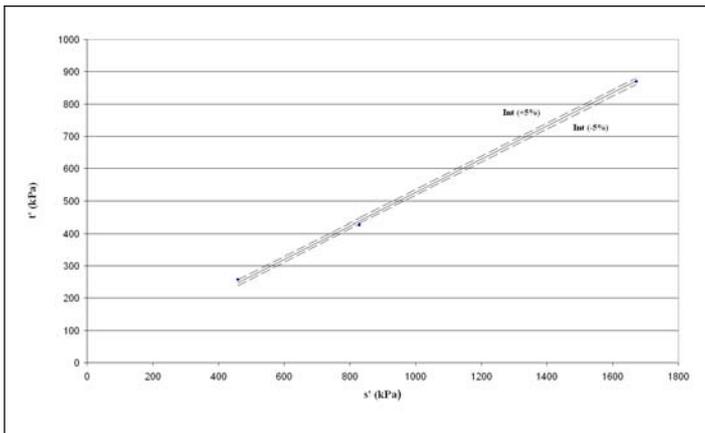
**Essais triaxiaux de la moraine 10 (repère de Lambe),
intervalle de confiance au risque 5%**



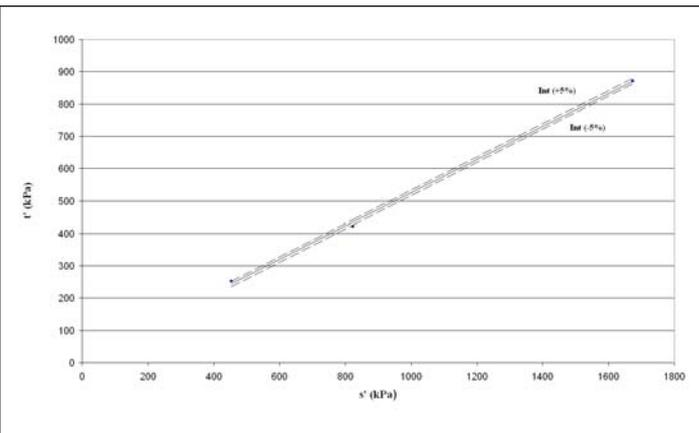
**Essais triaxiaux de la moraine 11 (repère de Lambe),
intervalle de confiance au risque 5%**



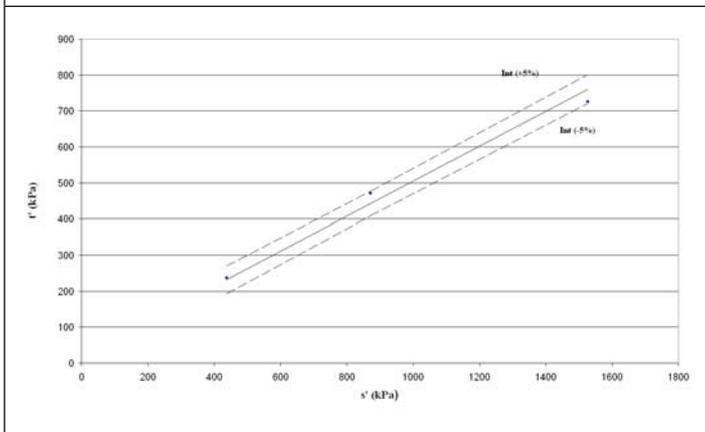
**Essais triaxiaux de la moraine 12 (repère de Lambe),
intervalle de confiance au risque 5%**



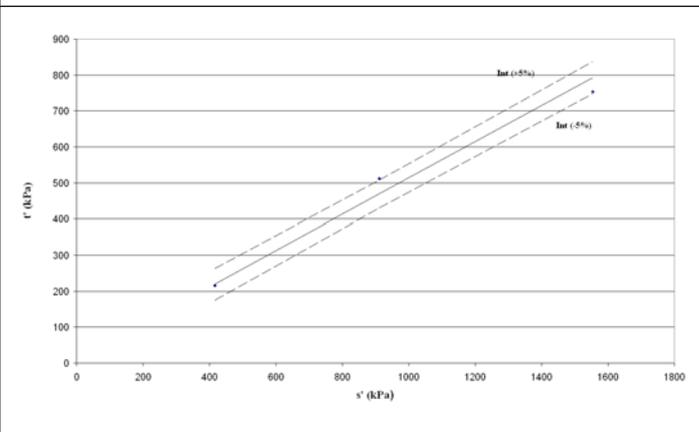
**Essais triaxiaux de la moraine 13 (repère de Lambe),
intervalle de confiance au risque 5%**



**Essais triaxiaux de la moraine 14 (repère de Lambe),
intervalle de confiance au risque 5%**



**Essais triaxiaux de la moraine 15 (repère de Lambe),
intervalle de confiance au risque 5%**



**Essais triaxiaux de la moraine 16 (repère de Lambe),
intervalle de confiance au risque 5%**

ANNEXE 11 : Coordonnées des différentes variables sur le système d'axe de l'analyse en composantes principales des 16 échantillons de la moraine de Gouetsoule.

Libellé de la variable	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4	Axe 5	Axe 6	Axe 7	Axe 8	Axe 9	Axe 10	Axe 11	Axe 12	Axe 13
phi	-0.78	0.01	-0.46	-0.16	0.24	-0.08	-0.04	-0.24	0.05	0.07	-0.13	0.00	0.00
cohésion	0.81	-0.34	0.31	0.16	-0.16	0.09	0.08	0.13	-0.14	0.10	-0.14	0.00	0.00
Grès	0.91	-0.19	0.10	-0.17	0.22	-0.12	0.09	-0.05	0.09	0.04	0.02	0.02	0.00
Schistes	-0.81	0.09	-0.15	0.16	-0.30	0.42	-0.01	-0.03	-0.12	-0.06	-0.01	0.01	0.00
Calcaire	-0.75	0.26	-0.07	0.12	0.01	-0.47	: -0.20	0.29	-0.06	0.00	-0.03	0.01	0.00
Quartz	0.09	0.37	0.82	0.06	0.08	-0.08	-0.34	-0.22	-0.05	-0.07	-0.03	0.00	0.00
sup 2mm	-0.65	-0.64	0.34	-0.04	-0.17	-0.02	0.04	0.03	0.14	-0.02	-0.01	0.00	-0.01
2mm-0,08mm	0.49	0.78	-0.23	-0.02	0.24	0.02	0.12	-0.01	-0.15	0.00	0.01	0.00	-0.01
inf 0,08mm	0.63	-0.23	-0.43	0.18	-0.21	0.06	-0.52	-0.04	0.02	0.09	0.04	0.00	0.00
F moyen	0.61	-0.39	-0.36	0.21	-0.32	-0.35	0.12	-0.16	-0.07	-0.15	-0.02	0.00	0.00
Cu	0.64	0.64	-0.15	-0.11	-0.17	0.14	-0.08	0.13	0.23	-0.10	-0.08	0.00	0.00
cc	0.14	-0.46	-0.09	-0.83	0.09	0.07	-0.18	0.08	-0.13	-0.08	-0.01	0.00	0.00
ski	-0.11	0.52	0.13	-0.46	-0.66	-0.17	0.10	-0.09	-0.01	0.10	0.02	0.00	0.00

ANNEXE 12 : Données géochimiques des différentes sources du secteur de Gouetsoule en fonction du temps

GSG	Données Terrains		Anions (en mg/l)						Cations (en mg/l)				Balance ionique		Indice de Saturation			
	χ	T°C pH	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Gypse	Anhydrite	Calcite	Aragonite	Dolomite	
Jun 2003	111	12.70/8.95	29	0.00	0.47	0.23		12.38	0.93	1.22	0.19	0.36	-3,71	-3,96	-0,05	-0,20	-1,04	
Janvier 2004	54	5.50/7.86	30	0.08	0.48	0.37		8.79	1.04	1.45	0.29	0.37	-3,85	-4,11	-1,33	-1,49	-3,56	

Tableau 36 : Analyses chimiques de la source située dans les grès du Carbonifère du secteur de Gouetsoule (GSG).

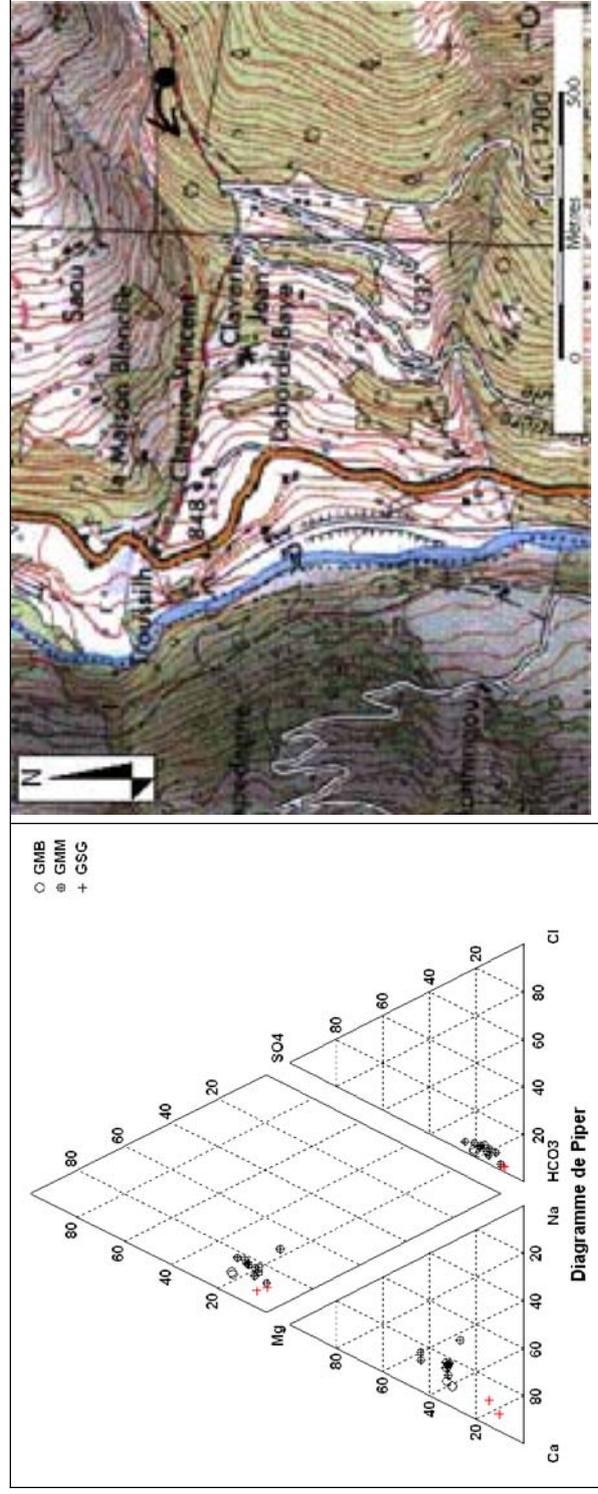


Figure 142 : Diagramme de Piper de la source GSG et son positionnement dans le secteur de Gouetsoule.

Annexes

Localisation : source située en amont du glissement de terrain de Gouetsoule dans les grès du Carbonifère. L'altitude de l'exutoire est à 1250 mètres d'altitude.

PH et conductivité : le pH de cette source varie énormément entre les périodes d'hiver (7,86) et d'été (8,95). La conductivité de cette source varie de la même façon que le pH. Sa conductivité est plus faible en hiver qu'en été et varie entre 54 et 111 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La cause de cette variation doit être liée à un mélange d'eau du à la fonte des neiges et des importantes précipitations d'hiver.

Débit : il reste très stable avec un débit moyen de l'ordre du litre à la seconde. Cette source est pérenne.

Type d'eau : cette source se caractérise par une très faible minéralisation, mais elle est bicarbonatée calcique.

Cette source est intéressante car elle émerge du substratum rocheux. Son exutoire est une fissure qui traverse un banc gréseux du Carbonifère. Cette source permet de nous renseigner sur la signature chimique des eaux circulant dans le substratum. Si nous ne prenons en compte que l'analyse des eaux du mois de juin, afin d'éviter les interactions avec les eaux superficielles, les indices de saturation montrent qu'elles sont en équilibre avec la calcite.

	Données Terrains		Anions (en mg/l)						Cations (en mg/l)				Balance		Indice de Saturation				
	χ	T°C	pH	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	ionique	Gypse	Anhydrite	Calcite	Aragonite	Dolomite
GMB	124	17.60	8.45	54	0.07	1.27	0.00		14,58	5.03	2.79	0.24	0,37	4 %	-2,97	-3,21	-0,14	-0,28	-0,48
Mai 2003									17,48	5.28	2.92	0.34	0,36	1,8 %	-2,83	-3,08	0,09	-0,06	-0,13

Tableau 37 : Analyses chimiques de la source Bourrelet frontal du secteur du glissement de terrain de Gouetsoule (GMB).

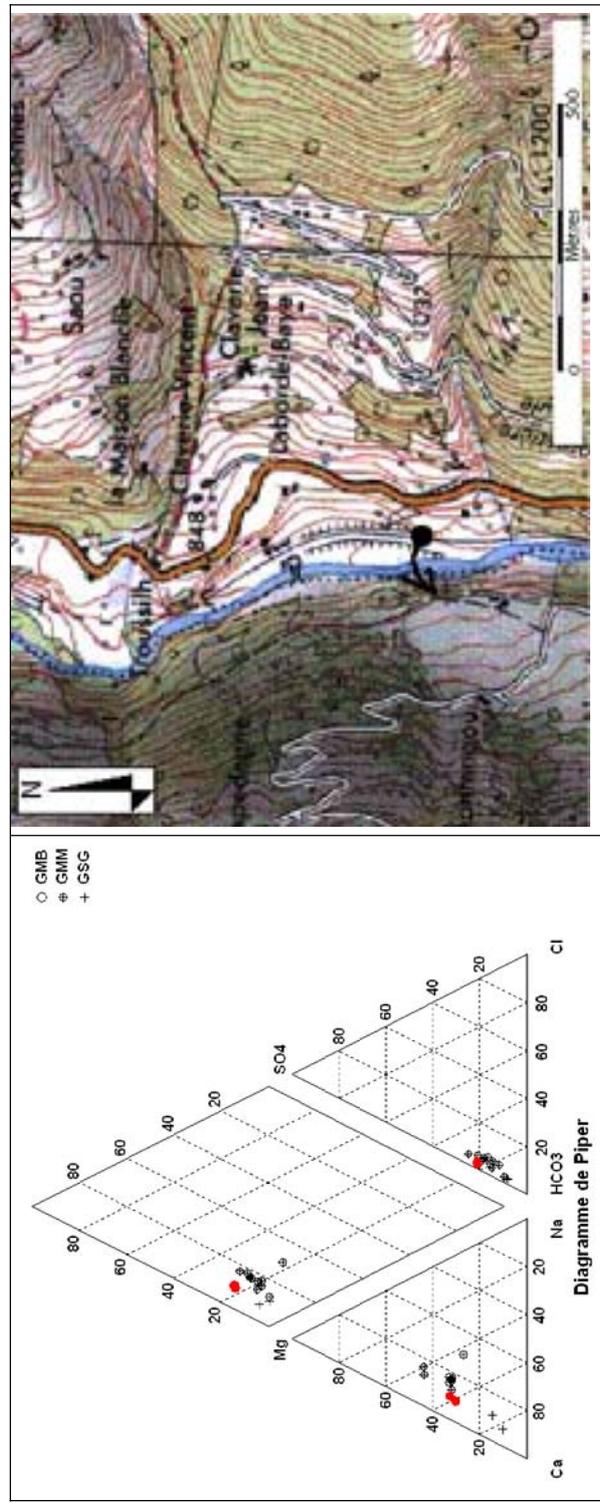


Figure 143 : Diagramme de Piper de la source GMB et son positionnement dans le secteur de Gouetsoule.

Annexes

Localisation : source située dans le bourrelet frontal du glissement de terrain de Gouetsoule. L'altitude de l'exutoire est à 840 mètres d'altitude.

PH et conductivité : le pH de cette source est basique, il n'a pas varié du mois de mai 2003 au mois de juin 2003, alors qu'à la même période le pH de la source suivante (notée GMM) est passé de 8,30 à 7,85. La conductivité est relativement faible caractérisant une eau faiblement minéralisée.

Débit : sur les deux échantillonnages réalisés le débit n'avait pas varié et était relativement faible, environ 1 litre à la minute.

Type d'eau : cette source se caractérise par une faible minéralisation et à une faciès bicarbonaté calcique.

Cette source était très intéressante à étudier car elle se trouvait dans le bourrelet frontal du glissement de terrain de Gouetsoule. Mais les travaux d'agrandissement de la route nationale ont empêché la poursuite de cette étude. Les points importants de l'analyse montrent que ces eaux sont proches de l'équilibre avec la calcite tout comme pour les eaux de la source GSG sortant des grès.

GMM	Données Terrains				Anions (en mg/l)								Cations (en mg/l)				Balance ionique		Indice de Saturation				
	χ	T°C	pH	HCO ₃	F	Cl	NO ₃	PO ₄	SO ₄	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	ionique	Gypse	Anhydrite	Calcite	Aragonite	Dolomite				
Avril 2003	85	10.20	8.20	38	0.00	1.44	0.36		7.08	2.86	2.87	0.26	0.33	-4,6 %	-3,10	-3,86	-1,31	-1,47	-3,95				
Mai 2003	83	9.00	8.30	36	0.00	1.31	0.16		8.32	3.20	3.17	0.25	0.44	-0,2 %	-3,53	-3,78	-0,93	-1,08	-3,60				
Juin 2003	87	10.30	7.85	42	0.07	2.01	0.93		8.96	3.44	3.30	0.15	0.76	-0,8 %	-3,23	-3,49	-0,81	-0,96	-3,53				
Sept 2003	115	13.50	8.34	33	0.08	1.38	0.00		9.61	3.63	3.54	0.12	0.34	3,3 %	-3,41	-3,67	-1,13	-1,29	-3,23				
Oct 2003	177	13.50	8.25	32	0.00	1.52	0.16		9.15	3.49	3.67	0.10	0.45	1,5 %	-3,38	-3,63	-0,67	-0,82	-3,41				
Nov 2003	80	11.80	8.11	58	0.11	0.97	0.08		14.09	4.94	3.66	0.47	0.26	8,0 %	-3,34	-3,59	-0,79	-0,95	-3,38				
Déc 2003	82	8.50	8.04	38	0.14	1.00	0.24		9.02	3.48	3.05	0.37	0.09	6,3 %	-3,34	-3,59	-0,53	-0,68	-3,34				
Janvier 2004	57	7.20	8.00	20	0.07	1.10	0.26		5.90	2.23	4.66	0.66	0.37	2,2 %	-3,81	-4,06	-1,52	-1,67	-3,39				
Mars 2004	65	8.20	8.02	30	0.00	1.40	0.17		5.95	3.98	2.80	2.92	0.36	1,4 %	-3,95	-4,06	-1,52	-1,67	-3,78				
Avril 2004	66	7.20	7.72	32	0.00	1.45	0.30		7.56	4.65	2.62	0.42	0.00	5,7 %	-3,46	-3,72	-1,01	-1,17	-3,34				

Tableau 38 : Analyses chimiques de la source à mi-versant du secteur de Gouetsoule (GMM).

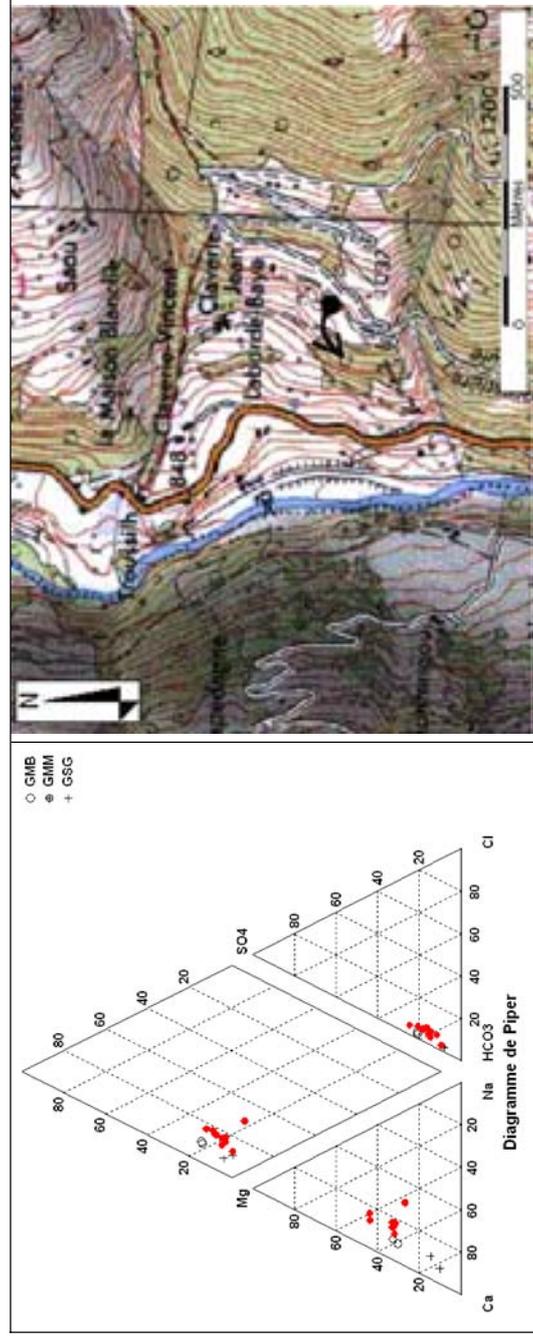


Figure 144 : Diagramme de Piper de la source GMM et son positionnement dans le secteur de Gouetsoule.

Localisation : source située à mi-versant du secteur de Gouetsoule à une altitude de 1000 mètres Son exutoire est située dans les moraines (Figure 144).

PH et conductivité : le pH à tendance basique de cette source varie très peu. La conductivité est faible et varie légèrement avec les saisons en fonction de la dilution par les eaux de pluie.

Débit : son débit varie de quelques litres à la seconde l'hiver à quelques litres à la minute l'été. Cette source est pérenne, prélevée à chaque campagne de terrain.

Type d'eau : la source est très faiblement minéralisée mais est bicarbonatée calcique légèrement magnésienne.

Contrairement aux autres sources situées sur le secteur de Gouetsoule, celle-ci est caractérisée par une température relativement différente par rapport à la température extérieure lors du prélèvement. Cela montre que les eaux de cette source doit subir un influence d'eaux circulant à de plus grandes profondeurs.

ANNEXE 13 : Théorie des Champs aléatoires, utilisation de la méthode de VanMarcke dans le calcul du coefficient de sécurité du glissement de terrain de Gouetsoule

La variabilité d'un sol peut être modélisé par l'utilisation de la théorie des champs aléatoires, (VanMarcke, 1983). L'utilisation de cette théorie requière la définition de 3 propriétés du paramètre du sol E_s à faire varier : sa valeur moyenne (m_{E_s}), sa variance $\sigma^2_{E_s}$ et sa longueur de corrélation l_c (dans cette étude le paramètre E_s est l'angle de frottement interne effectif de la moraine de Gouetsoule ϕ'). Cette longueur est liée à la fonction de corrélation $\rho(\tau)$ où τ définit la distance entre deux points et décrit la structure spatiale de la corrélation des propriétés : $\rho(\tau)$ diffère suivant que les propriétés varient plus ou moins vite par rapport à un point donné. La longueur de corrélation est définie comme la longueur à partir de laquelle les propriétés ne sont plus. Elle dépend des caractéristiques du sol (granulométrie, degré de saturation, poids volumique, ...).

Un profil du sol à modéliser est découpé en 100 polygones de 5 mètres de long sur 2,5 mètres de large pour le cas du glissement de terrain de Gouetsoule. La valeur du champ aléatoire dans chaque polygone est donc une variable aléatoire dont la valeur est estimée par la moyenne ($E(x)$) sur chaque polygone. La moyenne locale et la variance d'un polygone i de longueur D_i sont :

$$- E[E_s(D_i)] = m_{E_s}$$

$$- \text{Var} [E_s(D_i)] = \sigma^2_{E_s} \gamma(D_i)$$

La valeur moyenne m_E est considérée constante pour tous les champs indépendamment de la localisation d'un point x . La variance locale $\text{var} [E_s(D_i)]$ dépend de la longueur D_i du polygone i et suit une loi « nommée » de réduction de variance $\gamma(D_i)$. $\gamma(D_i)$ est, par définition, la fonction de variance qui mesure la réduction de la variance due à la moyennisation des processus aléatoires suivant la longueur du profil étudié. Elle est liée à la fonction de corrélation suivante :

$$\gamma(D_i) = \frac{2}{D_i} \int_0^{D_i} \left(1 - \frac{x}{D_i}\right) \rho(x) dx$$

En considérant la plus simple fonction de corrélation par exemple :

$$\rho(\tau) = e^{-|\tau|/l_c} \quad \text{avec } |\tau| \leq l_c$$

La fonction de variance peut être exprimée ainsi :

$$\gamma(D_i) = 2 \left(\frac{l_c}{D_i} \right)^2 \left(\frac{D_i}{l_c} - 1 + e^{-D_i/l_c} \right) \text{ si } D_i \leq l_c$$

La corrélation entre 2 polygones D_i et D_j est définie par la matrice des covariances C_{ij} :

$$\begin{aligned} C_{ij} &= \text{Cov}[(E(D_i), E(D_j))] \\ &= \frac{\sigma_E^2}{2} \left\{ (\tau-1)^2 \gamma[(\tau-1)D] + (\tau+1)^2 \gamma[(\tau+1)D] - 2\tau^2 \gamma[\tau D] \right\} \end{aligned}$$

Nous pouvons donc maintenant dans chaque polygone d'un profil estimé des valeurs d'angle de frottement interne effectif qui suivent la théorie des champs aléatoires, en ayant une corrélation forte lorsque les polygones sont proches les uns des autres et une indépendance entre eux lorsque qu'ils sont très éloignés.

ANNEXE 14 : Méthode de Spencer.

La méthode de Spencer, 1967 et 1969 (Figure 145) s'utilise dans le cas de glissements circulaires jusqu'aux glissements plans. C'est une méthode habituellement appliquée aux sols. Elle prend en compte les forces inter-tranches en supposant que l'angle θ entre l'horizontale et la direction de ces dernières est identique pour toutes les tranches. Ces forces sont supposées parallèles entre elles (Figure 146).

La méthode repose sur la connaissance :

- de la géométrie de la zone instable (profil topographique, surface du glissement),
- des principaux paramètres mécaniques,
- des conditions hydrauliques.

La méthode de Spencer introduit deux expressions du coefficient de sécurité, l'une basée sur l'équilibre des moments de la masse instable, coefficient F_m et l'autre basée sur l'équilibre des forces, notée F_f .

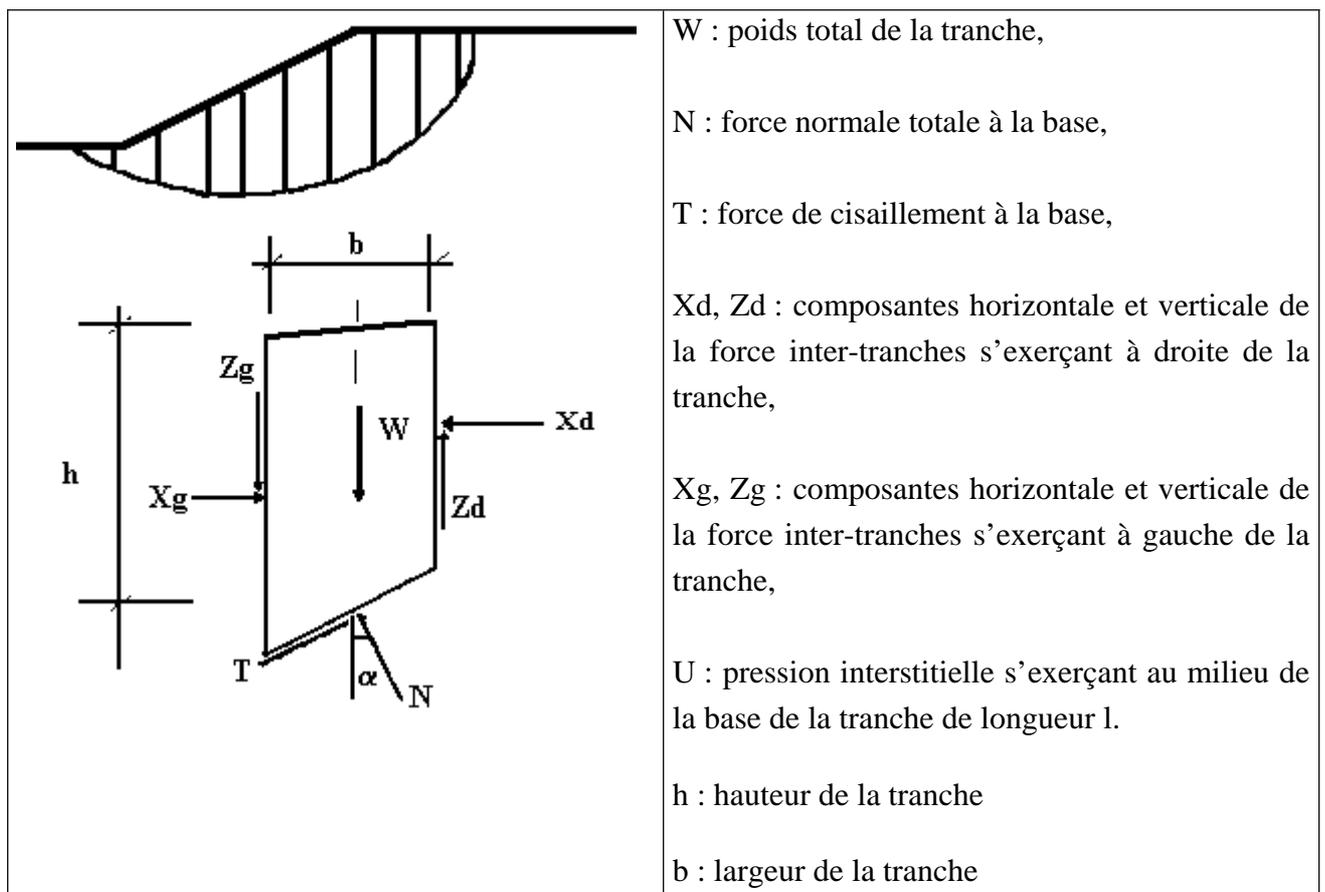


Figure 145 : Modèle de Spencer, 1967 et 1969, explication des paramètres utilisés pour le calcul de stabilité.

L'équilibre de la tranche en projection sur la verticale s'écrit :

$$W = (Zg - Zd) - N\cos\alpha - T\sin\alpha$$

De cette équation on tire l'expression de la force normale N :

$$N = [W + (Zg - Zd) - T\sin\alpha]/\cos\alpha \text{ avec } Zg - Zd = (Xg - Xd)\tan\theta \text{ car } \tan\theta = Zg/Xg = Zd/Xd$$

$$N = [W + (Xg - Xd)\tan\theta - T\sin\alpha]/\cos\alpha$$

L'expression de la force de cisaillement T à la base de la tranche est :

$$T = [cl + (N - ul)\tan\varphi]/F \text{ avec } c : \text{ la cohésion, } l : \text{ longueur de la tranche, } u : \text{ pression interstitielle exercée sur la tranche et } \varphi : \text{ angle de frottement interne du massif.}$$

En remplaçant T par son expression on obtient N :

$$N = [W + (Xg - Xd)\tan\theta - cl \sin\alpha / F + ul \sin\alpha \tan\varphi/F]/[\cos\alpha (1 + \tan\varphi \tan\alpha/F)]$$

L'équilibre de la tranche sur l'horizontale s'écrit :

$$Xg - Xd - T\cos\alpha + N \sin\alpha = 0$$

On introduit cette équation dans l'expression de la force normale N et finalement :

$$N = [W + T\cos\alpha \tan\theta - cl \sin\alpha \tan\varphi/F]/[\cos\alpha ((1 + \tan\varphi \tan\alpha) + \sin\alpha \tan\theta)]$$

L'équilibre des moments du massif instable au centre du cercle de rupture s'écrit :

$$\sum [T - W\sin\alpha] = 0$$

$$\sum [cl + (N - ul)\tan\varphi]/F = \sum W\sin\alpha$$

On obtient pour Fm :

$$F_m = \frac{\sum [cl + (N - ul)\tan\varphi]}{\sum W\sin\alpha}$$

L'équilibre horizontale des forces du massif instable s'écrit :

$$\sum [N\sin\alpha - T\cos\alpha] = 0$$

De cette dernière équation on déduit l'expression du coefficient Ff :

$$F_f = \frac{\sum [cl\cos\alpha + (N - ul)\cos\alpha \tan\varphi]}{\sum W\sin\alpha}$$

L'objet de la méthode de Spencer est de définir les valeurs du coefficient de sécurité F et de θ qui satisfont les équations de F_m et F_f . Pour cela, on suppose d'abord que l'on calcule par itérations la valeur de F_f et de la même manière on calcule la valeur de F_m . La valeur du coefficient de sécurité F est obtenue lorsque **$F = F_f = F_m$** .

La modélisation utilisée pour le glissement de Gouetsoule est une modélisation en 3 dimensions (Figure 146). Il s'agit de déterminer l'équation du coefficient de sécurité F3D, Lebourg, 2000.

Pour cela, on calcule la valeur du coefficient de sécurité par profils successifs, avec pour un profil un F_{profil} qui est :

$$F_{profil} = \frac{\sum_{i=1}^n [c \cos \alpha + (N - ul) \cos \alpha \tan \varphi]}{\sum_{i=1}^n W \sin \alpha} \quad \text{où } n \text{ est le nombre de tranches.}$$

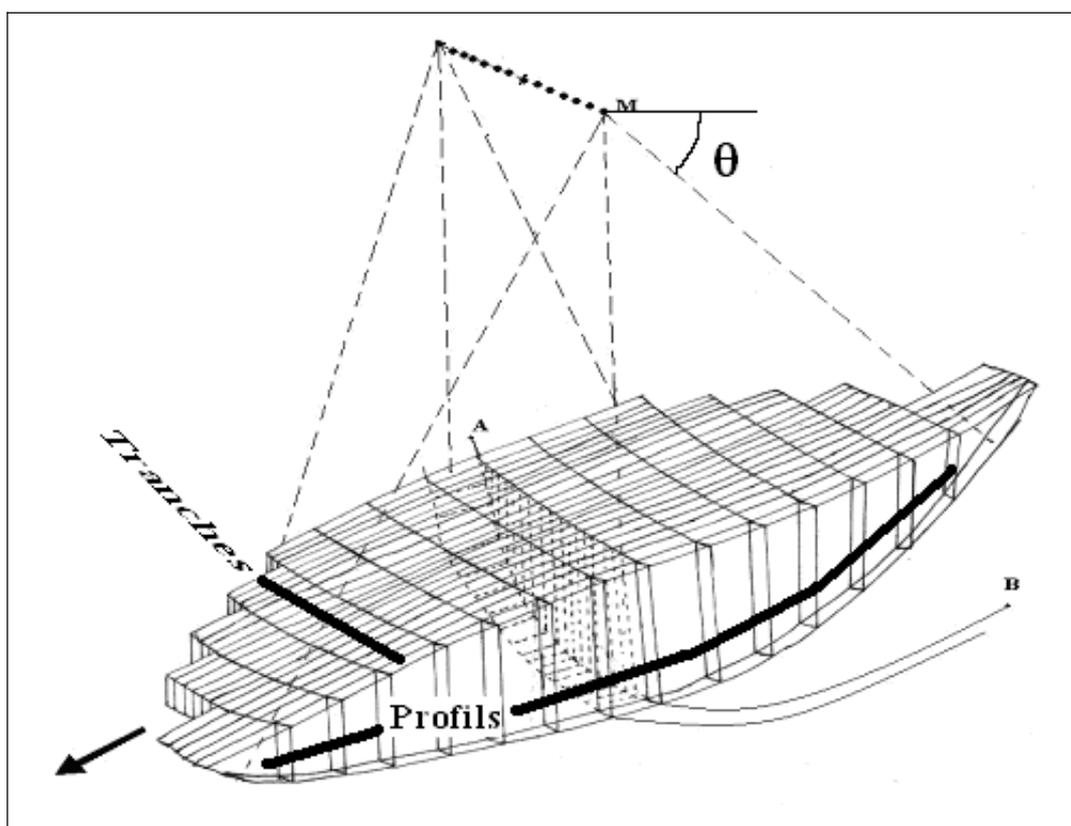


Figure 146 : Schéma du modèle géométrique utilisé dans le calcul de stabilité du glissement de terrain de Gouetsoule, *in* Lebourg, 2000.

La valeur du coefficient de sécurité global devient :

$$F3D = \frac{\sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^n [cl_{ij} \cos \alpha_{ij} + (N_{ij} - u_{ij} l_{ij}) \cos \alpha_{ij} \tan \varphi]}{\sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^n W_{ij} \sin \alpha_{ij}}$$

où j est le numéro de profil et i le numéro de la tranche.

L : largeur du glissement

B_n : largeur de la tranche

L_n : longueur de la tranche

$H_z(ij)$: hauteur de la tranche, avec $i = 1$ à n ($n = 100$ pour le profil central) et $j = 1$ à m ($j = 1$ pour la tranche centrale). H_z intervient dans le calcul de W : $W_{ij} = \gamma H_z(ij) b_n l_n$.

$H_w(ij)$: hauteur du niveau piézométrique, qui intervient dans le calcul de u : $u_{ij} = H_w(ij) \gamma_w$.

Le massif a été découpé en 100 tranches et 80 profils, ce qui fait un découpage unitaire de 5m sur 2,5 m car le glissement de terrain étudié fait 500 mètres de long et 200 mètres de large en moyenne. La réalisation du découpage a été effectuée à partir d'une carte topographique où la forme du glissement était indiquée précisément à l'échelle 1/5000^{ème} obtenue à partir de l'agrandissement de la carte topographique à 1/25000^{ème}. Mais pour réaliser cette modélisation, il a fallu déterminer la surface de rupture en profondeur à partir des observations de terrain et d'une campagne de prospection géophysique.

RESUME

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).

Ce travail de recherche est axé sur l'étude des instabilités gravitaires dans les Pyrénées et sur le rôle des facteurs géologiques, hydrogéologiques et mécaniques dans le déclenchement des glissements de terrain. Cette réflexion est menée à travers l'étude de deux types différents de glissements de terrain : l'un en milieu rocheux, l'autre en milieu granulaire. Dans le premier cas il s'agit du glissement rocheux historique de Pleyssé datant de 1982 et situé en Vallée d'Ossau, dans l'autre cas il s'agit du glissement de Gouetsoule activé en 1997 et localisé en Vallée d'Aspe. Au terme de ce travail, les différents facteurs géologiques, hydrogéologiques et mécaniques ont été définis pour chaque glissement de terrain afin de déterminer les facteurs déclenchants. Leurs études ont aussi permis d'améliorer la compréhension d'une instabilité gravitaire tant en milieu granulaire que rocheux.

Mots clefs : Glissements de terrain, Géologie, Hydrogéologie, Facteurs déclenchants, Pyrénées.

ABSTRACT

Role of geological and mechanical factors in the triggering of slope instabilities : the example of two landslides in the Atlantic Pyrenees (Ossau Valley and Aspe Valley).

This research work deals with the study of slope instabilities in Pyrenees and with the role of geological, hydrogeological and mechanical factors in landslide triggering. This reflection is led through the study of two different types of landslides : the one located in rocky environment, the other one located in granular environment. The first case concerns the historic rockslide of Pleyssé dating 1982 and located in Ossau Valley, the other case concerns the landslide of Gouetsoule activated in 1997 and located in Aspe Valley. In the term of this work, the various geological, hydrogeological and mechanical factors were defined for each landslide in order to determine the triggering factors. Their studies also allowed to improve the understanding of a granular instability in granular and rocky environments.

Keywords : Landslides, Geology, Hydrogeology, Triggering Factors, Pyrenees.