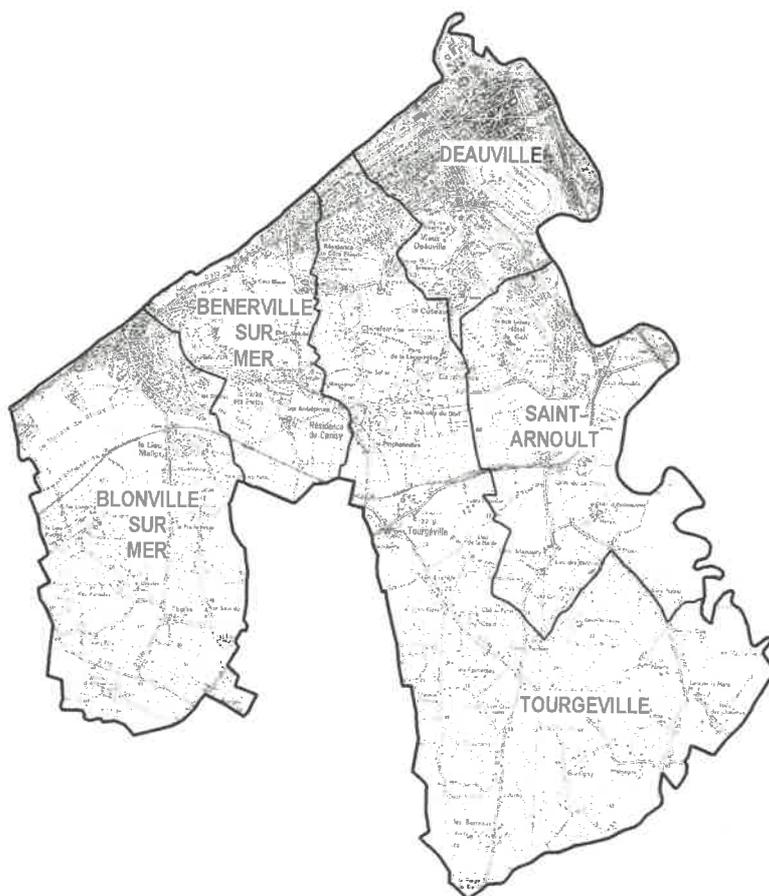


PREFECTURE DU CALVADOS

## PLAN DE PREVENTION DES RISQUES MOUVEMENTS DE TERRAIN



POUR COPIE CONFORME  
Pour le Préfet et par délégation  
L'Attaché de Préfecture  
Chef de Bureau



C. ROLLAND

### ANNEXES

Adresse postale :  
rue St Laurent  
14038-CAEN CEDEX  
Tél. 02.31.30.64.80.- Télécopieur 02.31.30.64.88.

*Vien pour être annexé  
à l'arrêté du*  
20 DEC. 2002

Le Préfet,

Didier CULTIAUX



**UNIVERSITE LOUIS PASTEUR  
STRASBOURG**

Olivier MAQUAIRE

**Projet de zonage du  
Plan de Prévention des Risques (P.P.R.)  
du versant littoral de Bennerville  
Mont Canisy, Calvados.**

Avis technique

Rapport

8 juin 2000

A la demande de la Direction Départementale de l'Équipement, Service de l'Aménagement et de l'Urbanisme, 10, Boulevard du Général Vannier, 14035 Caen cedex, représentée par Monsieur Clémenti, Chef du Service,

Olivier MAQUAIRE, Maître de Conférences à l'Université Louis Pasteur, Centre de Recherches Eco-Géographiques (CEREG UMR 7007 CNRS-ULP-ENGEES), 3, rue de l'Argonne, 67083 Strasbourg Cedex

donne un avis technique sur le projet de zonage du Plan de Prévention des Risques (PPR) du versant littoral de Bennerville, Mont Canisy, Calvados.

### 1. Contexte et nature de la mission

Pour l'élaboration du Plan de Prévention des Risques (PPR) du Mont Canisy, Bennerville, l'analyse technique et scientifique a été confiée, par le service instructeur, au Centre d'Études Techniques de l'Équipement Normandie Centre. Ce dernier a réalisé, selon l'article 3 du décret n° 95-1089 du 5 octobre 1995, tout ou partie, des différents documents du plan, à savoir :

- **La note de présentation** indiquant le secteur géologique concerné, la nature des phénomènes naturels pris en compte et leurs conséquences possibles **compte tenu de l'état des connaissances**. Cette note doit présenter, en outre : les phénomènes naturels connus, appuyés par des faits et des illustrations significatifs, les aléas, en faisant la part des certitudes, des incertitudes, et en explicitant les hypothèses retenues, les enjeux, les objectifs recherchés pour la prévention des risques, le choix du zonage et des mesures réglementaires répondant à ces objectifs ;
- **Le ou les documents graphiques**, en particulier, la carte informative des phénomènes naturels, la carte d'aléas et le plan de zonage du PPR ;

- ❑ **Le règlement** précisant en tant que de besoin : les mesures d'interdiction, de protection et de sauvegarde et les mesures relatives à l'aménagement, l'utilisation ou l'exploitation des constructions, des ouvrages, des espaces mis en cultures ou plantés existant à la date de l'approbation du plan ; Le règlement mentionne, le cas échéant, celles de ces mesures dont la mise en oeuvre est obligatoire et le délai fixé pour leur mise en oeuvre.

Ces documents, dans l'état de leur avancement, nous ont été présentés et confiés afin que nous puissions donner **un avis objectif** sur les choix et hypothèses retenus pour cette cartographie.

Nous fournissons dans ce rapport les strictes informations nécessaires sans reprendre par le détail les différents documents fournis dont la liste est donnée ci-après. Nous présentons ce rapport de la manière suivante : tout d'abord nos constatations, puis l'exposé analytique des différentes informations transmises, et enfin la discussion sur les raisons des choix et la délimitation du zonage et en particulier de la zone d'extension future des mouvements de terrain.

Cette mission a été menée :

1. **dans l'esprit de la cartographie Plans de Prévention des Risques (PPR) dicté par la loi n°95-101 du 2 février 1995 et le décret n°95-1089 du 5 octobre 1995, et explicité par les guides pratiques et méthodologiques rédigés par le Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement (Direction de la Prévention des Pollutions et des Risques) et le Ministère de l'Équipement, des Transports et du Logement (ex - Direction de l'aménagement foncier et de l'urbanisme) et édités par La Documentation Française :**

- ❑ Plans de prévention des risques naturels prévisibles (PPR) : guide général, 1997 ;
- ❑ Plans de prévention des risques naturels littoraux (PPR) : guide méthodologique, 1997 ;
- ❑ Plans de prévention des risques naturels (PPR). Risques de mouvements de terrain : guide méthodologique, 1999.

2. à partir de l'expérience de l'intéressé dans le domaine du diagnostic et de la cartographie des risques naturels « mouvements de terrain », acquise en particulier :

- ❑ Au CEBTP, entre 1989 et 1995, comme Ingénieur Géotechnicien, responsable du Centre d'Études et d'Essais de Tours-Orléans ;
- ❑ Depuis 1995, par les travaux de recherches menés en zone montagneuse dans le cadre de projets européens (Teslec, Newtech) ou nationaux (Programme National Risques Naturels de l'Institut National des Sciences de l'Univers) ;
- ❑ Par la participation, à la Direction de la Prévention des Pollutions et des Risques, à plusieurs groupes de travail chargés de la rédaction des guides méthodologiques PPR ;
- ❑ Ou bien encore, lors d'expertises techniques menées à l'étranger à la demande de l'Accord Partiel Ouvert Risques Naturels du Conseil de l'Europe ;

3. et enfin, à partir de sa connaissance de la zone d'étude acquise pendant les travaux de recherches de thèse de doctorat consacrée aux mouvements de terrain de la côte du Calvados.

## 2. Déroulement de la mission

La mission a été menée de la manière suivante :

- visite sur le site le lundi 27 mars 2000 accompagné de Monsieur Patrick Gigot, Ingénieur des Mines, Maître de Conférences à l'Université de Caen et de Monsieur Jean-Philippe Malet, doctorant au CEREG à l'Université Louis Pasteur ;

- réunion le mardi 28 mars avec les personnes citées ci-dessus et avec Messieurs Clémenti et Aerts du Service de l'Aménagement et de l'Urbanisme et Monsieur Voiment du Centre d'Etudes Techniques de l'Équipement Normandie Centre pour collecter les informations et documents complémentaires pour mener à bien cette expertise ,
- visite complémentaire sur le site le mardi 28 après-midi ;
- analyse des documents et rédaction du rapport.

### 3. Documents et informations disponibles

Cet avis technique est donné à partir de différents ouvrages et articles scientifiques traitant des problèmes d'instabilité, en général et sur le secteur d'étude, en particulier, des cartes topographiques et géologiques et des documents suivants :

- projet de carte informative et de carte d'aléa à l'échelle du 1/12500<sup>ème</sup> ;
- texte manuscrit du projet de note de présentation et de règlement ;
- texte de 10p. de P. Gigot sur la « géologie et géomorphologie du site du Mont Canisy » ;
- plan topographique à l'échelle du 1/2000<sup>ème</sup>, planches n° 13 et 18 ;
- plan de zonage du risque à l'échelle du 1/5000<sup>ème</sup> ;
- coupes géologiques du sondage carotté du tennis et du sondage de la Chapelle réalisés en juillet 1998 avec enregistrement de la radioactivité naturelle ;
- relevés des deux inclinomètres en date des 6 mai 1999 et 26 avril 2000 (avec mesure de référence en date du 9 juillet 1998) ;
- rapport d'étude géotechnique « Projet immobilier rue de Touques / Avenue du Littoral, Bennerville » réalisé par la Société FONDOUEST en date du 22 mars 1996 et note complémentaire en date du 3 juin 1996 ;
- notes de terrain personnelles sur le secteur d'étude datant de juin 1988 et du 6 avril 1997.

### 4. Morphologie générale

Le trait de côte présente un tracé orienté SW - NE sensiblement rectiligne : avec de légères irrégularités de détail jusqu'à un cap (blockaus) puis, à partir de celui-ci, le trait de côte est situé une soixantaine de mètres en arrière. En corollaire, ce versant littoral se présente selon les deux profils schématiques de part et d'autre de ce cap. Sur le plan topographique (Fig.1) à l'échelle du 1/2000<sup>ème</sup>, ces deux profils (Fig. 2 & 3) sont localisés. Ces trois figures sont données en fin du rapport :

**Profil n°1 à l'Ouest (Fig. 2) :** la butte à sommet aplani du Mont Canisy qui culmine à une altitude de 111m est limité au nord par un escarpement convexo-concave en pente plus ou moins forte et bosselée jusqu'à la cote 55m environ. Puis succède un large « glaciais » (environ 250m) en pente douce vers la mer. En contrebas du CD 513, à une altitude de l'ordre de 35m, ce « glaciais » est limité par une rupture de pente brutale (talus sub-vertical ou fortement incliné d'une dizaine de mètres d'énergie). A l'aval, sur une largeur de 50-80m au maximum, une morphologie bosselée et très chaotique comporte de nombreuses pentes fortes, contre-pentes et zones de taillis plus ou moins accessibles. Ce versant se termine (pied de falaise) par un talus vif vertical à sub-vertical de quelques mètres de hauteur (cf. description de détail ci-dessous).

**Profil n°2 à l'Est (Fig.3) :** à quelques détails près, la morphologie de la partie amont du profil est la même que celle donnée ci-dessus. La principale différence réside dans la forme et l'énergie de l'escarpement terminal : en contrebas du CD 513, celui est marqué tout d'abord,

par un talus vertical vif, de 3 à 10m de hauteur auquel succède un replat en contre-pente marqué par une zone de stagnation des eaux de ruissellement. Puis, un talus en pente forte, recouvert par une végétation arborée et arbustive, avec nombreux petits escarpements successifs et fractures ouvertes, qui se termine brutalement par un escarpement vertical d'une quinzaine de mètres de hauteur.

Voyons maintenant, la morphologie et le modelé de détail à partir des observations et des constatations des 27 et 28 mars dernier.

## 5. Les constatations : morphologie et indices d'instabilité

La zone instable est limitée par un **escarpement principal**, talus vertical à sub-vertical de hauteur variable qui se poursuit, dans le secteur de la Chapelle, par une **fracture ouverte**. Cette fracture, avec ou sans dénivellation, que l'on peut suivre, selon un tracé en courbe, sur une largeur d'environ 150m, recoupe le CD 513 (Fig.1). A l'intérieur de cette zone instable, il est possible de différencier une **zone très active**, en avant de l'escarpement et une **zone peu active** (une soixantaine de mètres de largeur au maximum) qui correspond à la progression « historique » des désordres limitée par la fracture. Celle-ci existait déjà en 1981. Au delà, à la couronne de glissement stable succède vers l'amont le replat en pente douce.

La zone d'étude sera décrite en suivant l'ordre chronologique d'une boucle de visite (fig.1), à savoir une observation du versant et du pied de falaise de l'ouest vers l'est, puis remontée sur l'escarpement principal et la couronne de glissement avec auscultation minutieuse du replat arrière jusqu'au sommet du versant. Nous utiliserons parfois pour nous localiser précisément les numéros de parcelles du plan cadastral à l'échelle du 1/2000<sup>ème</sup>.

La zone en glissement actif est limitée par une ligne plus ou moins parallèle au pied de falaise se refermant aux deux extrémités en arc de cercle (Fig.1). De nombreux indices d'instabilité sont visibles.

### 5.1.) le pied de falaise

Le pied de falaise marqué par un escarpement vif et instable de quelques mètres de hauteur est formé soit par des panneaux et blocs de calcaire soit par des marnes bleues. La stratification de ces formations est parfois encore visible avec des pendages et contre-pendages de valeurs très diverses d'un secteur à l'autre qui soulignent que ces formations ne sont pas en place. A la faveur d'écoulements diffus, les marnes donnent naissance à de petites coulées de boue et mélange de colluvions de pente. Comme le montrent les photographies, ce pied de falaise est très instable avec de nombreuses cicatrices fraîches d'instabilité (escarpements, fissures ouvertes, ...).

Dans la partie ouest, sur une distance de plusieurs centaines de mètres, le pied de falaise est protégée par un enrochement longitudinal et plusieurs épis (photo n°1) constitués par des blocs de calcaire (Coral rag) qui ont été, très certainement, pris immédiatement sur le haut de plage ou l'estran (photo n°2 & n°3). Cet enrochement succède à celui réalisé en blocs allochtones (grès ? de couleur grise). Plus à l'Est et jusqu'au cap (photo n°3), il est possible encore de voir, à marée basse, ces blocs de toutes tailles disposés en vrac et vestiges de constructions en maçonnerie qui protègent un peu, d'une certaine manière, le pied de falaise de l'action des vagues.

A l'Est du cap, comme nous l'écrivions précédemment, la morphologie est différente : l'escarpement basal, vertical à sub-vertical, atteint une dizaine à une quinzaine de mètres de

hauteur. Il est armé par les marnes en place dont la stratification est bien visible (photo n°4). L'estran est essentiellement sableux, seuls quelques blocs de calcaire sont encore disposés, en quelques endroits, au pied de l'escarpement. Sur cet escarpement basal, de petits pinacles se forment à la faveur de l'érosion différentielle. A cet escarpement basal succède un talus en pente forte recouvert par une végétation arborée et arbustive, avec de nombreux petits escarpements successifs et fractures ouvertes soulignées par des formations de pente argileuses et caillouteuses de couleur ocre jaune. L'instabilité de la partie supérieure du versant est marquée par des chutes de pierres et de blocs, des glissements superficiels de quelques mètres cubes et par des petites coulées de boue hétérogène, mélange de marnes et de dépôts de pente (photo n°5). Ces matériaux s'accumulent temporairement au pied de la falaise et sur le haut de plage sableuse, avant d'être enlevés par l'action des vagues lors des tempêtes ou des fortes agitations de grands coefficients de marée. D'ailleurs, à l'Est, le pied de falaise est protégé sur une centaine de mètres par un ouvrage longitudinal « récent » : enrochement et mise en cordon de blocs de tailles diverses.

Au sommet de l'escarpement basal, nous avons pu observer une ligne continue sur une vingtaine de mètres (photo n°5) marquant un léger surplomb : l'observation fine indique qu'il s'agit d'une surface de glissement dans les marnes attestée par les stries de glissement (photo n°6). Comme nous le verrons plus tard, cette surface correspond très vraisemblablement à celle des petits glissements rotationnels décrits ci-après.

### **5.2.) le versant et la limite de la zone en glissement : escarpement principal et fracture.**

Nous remontons par les vestiges d'un chemin réalisé en 1998 qui permet (permettait) l'accès à la mer depuis le tennis de la propriété « Villa Déborah ». Nous pouvons observer vers la cote 30m environ, sur environ 4m d'épaisseur un panneau calcaire (calcaire de Trouville surmonté du Coral-rag). Ce panneau, en contre pendage de 40° vers l'amont du versant, est la preuve d'un ancien glissement rotationnel fossilisé par les dépôts de solifluxion (annexe n°2). Ce sont ces mêmes dépôts, aux faciès très hétérogènes de mélange de blocs et cailloux de toutes dimensions et d'une matrice sableuse, limoneuse ou argileuse centimétriques, qui se mélangent aux marnes et autres dépôts de pente et qui peuvent être observés sur le versant par leurs couleurs principalement ocre jaune (cf. précédemment).

L'escarpement principal a été bien observé :

**Dans les propriétés « Villa Déborah » et « La Falaise » :** la morphologie est caractéristique de glissements rotationnels anciens (fig. n°4). A 35 à 40m du CD 513, le talus vertical est recouvert par une intense végétation arborée et arbustive ou bien, par endroits, il est vif ce qui permet d'observer le calcaire et les dépôts superficiels (photo n°7). Sa hauteur varie de 3 à 6-10m. A ce talus, succède un replat d'une largeur d'environ 10 à 20m (estimation visuelle) limité par des vestiges de construction ou de clôture. Il présente une contre-pente plus ou moins marquée avec des ports d'arbres inclinés caractéristiques des zones instables. Une zone de stagnation des eaux de ruissellement est bien visible du sommet de l'escarpement principal de la propriété « La Falaise », de même qu'un affaissement de quelques dizaines de centimètres limité par une fracture ouverte au tracé en arc de cercle sur une longueur d'environ 25m. Notons d'ores et déjà que la comparaison de ces observations avec celles inscrites sur nos notes de terrain en date du 6 avril 1997 ne montre pas d'évolution notable pendant ces trois années.

**Dans la propriété « La Roche fendue (n°30) » :** à quelques mètres de l'habitation (photo n°8), l'escarpement est en pente forte. Au sommet, le long du chemin et de l'escalier d'accès à la mer, de larges fractures ouvertes sont visibles dans le mur de la propriété voisine à l'est (n°34), ainsi que des tassements différentiels entre les marches de l'escalier et une

déformation de la clôture de la propriété « La Roche fendue ». Sur le pignon est de l'habitation, nous pouvons également distinguer quelques fissures ouvertes (environ 1mm) parallèles ou obliques révélatrices d'un tassement des fondations.

**En poursuivant vers l'Ouest le long du CD 513**, dont les trottoirs et le revêtement bitumineux ont été refaits assez récemment (date exacte non connue), nous cherchons la limite de la zone instable que nous pouvons seulement deviner, grâce aux faibles déformations encore visibles dans un mur de clôture et grâce à une petite rupture de pente marquée dans la partie basse de la rue de l'Eglise. Une fracture d'une dizaine de centimètres de dénivellation (photo n°9) visible sur le parking de l'habitation (n°142) indique un léger tassement de la partie aval. Cette fracture longe l'habitation puis se perd vers l'Ouest pour retraverser la route (aucun indice de surface visible). A noter que cette fracture est située à une soixantaine de mètres au maximum en arrière de l'escarpement situé à l'avant de la propriété n° 557 (à l'Ouest de la propriété « La Roche fendue »).

### **5.3.) la couronne de glissement et le glacis en pente douce**

Puis nous parcourons la couronne de glissement et le glacis en pente douce à la recherche d'indices morphologiques ou d'instabilité caractéristiques.

**Le long de la rue du Ricoquet**, nous pouvons observer deux habitations qui présentent des fissures ouvertes :

- la première située au début de la rue (n°157 du cadastre). Le pignon sud-ouest a subi un léger tassement. Ces désordres très localisés ne sont pas caractéristiques d'un mouvement d'ensemble de la maison. Les causes sont à rechercher soit en raison de fuites de la descente d'eaux pluviales, soit lors des travaux d'ouverture dans la rue d'une tranchée à quelques mètres du pignon (raccord dans le béton bitumineux encore visible).

- la seconde, située au n°20 de la rue, présente sur sa façade arrière, de très nombreuses fissures ouvertes obliques (environ 45°) ou horizontales. Il s'agit d'une structure ancienne avec de nombreuses ouvertures qui est ceinturée par plusieurs tirants visibles au niveau du plancher bas et du plancher du rez-de-chaussée. Là encore, il s'agit plus de désordres liés à une structure ancienne mal rigidifiée, qu'à un mouvement d'ensemble du versant, dans la mesure où aucun indice caractéristique d'instabilité n'est observé au sol ou sur les constructions proches.

Pour être complet, on notera aussi de légers désordres de structure sur le garage situé au début de l'impasse des Ricoquet (n°124). Puis, nous poursuivons par l'avenue St Christophe, et redescendons la rue Emile Lietout pour longer le CD 513 vers l'Est sans observer d'indices d'instabilité.

Nous notons tout de même, une trentaine de mètres à l'amont du CD 513, une rupture de pente (hauteur inférieure au mètre) dans le glacis en pente douce (photo n°10) qui marque la transition avec un replat inférieur. Ce dernier est bien visible sur le plan topographique à l'échelle du 1/2000<sup>ème</sup> avec l'écartement des courbes de niveau.

En remontant vers le sommet du versant, à l'aval et en contrebas du chemin reliant Bennerville à St Arnoult, un replat légèrement bosselé en pente douce, large d'une cinquantaine de mètres, est limité par un petit talus de 2 à 3m de hauteur, souligné par des bosquets (photo n°11) ou une haie plus ou moins continue (photo n°12).

## 6. Les données géologiques et géotechniques

L'analyse géologique et géomorphologique réalisée par P. Gigot sera trouvée en annexe n° 2 ainsi que plusieurs coupes et croquis.

### 6.1. Sondages géologiques réalisés par le CETE de Rouen en 1998

#### • sondage carotté du tennis

Dans ce sondage, deux grosses masses calcaires séparées par un interlit marneux reposent à une profondeur de 20,30m sur les marnes traversées jusqu'à une profondeur de 26m (fin du forage). L'eau est notée à une profondeur de -6,98m le 25 novembre 1998. Une diagraphie gamma-ray a été réalisée.

#### • sondage de la Chapelle

Le sondage destructif a été mené jusqu'à une profondeur de 32m. Une diagraphie gamma-ray a aussi été réalisée. Par comparaison des deux diagraphies gamma-ray, il est possible de donner l'interprétation suivante : jusqu'à une profondeur d'environ 12-13m, matériau hétérométrique de la coulée de solifluxion puis marnes. Aucun panneau de calcaire d'épaisseur notable n'a été traversé.

#### • Relevés inclinométriques

Les relevés des deux inclinomètres en dates des 6 mai 1999 et 26 avril 2000 (référence du 9 juillet 1998) montrent :

- pour celui du tennis, la mise en évidence d'une discontinuité vers 21m de profondeur, mais aucun mouvement mesurable depuis la mise en place du tube ;
- pour celui de la Chapelle, le très léger mouvement détecté à une profondeur de 28m en mai 1999 ne s'est pas aggravé en avril 2000. La détection de ce mouvement à une si grande profondeur est assez surprenante et appelle un commentaire. En effet, compte tenu de l'allure et de la profondeur de la surface de rupture enveloppe présumée des glissements dans ce secteur (Figure n°2), une surface de rupture à cette profondeur est surprenante, compte tenu des volumes que cela suppose et, surtout en l'absence d'indice d'instabilité déclaré au sol plus à l'amont. Pour ces raisons, **cela ne présente aucun caractère de gravité**. Il serait, tout de même, indispensable de confirmer ces mesures et de vérifier qu'il ne s'agit pas d'un problème technique (mauvais raccordement des tubes, mesures initiales, ...).

### 6.2. L'étude géotechnique de la Société Fondouest

Cette étude géotechnique préliminaire a été réalisée pour le « Projet immobilier rue de Touques/ Avenue du Littoral, Bennerville » par la Société FONDOUEST en 1996

La reconnaissance comportait :

- trois forages carottés de 8 à 12m de profondeur ;
- trois forages pressiométriques de 5 à 11m de profondeur équipés de piézomètre ;
- trois forages pressiométriques de 5 à 7m de profondeur dont l'un était équipé d'un piézomètre ;
- cinq puits à la pelle mécanique.

Sous la terre végétale et des limons bruns à ocres, argileux à sableux, une formation très hétérogène argileuse à sableuse avec rognons et blocs calcaires a été reconnu sur des épaisseurs de 2 à 7m. Cette formation notée « éboulis » correspond aux **dépôts de solifluxion** (cf. annexe n°2). Cette formation argileuse est sensible à l'eau et possède de médiocres caractéristiques mécaniques. Au dessous, la formation des marnes de Villers est traversée.

Il est dommage que certains forages profonds n'aient pas été poursuivis pour vérifier l'épaisseur de la formation de pente, comme par exemple le C3 arrêté à 8m de profondeur. Quoi qu'il en soit, on montre tout de même bien **l'existence de la formation des dépôts de solifluxion et l'absence de grands panneaux de calcaire** comme ceux observés précédemment.

Des arrivées d'eau ont été observées à des niveaux différents dans les éboulis.

## 7. Synthèse

Comme nous l'avons vu et comme l'indique bien le projet de carte informative des phénomènes naturels (fig.5 en annexe n°3), le versant littoral est soumis à une **instabilité plus ou moins permanente** localisée sur la bande côtière de 50 à 100m de largeur. Cette zone instable est limitée par un escarpement principal continu qui prend la forme d'un talus de plusieurs mètres de hauteur ou bien d'une fracture qui traverse le CD 513 près de l'Eglise de Bennerville.

Les mouvements de terrain sont du type rotationnel, successifs et emboîtés qui s'inscrivent probablement dans une courbe enveloppe d'allure générale plane ou faiblement curviligne. Dans la partie basse de la falaise, les panneaux et blocs se désagrègent et les matériaux évoluent dans les zones humides sous forme de coulées boueuses.

Dans le secteur est, il existe également des **glissements fossilisés et stabilisés** : ils correspondent aux panneaux calcaires observés en coupe et traversés par le forage du tennis. Leur extension amont pourrait correspondre au replat morphologique décrit à une trentaine de mètres à l'amont du CD 513 (cf. coupes). En arrière, aucun panneau de calcaire n'a été mis en évidence dans la formation de solifluxion épaisse qui repose sur le substrat marneux.

En ce qui concerne les causes de ces phénomènes d'instabilité, sans reprendre le projet de note de présentation qui les évoque toutes, qu'elles soient naturelles permanentes, aggravantes ou anthropiques, nous voudrions insister plus particulièrement sur le rôle :

- de la suppression de butée par l'érosion marine. En effet, cette érosion est intense dans les secteurs non protégés par les enrochements naturels ou artificiels ;
- des eaux superficielles et souterraines. Il faut assurer et maintenir une bonne collecte et évacuation de ces eaux.

La **vitesse et le rythme de recul** de la zone en instabilité déclarée ne sont pas connus précisément, même si nous pouvons dire qu'à l'échelle humaine, au cours des cinquante dernières années, dans le secteur est (propriétés « la Falaise » et « Villa Déborah », le recul successif est attesté par les escarpements et replats avec contre pente (glissements circulaires) qui ont détruit ou endommagé des aménagements. En reportant sur le plan au 1/2000<sup>ème</sup> daté de 1978, la limite de l'escarpement le plus récent, situé à une distance d'environ 30-35m par rapport à la route, on peut mesurer, par comparaison avec le tracé de l'ancien escarpement, la valeur du recul de cet escarpement principal, à savoir une bande d'environ 10-15m de largeur qui correspond à la morphologie caractéristique d'un glissement rotationnel précédemment décrit affaissé de plusieurs mètres. Nous ne disposons d'aucun renseignement précis sur la date de déclenchement de ce glissement. Cela se traduit concrètement par un recul de l'escarpement principal de **10-15m sur la dernière vingtaine d'années**.

Dans ce secteur est, le recul se produit donc, au coup par coup, par petits glissements successifs rotationnels emboîtés qui « emportent » sur des longueurs de quelques dizaines de mètres une bande de terrain d'une dizaine de mètres de largeur et non par un grand glissement majeur généralisé dont la survenance est grandement improbable. Ces glissements sont toujours précédés par une phase de préparation avec **signes annonciateurs** : fissures puis fractures ouvertes et affaissement comme cela est observable dans la propriété « La Falaise ».

## 8. Analyse du projet de carte d'aléas et de plan de zonage du PPR

Là encore, nous ne reprenons pas point par point la justification de cette cartographie (annexe n°3) qui sera trouvée dans la note de présentation élaborée par le CETE.

Avant d'engager l'analyse et la discussion sur le zonage qui doit tenir compte du rythme et de la vitesse de recul de l'escarpement principal limitant la zone active, il n'est pas inutile de rappeler que les PPR doivent être réalisés en donnant la priorité aux études qualitatives. Ces dernières s'appuient sur le bon sens, en gardant à l'esprit, qu'elles ne peuvent éviter une part d'incertitude qui reste le plus souvent acceptable.

Cette **limite d'extension prévisible** de la zone instable par recul progressif doit être raisonnée et raisonnable, et définie, comme l'indique le décret PPR, avec **une occurrence centennale**. En effet, le zonage et les prescriptions s'appuient sur un délai d'anticipation centennal au-delà duquel le risque est rarement prévisible et qui correspond à la durée de vie couramment admise des constructions individuelles (Garry & al., 1999).

Ces études s'appuient sur l'analyse des événements passés et des évolutions en cours qui fournissent une bonne approche de la sensibilité des sites aux phénomènes littoraux. A noter que dans le cas de Bennerville, l'étude s'appuie aussi sur des données quantitatives, géologiques et géotechniques : sondages profonds et relevés inclinométriques qui réduisent grandement la marge d'incertitude qui, de toutes les façons, ne peut être nulle, quelque soit la nature et le nombre de sondages réalisés.

Nous pouvons baser notre argumentaire, appuyé sur les spécificités du terrain et guidé par le « bon sens », et notre démonstration à partir des principes de zonage et de prescriptions définis par la loi. C'est à dire que pour chaque point du secteur étudié, les aléas sont qualifiés et cartographiés pour établir les conditions réglementaires.

L'**aléa** est défini comme un phénomène naturel d'**occurrence** et d'**intensité** données. Pour les mouvements de terrain, la probabilité d'occurrence paraît souvent difficile à estimer. On recourt alors à une approche qui s'appuie sur l'évaluation de la prédisposition du site au type de phénomène concerné. Il convient de définir un **aléa de référence** pour chaque type de mouvement de terrain dans un secteur homogène donné. « Le mouvement prévisible de référence à prendre en compte pour définir le zonage est conventionnellement le plus fort événement historique connu dans le site » (Guide PPR, 1999). Mais sur l'ensemble du site étudié, comme le souligne le CETE, la difficulté est l'absence d'événement clairement identifié dans la mesure où il s'agit de mouvement quasi-permanent.

Mais, nous pensons tout de même que pour le secteur est un **aléa de référence** peut être approché, avec les éléments et les faits objectifs en notre possession, avec des estimations acceptables.

En effet, en reprenant la définition donnée par le guide PPR Littoral en 1997, les **aléas de référence** suivants peuvent être retenus :

- **échéance centennale** pour les phénomènes de recul du trait de côte par extrapolation de l'évolution moyenne annuelle constatée. Même, si le recul du pied de falaise n'est pas synchrone avec celui du sommet (escarpement principal), il existe tout de même une relation intime entre ces deux parties du versant littoral : le recul moyen annoncé du pied de falaise dans le secteur non protégé naturellement de 0,4m à 0,5m par an entre 1947 et 1997, d'après comparaisons des photographies aériennes (F. Levoy, Université de Caen), **soit 40 à 50m par siècle** donne une idée approximative des ordres de grandeur de recul à attendre pour la limite d'extension prévisible de la zone instable. Un autre ordre de grandeur du recul est fourni : historiquement, sur un siècle environ, l'enlèvement des blocs qui faisaient office de protection naturelle du pied de falaise a eu une conséquence évidente sur l'érosion et le recul de la falaise au pied argileux avec un **recul différentiel d'une cinquantaine de mètres** par rapport au secteur encore protégé à l'ouest.
- **extension définie à partir de scénarios de rupture et de propagation prédéterminés**, par analogie avec des événements historiques et en s'appuyant sur la conjonction des **facteurs de prédispositions** et des **facteurs aggravants (ou bien au contraire favorables)** pour les mouvements de terrain de type glissements. C'est ce que nous avons montré précédemment pour le cas des petits glissements rotationnels emboîtés avec des ordres de grandeur de recul de **10-15m sur une vingtaine d'années, soit par extrapolation 50-75m par siècle**. Cette extrapolation doit être prise avec prudence dans la mesure où elle est calculée sur une période de référence « courte » avec un seul événement historique identifié, en sachant très bien que ce type de falaise évolue par à coup, chaque phase d'évolution étant suivie d'une longue période d'accalmie et de préparation.

Ces ordres de grandeur de recul de la zone instable confirment les **choix raisonnables** du CETE dans la définition des niveaux d'intensité et du zonage des aléas (fig.1), dont nous reprenons le texte entre guillemets, à savoir :

- « **une zone d'aléa fort G3** constitué par le secteur littoral. Elle comprend la zone des glissements actifs matérialisée par la fracture arrière qui se dessine sur le terrain et également l'**extension probable** estimée à une **centaine de mètres** pour la **durée d'occurrence retenue soit un siècle environ** ». Cette largeur d'extension retenue est largement supérieure aux ordres de grandeurs estimés de recul. Dans le secteur Est, cette largeur est même portée à près de 120m pour tenir compte des glissements fossilisés présumés ;
- « **plusieurs zones d'aléa moyen G2** caractérisés par des pentes de versants fortes, la présence de mouvements anciens, la présence d'eau à faible profondeur même lorsque l'épaisseur probable des terrains soliflués est faible ou bien des versants à pente moins forte mais avec une importante épaisseur de terrain de solifluxion. Ce dernier cas est celui du versant situé en arrière de la zone G3 » ;
- « **plusieurs zones d'aléas faible G1** caractérisées notamment par des pentes plus faibles que dans les zones précédentes ... »

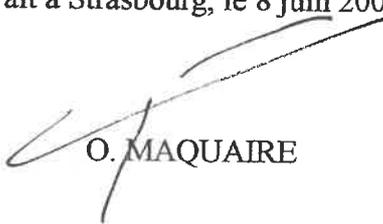
Le zonage du PPR (annexe n°3) établi à partir de la carte des aléas ne suggère aucun commentaire particulier de notre part. Concernant les éléments du projet de règlement, nous souscrivons pour les différentes zones considérées aux interdictions, autorisations ou recommandations et voudrions seulement insister sur deux points particuliers, à savoir sur la nécessité de :

- la construction d'une digue en enrochements sur les secteurs côtiers les plus soumis à l'érosion marine ;
- la mise en place d'un observatoire visant à suivre l'évolution des secteurs instables. Cet observatoire devrait comporter en plusieurs secteurs du littoral, la mesure des déplacements de surface et celle en continu (limnigraphes enregistreurs) du battement des nappes souterraines. Ces données seront mise en relation avec les données climatiques enregistrées à la station météorologique proche de St Gatien des Bois.

Pour finir rappeler que :

- des signes annonciateurs précèdent toujours ces glissements : fissures, tassements, etc...  
Ce qui les rend peu dangereux pour l'homme ;
- les aménagements et constructions dans les zones B1 (zone d'aléa moyen G2), autorisés sous réserve de tenir compte des conditions et mesures fixées par le règlement ne peuvent être que favorables à la stabilité d'ensemble du versant par l'effet bénéfique, par exemple, des drainages, des collectes des eaux de surface ou bien encore des reboisements, ...

Fait à Strasbourg, le 8 juin 2000



O. MAQUAIRE

## **Annexe n°1**

### **Planches photographiques**



Photo n°1 : pied de falaise, secteur ouest (vue vers le Sud-Est). On remarque l'escarpement principal qui se referme progressivement vers l'Ouest. La zone instable présente une morphologie caractéristique de contre-pentes, escarpements, ... Le pied du versant est protégé par un enrochement.



Photo n°2 : pied de falaise (vue vers le Sud-Est) : instabilité chronique avec glissements par paquets. On peut observer les marnes et des blocs de calcaires très fracturés.



Photo n°3 : pied de falaise, vue vers l'Est - Sud-Est sur le « cap ». Le haut de plage est parsemé de blocs de « Coral-rag ». La base du « cap » est armé par des blocs de calcaires. Outre la morphologie caractéristique de contre-pentes, escarpements vifs, on observe les marnes et des formations de pente très hétérogènes.



Photo n°4 : pied de falaise dans le secteur est (vue vers le Sud-Est) : escarpement basal d'une dizaine de mètres de hauteur armé par les marnes en place de Villers. Au dessus, le sommet boisé présente plusieurs escarpements. Les matériaux de couleur ocre jaune mélangés à la marne tombent ou s'écoulent par paquets. Quelques pinacles sont visibles.



Photo n°5 : pied de falaise dans le secteur est (vue vers le Sud-Est) : escarpement basal dans les marnes en place. A la base, accumulation de matériaux divers glissés avec localement formation de petites coulées boueuses. Au sommet, une ligne continue sombre correspond à une surface de glissement (détail sur la photo n°6 ci-dessous).



Photo n°6 : photo de détail de la surface de glissement : les stries sont parfaitement visibles.



Photo n°7 : l'escarpement principal dans le secteur est, propriété « La Falaise » (vue vers l'Est). Le talus de 6-10m de hauteur est sub-vertical. Son ancienneté est attestée par la végétation arborée. A la faveur de réactivation superficielle, le calcaire apparaît. Au pied, la contre pente est marquée par le « port couché » des arbres.



Photo n°8 : l'escarpement principal dans le secteur ouest, propriété « La Roche fendue » : à quelques mètres de l'habitation, l'escarpement est en pente forte. Au sommet, le long du chemin et de l'escalier d'accès à la mer, de larges fractures ouvertes sont visibles dans le mur de la propriété voisine. La clôture est déformée.



Photo n°9 : Dans la partie basse de la rue de l'Eglise (vue vers l'Est). Une fracture avec dénivellation d'une dizaine de centimètres de hauteur visible sur le parking de l'habitation (n°142) indique un léger tassement de la partie aval. Il longe l'habitation puis se perd vers l'Ouest.



Photo n°10 : vue vers le Sud-Est. Rupture de pente (hauteur inférieure au mètre) située une trentaine de mètres à l'amont du CD 513, qui marque la transition entre le glacis en pente douce et un replat inférieur.



Photo n°11 : vue vers le Nord-Ouest depuis le chemin reliant Bennerville à St Arnoult, un replat légèrement bosselé en pente douce, large d'une cinquantaine de mètres, est limité par un petit talus de 2 à 3m de hauteur, souligné par des bosquets.



Photo n°12 : vue d'ensemble du versant vers la mer (Nord - Est) depuis le chemin reliant Bennerville à St Arnoult, un replat en pente douce, large d'une cinquantaine de mètres, est limité par un petit talus de 2 à 3m de hauteur, souligné une haie plus ou moins continue. A l'aval, le glacis en pente douce.

## **Annexe n°2**

### **Géologie et géomorphologie du site du Mont Canisy**

## Géologie et géomorphologie du site du Mont Canisy

L'instabilité partielle des versants du Mont Canisy tient fondamentalement à une configuration géologique (nature du substratum) et géomorphologique (modelé des versants) commune aux versants instables du Calvados et particulièrement nette au niveau de la côte : une dalle calcaire formant le plateau, domine des versants à substratum argileux dégagés par l'érosion quaternaire et partiellement recouverts de dépôts de pentes (fig. 1).

La dalle calcaire a eu lors des périodes d'intense érosion qui se sont succédées au cours du Quaternaire un rôle protecteur préservant son soubassement argileux. Le Mont Canisy lui doit son existence.

Le corollaire de cette préservation est, ce qui peut paraître paradoxal, la création de versants dont le dénivelé atteint et dépasse la centaine de mètres. Le rôle protecteur de la dalle calcaire se retourne alors contre la stabilité des versants, car si les calcaires résistent bien à l'érosion, ils imposent aux argiles sous-jacentes une charge supplémentaire sans apporter eux-mêmes, du fait de leur fracturation, de résistance aux glissements. De plus, ce contexte géologique crée les conditions de formation, dans les calcaires, de réservoirs aquifères et donc d'écoulements dans les versants.

Les versants évoluent naturellement, lentement et inexorablement vers l'équilibre. Cet équilibre est contesté par des causes multiples : causes naturelles (érosion du pied des versants par les rivières ou la mer, accumulation de pressions hydrostatiques engendrées par les nappes aquifères et soumises aux aléas climatiques ; causes artificielles liées à des aménagements inadéquats.

Le Mont Canisy présente toutefois dans ce contexte régional quelques particularités :

- le Mont Canisy est une butte-témoin, isolée des plateaux environnants par la Touques au Nord-Est, par une dépression correspondant à un ancien cours abandonné de la Touques au Sud, l'érosion marine ne concernant actuellement qu'un cours segment au Nord-Ouest.;

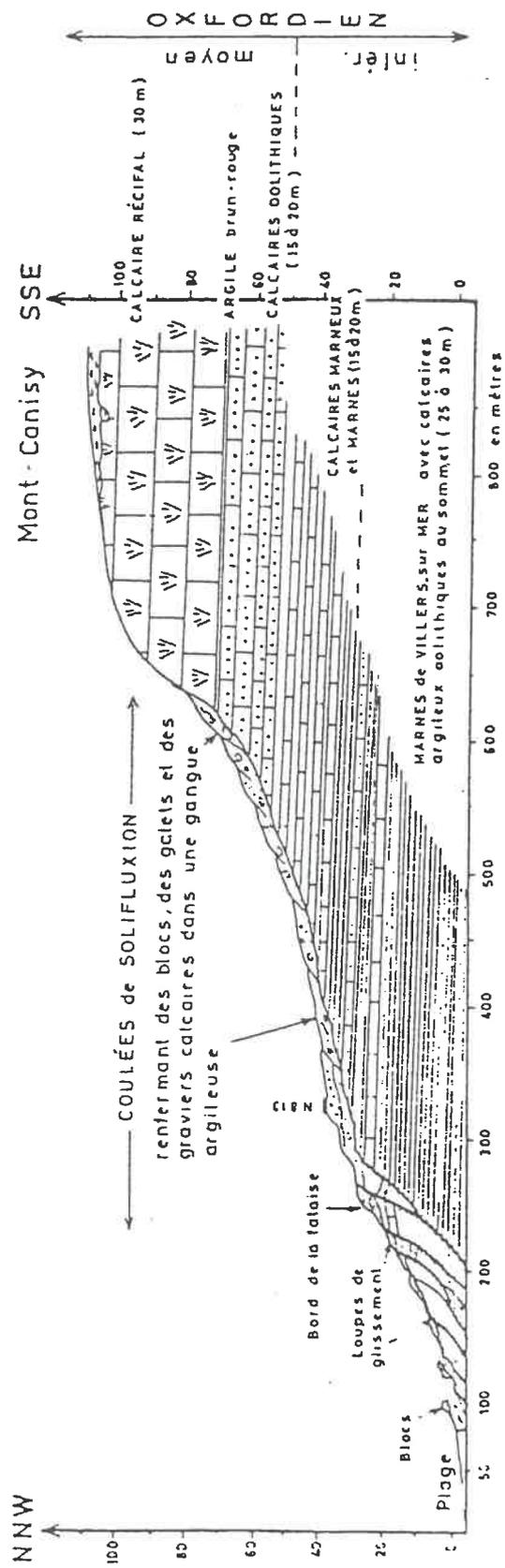
- contrairement aux plateaux environnants, le Mont Canisy n'est pas couronné par la dalle de craie crétacé surmontant les argiles jurassiques, comme c'est le cas à l'Est entre Trouville et Cricquebœuf comme à l'Ouest entre Houlgate et Villers-sur-Mer. La dalle calcaire est constituée au Mont Canisy par un ancien "récif" jurassique d'extension horizontale limitée à l'échelle kilométrique. Aussi le sommet de cette dalle culmine-t-il au Mont Canisy à une altitude de 100 à 111 m alors que les plateaux de craie environnants sont plus élevés de 20 à 30 m environ.

Ces particularités du Mont Canisy ne changent pas fondamentalement les conditions actuelles de résistance des versants aux mouvements de terrains.

### 1 : la géologie du Mont Canisy

#### 1-1 : la série sédimentaire jurassique du Mont Canisy

Le substratum jurassique du Mont Canisy est constitué par une série sédimentaire d'âge oxfordien (environ 150 millions d'années) très faiblement pentée vers le Nord-Est : la partie inférieure (d'âge oxfordien inférieur) est à dominante argileuse sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur ; elle est surmontée par la partie supérieure (d'âge oxfordien moyen) à dominante calcaire, épaisse de plusieurs dizaines de mètres également. La description qui suit est la synthèse de la carte géologique Le Havre à 1/50 000 (Pareyn et Viallefond, 1968), la



- Coupe de la falaise de Bénerville et du Mont-Canisy (Oxfordien et Quaternaire).

fig 1

thèse récente d'O. Dugué (La bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au Callovi-oxfordien, 1989), et d'observations faites sur le terrain au cours de l'année 1999.

### 1-1-a : la série argileuse

La série argileuse, présente à l'affleurement ou masquée par les dépôts de pentes dans les parties basses des versants du Mont Canisy, est constituée de plus de 50 m de marnes grises dans lesquelles s'intercalent quelques bancs de calcaires argileux. Elles reflètent des conditions de dépôts dans un environnement marin de vasière à huîtres. Le taux de sédimentation des particules principalement argileuses est important. Au cours des temps géologiques, la compaction a transformé ces anciennes vases en argiles serrées sur-consolidées en profondeur mais susceptibles en surface, par l'altération superficielle, de se transformer en argiles molles. On peut y distinguer trois formations superposées :

- **les Marnes de Villers** (cartographiées j4a sur la carte géologique Le Havre à 1/50 000).

Les Marnes de Villers sont réputées avoir une épaisseur totale de l'ordre de 25 à 30 m. Cette épaisseur est probablement sous-évaluée.

Il s'agit d'une formation argileuse grise monotone comportant quelques bancs de calcaires argileux. La teneur moyenne en carbonates est de l'ordre de 20%. Les minéraux argileux sont l'illite (5/10), la kaolinite (3,5/10), des interstratifiés irréguliers et chlorite (1,5/10). La teneur en quartz est très faible, inférieure à 5%.

Les Marnes de Villers sont subaffleurantes dans les parties basses des versants sud du Mont-Canisy ainsi que dans le glacis situé sous Clairefonfaine et Saint-Gabriel. Elles prennent alors en surface une teinte jaunâtre due à l'altération. Dégagées par une érosion marine très active à l'Est de Bénerville, elles montrent une coupe fraîche d'une dizaine de mètres d'épaisseur de marnes grises. Ailleurs elles sont la plupart du temps largement recouvertes par les dépôts de pentes.

- **l'Oolithe ferrugineuse de Villers** (cartographiée j4, non différenciée des Marnes de Villers, sur la carte géologique Le Havre à 1/50 000).

L'Oolithe ferrugineuse de Villers, épaisse de 2 à 2,5 m est constituée d'une alternance de marnes et de bancs de 20 à 40 cm de calcaires argileux contenant 10% environ d'oolithes ferrugineuses. Elle indique un ralentissement temporaire du taux de sédimentation argileuse.

L'Oolithe ferrugineuse de Villers, encadrée par deux formations plus argileuses, dessine une petite vire discrète au versant sud du Mont-Canisy observable de la cote 50 m au Sud de la Pinchonnière à 35 m au niveau du nouveau cimetière de Saint-Arnoult. Ce niveau est donc légèrement plus résistant à l'érosion que les marnes encadrantes, mais sa constitution et sa faible épaisseur ne permettent pas d'en attendre un rôle significatif au niveau de la stabilité d'ensemble des versants.

- **les Marnes à Loph**a (cartographiées j4b sur la carte géologique Le Havre à 1/50 000).

Il s'agit de marnes grises à bancs calcaréo-marneux lumachelliques à huîtres (*Loph*a) surmontant l'Oolithe ferrugineuse. L'épaisseur serait de l'ordre de 6 m (Dugué, 1989) à 17 m (carte géologique Le Havre)

La teneur des marnes en carbonates est d'au moins 35%. Les minéraux argileux sont l'illite (5/10), la kaolinite (3,5/10) et les interstratifiés irréguliers (1,5/10).

Les Marnes à Loph

a sont généralement masquées par les dépôts de pente alimentés par la série calcaire immédiatement superposée et n'apparaissent qu'à l'occasion de travaux de

terrassément. C'est essentiellement sur ce niveau imperméable que se localisent les petites sources résurgentes de l'aquifère des calcaires susjacentes.

### **1-1-b : la série calcaire**

La corniche et le plateau du Mont Canisy sont constitués par une série calcaire, d'âge oxfordien moyen, d'une épaisseur pouvant atteindre plus de 40 m. Ces calcaires reflètent une énergie de dépôt croissante dans un milieu marin en voie de comblement jusqu'au stade récifal proche de l'émersion. On peut y distinguer de bas en haut trois formations successives (Dugué, 1989).

- **le calcaire d'Auberville** (non individualisé sur la carte géologique Le Havre à 1/50 000, distinguée par Dugué, 1989).

D'une épaisseur de 6 à 10 m environ, la formation du Calcaire d'Auberville est constitué d'une alternance de calcaires grés-argileux à grains ferrugineux et d'intercalations argileuses.

Les argiles contiennent de l'illite (4/10), de la kaolinite (3/10) et des smectites (3/10). Les grains de quartz, souvent grossiers, constituent jusqu'à 10% de la roche.

La plupart du temps masqué par les dépôts de pente, le Calcaire d'Auberville est localement subaffleurant (par exemple au Sud de Clairefontaine, chemin du Cimetière Militaire Britannique).

- **le Calcaire de Trouville** ( cartographié j6a sur la carte géologique Le Havre à 1/50 000).

D'une épaisseur variable pouvant atteindre 20 m, le Calcaire de Trouville est constitué de bancs de calcaire oolithique blanchâtre, de sables oolithiques blancs à litage oblique et de quelques minces loupes argileuses. Le taux de carbonates est en moyenne de l'ordre de 85%.

Le Calcaire de Trouville affleure en plusieurs points de la corniche du Mont-Canisy.

- **le calcaire récifal (Coral-rag)** (cartographié j6b sur la carte géologique Le Havre à 1/50 000).

Il s'agit d'un calcaire récifal, constitué par une multitude de récifs à polypiers, encroûtés d'algues calcaires à la partie supérieure. Plus qu'une unique dalle calcaire rigide et continue, il s'agit d'un ensemble de niveaux calcaires plus ou moins lenticulaires, plus ou moins oolithiques ou lumachelliques. Le calcaire récifal est globalement très résistant à l'érosion.

L'épaisseur du Coral-rag est variable, de 2 au Sud-Ouest à 25 m au Nord-Est du Mont-Canisy. alors que dans les falaises de Villers et de Trouville, il se réduit à moins d'1 m. C'est donc au Mont-Canisy que le Coral-rag atteint son plus grand développement. Sa variation d'épaisseur est probablement pour partie liée à sa forme lenticulaire, mais aussi au façonnement de la surface d'érosion du plateau, oblique par rapport au pendage des couches vers le Nord-Est (voir plus loin).

Le Coral-rag affleure en place de façon discontinue au sommet de la corniche calcaire et dans les anciennes carrières situées sur le plateau.

### **1-2 : la structure tectonique du Jurassique**

Indépendamment des grands glissements quaternaires, les couches jurassiques présentent une structure monoclinale avec un plongement de l'ordre de 1,5° vers le Nord-Est :

la base du Coral-rag se trouve ainsi à 90 m d'altitude au flanc sud près de la Croix-Solier, mais seulement à 40 m environ à Vieux-Deauville près de Saint-Laurent.

Ce pendage est lié à l'enfoncement général des couches en direction du Centre du bassin de Paris.

La surface, presque horizontale, du plateau du Mont-Canisy n'est donc pas une surface structurale, parallèle aux couches, mais une surface d'érosion. Cette surface est ancienne, probablement anté-crétacée : on observe en effet la présence par places à la surface du plateau, d'une part de témoins d'argile à silex provenant de l'altération tertiaire du Crétacé, et d'autre part de résidus de glauconitite dispersée caractéristique de la base du Crétacé. Des amas de glauconitite sont d'ailleurs observables, associés aux calcaires coralliens glissés jusqu'à la côte dans la partie ouest du glissement de Bénerville. Du Crétacé s'est donc déposé au dessus du Jurassique du Mont Canisy comme sur les plateaux environnants, mais, altéré et découpé par l'érosion tertiaire avant le creusement quaternaire il n'a joué aucun rôle dans la dynamique récente du site du Mont Canisy.

Aucune faille d'origine tectonique, comparable à la grande faille de Villers qui présente à environ 3 km au Sud-Ouest n'est signalée comme affectant la série jurassique du Mont-Canisy.

Il n'entre pas dans le cadre de cette étude de faire une analyse détaillée de la fracturation de la série jurassique. Dans cette configuration structurale, dalle calcaire sur assise argileuse, on observe la plupart du temps une fracturation parallèle aux versants liée à la décompression consécutive à l'érosion. Les études faites dans le site des falaises du Bessin montre que cette décompression, liée à un fluage des marnes sous-jacentes, désolidarise sur le rebord du plateau des panneaux calcaires des couches restées en place et favorise les glissements. Aucune faille d'origine tectonique, comparable à la grande faille de Villers qui présente à environ 3 km au Sud-Ouest n'est signalée comme affectant la série jurassique du Mont-Canisy.

## **2 : la dynamique quaternaire, la morphologie des versants et les formations superficielles du Mont Canisy**

### **2-1 : la dynamique quaternaire des versants dans le contexte régional**

À la fin de l'ère tertiaire, le Mont Canisy n'est pas individualisé en tant que tel : la région est occupée par un vaste pénéplaine dont les plateaux environnants sont les témoins préservés. L'encaissement du réseau hydrographique a débuté il y a 2 millions d'années environ et s'est accentué au cours du Quaternaire. Cette période, qui dure jusqu'à nos jours, est marquée par une succession de cycles climatiques : les périodes de froides à conditions périglaciaires alternent avec des périodes tempérées telle que celle que nous connaissons actuellement.

Au cours des phases de refroidissement, les glaces s'accumulent sur les calottes polaires, le niveau de la mer baisse, l'érosion modifie le profil des versants, favorise les grands glissements de terrain, tandis que les alternances gel-dégel désagrègent les roches et libèrent une quantité de matériaux soliflués sur les versants (dépôts de solifluxion). Les grands froids s'accompagnent d'un soufflage par les vents d'ouest de limons éoliens qui se déposent sur les plateaux et sur les versants est abrités (loess).

Les phases de réchauffement se traduisent au contraire par une remontée du niveau marin, une transgression marine, l'érosion des parties exposées du littoral, en même temps qu'un remblayage des estuaires et des fonds de vallées par les alluvions.

Les formations superficielles et le façonnement des versants du Mont Canisy, tels que nous les voyons actuellement, façade maritime exclue, résultent principalement du dernier cycle dit weichselien. Le refroidissement a débuté vers -115 000 ans. Le climat périglaciaire s'est installé entre - 80 000ans et - 13 000ans. Le réchauffement qui aboutit aux conditions climatiques actuelles s'est accéléré durant la période holocène, depuis 10 000 ans.

## **2-2 : la morphologie des versants du Mont Canisy**

L'examen des versants sur le terrain, des cartes topographiques et la réalisation de profils (fig. 2) montrent que les versants du Mont Canisy présentent schématiquement trois types morphologiques.

### **2-2-a : les glacis globalement à l'équilibre (profils 3, 7)**

Ces versants présentent un profil convexe dans la partie haute, au niveau des calcaires jurassiques, concave et régulier dans les parties basse et médiane, au niveau du substratum argileux. Ce type de profil caractérise des glacis ayant atteint leur profil d'équilibre : glacis d'érosion (partie basse du glacis de Clairefontaine, ou le sol repose directement sur les Marnes de Villers altérées superficiellement) et glacis d'accumulation de dépôts de solifluxion (partie haute du versant de Clairefontaine, glacis au Sud des Caillouets et de Croix Solier. Le pied de ces glacis est généralement situé au niveau du remblayage alluvial holocène, mais le versant sud du Mont Canisy conserve l'héritage de glacis plus anciens se raccordant vers le bas à l'ancien cours de la Touques (la paléo-Touques du Quaternaire moyen qui s'est encaissée au Sud du Mont Canisy jusqu' la cote +20 m environ avant d'abandonner cet ancien cours au profit du cours actuel).

Ces glacis peuvent être déstabilisés naturellement et localement par des surcreusements de talwegs comme on le constate par exemple à l'Est de Clairefontaine, au Nord-Ouest de Chateau Gabriel.

### **2-2-b : les versants plans présentant une instabilité superficielle (profil 2 en pied de versant, 4 et 6)**

Ces versants sont caractérisés par une pente constante, de l'ordre de 11° à 13°. L'équilibre naturel n'y est pas encore réalisé comme l'indique la présence de nombreux glissements superficiels d'épaisseur métrique. Ils semblent correspondre à des profils jeunes activés par des processus d'érosion en pied de versant : érosion marine précédant le remblayage holocène au NE de la Cour Bleue (profil 2), à Vieux Deauville (profil 4), érosion fluviale au pied du nouveau cimetière de Saint-Arnoult (profil 6).

### **2-2-c : les versants affectés de glissements anciens (profil 1 et 5)**

Ces versants présentent d'importantes variations de pente indiquant la présence de grands glissements anciens.

Ainsi la morphologie du versant est du Mont Canisy (profil 5) reflète la présence de glissements rotationnels pluridécamétriques anciens largement colmatés (ce qui les rend difficiles à détecter) par les dépôts de solifluxion et les limons éoliens. Le modelé de ce versant est essentiellement acquis lors de la dernière phase froide, en ajustement à un niveau de base correspondant au mur du remblayage alluvial de la Touques, à la cote -20 m environ au droit de Saint-Laurent.

Le profil 1, à l'Est de Bénerville montre au niveau de la D. 513 un replat caractéristique de la présence d'un glissement rotationnel ancien partiellement colmaté par les dépôts de solifluxion, tandis que les glissements actuels, liés à la reprise de l'érosion marine en pied de versant modifient complètement la partie basse du profil.

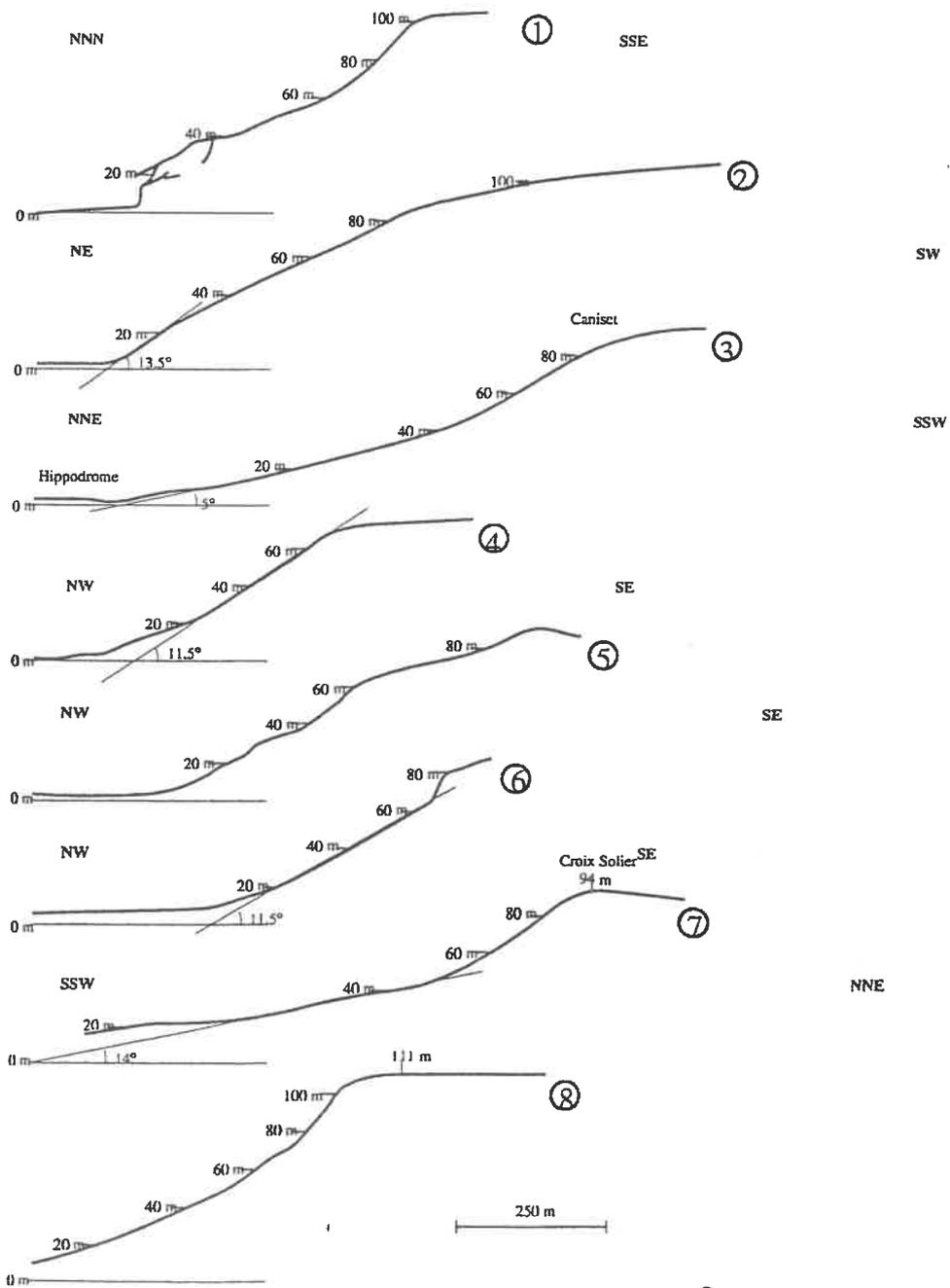
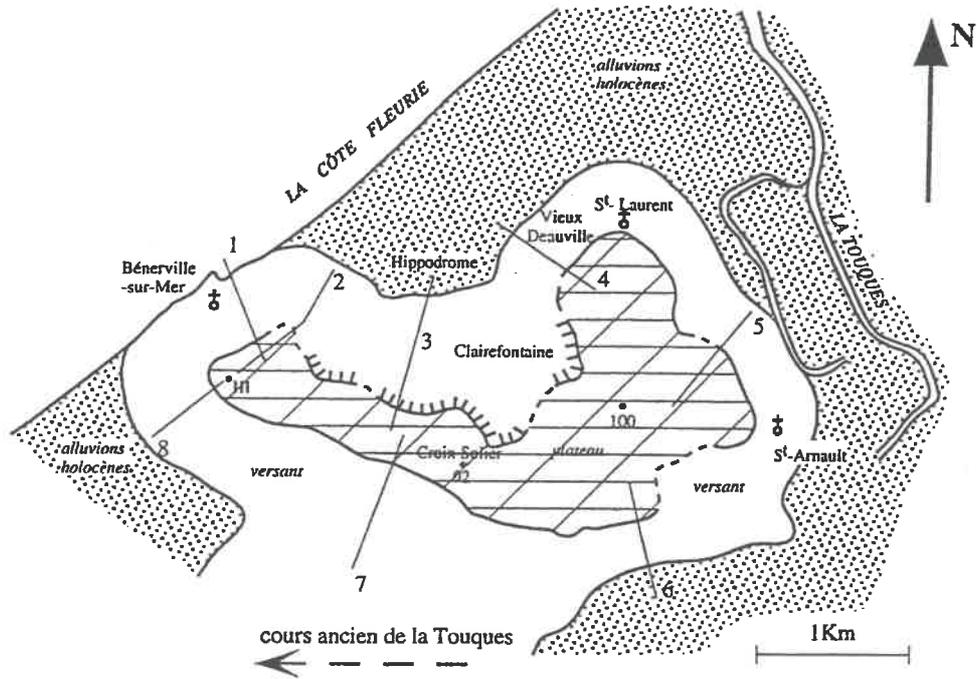


fig 2

### 2-3 : Les formations superficielles des versants du Mont Canisy

Les formations superficielles associées à la dynamique des versants du Mont Canisy sont principalement : les dépôts de solifluxion, les panneaux calcaires glissés de dimension pluridécamétrique, les loess.

#### 2-2-a : les dépôts de solifluxion

Il s'agit de dépôts très hétérogènes, de composition très variable d'un point à un autre, caractérisés par un mélange de blocs de dimension centimétrique à métrique mélangés à une matrice sableuse, limoneuse et argileuse en fonction du matériau disponible sur les versants. Souvent désignés, à tort, comme éboulis dans le langage courant, ces dépôts sont caractéristiques de la dynamique périglaciaire à alternances marquées gel-dégel qui a régné pendant la dernière période froide ( -80 000 à - 13 000 ans). Le mécanisme de formation est schématiquement le suivant : la corniche calcaire, soumise au gel, se désagrège en débris calcaires emportés vers le bas par la gravité et le ruissellement des périodes de dégel. Ces débris sont mélangés au cours de leur progression à la fois à des blocs très grossiers provenant de l'écroulement de la corniche, à des paquets glissés et aux matériaux fins présents sur les versants : anciens limons éoliens, argiles du substratum, etc. Le mélange, très sensible à l'augmentation de la teneur en eau des périodes de dégel flue et s'accumule sur les pentes, même faibles.

Les dépôts de solifluxion sont susceptibles de recouvrir de grandes étendues sur les versants, depuis le rebord du plateau, empatant le pied de la corniche, s'organisant souvent vers l'aval en véritables coulées. Ces dépôts peuvent ainsi atteindre des épaisseurs considérables et rapidement variables, que ne peuvent révéler que les sondages. Du fait même du mode de formation, les dépôts tendent à être de plus en plus argileux (donc de mauvaises caractéristiques mécaniques liée à une grande sensibilité à la teneur en eau) vers le bas des versants. Les forages réalisés par la société Fond-Ouest à l'Est de Bénerville ont révélé l'importance de la coulée représentée sur la carte Le Havre 1/50 000 (LV) : son épaisseur croissante vers le bas du versant dépasse 7 m ; la coulée colmate la contre-pente du glissement rotationnel situé au niveau de la D.513 (voir plus loin). Ces dépôts sont observables au-dessus des Marnes de Villers dans la falaise située à l'Est de Bénerville.

#### 2-2-b : les panneaux calcaires glissés

A 250 m à l'Est de la chapelle Saint-Laurent, le calcaire de Trouville montre quelques bancs à plongeant à plus de 50° vers le Sud-Ouest, en sens contraire de la pente générale du versant. Des fouilles réalisés en 1999 entre le réservoir et le Pré Sec confirment la présence d'un gros panneau glissé de calcaires, à contre-pendages de 30° à 40°. La contre-pente amont de ce glissement ancien (qui pourrait dater de - 100 000 ans environ) est colmatée par des dépôts de solifluxion de plusieurs mètres d'épaisseur puis par des loess weichseliens (-20 000ans). La surface de glissement, non visible, se situe probablement vers une vingtaine de mètres de profondeur ou plus. La présence de grands glissements anciens en rive gauche de la Touques n'est pas surprenante : d'une part le surcreusement de la vallée (-20m) est important, d'autre part c'est là qu'on observe, du fait du plongement vers le Nord-Est du Jurassique, la plus forte épaisseur de calcaires au-dessus de la série argileuse.

Un glissement rotationnel identique a été révélé en 1998 à l'occasion des travaux d'aménagement du tennis situé à l'Est de Bénerville entre la D 513 et la mer. Le chemin d'accès du tennis à la mer a dégagé, à la cote 30 m environ, 4 m d'épaisseur de bancs appartenant au sommet du Calcaire de Trouville surmonté du Coral-rag. Ces couches présentent un contre-pendage de 40° vers l'amont du versant. La surface de glissement est difficile à observer à l'affleurement : à la cote de 20 m environ on observe (difficilement) un contact anormal entre un faciès à nodules ferruginieux qui, pour O. Dugué, représenterait la base du Calcaire de Trouville et des marnes grises froissées appartenant probablement à la formation des Marnes de Villers. Les marnes de Villers en place sont visibles une dizaine de mètres entre contrebas au pied de la Falaise.

Le forage carotté CETE implanté au niveau du tennis (cote environ 33 m) a traversé de haut en bas :

- de 0 m à 2 m : dépôts de solifluxion ; marnes brunes mélangées à des galets calcaires

- de 2 m à 15 m : Coral-rag (calcaires construits à polypiers)

- de 15 à 20,3 m : Calcaire de Trouville (calcaires oolithiques)

- de 20,3 m à 21,4 m marnes grises déstructurées, débris d'Oolithe ferrugineuse, marquant la surface de base du glissement du panneau calcaire sus-jacent

- de 21,4 m à 26 m (fin du forage) : Marnes de Villers en place (marnes grises homogènes à ammonites pyriteuses)

La surface de glissement est donc à ce niveau à une profondeur de 21,4 m sous la surface du sol.

Le replat morphologique observable en amont de la D.513, à la cote de 35 m pourrait être dû à un glissement rotationnel du même type dans lequel celui situé au niveau du tennis serait emboîté.

Le promontoire qui supporte la chapelle ruinée de Saint-Arnoult est constitué par un panneau calcaire qui semble, par rapport à la position normale des calcaires du plateau, en position anormalement basse. Aucun contre-pendage n'est observable à l'affleurement. Il pourrait s'agir d'un panneau tassé par fluage sur les marnes sous-jacentes sans surface nette de glissement.

Un panneau glissé est également figuré à mi-versant sur la carte géologique à 1/50 000 au Sud-Ouest de Vieux Deauville. Les conditions actuelles d'affleurement n'apportent pas de précisions.

### 2-2-c : les loess

Les limons éoliens, qui occupent de grandes surfaces sur les plateaux du pays d'Auge, se sont également accumulés sur les versants sous le vent lors de leur mise en place, à la fin de la dernière froide, par soufflage des fonds exondés de la Manche sous un régime de vent d'Ouest. Non cartographiés sur la carte géologique Le Havre à 1/50 000, ils participent largement au recouvrement du versant Est du Mont Canisy :

- entre Cour Manable et la Chapelle ruinée de Saint-Arnoult on observe au moins 1,5 m de limons recouvrant des dépôts de solifluxion ;

- au Pré Sec, les limons dépassent 1 m d'épaisseur ;

- les loess colmatent, à la suite des dépôts de solifluxions qu'ils surmontent, la contre-pente du glissement rotationnel ancien de Saint-Laurent : l'épaisseur atteint plus de 3 m.

Gorgés d'eau, ce qui est le cas notamment en pied de versant, les loess ont de mauvaises caractéristiques mécaniques.

### 3 : hydrogéologie sommaire du site du Mont Canisy

Bien que d'extension limitée, le Mont Canisy présente un réservoir aquifère au niveau des calcaires jurassiques. Du fait du plongement des couches vers le Nord-Est, les émergences se répartissent surtout sur les versants Nord et Nord-Est, à la base des calcaires, principalement au niveau du contact entre la Calcaire d'Auberville et les Marnes à *Lopha*. Ces émergences contribuent à l'alimentation des nappes superficielles des versants, à la base manteaux de solifluxion et des recouvrement de loess, au contact avec les argiles jurassiques imperméables. Le niveau de ces nappes est très sensible aux fluctuations climatiques, saisonnières, pluri-annuelles. Au versant sud le niveau moyen semble s'établir de 1 à 2 m sous la surface du sol. En plusieurs points du versant nord-est, on rencontre la nappe dès 1 m de profondeur ou moins. Ces nappes superficielles, en saturant les formations sensibles (dépôts

de solifluxion, loess, marnes altérées), en déjaugant les terrains, et en créant des forces d'écoulement vers le bas des pentes, jouent évidemment un rôle très défavorable à la stabilité des versants. On a pu constater à maintes reprises le rôle déclencheur des nappes, à la suite des périodes exceptionnellement pluvieuses, dans les grands glissements de terrain.

#### 4 : documents de base consultés :

DORÉ F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M. (1987) - Guide régional "Normandie - Maine", Masson éd., Paris, 2<sup>e</sup> édition, 207p.

DUGUÉ O. (1989) - Géodynamique d'une bordure de massif ancien. La bordure occidentale du bassin anglo-parisien au Callovo-oxfordien. Thèse doct. Univ. Caen, 593 p.

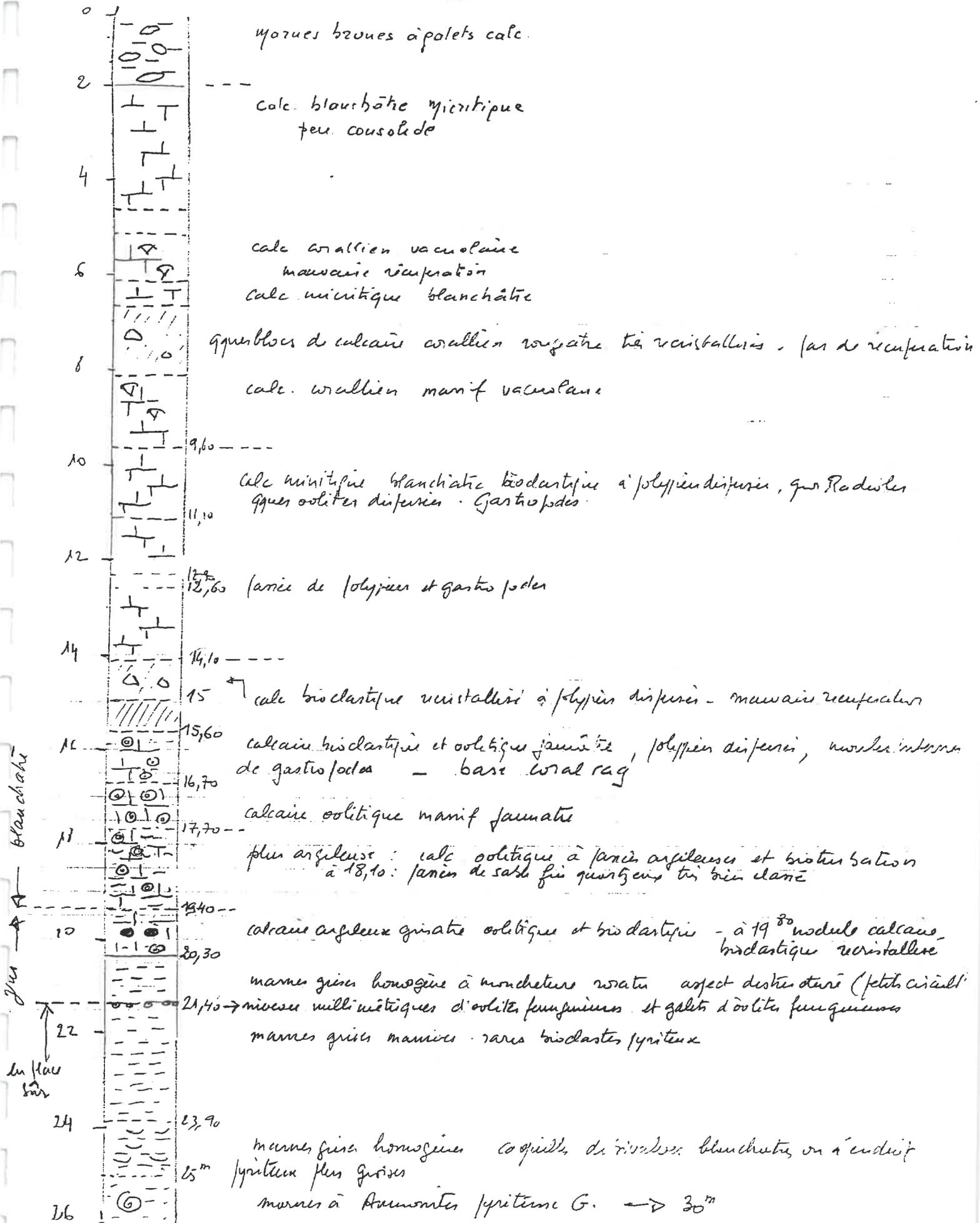
FLAGEOLLET J.C. (1989) - Les mouvements de terrain et leur prévention. Masson éd., 224p.

MAQUAIRE O, (1990) - Les mouvements de terrain de la côte du Calvados. Recherche et prévention. Documents du BRGM, n° 197, thèse doct. Univ. Caen, 431 p.

MASSON M. (1976) - Influence des héritages périglaciaires sur l'instabilité des pentes naturelles. Application à la Normandie. Bull. Liaison Ponts et Chaussée, spécial, Stabilité des talus, 1, versants naturels, p. 77-89

PAREYN C. et VIALLEFOND L. (1968) - Carte géologique Le Havre à 1/50 000. Service géologique national, BRGM, Orléans.

# CAROTTAGE du TENNIS



**DIAGRAPHIES NUCLEAIRES  
GAMMA - RAY**



**L.R.O.P.**

Ministere de l'Equipement, des Transports, du Logement et du Tourisme  
12, Rue Teisserenc de Bort 78190 TRAPPES  
Telephone : 01.34.82.12.34  
Telecopie : 01.30.50.83.69

ETUDE : BENERVILLE S/MER - TENNIS

X =

DOSSIER :

SONDAGE : Inclino 1

Y =

DATE : 25-11-1998

TUBAGE : PVC

Z =

Feuille : 1 / 1

Eau dans le tube : - 5.98 m

Echelle : 1 / 200

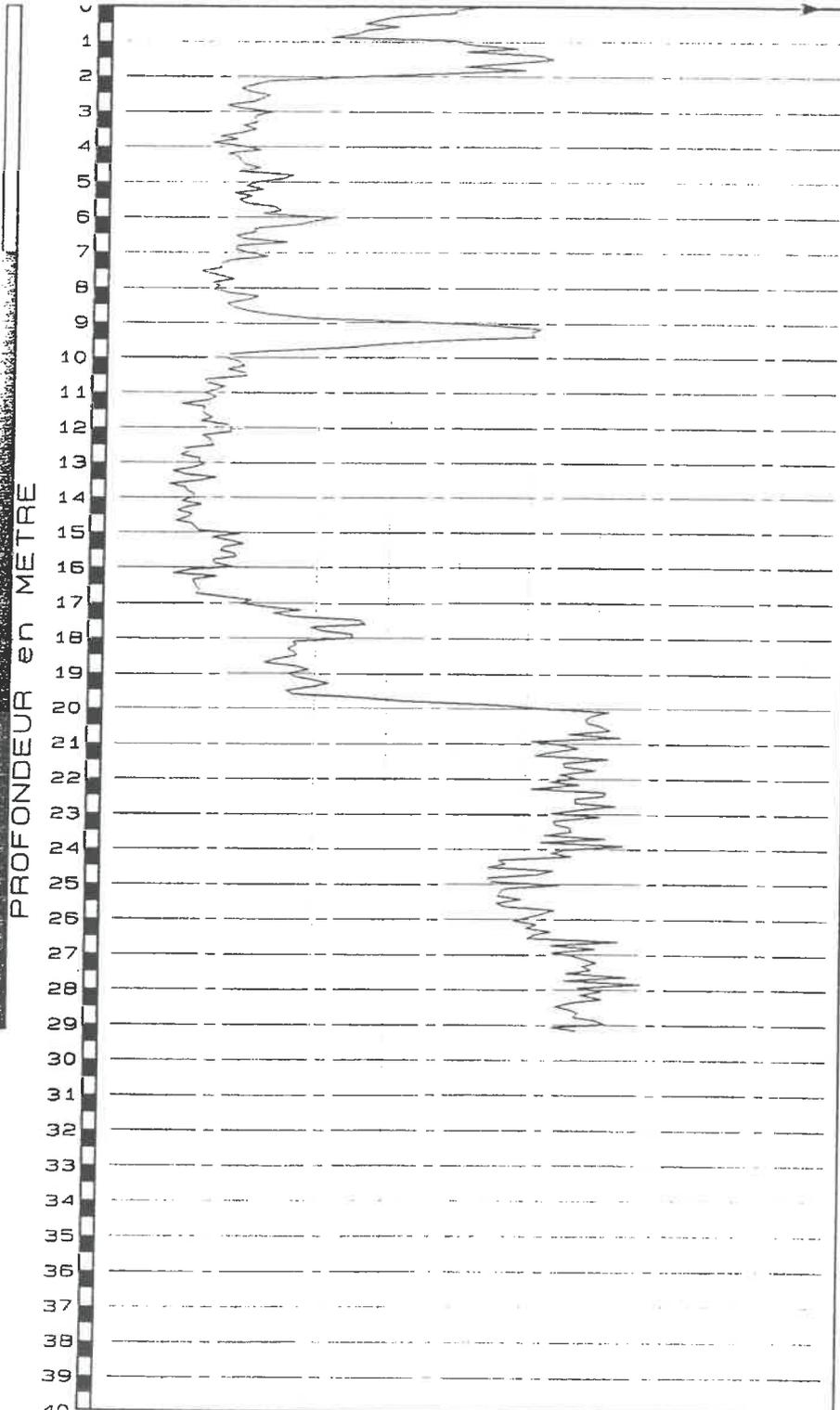
Radio-Activite Naturelle  
R.A.N. en Cps

LITHO.

COMMENTAIRES

EAU dans  
le TUBE

0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100



blocs  
calcaire

marnes

**DIAGRAPHIES NUCLEAIRES  
GAMMA - RAY**



**L.R.O.P.**

Ministere de l'Equipement, des Transports, du Logement et du Tourisme  
12, Rue Teisserenc de Bort 78190 TRAPPES  
Telephone : 01.34.82.12.34  
Telecopie : 01.30.50.83.69

ETUDE : BENERVILLE S/MER - EGLISE	X =	DOSSIER :
SONDAGE : Inclino 2	Y =	DATE : 25-11-1998
TUBAGE : PVC	Z =	Feuille : 1 / 1
Eau dans le tube : - 3.68 m		Echelle : 1 / 200

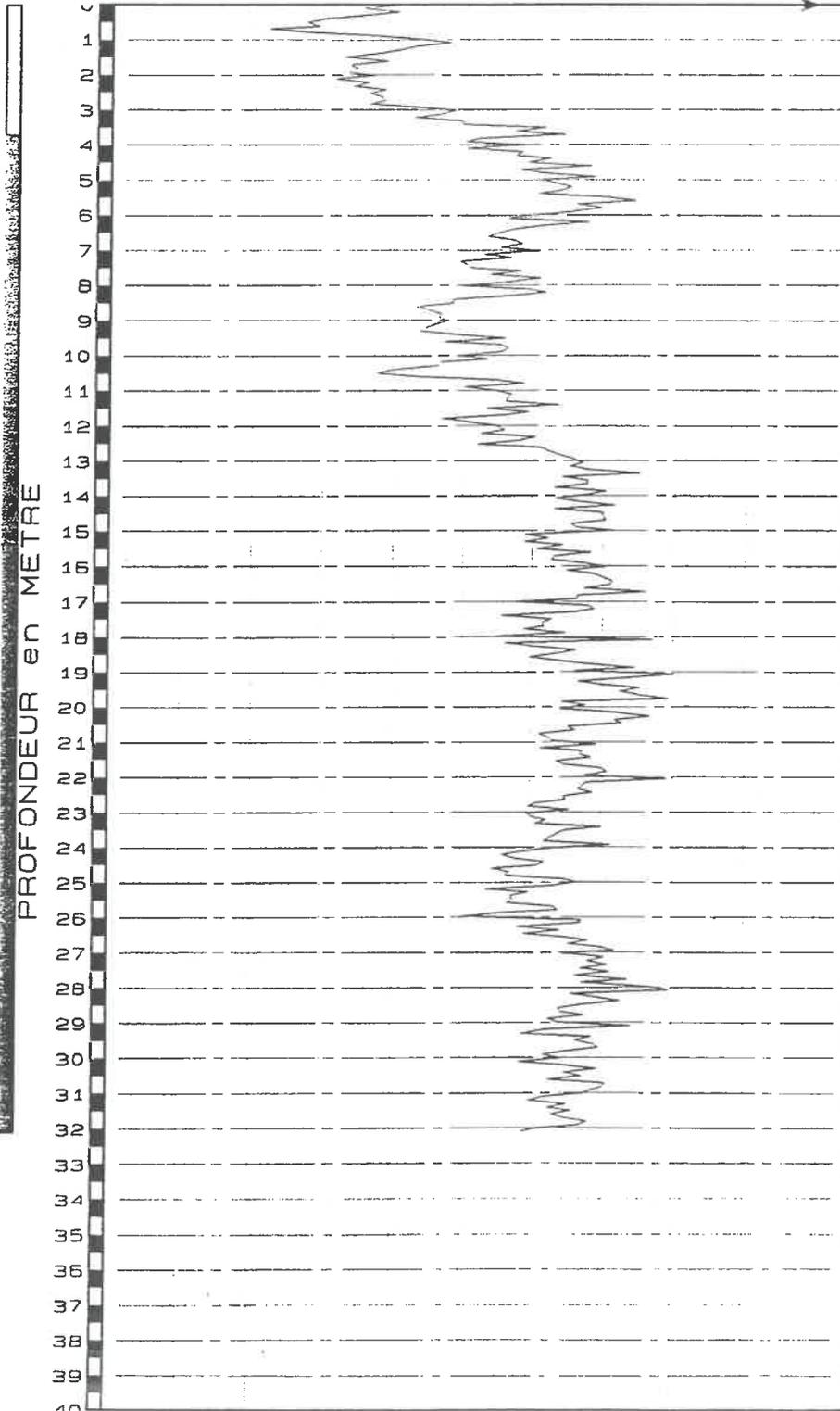
EAU dans  
le TUBE

Radio-Activite Naturelle  
R.A.N. en Cps

LITHO.

COMMENTAIRES

0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100



PROFONDEUR en METRE

coulee

Marnes

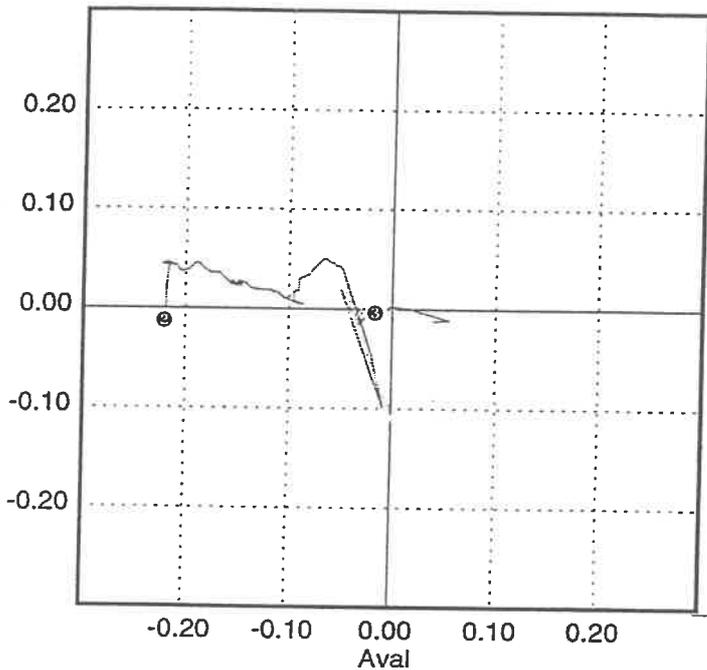


# MESURES INCLINOMETRIQUES

Mesures périodiques des variations d'inclinaison  
 dans un tube scellé au terrain

Déplacement du tube (cm)

Amont



BENERVILLE (tennis)

Dossier : BENER

Sondage I1

Tube inclinométrique I1

Mesure de référence : 09/07/1998

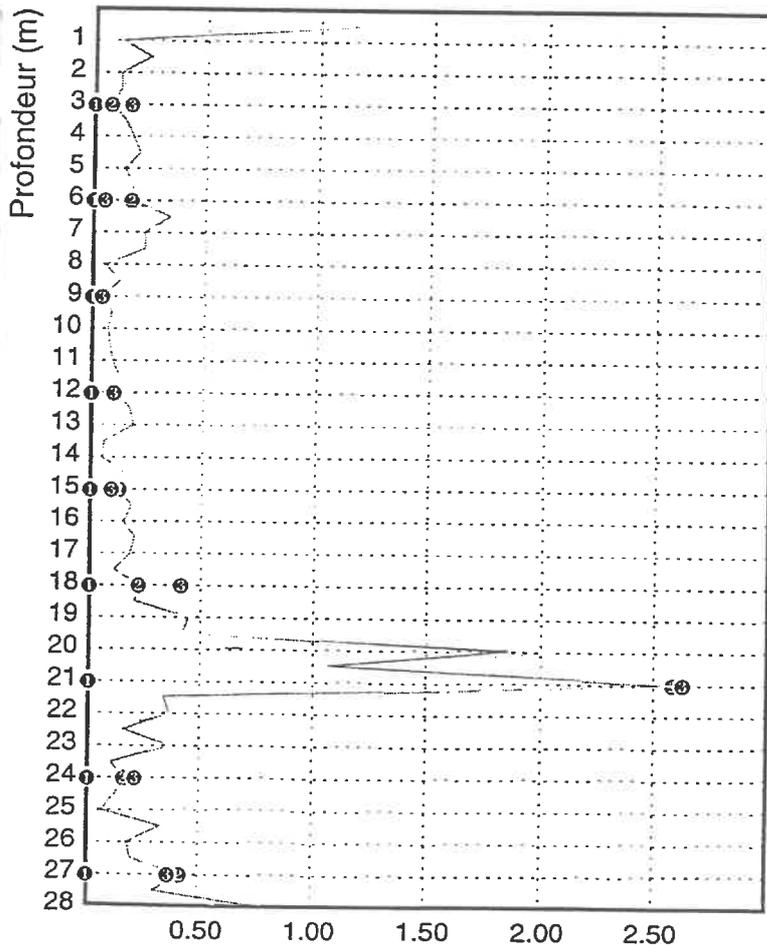
① 09/07/1998

③

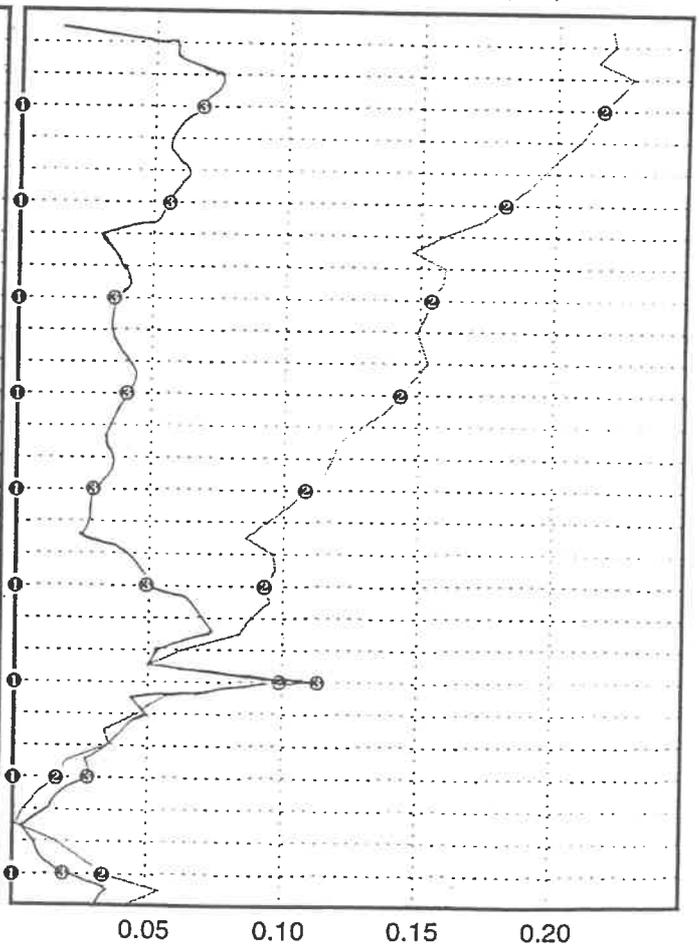
26/04/2000

② 06/05/1999

Rotations locales (rd\*1000)



Déplacements cumulés (cm)



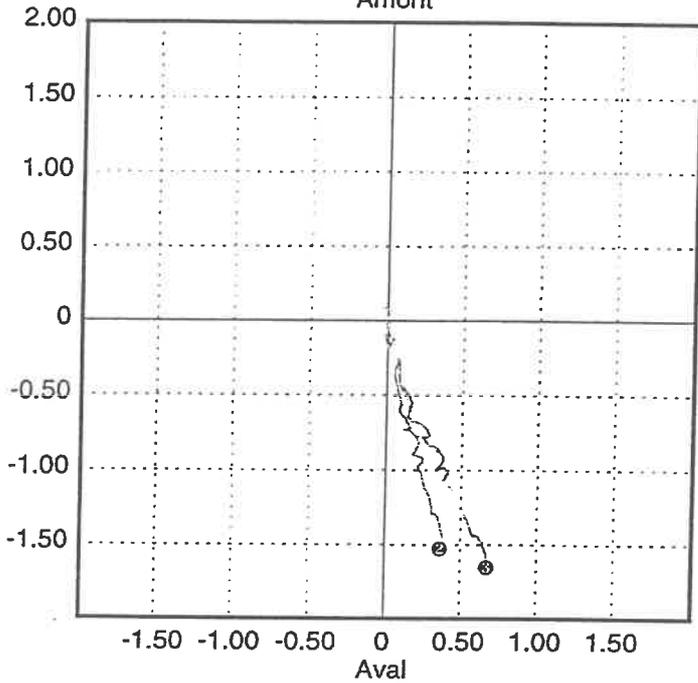


# MESURES INCLINOMETRIQUES

Mesures périodiques des variations d'inclinaison  
dans un tube scellé au terrain

Déplacement du tube (cm)

Amont



BENERVILLE (église)

Dossier : 1001

Sondage I2

Tube inclinométrique I2

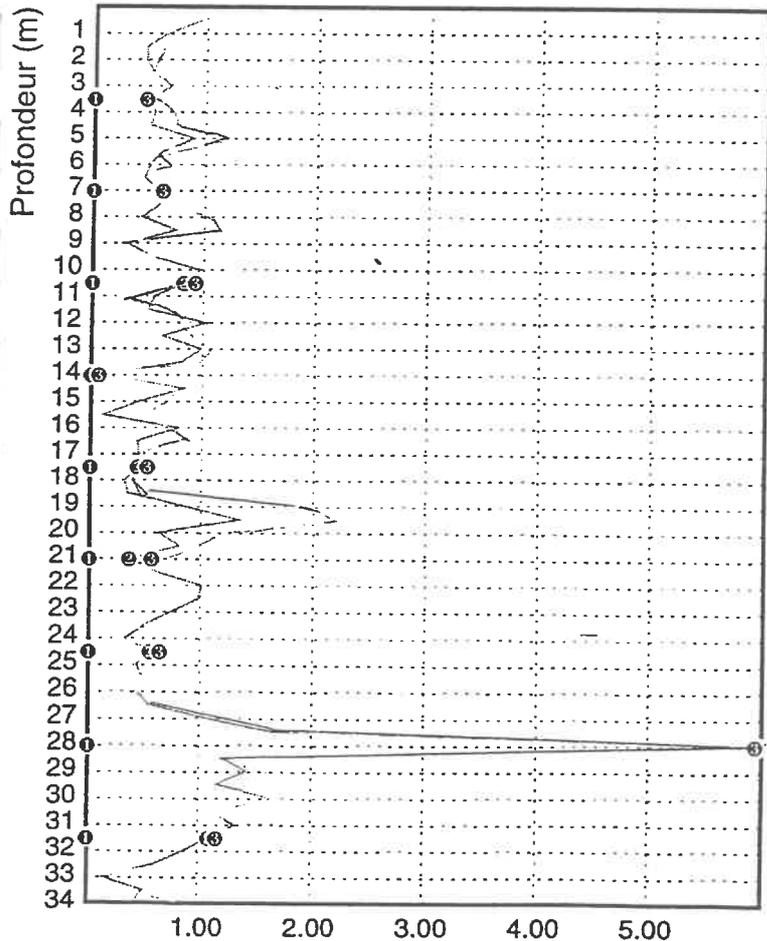
Mesure de référence : 09/07/98

① 09/07/1998

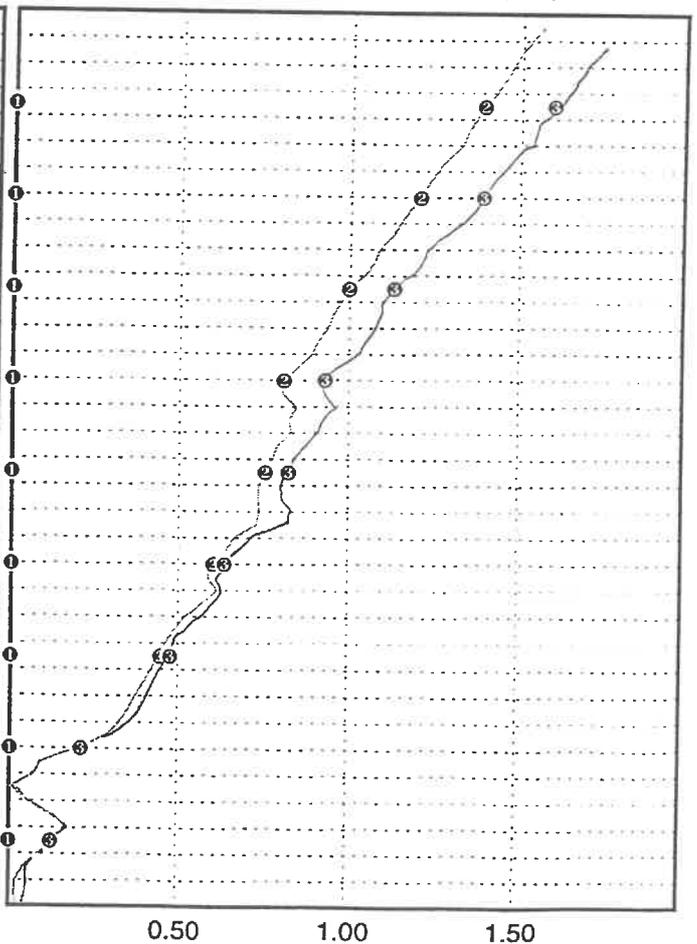
③ 26/04/2000

② 06/05/1999

Rotations locales (rd\*1000)



Déplacements cumulés (cm)



## **Annexe n°3**

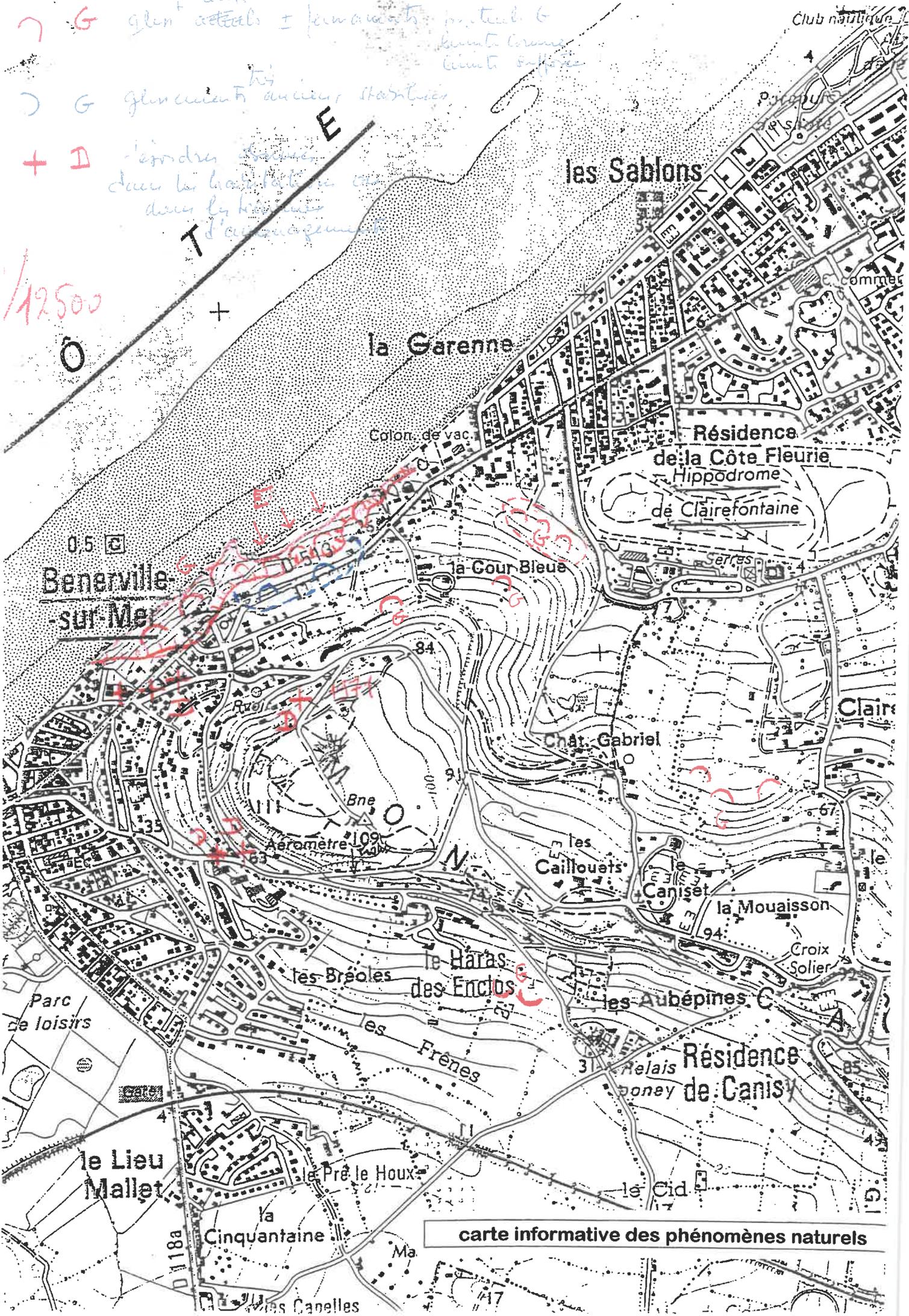
**Projet de zonage :  
carte informative des phénomènes naturels**

**Carte d'aléas**

**plan de zonage du PPR**

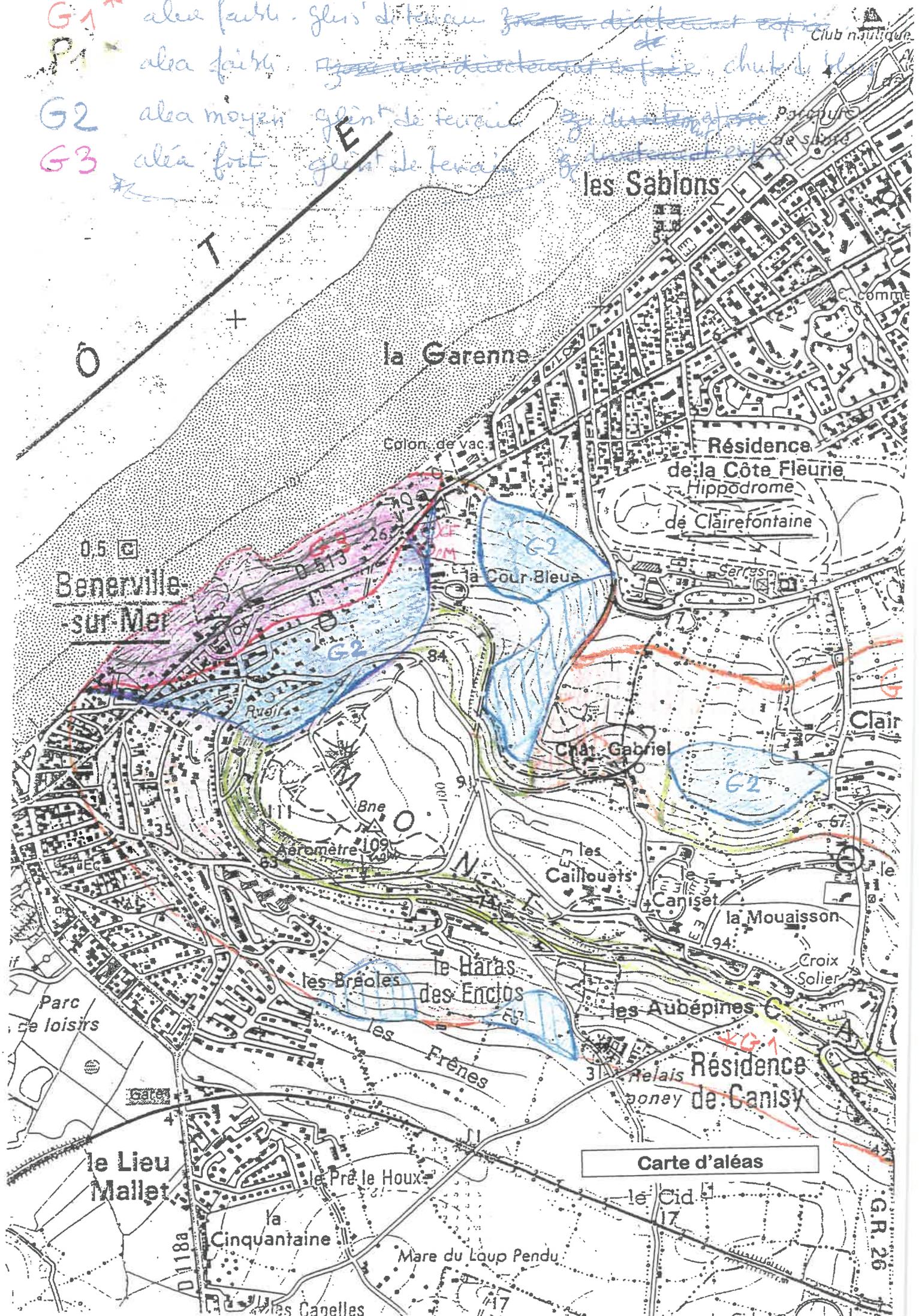
7 G glen + actuals ± jaunissants. p. t. t. 6  
 kuinte crone  
 ciuit. s. p. p. e  
 5 G glen + actuals ± jaunissants  
 4 D l'endres d'ancien  
 dans la habitation en cas  
 dans les bruyères  
 d'arrangement

1/2500



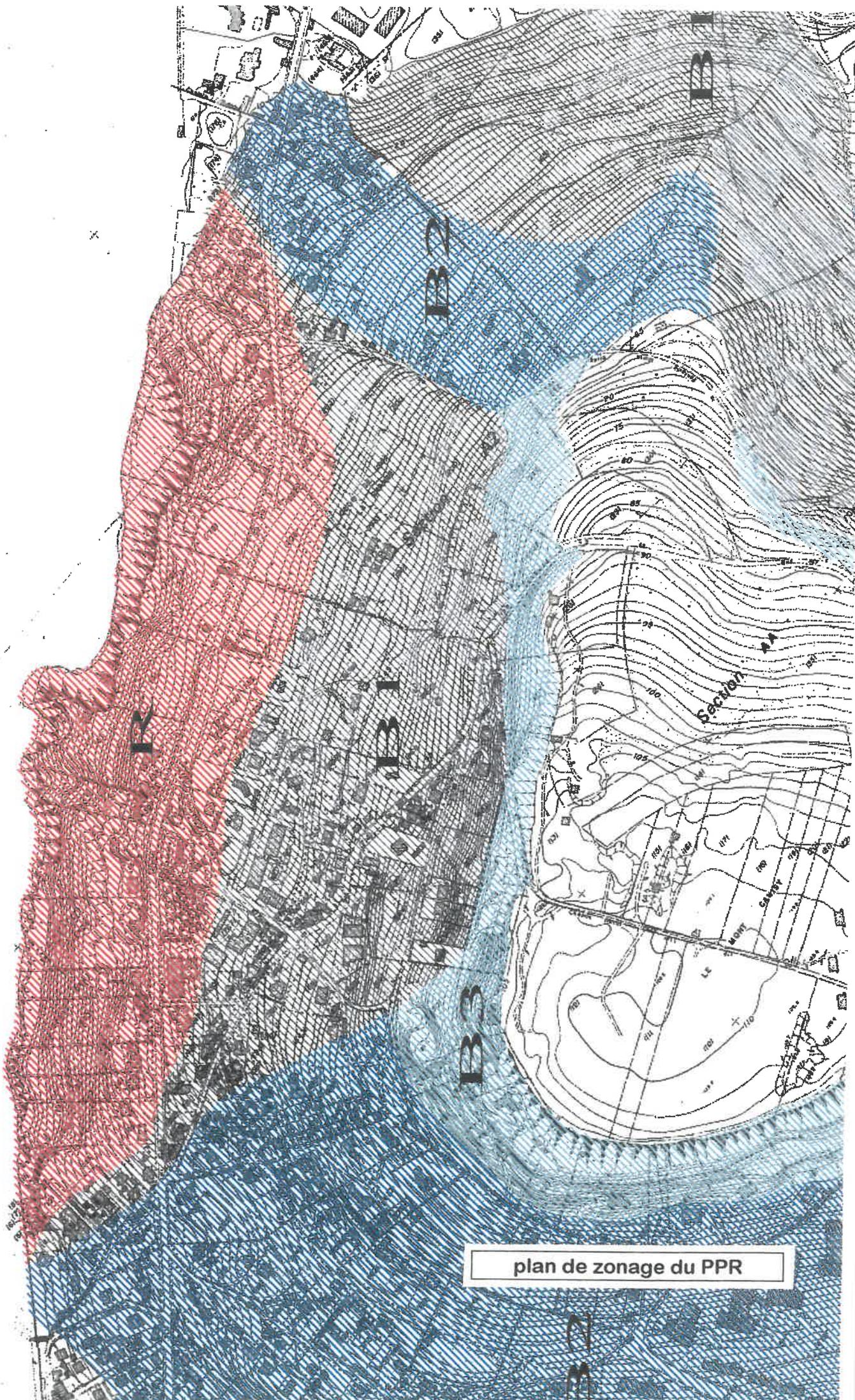
carte informative des phénomènes naturels

**G1** alés faible glis' de terrain ~~zone de direction est~~  
**P1** alés faible ~~zone de direction est~~ chute de glis'  
**G2** alés moyen glis' de terrain ~~zone de direction est~~  
**G3** alés fort glis' de terrain ~~zone de direction est~~



Carte d'alés

GR 26



plan de zonage du PPR

**Fig. 1 : plan de localisation**

**Fig. 2 : coupe AA' du secteur ouest**

**Fig. 3 : coupe BB' du secteur est**

# Calvados

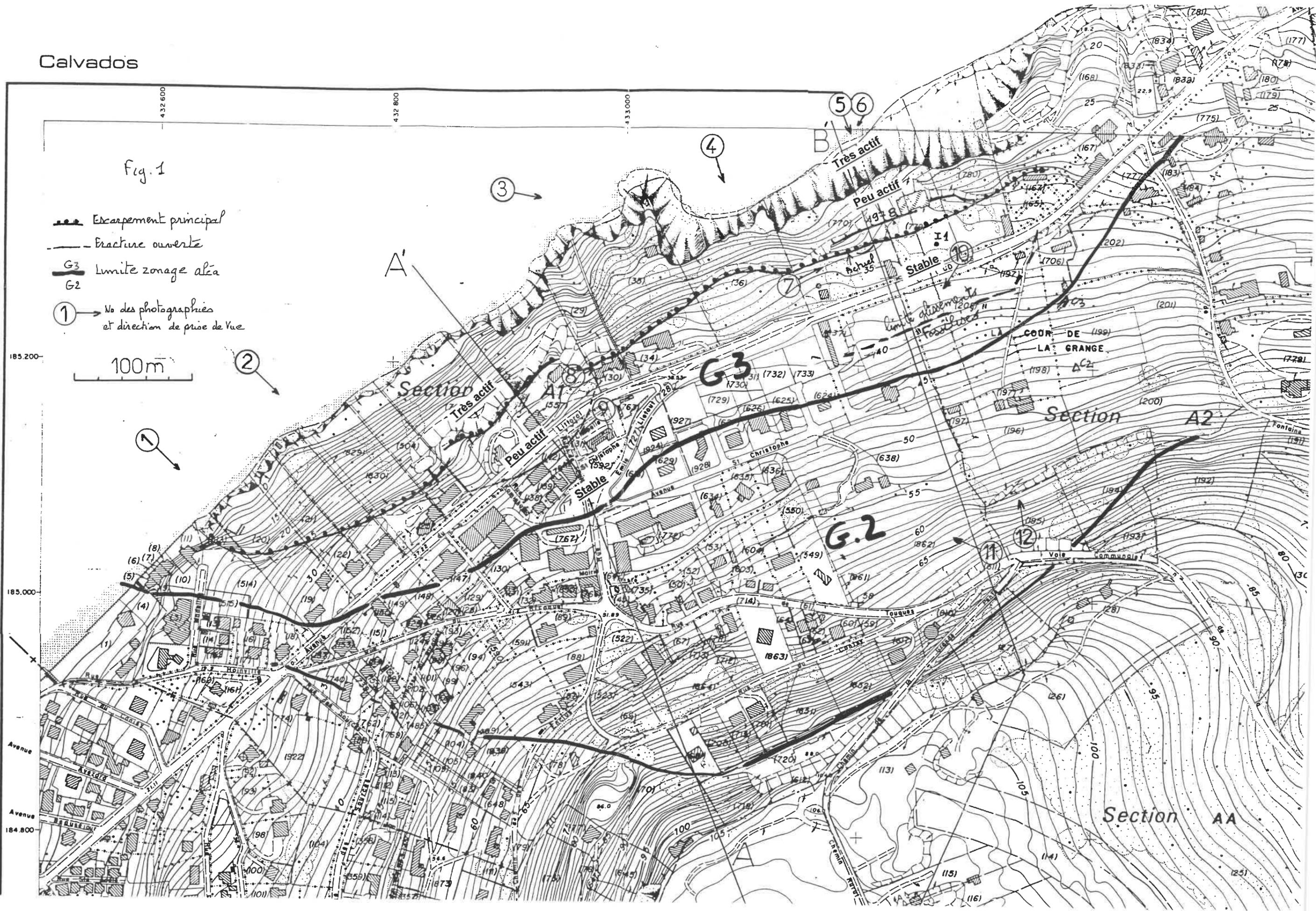


Fig. 1

- Escarpement principal
- - - Fracture ouverte
- G3 / G2 Limite zonage alca
- ① → No des photographies et direction de prise de vue

100m

185.200

185.000

184.800

4 32 600

4 32 800

4 30 000

