

Reconnaissance par sismique réfraction de la décompression et de l'instabilité des falaises vives du Bessin (Normandie, France)

*An explorative seismic refraction study
of decompression and of the instability
of the active Bessin cliffs.*

par Olivier MAQUAIRE* et Patrick GIGOT**

RÉSUMÉ. — Les falaises normandes du Bessin (France) sont constituées par une succession de formations calcaires et marneuses. De nombreux mouvements de terrain, parfois de grande ampleur, affectent périodiquement ces falaises. La faible résistance mécanique des marnes, mise en évidence lors de l'étude du récent glissement du Bouffay de 1981, a dû être favorisée par un fluage associé à la décompression des calcaires sus-jacents suivant un type de déformation qui peut être observé dans un mouvement quaternaire fossilisé (vallon du Pisseau). Grâce à une reconnaissance systématique de la zone décomprimée par la petite sismique réfraction, des relations simples sont établies, permettant d'évaluer le volume décomprimé à partir des caractéristiques géométriques et lithologiques de la falaise. Ce volume semble définir l'enveloppe à l'intérieur de laquelle les mouvements sont susceptibles d'intervenir.

Mots-clés : Décompression, Sismique réfraction, Stabilité des falaises, Glissements de terrain, Risques naturels, Normandie.

ABSTRACT. — The cliffs of the Bessin area (Normandy, France) are made up of a succession of calcareous and marly bed formations and exposed along about 30 kms. Numerous and sometimes significant land movements affect these cliffs. During such movements, the low mechanical resistance of the marls, as demonstrated by a study of the recent landslide at Le Bouffay in 1981, could have been favored by creep of the marls associated with decompression of the overlying limestones such as can be observed in a fossilized Quaternary movement at Le Pisseau Vale. A systematic exploration of the decompressed area is been made

* Centre de Recherches en Géographie Physique de l'Environnement, Université de Caen, Esplanade de la Paix, 14032 Caen Cedex.

** Laboratoire de Géologie Structurale, Université de Caen, Esplanade de la Paix, 14032 Caen Cedex.

with a hammer-induced small scale seismic refraction. The comparison between transverse and parallel shootings to the cliffs allows a definition of the width LD of the decompressed area. This width appears to be very different depending in one way on the thickness of the limestone cliff and in the other way on the presence or not of marls at the bottom of the cliff. Empiric relations have been calculated : in the case of a cliff constituted by limestones, $LD \approx 0.6 H_c$, H_c being the height of a cliff. In this case of the cliff constituted by limestones overlying marls, the maximum width of the decompressed area reaches higher values and the relation is $LD_{max} \approx 0.8 H_c^{1.6}$, H_c being in this case the thickness of the limestone formation. It appears that the width of the decompressed area as evaluated defines with good approximation the volume within which land movements can occur. The genetic relation between the decompression of the limestone and the creep of the underlying marls explains the fact that in the recent landslide at the Bouffay the mechanic characteristics of the marls deduced from the calculated models after the slide are the residual ones, although this slide is not the renewal of an older one.

Key-words : Decompression, refraction shooting, Cliffs stability, Landslides, Natural hazards, Normandy.

INTRODUCTION

Les falaises du Bessin présentent une instabilité chronique, matérialisée par de nombreux mouvements de terrain d'ampleur variable. Le dernier grand glissement, mobilisant une masse de $1\,500\,000\text{ m}^3$ est intervenu le 5 août 1981 au lieu-dit du Bouffay.

Les calculs de stabilité effectués *à posteriori* sur ce glissement ont montré une faiblesse anormale de la résistance au cisaillement des « marnes de Port » dans lesquelles se situe l'essentiel de la surface de glissement. Ces calculs conduisent en effet à retenir dans les marnes des caractéristiques mécaniques beaucoup plus proches des valeurs résiduelles que des valeurs de pic. (Maquaire *et al.*, 1984).

Ce résultat serait tout à fait logique si le glissement du Bouffay était une reprise d'une ancienne surface de glissement affectant des marnes déjà cisailées; or ce n'est pas le cas.

Une autre explication de cette contradiction apparente est suggérée par l'observation directe de la coupe d'un vallon quaternaire (vallon du Pisseau). Il montre l'importance d'une déformation diffuse (et probablement lente, du

type fluage) des marnes associée à la décompression de versant des calcaires sus-jacents.

Cette observation nous conduit à préciser la géométrie de la zone décomprimée à l'arrière de la falaise actuelle par une étude qualitative et quantitative basée sur une prospection sismique.

A. Géologie et morphologie des falaises du Bessin.

Le littoral normand montre entre Grandcamp et Arromanches 28 Km de falaises vives connues sous le nom de « falaises du Bessin » (Fig. 1a et 1b). Ces falaises ont une hauteur de 10 à 75 m et sont entaillées pour l'essentiel

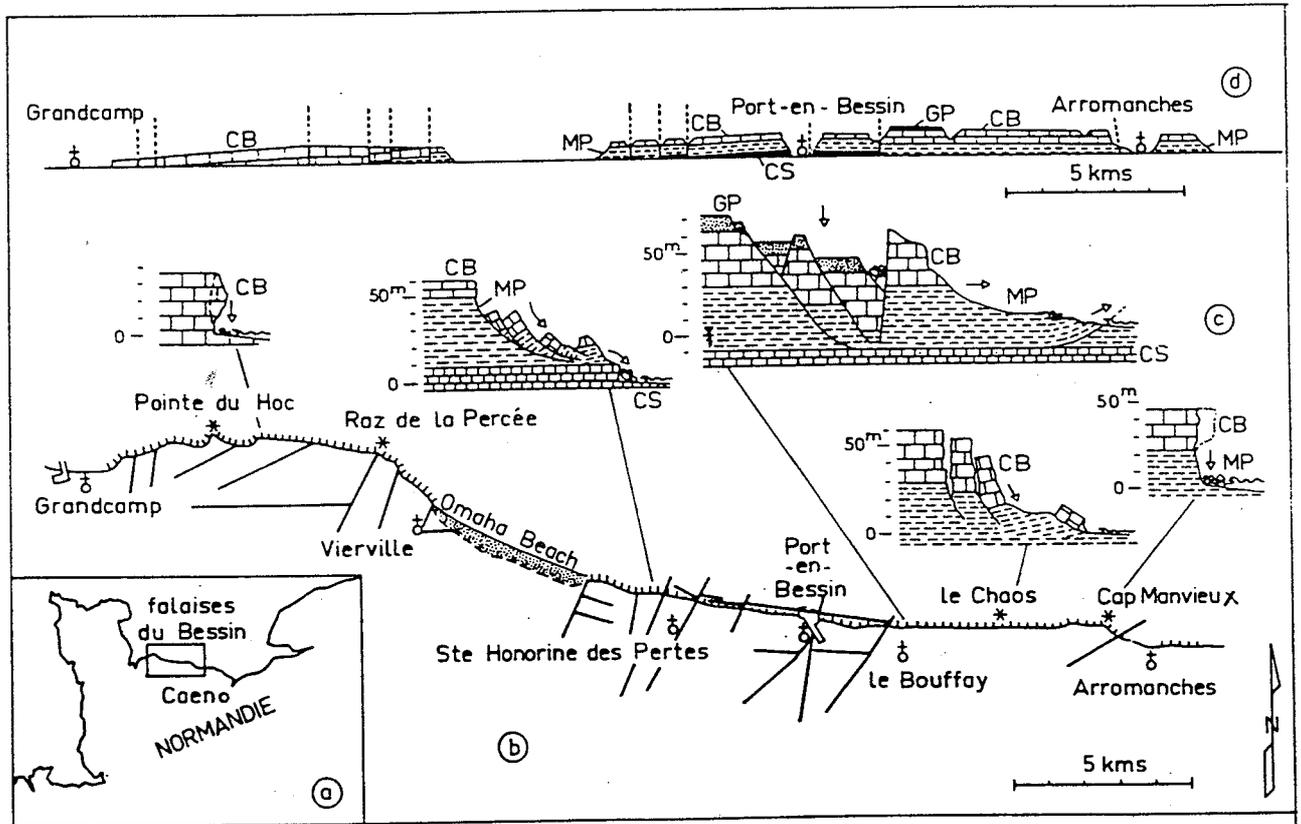


FIG. 1. — Localisation et géomorphologie des falaises du Bessin.

- 1a. Localisation des falaises du Bessin.
- 1b. Carte simplifiée : position des falaises et des principales failles.
- 1c. Morphologie des principaux types de mouvements de terrain affectant la succession lithologique des falaises du Bessin; CS = calcaires à spongiaires; MP = marnes de Port; CB = calcaires du Bessin; GP = grès du Planet.
- 1d. Coupe schématique des falaises du Bessin, parallèle au trait de côte, montrant les variations du profil lithologique.

FIG. 1. — Location and geomorphology of the cliffs in the Bessin Area.

- 1a. Location of the Bessin Cliffs.
- 1b. Simplified map : location of the cliffs and of the main faults.
- 1c. Morphology of the main types of terrain movements affecting the lithological succession of the Bessin cliffs; CS = Porifera limestone; MP = Port Marls; CB = Bessin Limestone; GP = Le Planet Sandstone.
- 1d. Schematic profile of the Bessin cliffs, parallel to the coast line, showing variations of the lithological profile.

dans une succession sédimentaire d'âge bajocien et bathonien dans laquelle sont distinguées de bas en haut trois formations principales : (Fig. 1c et 1d).

— les « calcaires à spongiaires » massifs (Bajocien) arment le pied de la falaise entre Port en Bessin et Ste Honorine des Pertes (Riout et Fily, 1980). Ces calcaires ne participent pas aux mouvements de terrain.

— les « marnes de Port » (Bathonien inférieur et moyen) ont 38 m d'épaisseur. Des petits bancs calcaire-marneux s'intercalent principalement dans les parties basales et sommitales (Riout et Fily, 1980). Ces marnes jouent un rôle essentiel dans l'instabilité des falaises. Elles sont constituées de 80 % de smectites (argiles gonflantes) et 15 à 20 % d'illites. La fraction fine inférieure à 2 micromètres oscille autour de 50 %. Les limites de liquidité (50 %), de plasticité (27 %) et l'indice de plasticité (23) indiquent un comportement moyennement plastique. Les essais de cisaillement montrent en résistance de pic un angle de frottement de 18° et une cohésion de 150 KPa. Les caractéristiques résiduelles sont nettement inférieures avec un angle de frottement de 16° et surtout une cohésion pratiquement nulle. (Maquaire *et al*, 1984).

— les « calcaires du Bessin » (Bathonien moyen) sont épais de 35 m au maximum et montrent dans le détail des faciès variés, en bancs massifs et à litage oblique ou en petits bancs calcaires séparés par des lits argileux. (Fily, 1974). L'ouverture de fissures par décompression y est partout observable, elle est de plus favorisée par une fracturation tectonique importante et notamment par une fracturation orientée ouest-est parallèle au trait de côte.

Au sommet et d'une manière discontinue, la série bathonienne est surmontée d'une dizaine de mètres d'« argiles et grès du Planet » attribués au Crétacé. (Riout, 1966).

Sur le plateau une épaisseur inégale d'argile résiduelle à silex, (1 à 3 m) est masquée par un manteau limoneux qui ne dépasse pas 2 mètres d'épaisseur. Des colluvions limoneuses atteignent quelques mètres d'épaisseur en fond de vallons.

La succession mésozoïque est affectée par une fracturation tectonique importante (Fig. 1b et 1d), en particulier par de nombreuses failles (dont la plus connue est la faille des Hachettes qui a longtemps illustré les manuels scolaires). Les déformations tectoniques engendrent ainsi une succession de monoclinaux faillés; si les pendages sont très faibles et insuffisants pour intervenir directement dans la stabilité des falaises, ils ont néanmoins pour conséquence une grande variabilité du profil lithologique et notamment des épaisseurs relatives entre les calcaires du Bessin et les marnes de Port (Fig. 1d). Cette variabilité explique en grande partie la diversité, tant en forme qu'en volume, des nombreux mouvements de terrain observés qui peuvent être (Fig. 1c):

— des *écroulements de surplomb* dans le secteur de la pointe du Hoc et à l'est du Cap Manvieux.

— des *petits glissements circulaires* dans le secteur de Port en Bessin.

— des *grands glissements*, type *glissement plan avec effondrement à l'arrière*, dans le secteur du Bouffay.

— des *glissements par fluage des marnes en pied*, dans le secteur du Chaos et du Cap Manvieux.

B. Analyse par sismique de la largeur décomprimée dans les calcaires du Bessin à l'arrière de la falaise vive.

La décompression dans une série sédimentaire horizontale peut être facilement mise en évidence en mesurant la vitesse de propagation d'une onde sismique entre deux points situés à la surface du sol (Fig. 2). En effet l'onde est ralentie lorsqu'elle se propage perpendiculairement aux fissures ouvertes, tandis que, parallèlement aux fissures, elle se propage sans les rencontrer à une vitesse sensiblement identique à celle qu'on mesurerait dans la même série non fissurée. *L'anisotropie des vitesses de propagation dans le plan horizontal reflète donc directement l'anisotropie du milieu liée à l'ouverture des fissures par décompression.*

1. Réalisation pratique.

Elle a consisté à évaluer l'anisotropie des vitesses à différentes distances du rebord de la falaise le long de profils perpendiculaires à celle-ci. L'appareil utilisé est le Bison monotrace à mémoire, modèle 1570 C.

Des stations de mesure « M » ont été réparties tous les 10 à 20 m le long des profils. Sur chaque station, les temps de propagation des ondes sismiques ont été mesurés parallèlement (ligne P) et transversalement (ligne T) à la falaise. La longueur de ligne entre le point d'impact du marteau et le géophone a été fixée à 10 m. Cette longueur est suffisante dans la plupart des cas pour mesurer un temps de propagation des ondes sismiques qui reflète bien le comportement sismique des calcaires sous-jacents aux formations superficielles à condition que l'épaisseur de ces dernières ne soit pas supérieure à 3 ou 4 m (le temps de propagation intègre évidemment le trajet effectué à l'intérieur de ces dernières). Cette condition a été vérifiée à l'aide de sondages sismiques et de sondages à la tarière à main, notamment aux points de mesure les plus éloignés de la falaise. La longueur de ligne a été parfois portée à 15 ou 20 m pour lever toute ambiguïté. Les mesures douteuses ont été éliminées et ne figurent pas dans les résultats présentés ici. Par ailleurs les secteurs à couvertures trop épaisses ont été éliminés (voir plus loin).

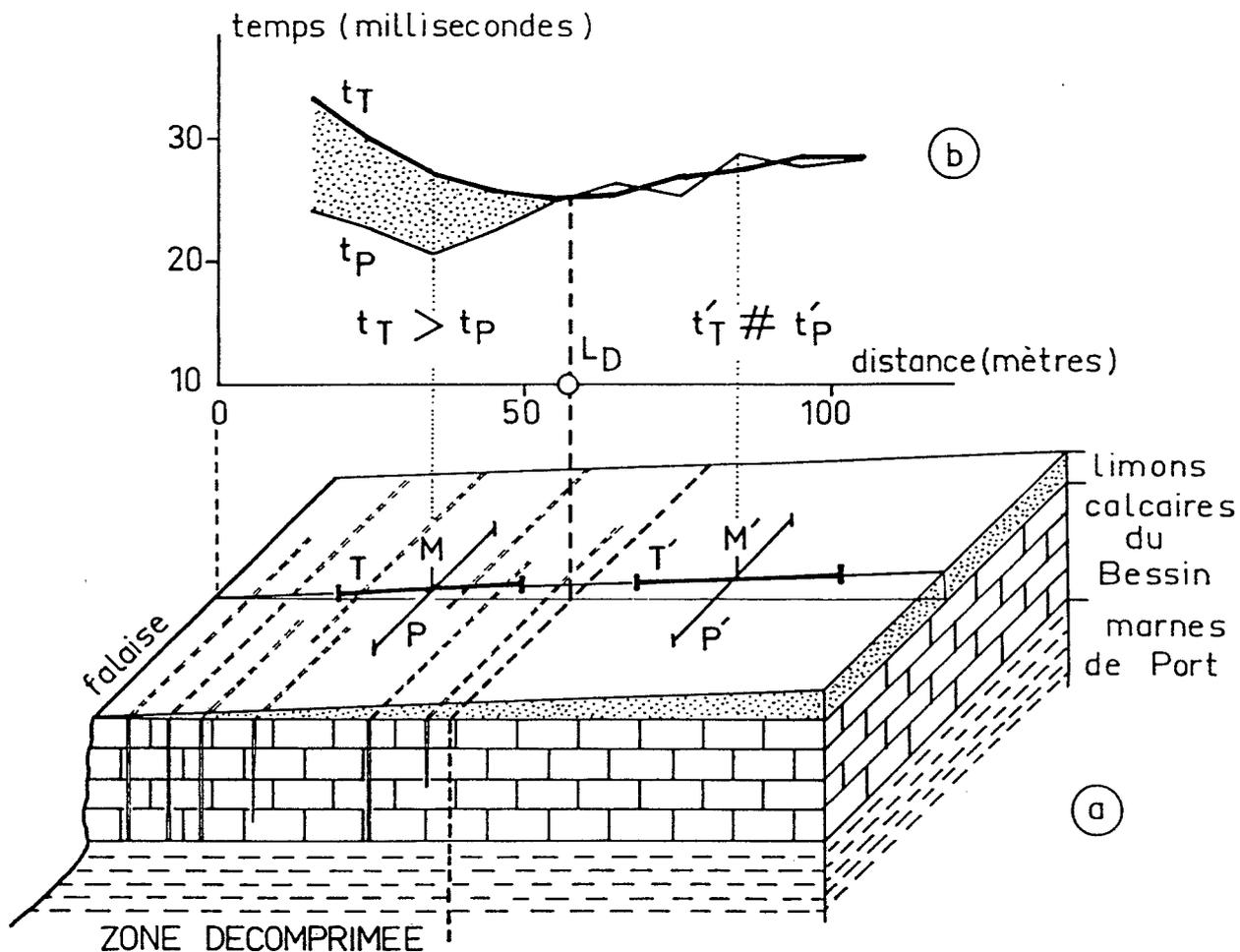


FIG. 2. — Dispositif de mesure des temps de propagation des ondes sismiques.

2a. Dispositif de mesure de la largeur décomprimée par comparaison des temps de propagation d'une onde sismique en tir transverse T et parallèle P. M, M' = points de mesures sur un profil perpendiculaire à la falaise. 2b. Comparaison des temps t_T obtenus en tir transverse (onde sismique ralentie par la décompression) avec les temps t_P obtenus en tir parallèle. L'écart entre les deux courbes s'annule à l'arrière de la zone décomprimée, dont la largeur est LD.

FIG. 2. — Device for measuring travel time of seismic waves.

2a. Device for the measurement of the width of a decompressed strip. The travel time of a seismic wave is measured by a transversal shooting (t_T time) and a parallel shooting (t_P time). The length of the seismic line is long enough, so that the travel time will be the refracted one, going through the limestones of the Bessin and not the direct one, crossing the superficial cover. In the transversal shooting the seismic wave is slowed down by the numerous open fractures of the decompressed zone and one can expect that above the decompressed zone $t_T < t_P$. The different points of measurement (M, M,...) are lined up on a profile perpendicular to the cliff.

2b. Comparison between the t_T time and the t_P time curves, in relation with the distance to the cliff.

The difference between the two curves attains zero at the limit of the decompressed area which width is LD.

En admettant en première approximation l'isotropie horizontale de la formation limoneuse, la comparaison des temps de propagation parallèle t_p et transverse t_T à la falaise montre :

- — dans la zone non décomprimée, des temps sensiblement égaux en tirs transverses et en tirs parallèles.
- — dans la zone décomprimée, des temps sensiblement supérieurs en tirs transverses.

Pour chaque profil, l'évolution des temps en fonction de la distance à partir du rebord de la falaise est représentée par une courbe (t_T) pour les tirs transverses et une courbe (t_p) pour les tirs parallèles. La largeur de la zone décomprimée correspondant à un écart systématique des deux courbes apparaît ainsi directement.

L'implantation des profils a été évitée dans les zones sujettes aux principales causes de perturbations, à savoir :

- les zones fortement bombardées durant la dernière guerre. (L'analyse des photographies aériennes de l'IGN datant de 1947 a permis de définir au mieux leur extension).
- les secteurs proches des vallons transverses et des grandes failles reconnues.

— les zones à forte couverture argileuse (argile d'altération dans la région de Vierville ou argiles et grès du Planet dans la région du Bouffay).

2. Les résultats.

Trente quatre profils ont été réalisés entre Grandcamp et Arromanches (Fig. 3). Leur longueur varie de 30 à 180 m.

La largeur de la zone décomprimée ressort nettement de la plupart des profils réalisés (Fig. 3). Elle varie de 10 à 95 m. Malgré les précautions prises, il reste quelques profils difficilement interprétables (profils n° 31 et n° 32). Les profils n° 20 et n° 21 résultent d'une disposition particulière : au début du profil la décompression liée à la falaise vive est mise en évidence, à l'extrémité du profil la décompression liée à l'existence d'un versant parallèle à la côte tourné vers le Sud (site particulier de Port en Bessin) est enregistrée.

Il nous a paru intéressant d'établir la relation entre la largeur décomprimée et la morphologie de la falaise. On constate que la largeur décomprimée dépend de deux paramètres :

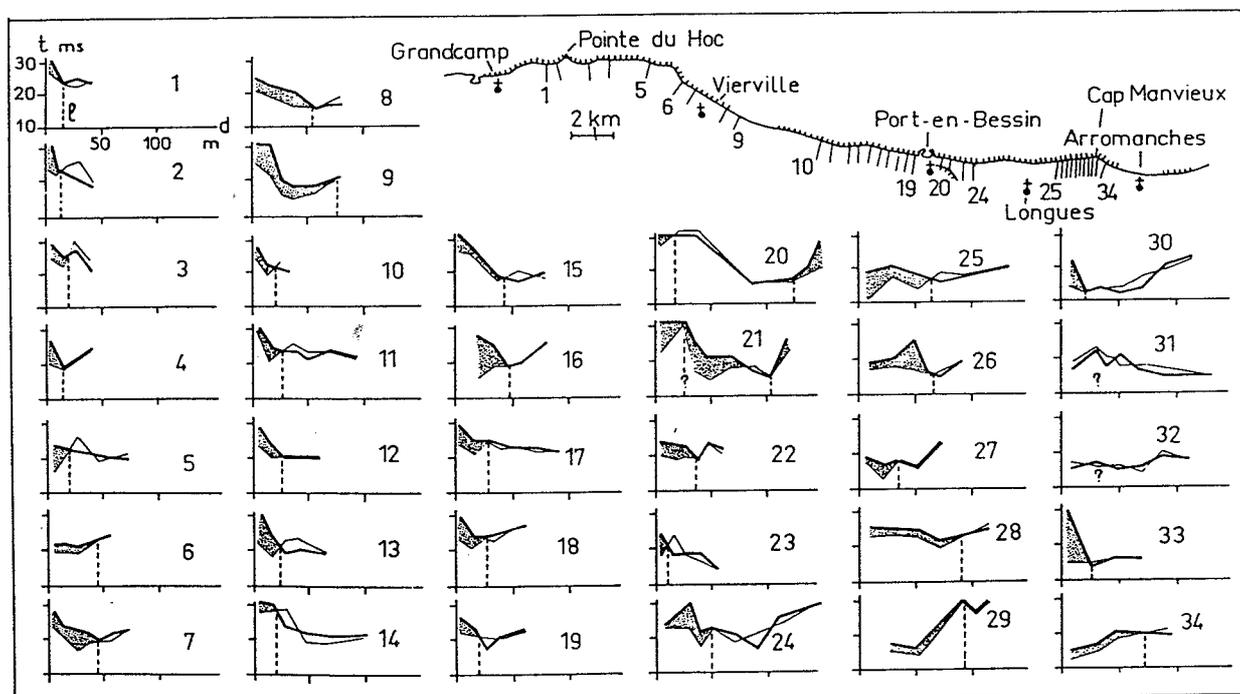


FIG. 3. — Localisation et présentation des trente quatre profils de mesures sismiques de comparaison des temps de propagation transverse et parallèle. (représentation identique à la Fig. 2b)

FIG. 3. — Location and presentation of the 34 seismic profile measurements comparing transversal and parallel travel times. (representation is identical to that of Fig. 2b)

- de la présence ou de l'absence des marnes en pied de falaise.
- de l'épaisseur de la corniche calcaire.

Ainsi le diagramme qui relie la largeur décompressée à la variation d'épaisseur de la corniche calcaire fait apparaître deux groupes de résultats (Fig. 4).

a. La falaise est entièrement entaillée dans les calcaires du Bessin.

La largeur décompressée LD augmente linéairement en

fonction de la hauteur de la falaise calcaire Hc suivant la relation :

$$LD \approx 0.6 Hc$$

A titre d'exemple une falaise calcaire de 20 m montre une largeur décompressée de 12 m environ (Fig. 4a).

b. La falaise est constituée d'une corniche calcaire surmontant des marnes.

Les chiffres font apparaître une largeur décompressée beaucoup plus importante et soulignent l'influence considé-

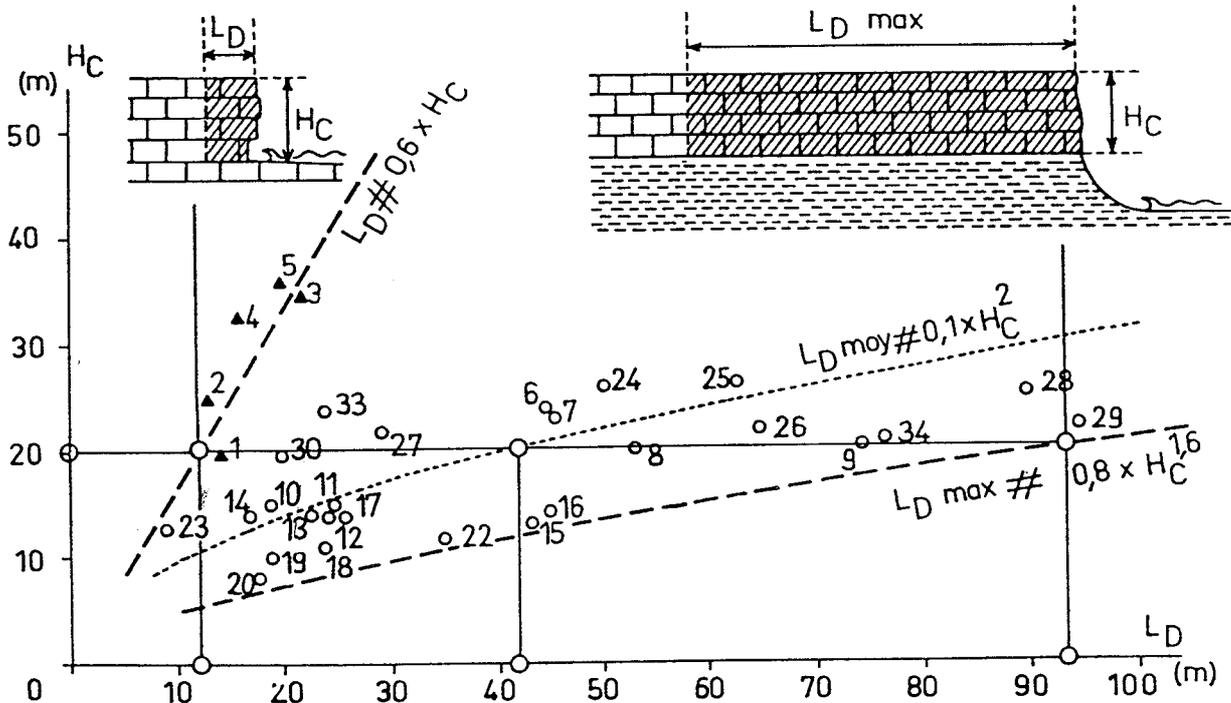


FIG. 4. — Relation entre la largeur décompressée et l'épaisseur de la corniche calcaire, à partir des trente quatre profils de mesures sismiques réalisés.

Profils 1 à 5 : falaise calcaire sans soubassement marneux. Profils 6 à 34 : corniche calcaire sur soubassement marneux.
LD : largeur décompressée; Hc : hauteur de la corniche ou falaise calcaire.

FIG. 4. — Relationship between the decompressed strip and the thickness of the calcareous ledge, established from the 34 seismic measurement profiles.

Profiles 1 to 5 : Calcareous cliff without marly substratum. Profiles 6 to 34 : Calcareous ledge overlying marly substratum.
LD = Width of decompressed strip. Hc = Height of calcareous cliff or ledge.

Concerning a calcareous cliff without marly substratum, the decompressed width rises in a linear way according to the height of the limestone cliff, that is to say $LD \approx 0.6 Hc$.

Concerning a cliff constituted by a limestone ledge overlying marls, the decompressed width is much more important because of the influence of the marly substratum on the decompression. The obtained medium value is $LD_{moy} \approx 0.1 Hc^2$.

Following the current evolution of the cliffs, decompression does not reach in every point the same stage of evolution and it explains the great scattering of the values of the decompressed width.

For these reasons and in expectation of forecast, it is to be desired that one keeps the maximum limit of the obtained points, limit which is $LD_{max} \approx 0.8 Hc^{1.6}$.

nable du soubassement marneux dans la décompression.

En moyenne la largeur décompressée LD augmente rapidement suivant une relation approximativement :

$$LD \approx 0.1 Hc^2$$

Pour une corniche calcaire de 20 m d'épaisseur surmontant des marnes, la largeur décompressée moyenne est de l'ordre de 40 m.

Il faut noter la forte dispersion des valeurs de la largeur décompressée qui nous paraît s'expliquer notamment par le fait que les mesures faites concernent une falaise en évolution actuelle et que compte tenu du recul de la falaise, la décompression n'est pas partout au même stade d'évolution.

La relation précédente ne permet pas à notre sens la

définition d'un ordre de grandeur correct de la largeur décompressée dans un but de prévision. Pour cette dernière, il nous paraît souhaitable de retenir l'enveloppe maximale des points obtenus qui correspond à une relation approximativement :

$$LD \approx 0.8 Hc^{1.6}$$

A titre d'exemple pour une corniche calcaire de 20 m d'épaisseur surmontant des marnes, on peut prévoir une largeur décompressée maximale de l'ordre de 95 m.

Ces chiffres montrent clairement l'ampleur de la zone décompressée et soulignent l'influence importante de la présence des marnes sur la décompression des calcaires susjaccents.

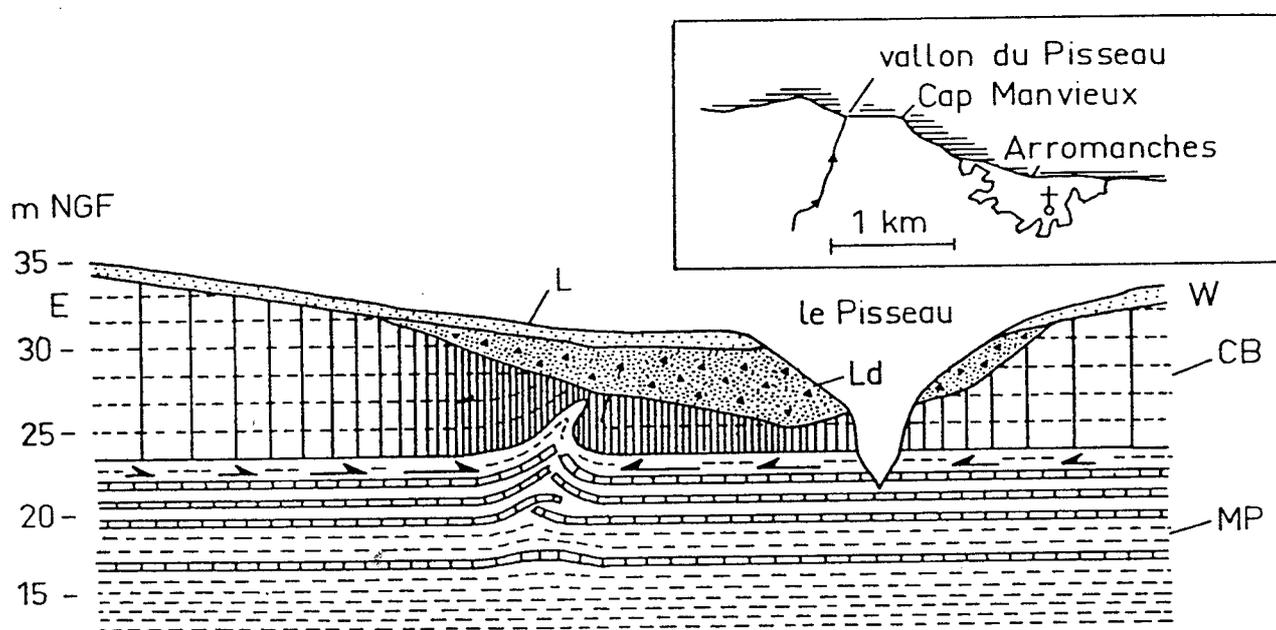


FIG. 5. — Coupe naturelle du vallon du Pisseau exposée dans la falaise actuelle à l'ouest d'Arromanches montrant des relations fossilisées entre un fluage des marnes et une décompression des calcaires du Bessin.

MP : marnes de Port; CB : calcaires du Bessin; Ld : limons à débris; L : limons; les flèches matérialisent la zone de cisaillement diffus dans les marnes associée à la décompression des calcaires représentée schématiquement par des hachures (échelle horizontale et verticale identique).

FIG. 5. — A natural section Le Pisseau Vale as exposed in the present cliff west of Arromanches showing a relation between the creep of the marls and the decompression of Bessin limestones. MP : Port marls; CB : Bessin limestone; Ld : Loam with debris; L : loam; Arrows indicate the area of diffuse shearing in the marls associated to decompression of limestones. This decompression is schematically represented by vertical hachures. (horizontal and vertical scales are identical).

The section shows an evolution during the quaternary of the slopes on both sides of a paleo vale, now intersected by the active cliff. The diffused shearing of Port en Bessin marls in relation with the two decompressed sides is compensated by the plicative deformations which one can see in the central part submitted to discharge. Above it the Bessin limestones are decompressed on a width of about 40 m on the both sides of the paleo vale axis. This width is about four times the thickness of the limestone ledge (equivalent values to the forecasted maximum values by seismic prospection).

C. Etude d'une décompression fossilisée : la coupe du vallon du Pisseau.

Le Pisseau est un ruisseau orienté nord-sud situé à 1,5 km à l'ouest d'Arromanches (Fig. 5). Il entaille le plateau calcaire sur une profondeur de 8 à 10 m et se déverse en cascade à 20 m au dessus de l'estran. La falaise vive, orientée est-ouest, permet d'observer la morphologie du vallon et la nature de son remblaiement :

- la base de la falaise vive est constituée par 24 m de marnes de Port armées de petits lits calcaires.

- le sommet est constitué par 10 m de calcaires du Bessin.

- un paléo-vallon quaternaire a entaillé les calcaires du Bessin jusqu'au toit des marnes. Il a été remblayé par un limon à débris. Le ruisseau actuel se surimpose en se décalant légèrement vers l'Est par rapport à l'ancien talweg.

Cette coupe permet d'observer les déformations liées à la décompression dans les versants du paléo-vallon :

- une importante fissuration ouverte, orientée nord-sud parallèlement à l'axe du paléo-vallon, affecte les calcaires du Bessin. Elle est perceptible à l'observation directe jusqu'à une distance de 40 m de part et d'autre de l'axe.

- une déformation plicative affecte la base des calcaires du Bessin et les marnes de Port sous le versant est du paléo-vallon. Il s'agit d'un pli déversé d'une amplitude de 4 m environ, développé au contact marnes-calcaires. Vers le bas, ce pli s'amortit progressivement dans les marnes puis passe à un petit cisaillement plat encore perceptible à 7 m sous le toit des marnes. Le sommet de ce pli est tronqué par l'érosion avant le remblaiement du paléo-vallon.

Cette coupe met en évidence la liaison génétique entre la décompression par fissuration ouverte de la corniche calcaire et le fluage des marnes sous-jacentes vers la zone de déchargement correspondant à l'axe du paléo-vallon. Le déplacement latéral peut être estimé à 2.50 m environ pour chaque versant.

Ce déplacement latéral se matérialise dans les calcaires par l'ouverture des fissures. Il correspond dans les marnes à un cisaillement banc sur banc diffus qui n'apparaît pas à l'échelle macroscopique. Ce cisaillement diffus des marnes au niveau des deux versants décomprimés est compensé par les déformations plicatives visibles dans la partie centrale.

Il faut noter enfin que cette décompression affecte une largeur de l'ordre de 40 m de part et d'autre de l'axe du paléo-vallon soit environ 4 fois l'épaisseur de la corniche calcaire. Cette valeur est comparable aux valeurs maximales prévisibles par la projection sismique.

D. Le glissement du Bouffay et ses problèmes d'interprétation.

Le 5 août 1981, un grand glissement avec effondrement du plateau à l'arrière et compression de l'estran à l'avant met en mouvement en quelques minutes 1 500 000 m³ de terrain (Fig. 1c).

Ce glissement intervient après plusieurs mois de mouvements précurseurs de faible ampleur matérialisés par des fissures et des petits affaissements. Il est une illustration parfaite du glissement plan avec effondrement à l'arrière. Au Bouffay la hauteur de la falaise est de 73 m entaillée dans environ 30 m de marnes et 35 m de calcaires. Le plan de glissement se localise à la base des marnes (-10 m NGF) juste au dessus des calcaires à Spongiaires qui ne participent pas au mouvement. Ces calcaires contiennent une importante nappe captive (surface à environ 0 m NGF) circulant dans un réseau karstique bien développé (Pascaux et Roux, 1969). Le déplacement horizontal a atteint 20 m. A l'arrière, des effondrements du plateau en failles normales atteignent 25 m de rejet vertical. A l'avant, les marnes sont affectées par des déformations compressives diverses, cisaillements plats chevauchants et plis qui ont soulevé localement l'estran d'une hauteur de 7 à 8 m.

La cinématique du glissement reconstituée de façon très précise (Maquaire *et al.*, 1984) a permis de modéliser et de tester a posteriori la validité des calculs de stabilité. Les deux modèles de calcul utilisés ont apporté des résultats très semblables :

- le premier modèle est un glissement non circulaire à faible courbure à la base, calculé suivant la méthode des perturbations grâce au programme informatique du CETE de Rouen.

- le second modèle est calculé suivant la méthode classique des poussées à l'arrière, butées à l'avant et glissement plan dans la partie intermédiaire.

Dans les deux cas, les calcaires du Bessin ont été considérés a priori comme suffisamment fracturés et décomprimés pour que leur résistance au cisaillement soit négligeable.

Les calculs, quel que soit le modèle utilisé ont montré qu'on est loin de l'instabilité si l'on prend en compte les caractéristiques mécaniques de pic des marnes de Port obtenues grâce aux essais de cisaillements rectilignes (cohésion 150 KPa, angle de frottement interne 18°). Par contre, l'instabilité est atteinte pour des caractéristiques mécaniques des marnes de l'ordre respectivement de 18° et 10 KPa, c'est-à-dire très proches des caractéristiques résiduelles (16° et 0 KPa) obtenues par les essais de cisaillements alternés.

Ce résultat est courant dans le cas de glissements anciens réactivés bien connus en Normandie (Masson, 1976),

comme c'est le cas par exemple dans le glissement des marnes oxfordiennes et kimméridgiennes de Villerville près de Deauville (Flageollet et Helluin, 1984). Il est plus surprenant dans l'effondrement du Bouffay qui n'est pas la reprise d'un glissement ancien.

Compte tenu des observations précédentes, on peut penser qu'un remaniement lent (fluage) de la masse des marnes entraînant la décompression des calcaires du Bessin susjacent a pu altérer de façon importante la résistance mécanique des marnes et abaisser celle-ci au niveau des caractéristiques résiduelles.

CONCLUSION

Nous avons tenté d'approcher de façon originale le problème de la stabilité des falaises du Bessin en vue d'une évaluation de stabilité des falaises comportant des marnes en pied, il faut prendre en compte l'importance des modifications mécaniques du comportement des marnes soumises au fluage, ce dernier étant mis en évidence indirectement par la décompression des calcaires sus-jacents.

L'étude sismique montre l'importance de cette zone décomprimée à l'arrière des falaises. En particulier, la présence des marnes en pied de falaise augmente considérablement le volume décomprimé derrière la falaise.

Les relations empiriques proposées qui relient la largeur décomprimée à l'épaisseur de la corniche calcaire, en présence ou en l'absence des marnes, permettent pour un profil lithologique donné, de prévoir les volumes concernés par la décompression.

Cette décompression constatée dans la coupe du Pisseau est associée à un cisaillement diffus dans les marnes, probablement lent (fluage) et susceptible d'altérer profondément la résistance des marnes au cisaillement.

Pour les calculs de stabilité à venir, il conviendrait de prendre en compte systématiquement, à l'intérieur des volumes décomprimés, les caractéristiques mécaniques résiduelles au lieu des résistances de pic.

Il nous apparaît d'ailleurs que tous les mouvements de terrain actuellement recensés, grâce notamment au suivi en continu de l'évolution des falaises réalisé actuellement au CREGEPE de l'Université de Caen (O. Maquaire, travaux en cours), s'inscrivent dans l'enveloppe du volume décomprimé. L'évaluation de ce volume permet donc une approche supplémentaire au délicat problème de la prévision des risques de mouvements de terrain.

Cette étude ne concerne que les falaises du Bessin. Elle demande bien entendu à être prolongée par des investigations semblables dans des sites de falaises présentant des séries à caractéristiques lithologiques et mécaniques différentes.

REFERENCES

- FILY G. (1974). — Observations lithostratigraphiques et sédimentologiques sur le Bathonien moyen d'Englesqueville-Saint Pierre du mont (Calvados). *Bull. Soc. Lin. Norm.*, Vol 104, p. 107-120.
- FLAGEOLLET J. C. et HELLUIN E. (1984). - Formations quaternaires et zonage des risques de glissements de terrain à Villerville et à Cricqueboeuf (Calvados). "Mouvements de terrain". Colloque de Caen, mars 1984. *Documents du B.R.G.M* n° 83, publié par le CREGEPE, Université de Caen, p. 173-183.
- MAQUAIRE O., GIGOT P. et BALLAIS J. L. (1984). - Etude du glissement du Bouffay (5 août 1981). Réflexions en vue de la prévision et de la prévention. "Mouvements de terrain". Colloque de Caen, mars 1984. *Documents du B.R.G.M* n° 83, publié par le CREGEPE, Université de Caen, p. 29-40.
- MASSON M. (1976). - Influence des héritages périglaciaires sur l'instabilité des pentes naturelles. Application à la Normandie. *Bull. Liaison. Labo. Ponts et Chaussées*. N° Spécial, mars, p. 77-89.
- PASCAUD P. et ROUX J. C. (1969). - Les circulations karstiques dans les calcaires bajociens de la cuvette de Port en Bessin. *Mém. B.R.G.M.*, n°76, p. 654-664.
- RIOULT M. (1966). - Sur l'âge des grès du Planet. *C. R. Acad. SC.*, Série D, t. 262, p. 1334-1336.
- RIOULT M. et FILY G. (1980). - Stratotype du Bajocien et parastratotypes du Bathonien sur les côtes du Calvados, Normandie. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris.*, n° h. s, excursion B. 02 du 26 éme C. G. I, 12 p.
- Carte géologique, feuille Grandcamp-Maisy, levé provisoire, 1/50000 éme, Université de Caen.

Manuscrit déposé le 12 février 1987
accepté le 25 mars 1988