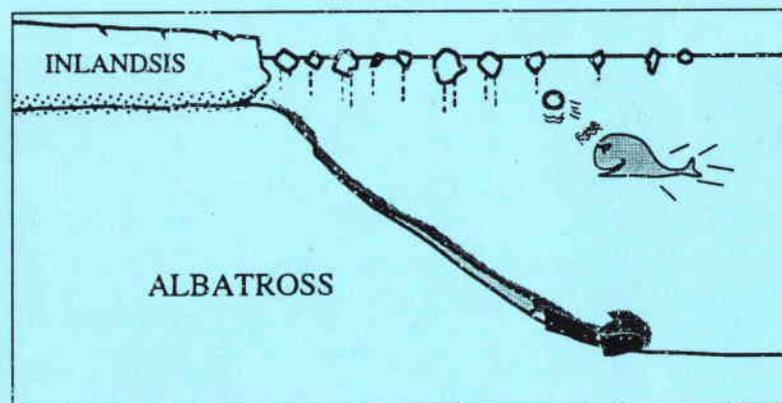


Agnès BALTZER

Laboratoire d'accueil : DRO/GM Ifremer Brest

**DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DES MARGES
DE NOUVELLE ECOSSE ET DES ENTREES
DE LA MANCHE AU QUATERNAIRE**



Soutenu le 28 mars 1994 devant la commission d'examen composée de :

JUTEAU Thierry
FAUGERES Jean-Claude
TISOT Jean-Paul
PIPER David
COCHONAT Pierre
COUTELLE Alain
AUFFRET Gérard-André

Président, Professeur, Univ. de Brest
Rapporteur, Professeur, Univ. de Bordeaux I
Rapporteur, Professeur, Inst.nat. polytechnique de Lorraine
Rapporteur, Professeur, Univ. de Halifax (Canada)
Examineur, Chercheur IFREMER
Examineur, Professeur, Univ. de Brest
Examineur, Chercheur IFREMER

53169

**THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE BRETAGNE
OCCIDENTALE**

présentée par Agnès BALTZER

Laboratoire d'accueil : DRO/GM Ifremer Brest

**DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DES MARGES DE NOUVELLE
ECOSSE ET DES ENTREES DE LA MANCHE AU
QUATERNAIRE**

Soutenue le 28 Mars 1994 devant la commission d'examen

Jury :

Juteau T.	<i>Président</i>
Faugères J. C.	<i>Rapporteur</i>
Tisot J.-P.	<i>Rapporteur</i>
Piper D.J.W.	<i>Rapporteur</i>
Cochonat P.	<i>Examineur</i>
Coutelle A.	<i>Examineur</i>
Auffret G. A.	<i>Examineur</i>

Remerciements

Gastronomique

Longuement préparée, lardée, revenue, mijotée et pour finir rédigé(ré)e, cette thèse s'achève. Toi qui me guida au marché, à l'épicerie, au cellier et en bien d'autres lieux, merci. Merci à mon chef-coq, Pierre Cochonat qui ne fit jamais la grimace quand le plat était plus que gratiné et la sauce trop acide. Je lui laisse ma boîte de chocolats surfins, quelques bouteilles de Léoville-Barton et tous mes remerciements pour toutes ces précieuses heures d'aide aux fourneaux.

Poor lay Zanglay

Jer rencontray David Piper suir ung batoo o ceille anograyfiqueu. Ung per plüh tarh eel may marvillouse menthe accouillee ay Halifax dang song layboraitoree. Jer voudray loui expresser may tray huge graythitioude for all he has done for me and lay tempe qu'eel ay passey a ruleere hey diskioutey der may warm burrows aind may risioulta. Thank you very much.

Portrait

Le Styl est un bipède long-jambé qui hante le troisième étage de l'U.B.O. et affectionne particulièrement les petits calendriers enluminés. Il s'attaque vivement aux majuscules impropres et n'hésite pas à pourfendre les paragraphes rebutants. Grâce à lui, j'ai pu acquérir les bases de la stylographie que je n'hésiterais pas à cultiver en toute saison. Je vous remercie très sincèrement, Monsieur Alain Coutelle, pour toute la patience et l'efficacité dont vous vous êtes armé lors de cette rédaction.

Négativités

Ce n'était ni un ensemble ni un café, mais la Terrasse de Mériadzek. Ce n'était ni simple ni facile mais plutôt compliqué. Ce n'était ni un poème ni un livre, mais une thèse. Ce n'était ni la marge Nord-Gascogne ni la marge celtique mais la marge des Entrées de la Manche. Ce n'était ni le s ni le c mais le t d'intersticiel. Ce n'est ni une menterie ni une politesse mais une grande admiration pour ta connaissance de cette marge ni active ni grasse mais maigre, que je tiens à exprimer ici. Si certaines subtilités de la sédimentologie me semblent moins obscures je te le dois, Gérard Auffret, et je t'en remercie vivement.

Définitionnel

Dans un grand navire océanographique blanc désigné par un vent du sud-ouest, une jeune étudiante de l'Institut des Techniques de la Mer en Novembre 1987, cette jeune personne donc, aux pantalons de couleurs variables, rencontra un professeur dirigeant une mission dans l'Atlantique Sud. Elle n'en oublia ni la gentillesse, ni les exploits au tarot, ni la première rencontre qu'il organisa avec les nodules polymétalliques. Sept ans plus tard elle eut à nouveau l'occasion de le rencontrer. Décidée à ne pas laisser s'écouler de longues années sans le revoir, elle l'invita, sous le prétexte futile, à venir essayer une thèse de mer bretonne. Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à Jean-Claude Faugères qui a accepté, avec tant de bienveillance, d'être le rapporteur de ce travail.

Géométrique

La résistance à la pointe Q_c ne doit être, en aucun cas, confondue avec la résistance au cisaillement, appelée aussi cohésion. Ainsi, l'équation $Q_c = N_k \cdot C_u$ établit-elle clairement la différence. N_k est un paramètre délicat à déterminer. Le poids volumique, la masse volumique, la densité apparente déjaugée, constituent également des mesures subtilement différentes. J'ai donc fait tout mon possible pour les employer de façon adéquate, mais je crains fort qu'il reste certaines infiltrations non drainées : je vous prie de m'en excuser par avance. C'est un grand honneur que vous me faites de consacrer du temps à la correction de ce mémoire : je vous en remercie très sincèrement, Monsieur Jean-Paul Tisot.

Prière d'insérer

Dans sa nouvelle thèse, traitée avec l'émotion qui lui est propre, la peu célèbre romancière A.B., à qui nous devons déjà tant d'articles, s'est appliquée à ne mettre en scène que des marges délimitées et agissant dans un atmosphère péri-glaciaire à glaciaire qu'elle espère familière à tous. L'intrigue tourne donc autour de la confrontation d'une marge grasse et d'une marge maigre, et d'un sédiment assez énigmatique dont les qualités cohésives laissent pantois. Dans l'épisode final on voit ce mystérieux sédiment se comporter de façon anarchique. Voici en quelques lignes le résumé du délicat débat que tu me fais l'honneur et le plaisir de présider, Thierry Juteau.

Marin

Pour toutes ces heures de quart sur des bateaux plus ou moins toilés, pour ces îles bretonnes découvertes au petit matin après plus ou moins de *gwinruz*, pour m'avoir appris à hisser un flèche et un clin-foc en moins de 5 mn, pour ce petit dessin délicatement buriné du N/O *Litron Sauvage* remorquant un sar : un grand merci Jo.

Tanka

Le VTT arrive. Un doux zazou à canoë monte. Un heurt il y a eu. Plus tard devant un couloir il est question d'une échelle stratigraphique. Merci d'avoir été là Erwan.

Javanais

Un jovur vers minuit dans une salvele d'Ifremver j'aperçu un dovux vejeune hommeve qui venait m'aiveder. Il est revesté deux vemois. Je crois qu'il n'y a pas de mots, même en javanais, pour vous le dire, Daniel.

Et merci Monsieur Queneau ...

Un grand merci tout spécial à Eliane Le Drezen qui m'a fait découvrir les joies du traitement d'images SAR à chaque nouvelle version ! Son acolyte, le tristement célèbre Pascal Pelleau, a complété avec beaucoup de patience ce long apprentissage : merci ô roi du « rebootage ».

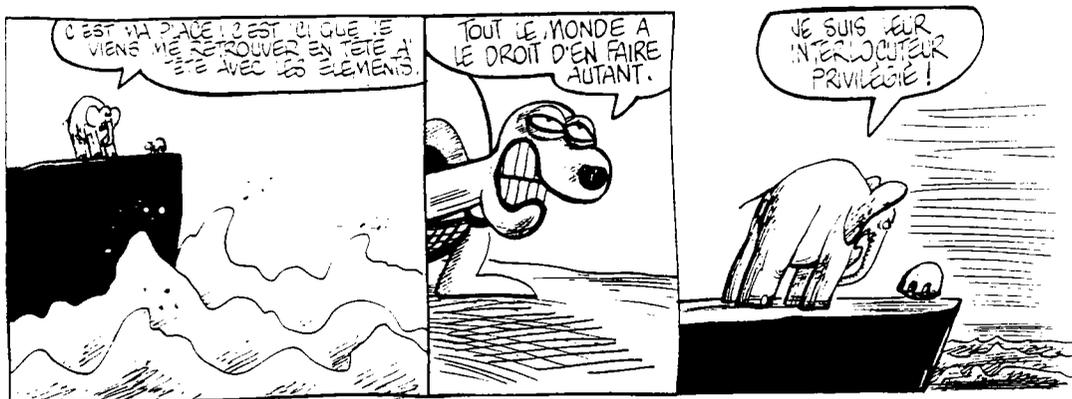
Je dois à Jean-François Bourillet le plaisir d'avoir participé à la mission SEDIMANCHE1 qui n'a eut qu'un seul défaut : celui de commencer un Dimanche matin ! Jean-François a été si sympathique que je n'ai pas hésité par la suite à passer 3 longs mois avec lui à la recherche du « Bluepack bonne version »... Merci pour toute cette patience, ô pianiste de l'AZERTYUIOP.

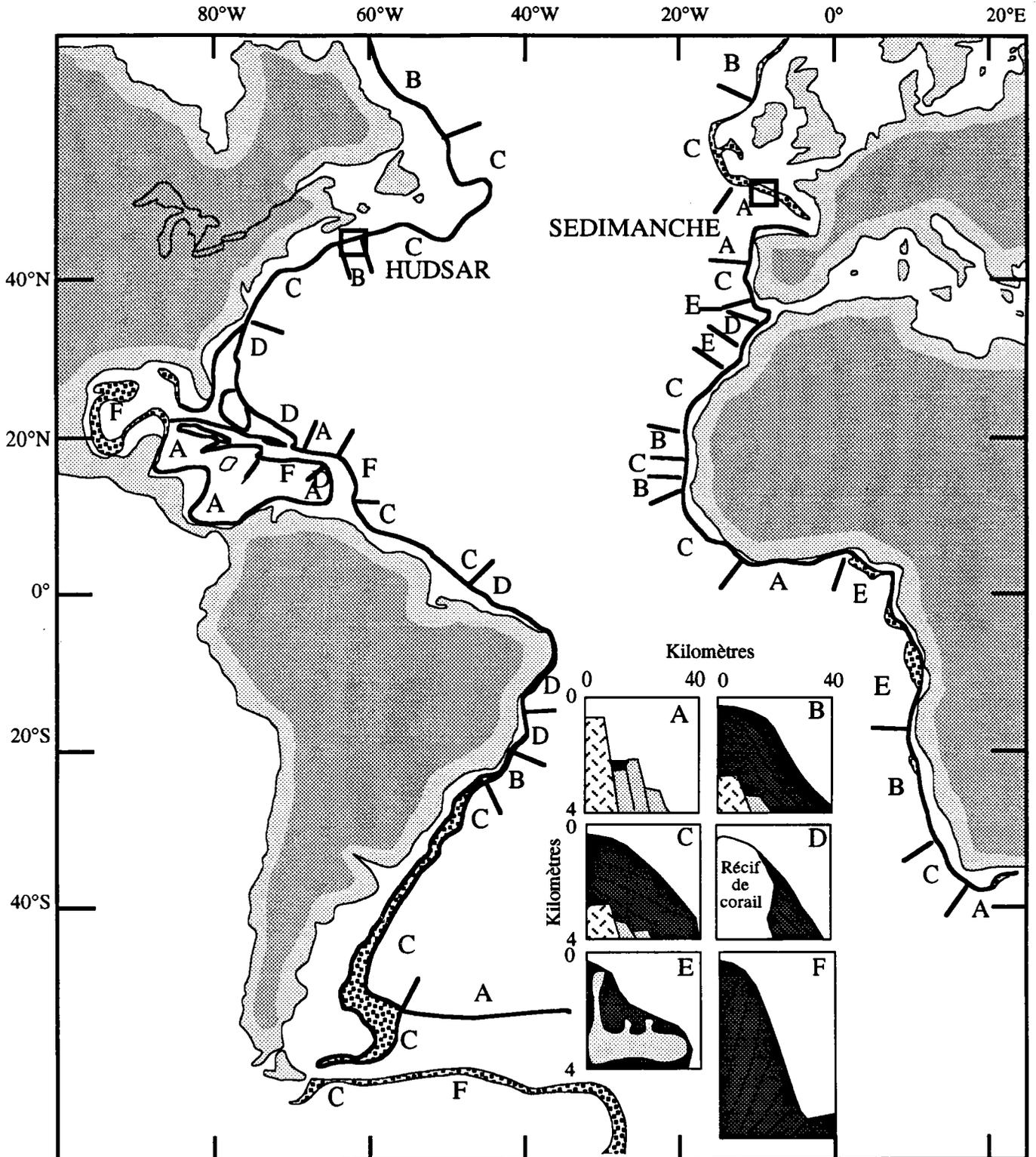
Je ne veux pas oublier toutes les autres personnes à qui je fais « coucou » et particulièrement Bruno et Babette qui sont à ma taille, Gilles Ollier qui n'hésite pas à me téléphoner de Belgique, Benoît qui préfère les chewing-gum bleus, les dessinateurs joyeux et les adorables secrétaires de la fac. et de DRO/GM que j'ai si souvent mises à contribution.

Je tiens aussi à remercier de tout mon coeur le club des célibataires géographiques et même le club des thésards sans frontières pour toutes ces heures délirantes que nous avons bues ensemble.

Merci Nadia pour ces longs week-end de thèse où seul le couscous du soir venait perturber notre labeur.

DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DES MARGES
DE NOUVELLE ECOSSE ET
DES ENTREES DE LA MANCHE
AU QUATERNAIRE





D'après Emery, 1977

Figure 1-1 : Morphologie des pentes continentales

- A : Le premier stade de rifting produit une marge faillée plus ou moins recouverte de sédiments.
 B : De la progradation sur la marge de sédiments deltaïques ou de sédiments du plateau résulte la formation d'un corps sédimentaire à la géométrie sigmoïdale caractéristique.
 C : L'érosion de la pente par des processus de mouvements en masse peut tronquer les unités et induire une surface plus raide.
 D, E & F : Le développement de récifs calcaires sur la limite supérieure du plateau continental (D), l'intrusion de diapirs de boue (E) ou celle d'évaporites (F) peuvent modifier la morphologie des séquences précédentes (A à C).

INTRODUCTION

Les marges continentales constituent le siège privilégié des transferts et des dépôts des sédiments océaniques. Au sein de ces marges, les pentes continentales alternent entre des phases constructives et destructives et possèdent un potentiel pour évoluer, dans le temps et dans l'espace, bien plus important que d'autres environnements profonds [Hesse, 1992]. Les multiples processus sédimentaires dont elles sont le siège peuvent se diviser en deux grandes familles : les processus de dépôt et les processus d'érosion ou de rupture. Ils sont liés au contexte tectonique, aux grands cycles naturels comme les variations du niveau marin et des climats, ainsi qu'à des événements d'ordre régional comme les séismes ou les apports sédimentaires. Pour comprendre comment le système des marges répond à des changements d'ordre global, nous devons mieux comprendre les mécanismes et les processus qui déterminent les transports et les bilans sédimentaires à travers cette zone.

Dans cette optique, notre étude tentera d'apporter des précisions sur la dynamique sédimentaire de deux pentes continentales morphologiquement différentes : la pente des Entrées de la Manche et celle de Nouvelle Ecosse (fig. 1-1).

La marge de Nouvelle Ecosse est de type B selon la classification d'Emery [1977]. Elle est caractérisée par une pente adoucie résultant de la progradation de la marge par d'importants apports sédimentaires (deltaiques ou de plateau). Cette morphologie à profil sigmoïdal correspond à celle d'une **marge grasse**.

La marge Nord-Gascogne (type A) offre un relief accidenté drapé d'une couverture sédimentaire fine : c'est une **marge maigre**.

Une zone a été sélectionnée sur chacune de ces marges :

- La zone **Mériadzek** sur la pente continentale des Entrées de la Manche, délimitée par les longitudes 7°00 W - 10°00 W et 47° 00N- 48,5°N.

- Les zones **Verrill Canyon** et **Albatross** limitées par les méridiens 61°30 W et 63°00 W et les latitudes 42°30 N et 43°00 N.

Leur choix présentait les avantages suivants :

- elles ne sont pas entaillées de canyons profonds [Swift, 1985], constituant ainsi un domaine d'investigation privilégié pour la dynamique sédimentaire en « pente ouverte », constituant ainsi un domaine relativement nouveau notamment pour l'étude des turbidites [Normark & Piper, 1991], par comparaison aux systèmes « canyons », « chenal-levées » ou « cônes sous-marins profonds » traditionnellement étudiés.
- leur latitude élevée (47°N et 42°N) favorise l'existence d'apports sédimentaires importants dûs à la proximité des glaciers au cours de leur histoire quaternaire. En effet, l'extension des glaces est maximum sur le plateau de Nouvelle Ecosse au Wisconsinien moyen [Piper *et al.*, 1987] et l'on note au Würm 3 sur la marge Nord-Gascogne, que l'inlandsis occupe la majorité de la Grande-Bretagne et de l'Europe du Nord [Mac Intyre & Milliman, 1970]. Ces sources considérables de sédiments engendrent des taux de sédimentation très importants qui peuvent logiquement favoriser l'apparition d'instabilités sédimentaires. Cet aspect constituera l'un des thèmes majeurs de notre travail.

Quatre parties forment l'essentiel de ce mémoire. Afin de préserver une certaine unité au manuscrit, l'étude de chacune de ces zones sera traitée séparément.

La première partie regroupera les principales techniques utilisées en insistant sur l'utilisation de deux outils spécifiques : le S.A.R. (Système Acoustique Remorqué) et le Module géotechnique.

La seconde partie détaillera l'étude de la zone de Nouvelle Ecosse en trois chapitres qui aborderont successivement :

- le cadre morphostructural,
- la couverture sédimentaire quaternaire, afin d'établir la nature et le type de dépôt. Ce travail consistera à cartographier les différentes données acoustiques recueillies lors des campagnes effectuées dans ces zones. Après avoir établi les corrélations stratigraphiques à partir des travaux de Piper & Sparker [1987] et Mosher *et al.* [1989], nous nous attacherons à définir les correspondances « séquences sédimentaires / représentations acoustiques »,
- la dynamique sédimentaire, en déterminant dans un premier temps les différents processus de dépôt (facteurs déterminants) puis les processus de rupture grâce aux données géotechniques,

Une conclusion proposera un schéma simple de reconstruction de la marge à partir des principaux résultats obtenus sur cette marge.

La troisième partie sera consacrée à la zone des Entrées de la Manche, suivant le même découpage que la deuxième partie, à savoir :

- le cadre morphostructural,
- la couverture sédimentaire quaternaire. Les corrélations stratigraphiques seront établies à partir des travaux de Grousset [1977], Auffret [1983], Pujol [1986],
- la dynamique sédimentaire. Le manque de données géotechniques *in-situ* sur la marge bretonne sera pallié par l'utilisation d'un protocole d'analyse.

Un schéma, résumant les principales étapes de la sédimentation, terminera cette partie.

Enfin, la quatrième et dernière partie proposera un bilan sédimentaire comparé. L'utilisation du logiciel Bluepack nous permettra de visualiser l'histoire de la dynamique sédimentaire de ces zones en quatre étapes. Nous tenterons de déterminer alors les volumes sédimentaires transférés par les instabilités sédimentaires, du haut de la pente vers le bassin. Pour préciser le rôle de ces évènements gravitaires dans l'établissement du bilan sédimentaire à long terme, nous regarderons s'il existe des liens entre leur conditions d'apparition et la morphologie de la marge. La conclusion de cette partie nous permettra d'élargir la portée de nos résultats.

Partie 1 : OUTILS ET METHODES UTILISEES

Présentation des missions HUDSAR et SEDIMANCHE

La majeure partie des données utilisées lors de ce travail proviennent de deux missions auxquelles j'ai pu participer. La première mission, prénommée HUDSAR, a été réalisée sur la marge continentale de Nouvelle Ecosse ; la seconde, appelée SEDIMANCHE, s'est déroulée sur la marge des Entrées de la Manche (fig. 1-1)¹.

La campagne HUDSAR a été effectuée dans le cadre d'une coopération franco-canadienne sur le projet « Processus Sédimentaires et Instabilités sur les Pentes ». L'objectif de ce projet est l'étude des phénomènes gravitaires à l'origine des transferts de sédiments, du haut de la pente continentale vers les bassins profonds. Cette campagne, réalisée en juillet 90, avait pour but l'étude des phénomènes d'instabilités sédimentaires à l'échelle locale. Elle mettait en oeuvre des techniques « classiques » (sismique basse fréquence, échosondeur 3,5 kHz, carottages), mais aussi des moyens « plus sophistiqués » tels le SAR (Système Acoustique Remorqué) et le Module Géotechnique. Cinq zones d'investigation furent choisies sur les pentes de Nouvelle-Ecosse et de Terre-Neuve afin de préciser les relations entre les processus de mise en place et les propriétés physiques des sédiments observés. Deux de ces zones **Verrill Canyon et Albatross** seront présentées dans ce travail, les autres faisant l'objet d'autres travaux

La mission SEDIMANCHE (fig. 1-1), réalisée en Octobre 1992, s'inscrivait dans un programme d'étude du système « Manche - Mer Celtique ». Ce programme s'intéresse aux processus de transferts sédimentaires de la Manche vers la Marge Celtique, en particulier au Plio-Quaternaire. L'objectif de cette reconnaissance est d'explorer les différentes unités physiographiques constituées par la plate-forme, la pente et le glaciais. Nous nous intéresserons ici, plus spécifiquement, à **la zone de Mériadzek**, portion de marge délimitée par deux canyons, le canyon Black Mud au sud-est et le canyon Shamrock au nord-ouest. L'utilisation du sondeur multifaisceaux EM12 a permis d'obtenir une bathymétrie détaillée ainsi qu'une image acoustique du fond permettant de compléter les données acquises lors de nombreuses campagnes réalisées dans le cadre du programme ESPRIM (Environnement Sédimentaire Profond Impact)².

Cette première partie se divise ainsi en deux chapitres. Le premier passera en revue les différents outils employés lors de ces missions. Nous consacrerons le second chapitre à décrire les méthodes d'exploitation et d'interprétation des données du Module Géotechnique.

¹ Dans la numérotation des figures, le premier chiffre rappelle la partie de thèse dans laquelle s'insère la figure, le second chiffre donne l'ordre d'apparition de la figure dans cette partie.

² Epicea2 (1988), Sargas (1987), Gascor (1986), Epaugas (1984). Responsable du projet : G.A. Auffret.

I LES OUTILS

I-1 La sismique haute résolution :

Le but de la méthode d'exploration par sismique réflexion est d'étudier les formes géométriques du sous-sol, c'est à dire essentiellement la profondeur et l'épaisseur des différentes couches géologiques à partir d'ondes sismiques provoquées artificiellement et enregistrées après réflexion sur les différentes couches du sol et du sous-sol. Une réflexion se produit à l'interface de deux couches ayant des impédances "Z" différentes. L'impédance est le produit de la vitesse de propagation des ondes longitudinales par la densité de la roche. La pénétration des ondes acoustiques est d'autant plus grande que la fréquence d'émission est faible. Le pouvoir de résolution (capacité de distinction de deux objets proches) diminue avec la diminution de la fréquence. L'étude des séquences sédimentaires récentes requiert donc des sources à hautes fréquences qui conservent une bonne résolution mais dont la pénétration reste faible. A haute fréquence les ondes acoustiques sont soit réfléchies (rebondissent sur l'interface) soit transmises dans la couche inférieure suivant la relation de Descartes-Snell :

$$V_2 \sin i_1 = V_1 \sin i_2$$

avec

V_1 et V_2 les vitesses respectives de chacune des couches,

i_1 : l'angle avec la normale du rayon incident ,

i_2 : l'angle avec la normale du rayon transmis.

Lors de la campagne Hudsar, notre objectif étant l'étude la plus fine possible de la couverture quaternaire, nous avons utilisé un système très haute fréquence.

I-1-1 Le canon à air (50 -1000 Hz):

Le dispositif utilisé ici mettait en oeuvre une source de type canon à air. Un compresseur envoie de l'air à très haute pression dans un système composé de deux chambres et d'un piston. Lorsque les deux chambres sont remplies d'air on envoie une onde électrique qui fait remonter le piston : l'air s'échappe alors par les ouvertures libérées par le piston, il y a création d'une onde de pression dans l'eau. La signature obtenue est la variation de pression en fonction du temps. Le déclenchement de l'explosion du canon à air (toutes les 4 ou 10s) dépendait de la profondeur d'eau et de la présence ou non du SAR dans l'eau. Ce canon à air est équipé d'un manchon (sleeve gun) qui permet de réduire l'effet bulle, perturbation inhérente aux canons à air. Ce système permet d'obtenir des réflexions espacées de moins de 25 cm pour une profondeur de pénétration de 500 m.

I-I-2 L'échosondeur 3.5 kHz du N/O HUDSON

Ce sondeur est composé de 16 transducteurs qui émettent simultanément un signal à une fréquence d'environ 3,5 kHz. Ces transducteurs sont montés dans un compartiment situé dans la coque du bateau. Ce compartiment est descendu lorsque le navire fait route et les transducteurs émettent alors leur signal. A chaque transducteur correspond un émetteur-récepteur. L'acquisition des données, en temps réel, se réalise sur un enregistreur de type LSR 1811. La profondeur de pénétration est d'environ 100 m dans les sédiments fins.

Le principe du sondeur est simple : la granularité des sédiments fixe le nombre de rais transmis ; plus les sédiments seront grossiers, moins il y aura d'ondes transmises (pénétration d'autant plus faible). Suivant ce principe, l'intensité de la réflexion (le nombre de rais réfléchis) reflètera la nature du sédiment. Une très forte réverbération caractérise le sable (presque toutes les ondes incidentes sont réfléchies), tandis qu'une faible réverbération traduit la présence de vase (la plupart de l'énergie acoustique est transmise dans le sédiment).

La morphologie du fond (les angles de pentes) détermine l'angle d'incidence et l'angle de réflexion des ondes. L'intensité du signal reçu dépendra également du taux de dispersion des ondes réfléchies induit par la topographie.

I-2 Le Carottier « long coring facility »

Le principe de fonctionnement de ce type de carottier est similaire à celui du carottier à piston (Kullenberg) : le carottier pilote (petit carottier gravitaire), lorsqu'il atteint le sol, déclenche la chute du carottier à piston ; sous son propre poids, celui-ci acquiert en chute libre l'énergie cinétique nécessaire à son enfoncement dans le sol. Le piston sert à créer une dépression à la partie supérieure du sédiment afin d'accroître la profondeur d'enfoncement du carottier. Ce carottier est équipé d'un poids plus lourd (1500 Kg) que les carottiers Kullenberg (800 kg). Son originalité réside dans l'emploi d'un tube lesté. Ainsi, les carottiers « long coring facility » peuvent échantillonner jusqu'à 25 m de boue, et de 10 à 15 m de couches stratifiées de sable et de sédiments fins, soit deux fois plus qu'un carottier Kullenberg classique.

I-3 Le SAR (Système Acoustique Remorqué)

Ce système est composé d'un poisson équipé d'un sonar à balayage latéral (170 kHz et 190 kHz) et d'un sondeur à sédiment (3,5 kHz), d'un dépresseur de deux tonnes, d'un câble électroporteur et d'un système d'enregistrement. Le transducteur émet des impulsions sonores en faisceaux très étroits ; les échos retour du fond sont enregistrés en fonction du temps sous forme de traces plus ou moins foncées selon l'intensité du signal sonore réverbéré (fig. 1-2). Celui-ci dépend non seulement de la nature du sédiment mais aussi de la géométrie du fond. La juxtaposition de ces traces forme une image acoustique. On obtient ainsi une succession de bandes qu'il est ensuite possible d'assembler en mosaïque afin d'obtenir une image détaillée du fond.

Le dispositif est remorqué à une hauteur optimale de 70 m au dessus du fond, à une vitesse constante d'environ 1 m / s ; la largeur totale insonifiée est de 1 500 m. Le sondeur 3,5 kHz permet une pénétration d'environ 80 m dans les sédiments avec une résolution de 0,75 m. Le système acquiert ainsi une image dans un plan horizontal (la mosaïque) et simultanément dans un plan vertical (les profils 3,5 kHz).

La position du SAR en temps réel est calculée à bord à partir de la position du bateau, de la profondeur du poisson, de la distance oblique par rapport au bateau. Une balise acoustique installée sur le SAR permet de connaître son cap et sa vitesse.

Le traitement différé des images SAR s'effectue à l'aide du logiciel TRIAS [Augustin & Voisset 1989 ; Le Drezen, 1990] à IFREMER. Ce traitement réalise diverses opérations : corrections géométriques et rehaussement des contrastes pour la partie sonar ; lissage de l'immersion, mise à l'échelle verticale et correction de vitesse pour le sondeur de sédiments. Soulignons qu'une parfaite connaissance de la navigation est essentielle pour traiter convenablement les données SAR : la géométrie des structures observées en dépend.

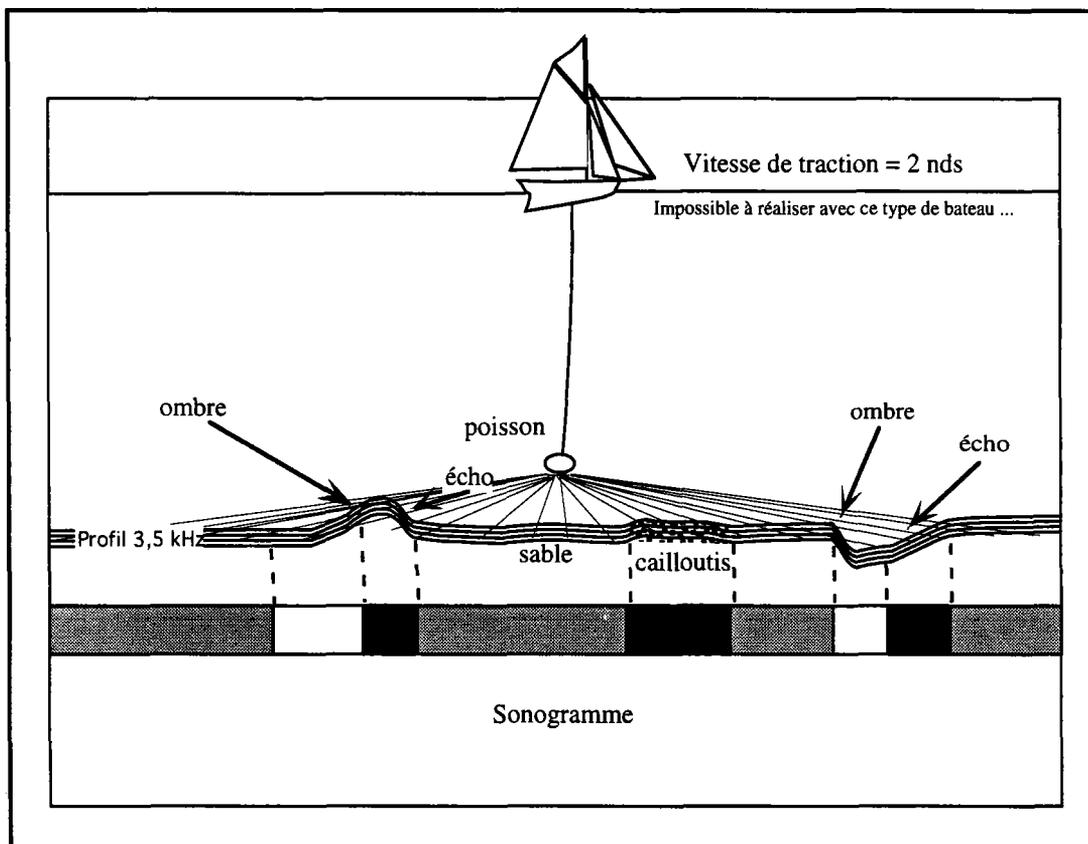


Fig. 1-2 : Le Système Acoustique Remorqué

I-4 Le sondeur multifaisceaux EM12-DUAL

Le sondeur multifaisceaux qui équipe l'Atalante (fig. 1-3) opère de 70 m à 11000 m de profondeur. C'est un système acoustique dont la fréquence de travail est centrée sur 13 kHz. Il comporte deux sondeurs indépendants, l'un à bâbord, l'autre à tribord, et deux paires d'antennes inclinées de 40° par rapport à la verticale. Cette inclinaison détermine l'étendue de la surface insonifiée sur le fond. A bord, dans la salle de dépouillement, se trouve la partie commune constituée d'une console opérateur et de différentes consoles de visualisation des données de bathymétrie et d'imagerie. Ce système permet la détermination des profondeurs par 162 faisceaux espacés de 1° , en utilisant à la fois l'énergie et la phase (interférométrie) des signaux acoustiques. En plus de la profondeur, on obtient ainsi la création d'une image acoustique des fonds (analogue à celle d'un sonar à balayage latéral) et une estimation de l'indice de réflectivité des fonds. La précision relative théorique sur les sondes est de l'ordre de 0,2%. La résolution latérale des images de fond est d'environ 7 m en mode profond (> 700 m) et de 1,5 m pour les petits fonds ; longitudinalement, elle est de l'ordre de 60 m à 200 m en mode profond et de 7 m à 60 m en petits fonds. La bathymétrie étant calculée à partir du temps de propagation de l'onde sonore dans l'eau, il est nécessaire de connaître avec exactitude la vitesse de cette onde dans les différentes masses d'eau. A cette fin, des sondes thermiques et/ou de salinité sont régulièrement utilisées afin de déterminer des profils de température en fonction de la profondeur. La vitesse sera alors calculée à partir des tables de salinométrie.

Le logiciel TRISMUS, à partir des données EM12, permet directement l'élaboration d'une carte bathymétrique à bord. Cette carte sera par la suite améliorée (lissage des données aberrantes) au centre IFREMER de Brest. Le logiciel TRIAS servira à la composition de la mosaïque acoustique. Notons que les différentes nuances de gris observées sur cette dernière reflètent plus particulièrement la morphologie (les pentes), ce qui peut masquer en conséquence d'éventuelles différences lithologiques. La superposition parfaite des cartes de bathymétrie et d'imagerie acoustique permet d'éviter de telles erreurs d'interprétation.

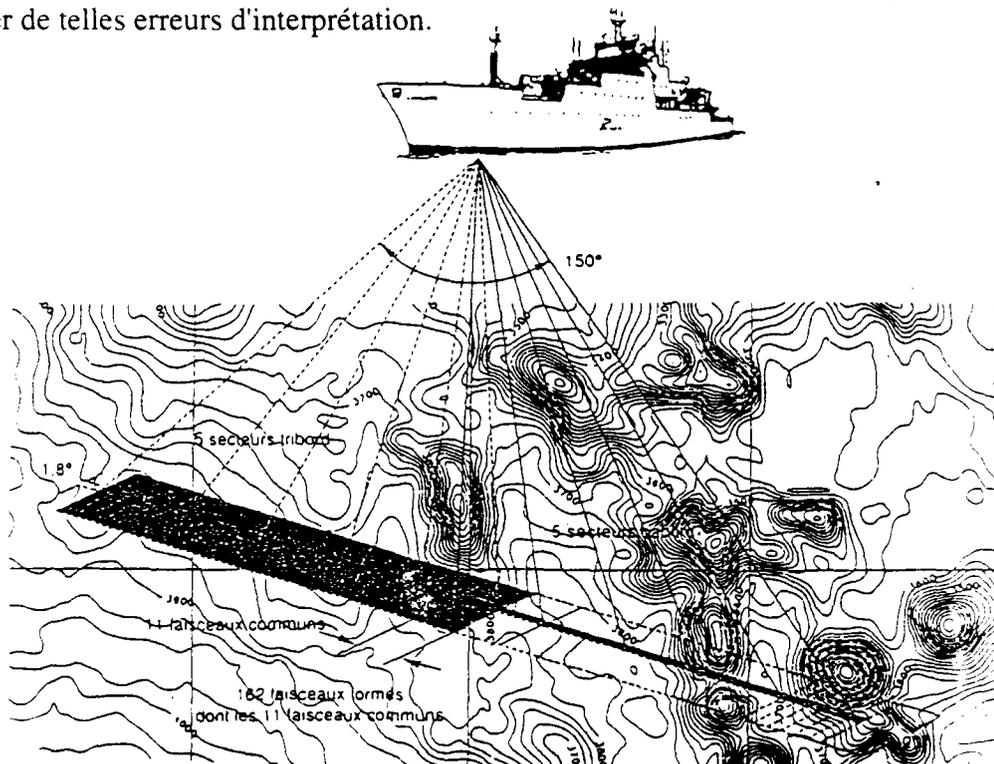


Fig. 1-3 : Acquisition des données du sondeur multifaisceaux EM12

I-5 Le Module Géotechnique

Cet outil a été mis au point par l'IFREMER pour la caractérisation physique *in-situ* des sédiments fins. Ce système grand fond (6 000 m) est constitué d'un châssis instrumenté regroupant un carottier de 2 m (pénétration par fonçage) ainsi qu'un piézocone de grande résolution (vitesse de pénétration de 2 cm/s) (fig. 1-4). Le système est pré-programmé à bord pour une séquence de mesure avant la mise à l'eau. Les résultats sont transférés et relus sur le bateau, après récupération du module. Il est possible de réaliser plusieurs stations de mesure par simple déplacement du châssis près du fond. Lors de la mission HUDSAR une pré-reconnaissance à l'aide du SAR a permis de localiser précisément les cibles des stations géotechniques : nous avons ainsi obtenu 5 transects d'environ 400 m de long regroupant chacun 4 à 6 stations de mesure et une carotte. Ainsi pour chaque station, une mesure sur 2 m de la résistance à la pointe Q_c (de 0 à 1 000 kPa), une mesure de la surpression interstitielle induite (U_t de 0 à 1 000 kPa) ont été effectuées. Pour prévenir toute détérioration, le carottier et la pointe pénétrométrique sont équipés d'un système de protection qui bloque la pénétration si la résistance des matériaux rencontrés est trop grande ($>1\ 000$ kPa).

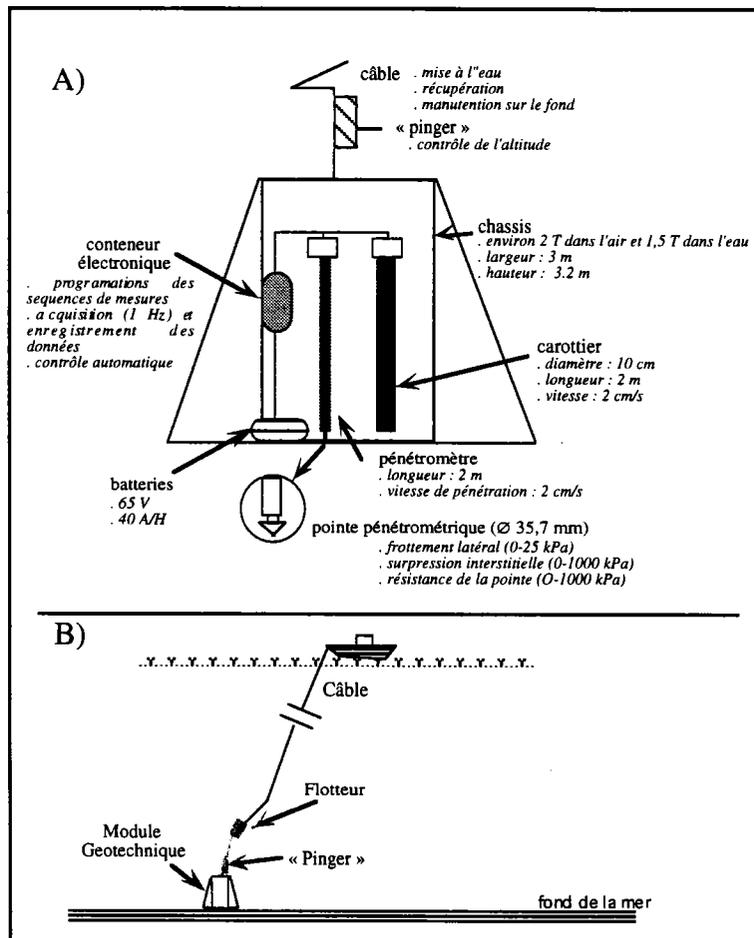


Fig. 1-4 : A) Description détaillée du système. B) .Mise en oeuvre du Module.

II DETERMINATION ET UTILISATION DES DONNEES GEOTECHNIQUES

Le Module Géotechnique d'IFREMER était utilisé pour la deuxième fois lors de la campagne Hudsar, la première mise en oeuvre datait de la mission MONICYA en 1989 au large de Nice.

Il nous a donc semblé nécessaire dans un premier temps de détailler les méthodes employées pour l'interprétation de ce type de données.

Dans un second temps, nous insisterons plus particulièrement sur les possibilités de convertir les données de résistance à la pointe (Q_c), en données de cohésion (C_u). Sur ces dernières en effet, repose la validité des calculs de stabilité, qui nous intéresseront particulièrement au cours de ce travail. Pour cela nous utiliserons deux méthodes décrites dans la littérature, auxquelles nous ajouterons l'élaboration d'une nouvelle méthode.

II-1 Définitions

Pour une meilleure compréhension des paragraphes suivants, il est utile de rappeler la signification de quelques termes géotechniques.

Le poids volumique du sol humide (γ) : pour les sédiments récents il est compris entre $19 \text{ kN} / \text{m}^3$ pour les sables et silts, et $14 \text{ kN} / \text{m}^3$ dans les argiles [Almagor, 1979]. Le poids volumique augmente avec la profondeur, rapidement en surface et modérément en profondeur.

Les limites liquides W_L et plastiques W_p (limites d'Atterberg) : elles fournissent une mesure empirique de la teneur en eau, correspondant au changement d'état d'un sol.

Limite de liquidité W_L : c'est la teneur en eau à partir de laquelle les argiles remaniées passent de l'état plastique à l'état liquide.

Limite de plasticité W_p : c'est la teneur en eau à partir de laquelle les argiles remaniées passent de l'état élastique à l'état plastique.

L'indice de plasticité I_p : cet indice indique le domaine dans lequel le sédiment possède un comportement plastique : $I_p = W_L - W_p$

La contrainte effective σ' : c'est la force exercée par un sol sur une surface élémentaire. La contrainte verticale effective est égale au produit de l'épaisseur de la couche (m) par le poids volumique déjaugé (kN/m^3). L'unité de mesure est le kilo-Pascal : 1 kPa

La pression de préconsolidation σ'_p : elle correspond à la plus grande contrainte verticale effective ayant agit sur le sol lors de son histoire géologique en fonction de son enfouissement. Sa valeur est déterminée graphiquement à partir des courbes de compressibilité qui représentent l'évolution de la déformation (indice des vide) du sédiment en fonction de la charge appliquée (essais oedométriques en laboratoire).

La consolidation : dans le domaine de contraintes habituellement utilisées en mécanique des sols, les grains minéraux et l'eau sont pratiquement incompressibles ; pour qu'une déformation se produise, il est donc nécessaire que l'arrangement des grains soit modifié par une diminution de l'indice des vides et qu'une partie de l'eau interstitielle soit éliminée, le sol restant saturé. Ce processus est désigné sous le nom de consolidation.

Les sédiments normalement consolidés : ces sédiments ne subissent que la contrainte effective, c'est à dire le poids de la colonne sédimentaire située au dessus.

La sous-consolidation : elle est fréquente dans les sédiments marins. Due à un excès de pression interstitielle, elle entraîne une diminution de la résistance au cisaillement (cohésion). Elle peut résulter d'un taux de déposition très rapide, de la présence de gaz ou de chargements successifs.

La surconsolidation : elle est irréversible. Un sédiment est dit surconsolidé lorsque la pression de préconsolidation est supérieure à la contrainte effective actuelle. La cause principale de la surconsolidation est la disparition de la couverture sédimentaire susjacente.

La surconsolidation apparente : elle est due à des évolutions physico-chimiques en surface : floculation des argiles, diagenèse précoce à partir des solutions carbonatées, silicatées ou oxydées dans l'eau interstitielle.

La résistance à la pointe (Q_c) : c'est la mesure effectuée avec la pointe pénétrométrique du module géotechnique. La résistance à la pointe donnée en kPa, représente la résistance du sol à la force de pénétration de la pointe du pénétromètre (fig. 1-5). Elle est fonction de la nature du sédiment et augmente avec la profondeur. On en déduit la cohésion du sédiment ainsi que son état de consolidation.

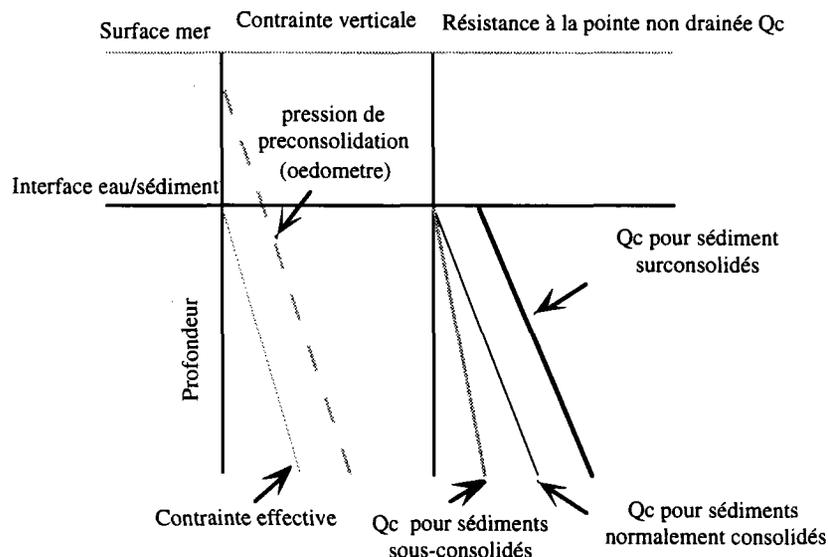


Fig. 1-5 : Allure des courbes de résistance à la pointe suivant la contrainte verticale

Ces notions rappelées, le chapitre suivant développe les différentes méthodes employées afin de déterminer l'état de consolidation d'un sol à partir des données géotechniques.

II-2 Détermination de l'état de consolidation d'un sol

Les données du module se présentent sous la forme de graphes présentant en fonction de la profondeur (en m) deux courbes (en kPa) : une courbe de surpression interstitielle induite (U_t) et une courbe de résistance à la pointe (fig. 1-6).

La mesure de l'excès de la pression interstitielle U_t comparée à celle de la résistance à la pointe Q_c est utilisée principalement comme paramètre qualitatif révélateur de la lithologie. Cependant la pression interstitielle est l'un des facteurs importants qui influence la valeur de la résistance à la pénétration : la surpression interstitielle induite va augmenter l'effort de pénétration donc la mesure de Q_c . Il est donc essentiel de corriger cette mesure.

II-2-1 Correction à apporter à Q_c

Cette formule de correction de la résistance à la pointe par rapport à la surpression interstitielle est décrite par de nombreux auteurs tels De Rutter [1975], Campanella *et al.* [1982], Lunne *et al.* [1986] :

$$(1) \quad Q_t = Q_c + (1-a) U_t$$

avec

Q_c = résistance à la pointe mesurée au piézocone

Q_t = résistance corrigée

U_t : pression interstitielle mesurée avec l'élément poreux placé derrière le cône.

a = ratio des aires nettes ou spécifiques du cône. (section intérieure de la sonde / section extérieur de la sonde). $0,5 < a < 0,9$

Cette correction s'avère très importante pour des matériaux ayant une résistance à la pointe faible et une forte pression interstitielle tels que les argiles molles [Jones & Rust, 1983] et les silts [Sandven *et al.*, 1988].

Cette correction ayant été faite systématiquement, (la différence entre Q_t et Q_c se révèle très faible dans notre cas), nous pouvons passer aux méthodes d'interprétation des données.

Deux méthodes seront décrites ici : la méthode classique et la méthode des diagrammes de Booth.

II-2-2 Méthode classique

La méthode classique consiste à tracer une « droite référence » de consolidation normale sur les graphes obtenus (fig. 1-6). L'état de consolidation du sol est déduit de la position de la courbe Q_c par rapport à cette droite.

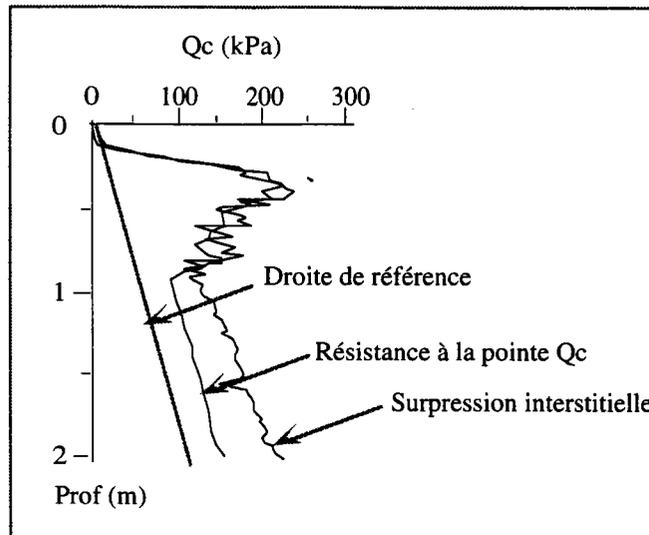


Fig. 1-6 : Allure des courbes Q_c suivant l'état de consolidation du sol.

La résistance à la pointe Q_c est donné par l'équation :

$$(1) \quad R_p = Q_c = C_u * N_k + (\gamma * z)$$

avec

C_u : la cohésion (kPa)

N_k : facteur de cône empirique

γ : poids volumique déjaugé du sédiment en kN/m^3 . Il est égal au poids volumique du sédiment moins celui de l'eau ($10,28 \text{ kN/m}^3$ pour l'eau de mer ; $10,75 \text{ kN/m}^3$ pour l'eau douce).

z : la profondeur de sédiment (m)

Fondée sur la théorie de consolidation normale, et de nombreuses mesures sur des carottiers boîtes de Christian *et al.* [1991], nous prendrons une valeur représentative de cohésion de 5 kPa à 2 m de profondeur de sédiment. Prenant une valeur de 10 pour

$Nk^{(3)}$, considérant de plus que le produit ($\gamma * z$) est négligeable devant le premier terme (profondeur faible), nous obtenons une valeur de $Q_c = 50$ kPa à 2m.

Nous utiliserons ainsi la droite passant par 0 kPa à 0 m et 50 kPa à 2 m comme référence sur nos courbes Q_c , afin d'illustrer un état de consolidation normal (fig. 1-6). Suivant la position de la courbe des valeurs Q_c par rapport à cette droite-référence, on pourra qualifier l'état de consolidation du sédiment. Si la courbe présente des valeurs de résistance à la pointe supérieures à cette droite le sol sera dit surconsolidé et inversement il sera sous-consolidé si les valeurs sont inférieures (fig. 1-6).

Q_t étant ainsi calculé, nous pouvons alors intégrer nos données dans un diagramme de Booth [1979] afin de déterminer l'état exact de consolidation des sédiments rencontrés.

II-2-3 Méthode des diagrammes de Booth

Le diagramme de Booth [1979] permet non seulement de visualiser rapidement l'état de consolidation du sédiment : sous-consolidation - consolidation normale - surconsolidation (fig. 1-7), mais aussi d'estimer l'épaisseur de la couche disparue dans le cas de la surconsolidation.

Cette méthode est basée sur la différence entre la contrainte effective actuelle (σ'_v) et la pression de contrainte effective à l'origine (σ'_{v0}):

$$(1) \Delta \sigma = \sigma'_v - \sigma'_{v0} = \Sigma (\gamma * h) - \Sigma (\gamma * h_0)$$

σ'_v s'obtient en sommant les produits << poids volumiques * épaisseurs >> des couches de sédiments :

$$(2) \sigma'_v = \Sigma (\gamma * h) \text{ en kN/m}^2$$

σ'_{v0} est une valeur théorique calculée à partir des valeurs de la cohésion C_u et de l'indice de plasticité I_p suivant l'équation de Skempton (3):

$$(3) \sigma'_{v0} = C_u / (0.11 + 0.0037 * I_p) = \Sigma (\gamma * h_0)$$

Cette relation, applicable lorsque les sols sont normalement consolidés ne l'est pas pour des sédiments présentant une « surconsolidation apparente en surface » (Cochonat *et al.*, 1993). Nous pouvons cependant l'utiliser dans le cas d'étude d'un sol à l'**origine** qui présente théoriquement un état de consolidation normale.

La cohésion C_u peut être mesurée soit directement à bord sur des carottes, soit calculée à partir des données de résistance à la pointe du module ; l'indice de plasticité a été déterminé lors des mesures de limites d'Atterberg au Bedford Institute of Oceanography (Halifax).

³ Valeur calculée en Annexe 1

On obtient une épaisseur "X" de sédiment qui représente la différence d'épaisseur entre la colonne sédimentaire actuelle (h) et la colonne sédimentaire à l'origine (h₀) soit :

$$(4) X = [\Sigma (\gamma * h) - \Sigma (\gamma * h_0)] / \gamma = [(\gamma * h) - (C_u / (0.11 + 0.0037 * I_p))] / \gamma$$

L'équation (4) permet ainsi de calculer les points du diagramme de Booth (fig. 1-7).

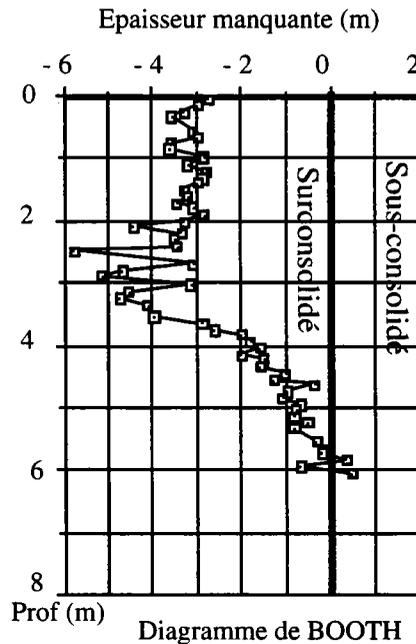


Fig. 1-7 : Sédiment surconsolidé de 0 à 4 m, qui tend à rejoindre un état de consolidation normale à la base de la carotte. L'épaisseur de la couche manquante en surface est de 3m.

Les valeurs négatives correspondent à un état de surconsolidation ; c'est à dire que les contraintes effectives réellement calculées (σ'_v) sont inférieures à celles ayant théoriquement prévalu à l'origine (σ'_{v0}). Ceci traduit un état de compaction des sédiments équivalent à la disparition de X mètres de sédiments.

Les valeurs positives révèlent au contraire un état de sous-consolidation, le sédiment a subi une compaction inférieure à celle ayant prévalu théoriquement à l'origine .

Les valeurs avoisinant zéro correspondent à un état de consolidation normal.

Notons cependant qu'étant donné les erreurs relatives aux déterminations de I_p et de γ le long de la carotte, la marge d'erreur sur un diagramme de Booth est de l'ordre de +/- 2m.

Dans cette première étape nous avons déterminé l'état de consolidation du sol. Nous allons donc passer à la détermination des valeurs de cohésion.

II-3 Détermination de la cohésion Cu : nouvelle approche

La comparaison des mesures *in-situ* et des mesures en laboratoire doit être réalisée en prenant un certain nombre de précautions. Plusieurs auteurs tels que Sangrey [1977], Cancelli [1983], Aas *et al.* [1986], Tisot [1986], ont abordé ce problème. La conversion des cohésions déterminées *in-situ* en valeurs de cohésion comparables à celles obtenues en laboratoire n'est pas toujours satisfaisante. Kathib [1987] et Schieb [1992] soulignent le fait que la résistance au cisaillement obtenue en laboratoire (scissomètre), est inférieure à celle obtenue *in situ*. Or cette valeur de cohésion *in-situ* est très importante car elle permet de s'affranchir des perturbations dues aux carottages.

Rappelons tout d'abord les perturbations occasionnées par le carottage lui même.

II-3-1 Perturbations lors du carottage

Les trois causes principales de perturbation lors du carottage sont :

-1) La compaction mécanique de l'échantillon : il résulte directement du carottage. Le système de pénétration par fonçage peut provoquer une compaction des différentes couches par frottement du sédiment à l'intérieur du tube (le piston ne remplit que partiellement son rôle). Cela affectera d'avantage les sols superficiels sous-consolidés et riches en eau. Couture [1990] relie directement le taux de compaction occasionné par le prélèvement à la cohésion du matériau : pour les boues de surface il observe une compaction de 45%, pour les boues silteuses de 20%, et peu ou pas de compaction pour les vases silteuses. D'autre part si les sols rencontrés sont trop résistants, c'est à dire que la résistance des sédiments est égale au poids du module dans l'eau alors le système de sécurité stoppe la pénétration, le carottier s'arrête effectivement avant 2 m, il manquera dans les carottes la partie profonde de la colonne sédimentaire.

-2) Le changement des propriétés du sol, dès son prélèvement : le transfert des sédiments depuis le fond jusqu'à la surface se traduit par un changement des contraintes totales et une augmentation de la température ambiante, on assista ainsi à une baisse de la résistance au cisaillement du sol [Almagor, 1979]. Tisot [1986] souligne une augmentation de la cohésion au pic de 5 à 10 % pour des mesures effectuées respectivement à 2°C et 20°C.

-3) La modification des valeurs de cohésion obtenues en fin de carottes : ces valeurs semblent en général peu fiables, surtout si elles sont effectuées longtemps après leur récupération. En effet, une action de fluage (donc de décompaction) se produit sur les sédiments situés aux extrémités des tronçons.

II-3-2 Détermination de la cohésion

Le module géotechnique présente l'avantage de réaliser une série de mesures géotechniques *in situ* et de prélever une carotte au même endroit. Nous pouvons alors

comparer dans les meilleures conditions possibles ces deux types de données : données de résistance à la pointe *in-situ* (Q_c) et données de cohésion en laboratoire (C_u).

La relation qui relie la résistance à la pointe (Q_c) à la cohésion (C_u) est de la forme

$$(5) C_u = (Q_c - \sigma'_{v0}) / N_k$$

N_k est le facteur de cohésion dépendant du cône pénétrométrique.

Le terme Q_c est plus souvent employé que Q_t dans la littérature car la mesure de la surpression induite U_t n'est pas systématiquement effectuée. Nous emploierons indifféremment le terme Q_c dans ce mémoire, sachant que lorsqu'il s'agit de nos données, elles correspondent à des valeurs corrigées (sous-entendus Q_t qui restent très peu différentes de Q_c).

Cancelli [1983] tout comme Sanglerat [1972] suggère de négliger la contrainte totale verticale dans le calcul de la cohésion à cause des incertitudes liées aux mesures de Q_c et de C_u . De plus dans nos calculs les profondeurs maximales atteintes sont très faibles (2 m) donc σ'_{v0} est négligeable devant le terme Q_c .

Nous obtenons une équation de la forme suivante :

$$(6) C_u = Q_c / N_k .$$

On peut ainsi obtenir aisément la cohésion *in-situ*.. Or un problème majeur subsiste : la détermination exacte de N_k .

Plusieurs théories existent dans la littérature quand à la détermination de la valeur de ce coefficient. Nous avons ainsi appliqué plusieurs de ces méthodes à nos résultats afin de déterminer la plus adéquate dans notre cas d'étude. La présentation de ces diverses déterminations et leur application serait rébarbative dans le cadre de ce chapitre ; nous les avons donc regroupées dans l'Annexe 1.

Ayant l'opportunité de comparer des valeurs de cohésion (C_u) déterminées en laboratoire sur des échantillons prélevés à l'endroit exact des mesures de résistance à la pointe (Q_c), nous avons pu appliquer directement la méthode de Cancelli [1983]. La valeur de N_k trouvée est de 10.

Néanmoins nous avons constaté que les valeurs de N_k varient nettement suivant les théories utilisées. Cette constatation nous a amené à chercher une nouvelle méthode de détermination de N_k directement à partir des données de résistance à la pointe.

Nous avons tout d'abord établi un catalogue de toutes les valeurs de N_k , à partir des mesures "doubles" cohésion-résistance à la pointe effectuées avec le module Géotechnique lors des campagnes Monycia (1989) et Hudsar (1991). Les résultats obtenus sont regroupés dans le tableau ci-contre (Tableau 1-1).

Tableau 1-1 : Catalogue des valeurs de N_k déterminées sur des échantillons prélevés lors de Monicya et Hudsar suivant la méthode de Cancelli (1983).

station	Lithologie	Cote< (m)	Cote> (m)	Equation svt prof. (m)	Gd gradient Qc v. z	Qc min et sup.(kPa)	Nk
Monicya 3-09	Boue	0	1,6	$Qc = 7,57+24,6*z$	24,6	10,0-50,0	7,42
Hudsar 1-5	vase silteuse	0,32	1,49	$Qc = 46,44 + 25,3*z$	25,303	75,0-125,0	7,5
Hudsar 5-2	vase	0,96	1,76	$Qc = 103,92+38,45*z$	38,453	75-125	10
Hudsar 10-2	vase (sable)	1,02	1,89	$Qc = 6,92+38,13*z$	38,139	75-150	10
Hudsar 8-4	argiles	1,04	1,98	$Qc=39,17+40,35*z$	40,348	75,0-125	10
Monicya 2-02	Vase	0	0,55	$Qc = 78,58+68,46*z$	68,46	55,0-150,0	20
Monicya 2-02	Boue	0,5	1,9	$Qc = 10,60+82,00*z$	82	50,0-150,0	23,8
Monicya 1-02	vases I	0,8	1,4	$Qc = 79,98+74,30*z$	74,3	125-175	31,3
Monicya 1-02	vases II	0	0,6	$Qc = 53,81+131,36*z$	131	50-125	40
Hudsar 3-5	vase bioturbée	0,45	1,68	$Qc = 293,76+137,96*z$	137,96	375,0-575,0	50

Nous voyons qu'il est possible d'obtenir N_k en fonction de la nature de l'échantillon ⁴, et de la fourchette des résistances à la pointe (Q_c min et max) qui le caractérisent. Nous constatons ainsi que N_k varie non seulement en fonction de la nature du sol mais de son état de consolidation (surtout dans les vases).

Cette remarque nous a amené à envisager une méthode de détermination de N_k directement sur les courbes de Q_c in-situ afin d'obtenir une cohésion *in-situ*.

Nous proposons une méthode qui présente l'avantage de pouvoir accéder à une valeur de N_k très rapidement, avant l'ouverture des carottes. La courbe Q_c obtenue in-situ est divisée en segments (portions de droites). Chaque segment représente une portion de courbe Q_c dont le gradient G_d reste constant ; plus les segments sont longs, meilleur

⁴ Couture (1990) soulignait dans son rapport qu'il existait une corrélation entre les gradients de pente des courbes Q_c et les lithologies

sera l'estimation de Gd (fig.1-8a). Ces gradients ayant été déterminés, on obtient Nk par la formule (fig. 1-8b) :

$$(7) Nk = -3,676 + 0,37 * Gd$$

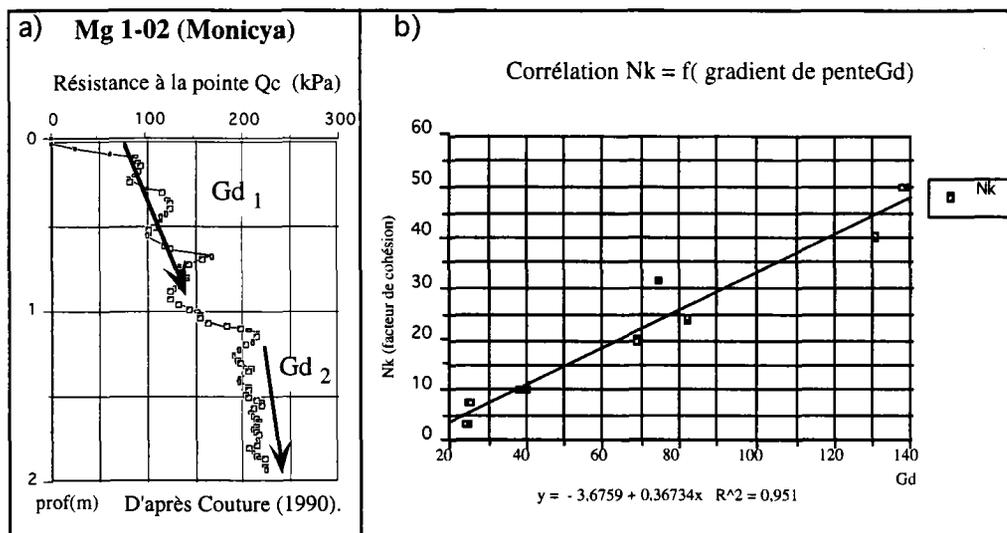


Fig. 1-8 : a) Détermination des gradients suivant les lithologies
b) Corrélation déterminée à partir des données de Gd et Nk.

Cette équation est la droite de régression calculée d'après les données du tableau 1 (voir détails Annexe 1). La cohésion calculée à partir de cette méthode est fonction non seulement de la nature du sédiment mais aussi de son état de consolidation. C'est donc bien une cohésion *in-situ*. Ce n'est qu'à l'ouverture de la carotte que l'on pourra déterminer quelle part attribuer à la nature de l'échantillon.

Cette méthode offre l'avantage important de s'affranchir des données de cohésion en laboratoire. Elle donne une idée de la lithologie et semble pouvoir s'appliquer aussi bien en Méditerranée qu'en Atlantique nord. Remarquons cependant que ceci n'est valable que pour les 2 premiers mètres où le poids des terres ne joue qu'un rôle négligeable.

Il faudrait donc vérifier sur les futures stations du module réalisées la validité de cette hypothèse.⁵

Le Module Géotechnique offre l'avantage de prélever une carotte à l'endroit même où s'effectuent les séries de mesures géotechniques. Il nous est alors possible d'accéder à une cohésion *in-situ* qui nous permet de réaliser des calculs plus fiables aussi bien

⁵Gardons cependant toujours à l'esprit que la résistance à la pointe pénétrométrique est une mesure verticale tandis que la cohésion en laboratoire est une mesure horizontale. Nous comparons donc des données qui ne sont pas faites dans le même plan. Ainsi à moins que le sédiment soit isotrope, il est normal de voir de légères différences.

dans l'utilisation des diagrammes de Booth (Annexe 2) que dans l'évaluation des risques d'instabilité. Nous avons également utilisé cette valeur de cohésion *in-situ* dans les calculs des diagrammes de Booth

Après cet inventaire des outils et méthodes utilisés pour l'obtention de nos données de base, nous passons dans la partie 2 au premier cas d'étude : une portion de marge de la Nouvelle Ecosse.

Partie 2 : LA NOUVELLE - ECOSSE

Cette partie constitue le premier volet de notre étude comparative de deux marges passives. Elle s'appuie sur des travaux antérieurs, complétés par les données acquises lors de la mission HUDSAR (1990). Ceux-ci donnent une image détaillée de la pente associée à des mesures physiques (géotechniques) que nous tenterons d'utiliser comme marqueurs de la sédimentation. Nous essaierons ainsi d'obtenir une vision la plus complète possible des processus affectant cette marge, en mettant en valeur les facteurs les contrôlant.

Le premier chapitre intitulé « cadre morphostructural », constitue une synthèse bibliographique des connaissances générales relatives à la marge de Nouvelle Ecosse. Il nous permettra de mieux appréhender les facteurs régissant la sédimentation de cette marge à l'échelle régionale. Nous y aborderons successivement la stratigraphie quaternaire, le contexte morphostructural, l'hydrologie ainsi que les spécificités de l'environnement glaciaire.

Le second chapitre sera consacré à la caractérisation de la couverture sédimentaire à l'échelle locale. Nous nous attacherons à la description des sédiments sur deux zones d'étude : Verrill Canyon et Albatross. Cette description repose sur l'analyse de trois types de données : les données acoustiques (imagerie S.A.R. et profils 3,5 kHz du S.A.R. et de coque), les données géotechniques acquises *in situ* avec le Module Géotechnique, et enfin les carottes. A l'issue de ce chapitre, une stratigraphie détaillée de la couverture sédimentaire et des événements gravitaires quaternaires nous permettra d'aborder le chapitre suivant.

Le chapitre « dynamique sédimentaire » permettra d'identifier les processus de dépôt, puis les processus de rupture. La mise en évidence des facteurs prépondérants dans chacun des cas nous conduira à la détermination des événements majeurs ayant influencé cette portion de marge.

Les principales étapes de construction de cette marge seront alors résumées dans le chapitre conclusion.

I CADRE MORPHOSTRUCTURAL

La marge de Nouvelle Ecosse est une marge passive, de type progressive ou progradante, caractérisée par un très large plateau continental. Ce type de marge se traduit par une morphologie en pente douce (profil sigmoïdal) mise en évidence sur la figure 1-1.

Suivant la nomenclature de Vanney & Stanley [1983], cette portion de marge correspond à un rebord de plateau de type *chamfer* ou « cannelé », caractéristique d'une région polaire glaciaire. La rupture plateau continental-pente continentale apparaît sur le rebord d'un plan doucement incliné. Située plus bas que les profondeurs généralement observées (130 m), cette limite plateau-pente apparaît vers 200 m de profondeur d'eau. Des ravinements ou *gullies* incisent parfois la pente. Ces incisions peuvent être associées aux effets de la néotectonique liée aux rebonds isostatiques. On retrouve ce type de morphologie sur la plateforme externe du plateau de Ross en Antarctique.

I-1 Rappels sur les Etages stratigraphiques quaternaires

Les étages stratigraphiques classiques du Quaternaire de l'Amérique du Nord ont été définis dans le domaine continental : la glaciation illinoïenne (380 000 ans -128 000 ans B.P.) correspond à la première grande glaciation ; elle est suivie par l'Interglaciaire Sangamonien (128 000 ans -75 000 ans B.P.). Le Wisconsinien (75 000 ans -10 000 ans B.P.) représente la dernière grande glaciation reconnue sur cette marge.

Une autre échelle de temps fondée, sur la chronologie isotopique de l'oxygène en milieu marin, fournit une nomenclature beaucoup plus précise de la stratigraphie du Quaternaire Supérieur (fig. 2-1). La courbe standard des isotopes de l'oxygène du Quaternaire traduit principalement les changements survenus dans le volume planétaire des glaces [Shackleton, 1987], mais également les variations de température.

Les stades sont numérotés de 1 à 15 ; les chiffres pairs correspondent aux périodes de glaciation étendue et les chiffres impairs, aux interglaciaires ou interstades majeurs. Les étages des domaines continentaux et marins sont corrélés différemment par divers auteurs ; dans le présent chapitre, nous avons adopté la corrélation de Harland *et al.* [1982] et de Fulton [1984]. Le Wisconsinien inférieur correspond au stade 4 (75 000 ans - 65 000 ans B.P.) ; le Wisconsinien Moyen au stade 3 au début du 2 (65 000 ans -23 000 ans B.P.), et le Wisconsinien Supérieur à la dernière partie du stade 2 et au début du stade 1 (23 000 ans -10 000 ans B.P.).

d'illustrer la structure profonde de cette région, en présentant les interprétations de Wade & Maclean [1990], fondées sur des données sismiques récentes obtenues sur cette zone.

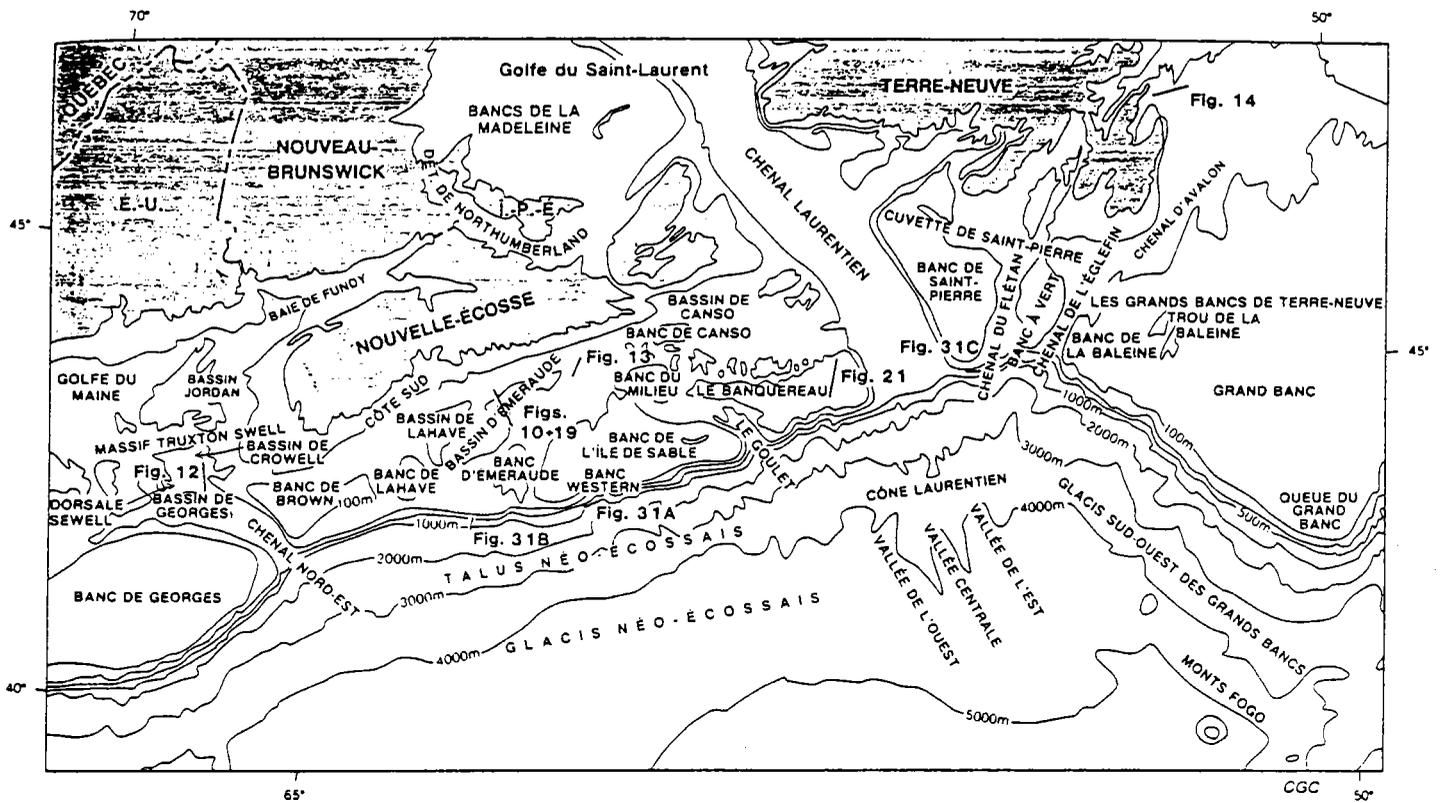


Fig. 2-2 : Physiographie des marges continentales de la plate-forme de Nouvelle Ecosse

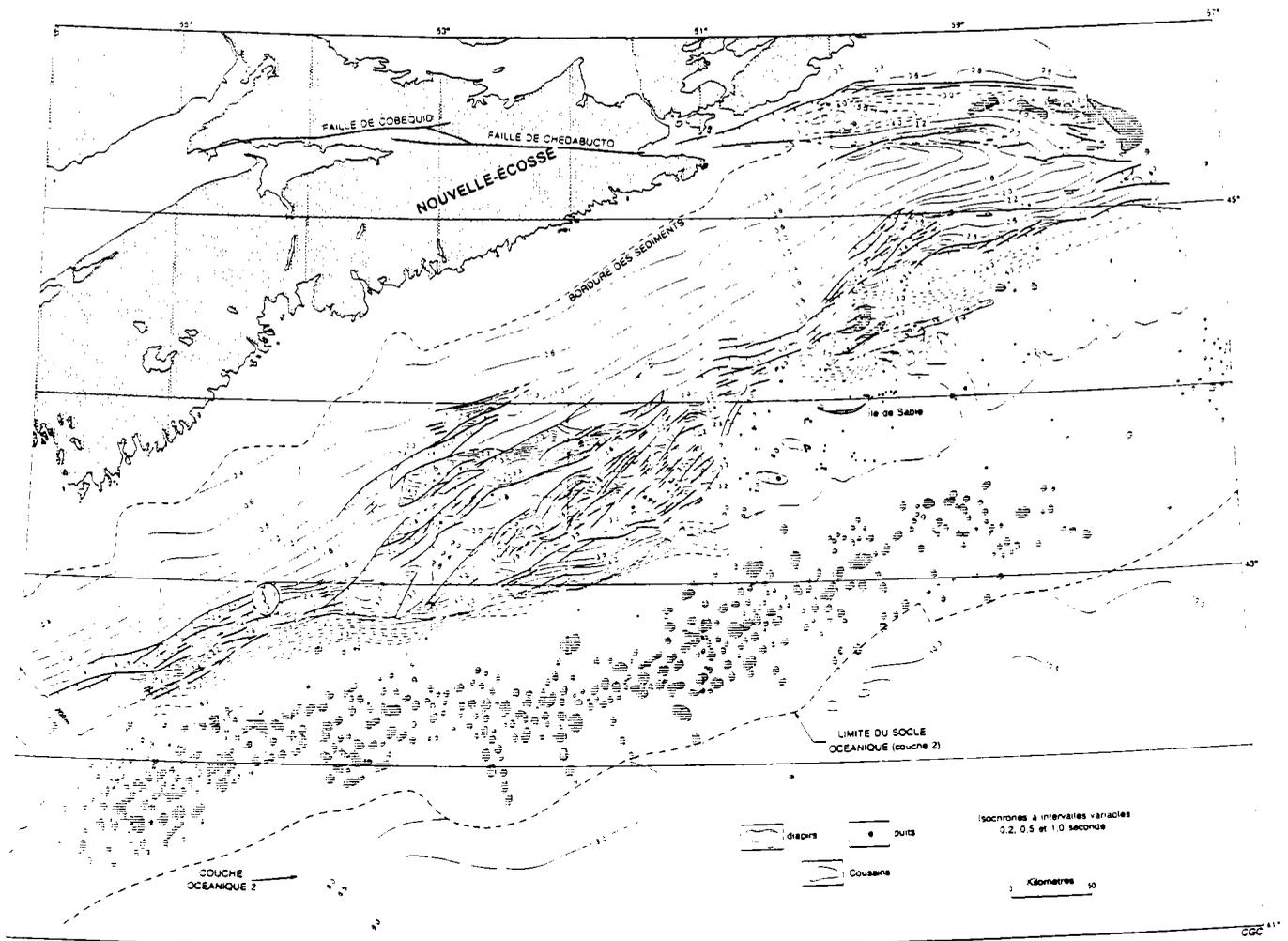


Fig. 2-3 : Courbes isochrones du socle sous la plateforme néo-écossaise d'après Wade & MacLean [1990].

La surface du socle, inclinée vers la mer, est découpée en horsts et grabens par de nombreuses failles normales de direction nord-est comme l'indique la figure 2-3 ci-dessus. Plusieurs grabens sont en fait des demi-grabens bornés au sud par des failles majeures. Leur dimensions varient, certains sont petits et peu profonds, d'autres renferment des épaisseurs considérables de couches rouges et quelques uns sont présumés contenir également du sel. Cette surface a été pénéplanée avant la transgression qui a marqué le Jurassique. On ne connaît pas l'étendue du système de grabens triasiques sous la plateforme de Burin qui forme le flanc septentrional du bassin. On sait cependant que, dans cette région, les sédiments mésozoïques et cénozoïques, de 1 à 2 km d'épaisseur, reposent localement sur les strates du Carbonifère.

Sur la marge de Nouvelle Ecosse, se succèdent d'ouest en est les sous-bassins de Shelburne, de Sable, d'Abenaki, Laurentien et de la Baleine Sud. Ces sous-bassins sont reliés et caractérisés par des couches sédimentaires puissantes. Une longue période de subsidence y a permis l'accumulation de plus de 12 km de strates, les épaisseurs maximales atteignant 18 km. La distribution du sel suggère que ces sous-bassins furent initialement le lieu d'une sédimentation évaporitique, chacun ayant accumulé avant la rupture continentale, de puissantes séquences de couches rouges et d'évaporites qui s'amincissaient sur les hauteurs. Tous ces bassins ont connu des subsidences rapides.

Une zone, baptisée « province diapirique de la pente », s'étend de la partie orientale du banc de Georges jusqu'aux Grands Bancs occidentaux (fig. 2-3).

Après la rupture, la marge du bassin néo-écossais se présentait comme un complexe de blocs faillés. Plusieurs formations, après avoir remplis les grabens créés lors du stade de distension, ont ensuite recouvert le socle. Nous présentons ici les principales formations (Fig. 2-4).

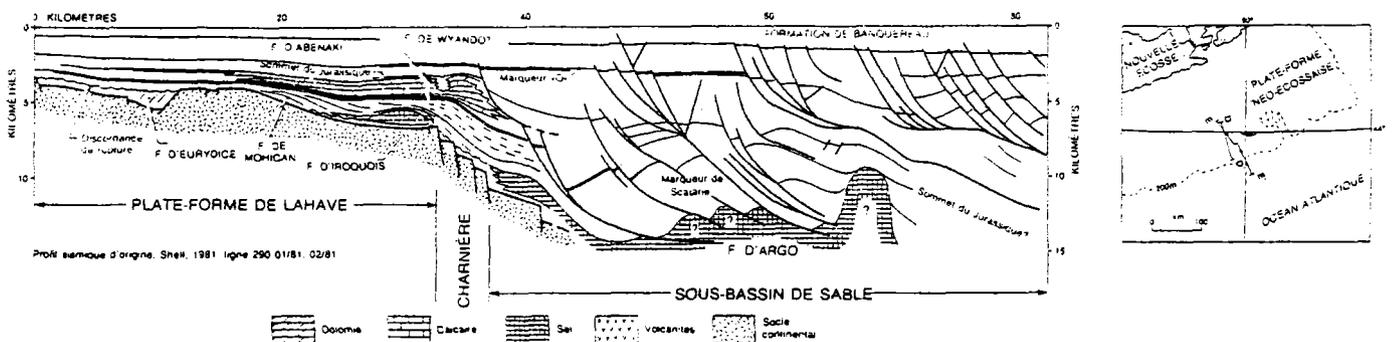


Fig. 2-4 : Coupe géologique D D' de la plateforme de La Have au sous bassin de sable.

Elles vont du Trias Supérieur avec les formations d'Euridice et d'Argo jusqu'à la fin du Crétacé Supérieur avec la formation de Wyandot. La formation du Banquereau regroupe tous les sédiments postérieurs à la formation de Wyandot.

La présence de structures tectoniques du socle, développées au sud-est de la charnière par suite des réajustements isostatiques de la croûte, est déduite des structures salifères associées et des failles découpant les strates sus-jacentes. Sur les plates-formes structurales, certaines failles normales affectant le socle ont mis en évidence des mouvements récents (Tertiaire).

Il existe une forte anomalie magnétique positive le long de la Côte Est (AMCE) qui remonte de la marge orientale des Etats-Unis jusqu'à la chaîne des monts de la Nouvelle Angleterre, et demeure fortement positive jusque dans le sous-bassin de Shelburne. Cette anomalie a été interprétée comme marquant la transition entre la croûte continentale et la croûte océanique par [Rabinowitz, 1974]. Il se trouve cependant que la trace de l'anomalie le long de la marge de Nouvelle Ecosse reste mal comprise car le

segment présent dans le bassin se situe entièrement à l'intérieur du domaine continental où elle décrit un arc de cercle à partir du sous-bassin de Shelburne.

I-3 L'hydrologie

Au large du Canada, les Eaux Profondes ont deux sources principales : la mer de Norvège et la mer du Labrador.

L'Eau de la mer du Labrador est créée au large du détroit d'Hudson par la plongée des eaux de surface lorsque les vents puissants du nord (arctiques) mélangent et refroidissent le courant externe du Labrador (fig. 2-5). L'eau froide et salée (3,2°C et 34,88%) qui en résulte s'enfonce jusqu'à une profondeur de 1 200 à 1 800 m et s'écoule vers le sud et vers l'est dans l'ensemble des zones subarctiques de l'océan Atlantique nord.

Les eaux de la mer de Norvège froides et salées (2-3°C pour 34,94 %) sont formées par le refroidissement des eaux de surface dans le nord-est atlantique. La plus grande partie de ces eaux denses coule au dessus de la dorsale islando-écossaise, et vers l'ouest le long des dorsales sous-marines situées au sud du Groenland, à une profondeur de 2 000 à 3 000 m.

Avec les eaux du Labrador, les eaux de la Mer de Norvège forment l'Eau Profonde Nord-Atlantique à une profondeur allant de 1 800 m à 4 000 m [Worthington, 1976]. La couche à circulation rapide située entre 2 000 m et 3 000 m dans la mer du Labrador,, mais à de plus grandes profondeurs au sud des Grands Bancs et de la plateforme de Nouvelle Ecosse, a reçu le nom de sous courant occidental côtier [Heezen *et al.*, 1966]

Deux couches d'eau profonde nord-atlantique existent également au large de la Nouvelle Ecosse, à partir de 4 000 m de profondeur [Richardson *et al.*, 1981].

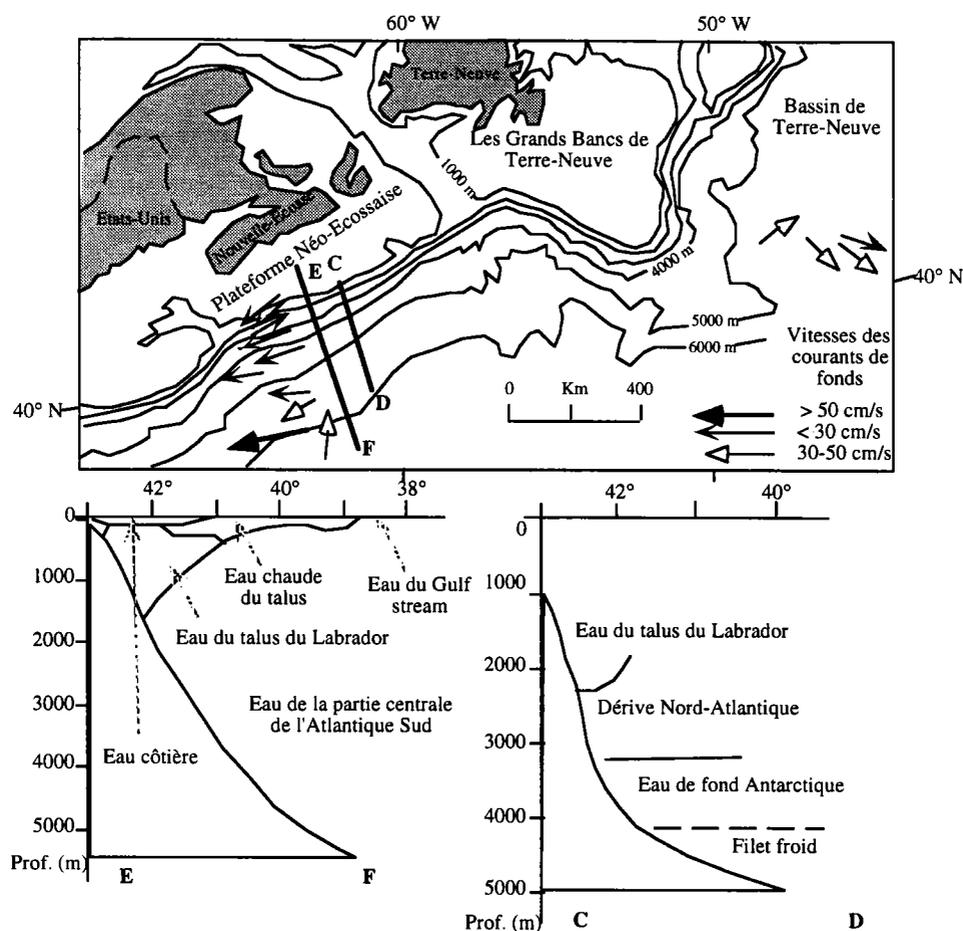


Fig. 2-5 : Coupes océanographiques de la marge de Nouvelle Ecosse montrant la répartition des masses d'eau. Les principales trajectoires d'écoulements sont représentées. D'après [Piper, 1990].

I-4 La sédimentation glaciaire

Le terme « Wisconsinien » s'applique uniquement aux régions touchées par l'inlandsis laurentien ou les glaces de l'Atlantique canadien. Le terme « postglaciaire » est utilisé comme qualificatif stratigraphique local des sédiments accumulés après le retrait des glaces.

La première phase majeure de la croissance de l'inlandsis laurentien, qui représentait en volume environ 45% des glaces de l'hémisphère nord, a eu lieu au Pléistocène. Des glaciers ont recouvert la plate-forme de Nouvelle Ecosse pour la première fois il y a 800 000 ans B.P. [Berry & Piper, 1993]. Nous nous intéresserons plus spécialement à la phase glaciaire du Wisconsinien (75 000 -10 000 ans B.P.) mise en évidence par Mosher *et al.* [1989]. Les transgressions et régressions de ces glaces se succèdent alors jusqu'à la fin du Wisconsinien. Elles ont été groupées en 5 phases principales d'après Mosher [1987].

Phase 1 : 75 000 - 65 000 ans B.P.

Phase glaciaire : le glacier traverse le plateau continental et apporte beaucoup de sédiments. Il y a formation de la première langue de moraine.

Phase 2 : 65 000 - 32 000 ans B.P.

Fonte des glaces, recul des glaciers qui déposent des moraines. Les dépôts-centres les plus importants de ces sédiments glacio-marins sont situés hors du plateau (200 à 500 m d'épaisseur).

Phase 3 : 32 000 -18 000 ans B.P

L'oscillation du niveau marin contrôle le développement des langues de tillites.

Phase 4 : 18 000 -10 000 ans B.P

Le glacier se retire jusqu'aux limites du plateau continental interne. Le taux de sédimentation diminue ; au contraire l'activité biologique s'accroît. La période post-glaciaire commence.

Phase 5 : 10 000 ans B.P à nos jours

Cette période correspond à la transgression Holocène : les sédiments sont remaniés et laissent de grandes zones de sables et graviers bien classés qui bordent le plateau continental.

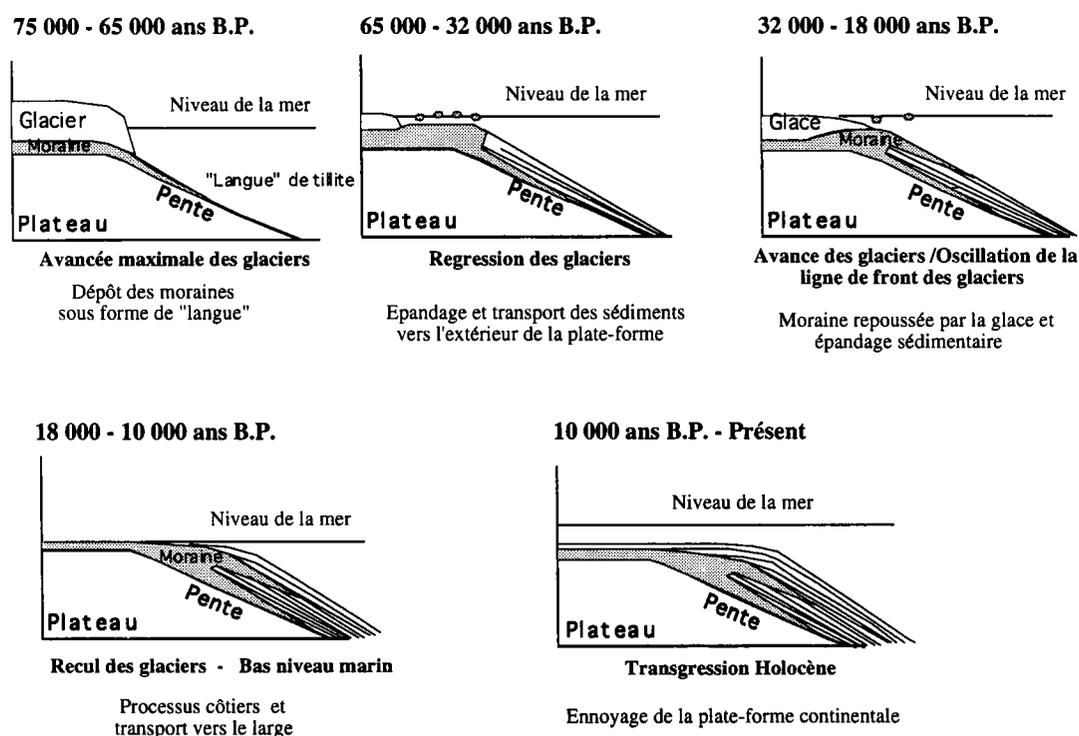


Fig. 2-6 : Avancées et reculs des glaciers durant le Wisconsinien. Modifié d'après Mosher, 1987.

L'accumulation des glaces sur les inlandsis arctique et antarctique joue un rôle majeur pour l'équilibre isostatique de la lithosphère. Ce dernier point a été particulièrement étudié par Walcott [1970 ; 1972], Chappell [1974], Clark *et al.* [1984]. Ces auteurs distinguent deux types de mouvements de l'écorce terrestre en réponse à la fonte des glaces et à la remontée concomitante du niveau marin, d'une part des mouvements élastiques correspondant à un réajustement quasi-instantané, d'autre part des mouvements de relaxation de plus longue période faisant intervenir un fluage des matériaux de l'asthénosphère. Ce dernier effet aurait été particulièrement important à la périphérie de l'ancien inlandsis canadien entre 16 000 et 6 000 B.P., puisque parallèlement à un surélévement de la zone déglacée de l'ordre de 600 à 1 000 m, on observerait une subsidence à la périphérie de l'ordre de 60 à 140 m, à une distance de 1200 km du centre de l'inlandsis.

I-5 Un élément remarquable : les Pockmarks ou cratères de dégazage

L'existence de ces morphologies particulières sur la pente de Nouvelle Ecosse méritent d'être mentionnée ici. En effet, les *pockmarks* traduisent l'existence de phénomènes susceptibles de modifier les propriétés physiques des sédiments superficiels, donc leur stabilité.

Ces cratères sont de toutes tailles ; leur profondeur varie de 1 à 2 m jusqu'à 15 m au maximum, alors que leur diamètre peut passer de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres voir plusieurs centaines de mètres. Ceux identifiés lors de ce travail, sont de l'ordre de quelques mètres de profondeur pour un quinzaine de mètres de diamètre.

Ils apparaissent toujours dans un niveau d'argile recouvert par une couche de sable silteux. Dans le cratère lui-même il n'y a pas ou peu de sable silteux. Les propriétés géotechniques ne présentent pas de différences significatives à l'intérieur ou à l'extérieur des *pockmarks*.

Leur formation est liée à la présence de méthane [Hovland & Judd, 1988]. Le méthane est décelable sous deux formes, dissoute et gazeuse, dans les sédiments superficiels. En raison de la petitesse de sa molécule, le méthane a la faculté de passer de milieu poreux en milieux poreux, en usant de chacun d'eux comme d'un réservoir temporaire au cours de sa migration. Quand un réservoir est rempli, la pression interstitielle augmente jusqu'à ce que le gaz déborde et rejoigne un autre réservoir plus superficiel. La pression nécessaire au gaz pour accéder à un réservoir plus élevé va ainsi décroître au fur et à mesure que le gaz atteint des couches de plus en plus jeunes et de moins en moins compactées. L'accumulation de gaz dans les sédiments de surface entraîne un accroissement de la pression interstitielle qui se concrétise par la formation d'un petit dôme ou parfois d'un large bombement accompagné de multiples fractures et failles [Withjack & Sheiner, 1982]. Le cheminement du gaz à travers ces fractures peut être explosif. La couche sédimentaire traversée est alors susceptible de s'effondrer par fluidisation et former alors des cratères. Elle peut également être entraînée par le gaz pour former un panache sédiment-gaz qui s'élève dans l'eau.!

Lorsqu'il y a une nouvelle remontée de gaz dans une zone à pockmarks, le gaz aura tendance à suivre le même cheminement que précédemment. Ainsi les cratères préexistants « grossissent » mais ne se multiplient pas [Hovland & Judd, 1988].

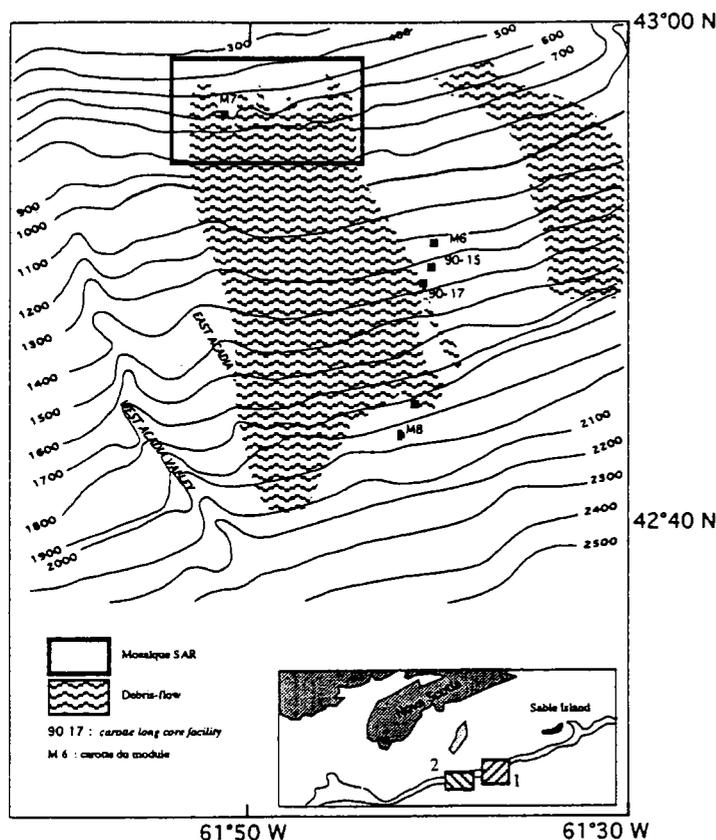
Dans notre zone ils apparaissent de 200 m à 600 m de profondeur d'eau.

Les grandes lignes du cadre régional étant tracées, nous passerons à l'échelle locale : les zones de Verrill Canyon et de Albatross.

II CARACTERISATION DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DES ZONES VERRILL CANYON ET ALBATROSS

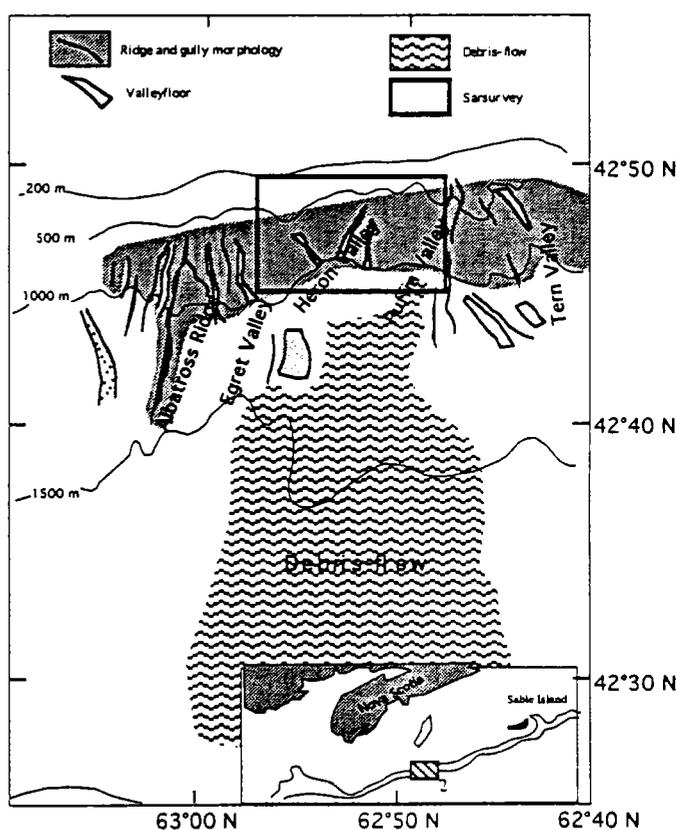
Ce paragraphe regroupe l'étude de la couverture sédimentaire quaternaire de deux zones morphologiquement différentes, Verrill Canyon et Albatross. Toutes deux présentent de grandes zones perturbées reconnues comme des *debris flow* lors de campagnes précédentes (fig. 2-7).

ZONE 1 : VERRILL CANYON



d'après Piper et al., 1985.

ZONE 2 : ALBATROSS



d'après Shor and Piper, 1989.

Fig. 2-7 : Localisation des zones d'études. La zone Albatross est située à l'ouest de Verrill Canyon.

La zone Verrill Canyon, située entre les latitudes 42° N et 43° N est limitée par les méridiens 62° W et 63° W. C'est une portion de marge allant de l'isobathe 200 m à l'isobathe 2 200m. Cette zone a fait l'objet de nombreux travaux [Hill, 1984 ; Piper, 1985] et en particulier de la thèse de Mosher [1987]. Elle présente des figures d'instabilités sédimentaires en « pente ouverte », processus encore peu étudiés de nos jours. Nous entendons par « pente ouverte » un interfluve peu entaillé par les cayons qui ne correspond pas à un système deltaïque récent.

La zone Albatross, plus à l'ouest, est délimitée par les latitudes 42° 30N, 43° 00N et les longitudes 61° 30W et 62° 00W. La couverture sonar recouvre une zone située en amont du *debris flow*, l'objectif initial étant uniquement la reconnaissance de la zone « source » du glissement.

Le chapitre consacré à la zone Albatross restera strictement focalisé sur les données acquises lors de la campagne HUDSAR. La partie profonde du *debris flow* proprement dit a fait l'objet du travail ¹ de Berry de 1991 à 1993. L'essentiel de cette étude sera donc concentré sur la zone Verrill Canyon.

Pour chacune de ces zones, nous étudierons successivement les données acoustiques (imagerie, profils sismiques), les données géotechniques puis les carottes. L'aspect purement sédimentologique (granulométrie des fines, calcimétrie) n'a pu être abordé faute de temps ; nous avons utilisé uniquement les données déjà disponibles.

LA ZONE VERRILL CANYON

II-1 La caractérisation acoustique

II-1-1 Les profils sismiques (canons à air)

Les faciès acoustiques caractérisés par des réflexions incohérentes et des diffractions abondantes correspondent généralement à des dépôts de sédiments grossiers dépourvus de structure, tels que les moraines (tillites), les sables ou les graviers. La définition des moraines ou tillites s'appuie sur trois critères [Dreimanis, 1982] : elles sont constituées de débris transportés puis déposés par les glaciers, leur dépôt reste donc proche spatialement d'un glacier, il n'y a pas ou peu de classement par l'eau pendant leur déposition.

Sur la pente continentale supérieure les moraines d'origine continentale s'interstratifient avec la sédimentation marine hémipélagique. Ces « langues » de moraine s'étendent habituellement sur une dizaine de kilomètres pour des épaisseurs de plusieurs dizaines de mètres. Sur le rivage, ces dépôts deviennent coalescents et forment des masses très épaisses [King & Fader, 1986]. Les études détaillées de King [1980], Barrie & Piper [1982], Josenhans *et al.* [1986] et King & Fader [1986] permettent de formuler une interprétation des milieux dans lesquels se sont accumulés ces dépôts sur les plateformes continentales de l'Est du Canada.

Deux intercalations de moraines sont identifiées (fig. 2-6), de haut en bas. La plus jeune est datée de 26 000 ans par extrapolation de 21 000 ans B.P. ; elle correspond à la dernière glaciation (Wisconsinien supérieur). La seconde est corrélée au maximum glaciaire du Wisconsinien inférieur (70 000 ans). Enfin une troisième langue de moraine, non visible ici, existe sur certains profils sismiques [Josenhans *et al.*, 1986 ; King & Fader, 1986]. Elle correspondrait à la dernière phase de glaciation majeure du Pléistocène moyen (150 000 ans B.P.) [Mosheret *et al.*, 1989].

¹ Master de Sciences en Géologie à l'Université de Dalhousie (Halifax, Canada).

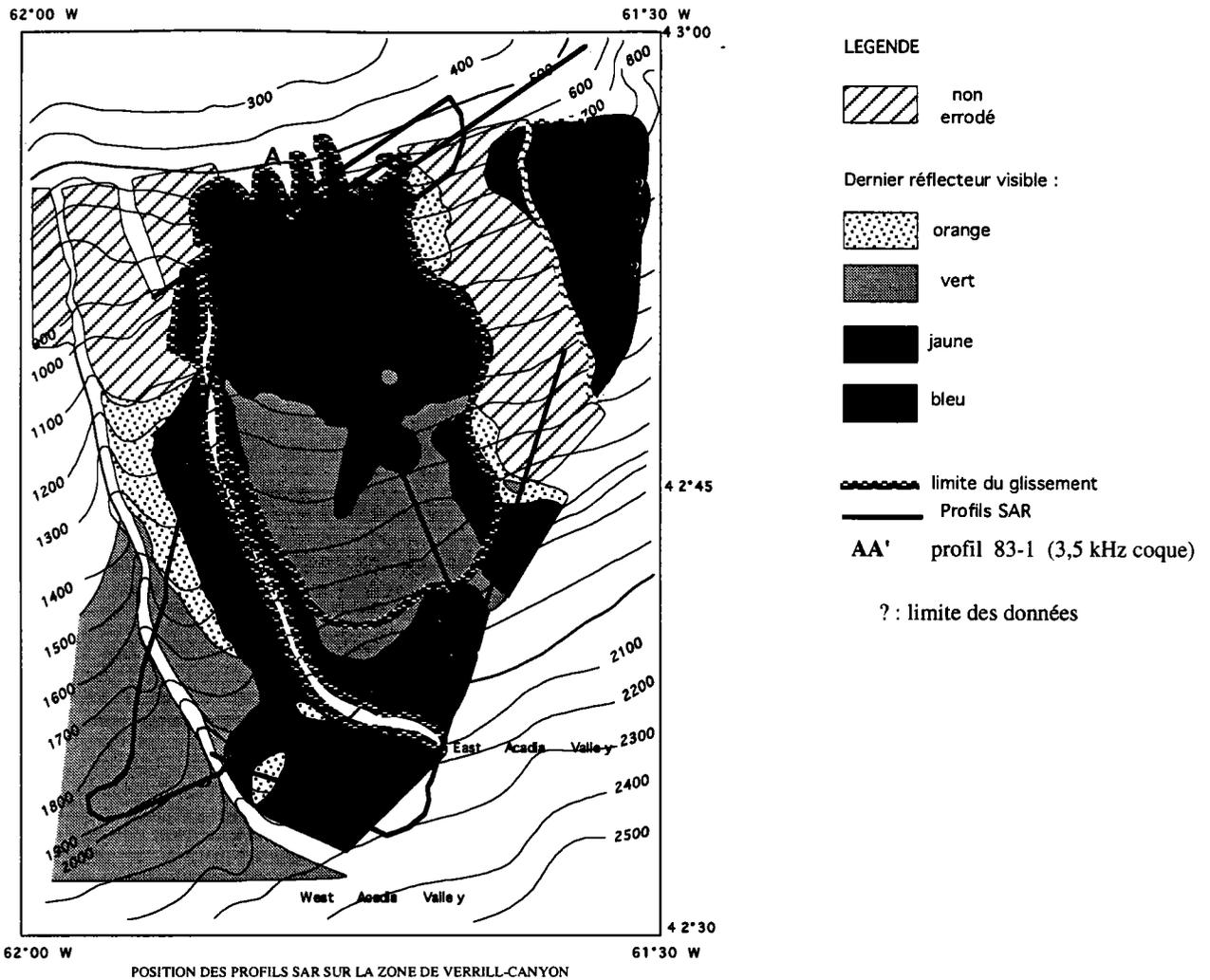
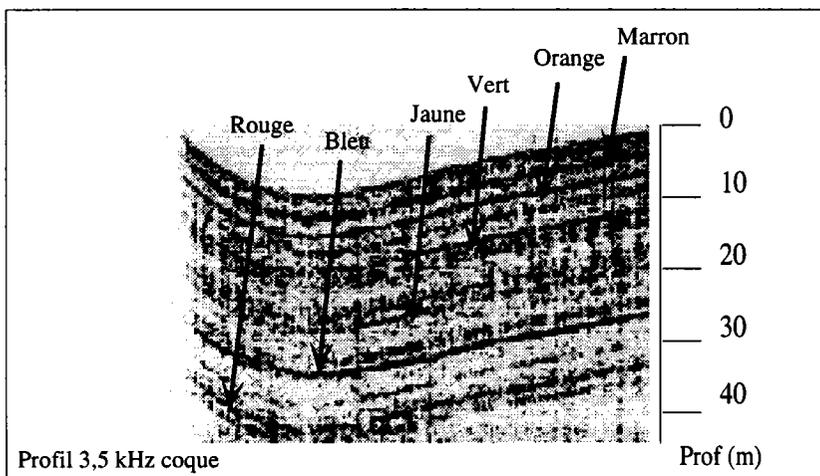


Fig. 2-9 : Ecorché géologique de la zone de Verrill Canyon (cartographie des facies acoustiques)

Fig. 2-8 : Les réflecteurs références



II-1-2 Les profils 3,5 kHz (sondeurs SAR et bateau)

Grâce à la corrélation imagerie SAR - profil sondeur (3,5 kHz), il a été possible de suivre les réflecteurs tout au long de la pente.

II-1-2-1 Définition des réflecteurs

On distingue ainsi 6 réflecteurs (fig. 2-8). Les couleurs conventionnelles appliquées à ces réflecteurs font référence à ceux identifiés par Piper *et al.*, [1983], puis repris par Mosher en 1987, excepté pour les deux derniers auxquels nous avons attribué des couleurs différentes² :

-le *réflecteur marron* en subsurface (2 m) semble correspondre au sommet d'une séquence d'argiles rouges datée de 13 500 ans B.P.

-le *réflecteur orange* situé 6-7 m sous l'interface eau-sédiment, est daté de 16 000 ans B.P.

-le *réflecteur vert* situé à 10 m, représente le sommet d'une séquence stratifiée ; il est daté de 18200 ans B.P.

-le *réflecteur jaune* identifié à 19 m sous le fond, est un réflecteur très marqué aussi bien sur les profils du SAR que ceux de coque. Il est daté de 20 800 ans B.P.

-le *réflecteur bleu* (26 m) matérialise le sommet d'une couche transparente serait daté (par extrapolation) de 30 000 ans B.P.

-le *réflecteur rouge* enfin à 32-33 m, est le réflecteur le plus profond que l'on puisse réellement suivre sur toute cette zone avec les deux sondeurs. Il correspond à un âge d'environ 32 000 ans B.P. (période interglaciaire).

Les datations données dans le mémoire de Mosher [1987] ont été réalisées par les méthodes des isotopes de l'oxygène et de carbone 14. Elles sont complétées par des mesures très récentes.³

II-1-2-2 Cartographie des réflecteurs

La cartographie des réflecteurs constitue une « écorché géologique » (fig. 2-9). Les trames font référence à la couleur du premier réflecteur visible sur un profil sondeur. Sous ce réflecteur orange, la série des réflecteurs (vert, jaune, bleu et rouge) est complète, mais au dessus il n'existe plus aucun réflecteur **visible** : soit les réflecteurs susjacent manquent soit il existe uniquement une couverture transparente. Compte tenu de la disposition régulière des réflecteurs dans une série complète, les absences locales des termes supérieurs de la série peuvent être attribuées à des érosions et/ou à un non-

² ICar ils ne correspondaient pas exactement aux réflecteurs rouge et rose de Mosher [1987].

³ Datations radiocarbone de Beukens [1991].

dépôt. La figure 2-9 révèle ainsi une érosion ou un non-dépôt important de la zone étudiée. Si l'on regarde plus en détail la répartition des profondeurs d'érosion, une zone « d'arrachement » profond apparaît au nord évoluant graduellement en « zones d'érosions » plus superficielles vers le sud. Cette partie érodée est encadrée par deux plages de sédiments non perturbés. De même, plus à l'est, se dessine un schéma similaire : une zone d'arrachement entourée par deux zones d'érosion moins profondes.

II-1-2-3 Cartographie de la série transparente

D'autre part nous avons indiqué la limite de la série transparente sur la figure 2-9. Cette couche présente une épaisseur variable dont la limite supérieure est perturbée. Cette transparence acoustique est caractéristique de la désorganisation du sédiment (dispersion de l'énergie acoustique). Nous sommes donc en présence de sédiments remaniés par un glissement (au sens général du terme). On distingue 2 types de série transparentes : en haut de pente ce faciès transparent présente une succession d'hyperboles (fig. 2-10a), alors que plus bas (vers 1 300 m) ces hyperboles s'estompent pour disparaître totalement (fig. 2-10b).

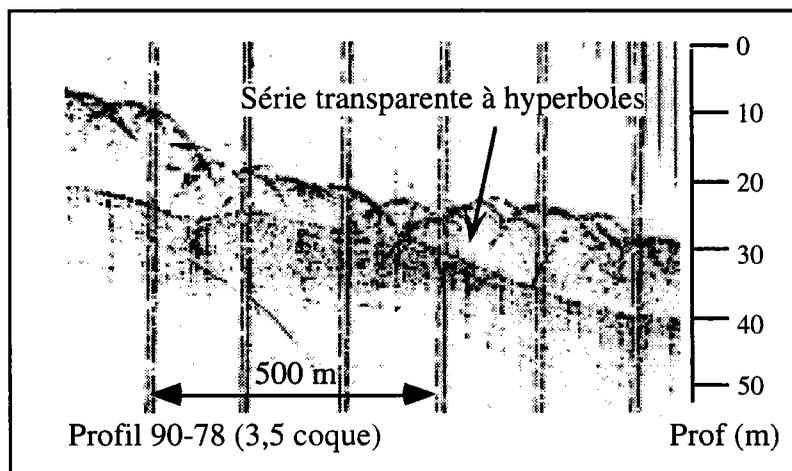


Fig. 2-10a : Faciès transparent à hyperboles

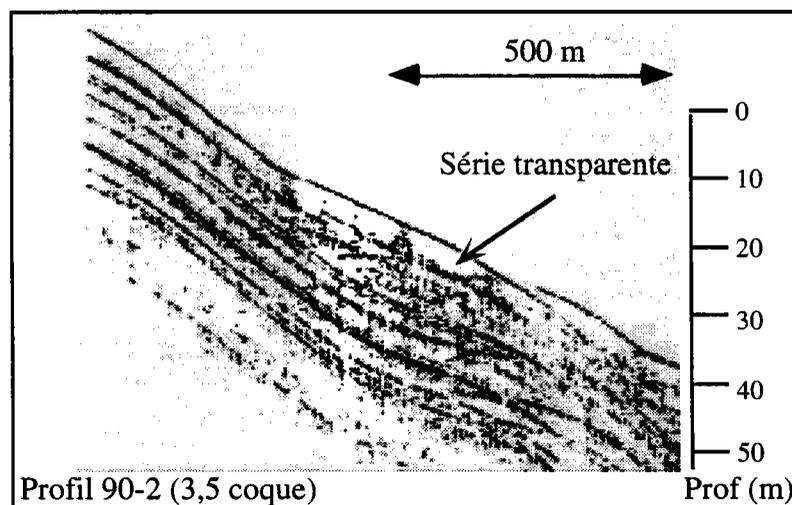


Fig. 2-10b : Faciès transparent sans hyperboles

La carte des isopaques de cette série transparente montre une distribution en « lentille » dont l'épaisseur maximale atteint 25 m au centre et s'amincit progressivement sur les bords (fig. 2-11).

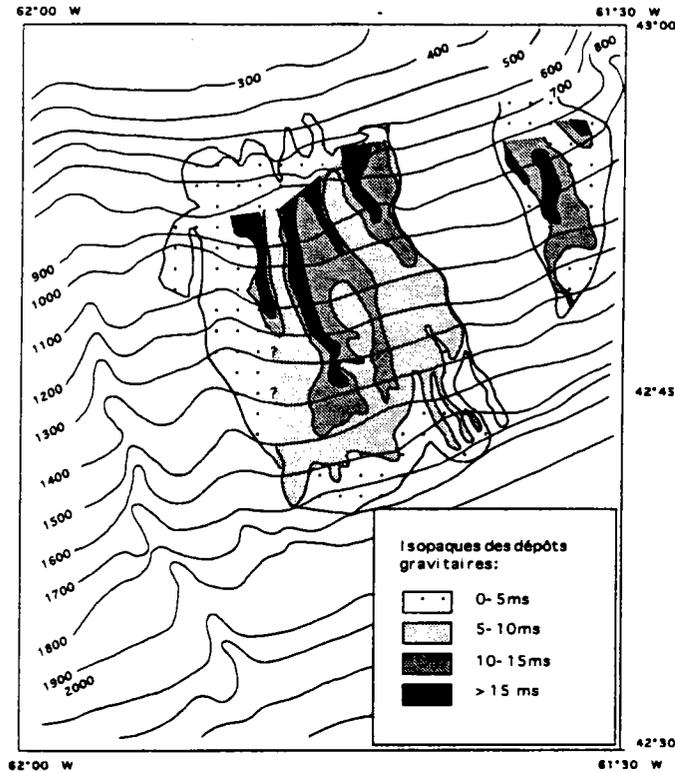


Fig. 2-11 : Carte des isopaques du glissement [d'après Piper *et al.*, 1985]

Si l'on superpose cette carte des isopaques (fig. 2-11) à celle des réflecteurs (fig. 2-9), la corrélation est frappante. On remarque en effet que les zones de plus fortes épaisseurs de sédiments remaniés correspondent aux zones où les réflecteurs à l'affleurement sont les plus anciens donc les plus profonds. Par exemple les épaisseurs supérieures à 20 m coïncident au faciès du premier réflecteur visible « bleu » ; les recouvrements d'une quinzaine de mètres d'épaisseur se juxtaposent au faciès du premier réflecteur visible « jaune ».

Ces deux faits : disparition des réflecteurs et présence de la coulée, semblent liés, l'un entraînant l'autre. On en déduit que glissement est à l'origine de la disparition des réflecteurs.

II-1-2-4 Définition du glissement

Le point de départ de ce glissement se situe en haut de pente, correspondant à l'affleurement du réflecteur bleu, qui a servi de surface de décollement. Le glissement présente une épaisseur de 25 mètres (profondeur du réflecteur bleu) en son point de départ et s'étend sur une quinzaine de kilomètres (de l'isobathe 600 m à 1200 m).

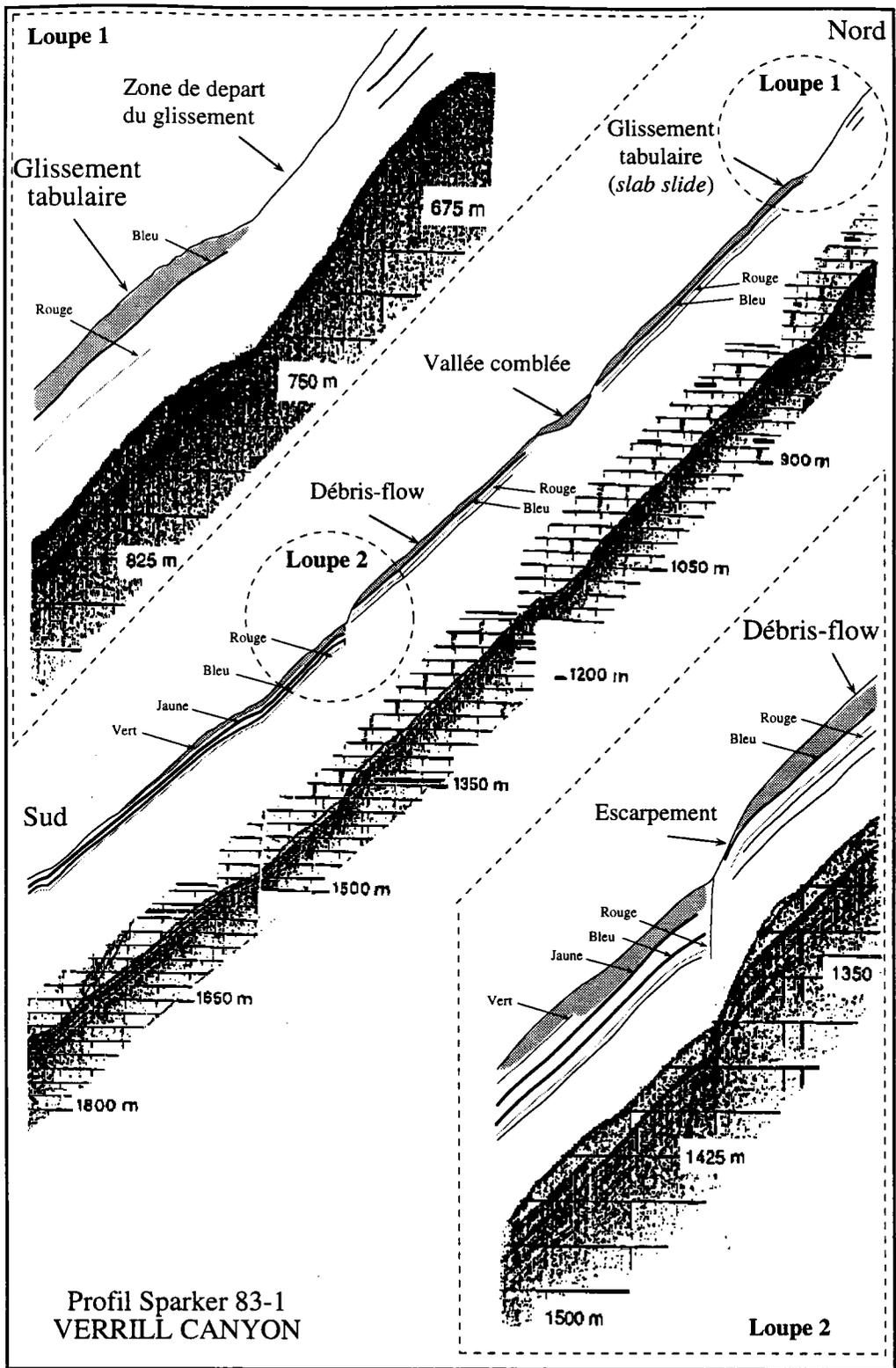


Fig. 2-12 : Coupe longitudinale du glissement du nord au sud. La localisation de ce profil est donnée sur la figure 2-9. Deux loupes sont également présentées aux niveaux des isobathes 750 m et 1400 m.

D'après l'observation des hyperboles (fig. 2-10a), ce glissement inclut des blocs de taille inférieure à 10 m (limite de résolution du 3,5 kHz). Les blocs ne sont pas déplacés au delà de l'isobathe 1 200 m

Entre les isobathes 1 300 et 1 400 m, un surcreusement met à l'affleurement le réflecteur jaune, alors qu'à l'entour l'énergie du glissement est juste assez suffisante pour éroder la couverture superficielle (pas au delà du réflecteur vert). Ceci s'explique par la présence d'un escarpement qui accélère brusquement la vitesse du glissement, donnant ainsi à cette masse de l'énergie. Ce surcroît d'énergie permettra au « *debris flow* » de remobiliser une plus grande épaisseur de sédiments (fig. 2-12, loupe 2). Un mécanisme similaire a été décrit par Prior & Bornhold [1984] sur la pente adjacente au Delta de Kitimat (Colombie Britannique).

Deux vallées, la West Acadia et la Est Acadia entaillent la pente. Dans la East Acadia Valley, on retrouve la présence du *debris flow*, la coulée s'est servie de cette vallée comme exutoire. Par contre, la West Acadia Valley, trop loin de la zone de glissement n'a pu servir de chenal d'écoulement.

Les différents processus gravitaires (résumés dans l'annexe 2) sont classés suivant leur type de comportement : élastique, plastique ou fluide. Nos observations nous conduisent à envisager deux types de comportement. Un comportement élastique en haut de pente est caractéristique d'un **glissement en blocs (slump)** dont la structure interne reste intacte. Un comportement plastique à partir de l'isobathe 1200 m correspondrait à **une coulée de débris (*debris flow*)** dont la structure interne est détruite. Le processus évolue donc en coulée en masse, érodant et absorbant moins de sédiments au fur et à mesure de sa progression donc de sa perte d'énergie.

Un processus semblable est décrit par O'Leary [1991] sous le nom de *slab slide* ou glissement tabulaire. Les critères de reconnaissance de ce type de glissement se retrouvent sur notre zone :

- le rapport épaisseur/longueur s'approche de 0,001, dans notre cas 25m/15 000 m,
- la zone source présente un escarpement polygonal,
- la nappe de débris homogène s'étend jusqu'à 100-200 km. Ses limites sont souvent évasées, en lobe, et se finissent en biseau en bas de pente (fig. 2-8b).
- sur une coupe transversale, il existe un contact net entre les sédiments intacts et les sédiments perturbés.
- enfin ces glissements tabulaires évoluent souvent en coulée de débris.

Cette première approche acoustique nous permet donc de définir le type de glissement : c'est un glissement tabulaire évoluant en coulée de débris. L'imagerie va nous permettre d'affiner ces observations.

II-1-3 L'imagerie SAR:

Nous décrivons ici les images SAR⁴ du haut de la pente continentale (isobathe 300 m) vers le bas de la pente (2200 m).

II-1-3-1 Le haut de pente :

Le haut de pente (200 à 500 m), est caractérisé par un faciès « léopard ». Ce faciès apparaît sous forme de taches sombres en imagerie et semble se transformer en faciès à *pockmarks* .

Ce faciès léopard correspond à un relief en bosses et en creux lié au passage des glaciers d'après Mosher *et al.* [1989]

Hovland & Gudmestad [1984] décrivent le faciès *mottled sea-floor* ou faciès « pommelé » comme une surface claire marbrée de taches noires associées à de légères dépressions. Ces auteurs notent la présence de sable fin en surface et observent que ce faciès est relié à l'existence de *pockmarks*. Cette description est fort proche de ce que nous observons sur l'image SAR : du sable recouvre le haut de pente. Cependant la profondeur des creux, décrite par ces auteurs, peut atteindre une cinquantaine de mètres alors que les dépressions observées sur notre zone ne dépassent pas la dizaine de mètres.

Une combinaison de ces deux interprétations pourrait expliquer la transition qui semble exister entre la zone des « traces » du passage des glaciers et la zone à *pockmarks*. Les glaciers laissent derrière eux de larges « sillons » qui constituent des zones de faiblesse⁵. Elles sont le siège de multiples fractures par lesquelles le gaz peut s'échapper. Ainsi dans notre cas le relief façonné par les glaciers favoriserait l'apparition et même la concentration de *pockmarks*. Lorsque que l'on s'éloigne du plateau donc de la limite d'action des glaciers, les *pockmarks* se raréfient puis disparaissent complètement à partir de l'isobathe 900 m.

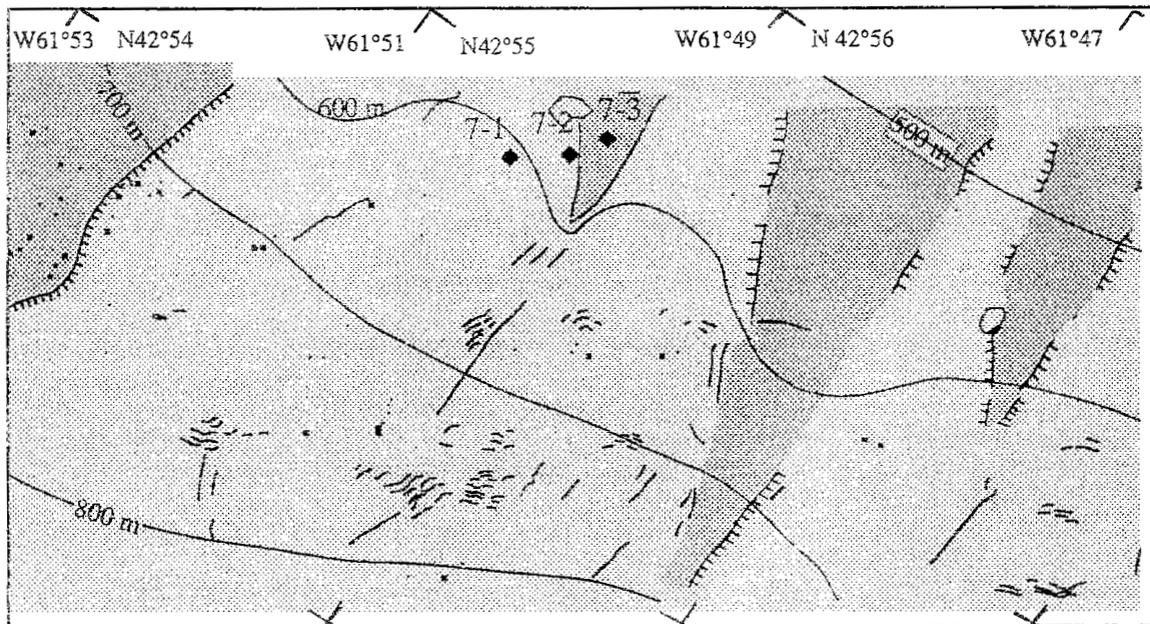
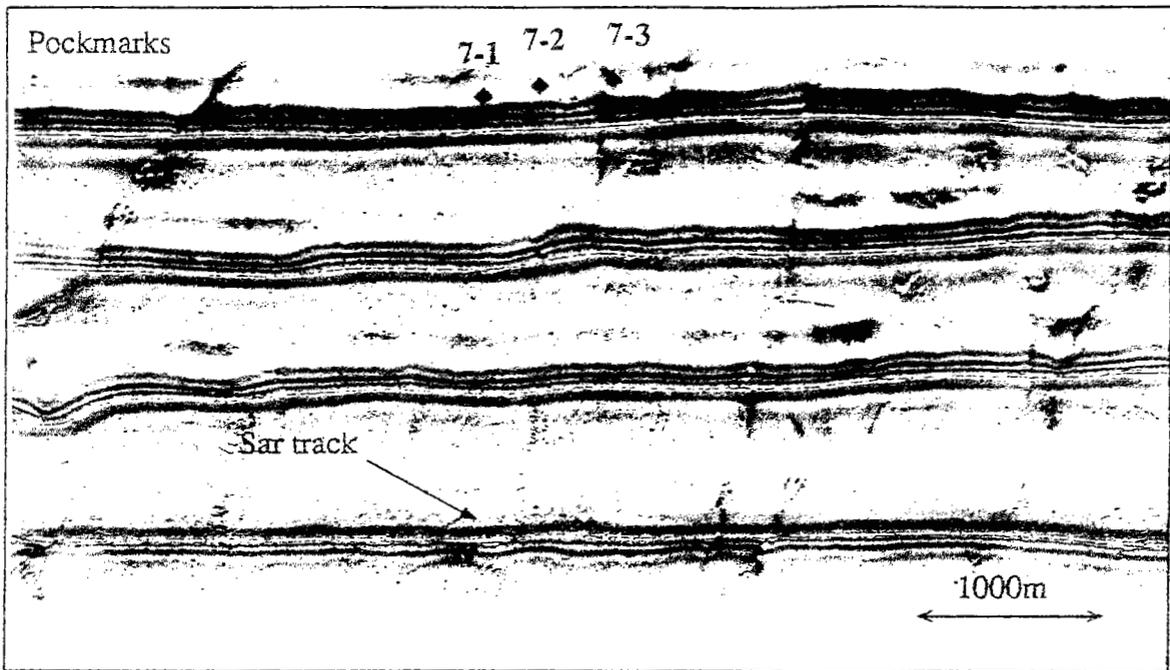
II-1-3-2 La pente moyenne

De 500 m à 900 m, la mosaïque couvre la zone de départ du glissement (fig. 2-13). La coulée a creusé des ravines ou *gullies* individualisant des reliefs témoins. Ces reliefs se découpent en dents de scie⁶ sur l'imagerie SAR. Le corps de la coulée révèle des « rides », orientées grossièrement est-ouest, dont la concavité n'est pas systématiquement dépendante de la pente. Ceci exclut une interprétation en niches d'arrachement rotationnel rétrogressif. Leur assimilation à des « rides de surpression » décrites par Prior & Bornhold [1984]

⁴ La position des profils est donnée sur la figure 2-9.

⁵ Hovland et Judd (1988)

⁶ Cette forme de découpe s'observe à toutes les échelles : l'image SAR faite à Verrill Canyon au niveau du module M8 est semblable à celle acquise sur la pente de St Pierre. L'image SEAMARK révèle le même découpage.



- | | | | | | |
|---|-----------------------|---|--------------------|---|------------|
|  | Undisturbed sediments |  | Scarps |  | Lineations |
|  | Debris-flow |  | Surpressure ridges |  | Pockmarks |
|  | 7-3 Station HMG 7-3 | | | | |

INTERPRETATIVE MAP OF SIDESCAN SONAR IMAGES

Fig. 2-13 : Mosaïque SAR sur Verrill Canyon.

La mosaïque couvre la zone de départ du glissement.

La position de la station HMG7 du module est indiquée.
On note la présence de pockmarks aussi bien dans la coulée de débris que dans les sédiments non perturbés.

n'est pas non plus satisfaisante. En effet, cet auteur démontre que la compression produit de larges rides de surpression concaves ainsi que des plissements aux limites inférieures du glissement ; or nous nous intéressons ici aux limites supérieures. Nous préférons corrélérer ces rides à l'existence de blocs plus ou moins alignés. Ces alignements traduisent des « fronts » où l'énergie motrice est insuffisante ; les blocs s'arrêtent alors de glisser. Le tout est « nappé » par une fine couverture sédimentaire qui masque ainsi l'individualité des blocs. Ceci donne un caractère « grumeleux » à l'image SAR dont l'étendue correspond bien au faciès à hyperboles du sondeur 3,5 kHz.

Les linéations (nord-sud) sont interprétées comme des « décrochements cisailants » provoqués par le comportement différentiel des sédiments lors du fluage [Prior & Bornhold, 1984]. La position en « continuation de butte » (fig. 2-13)⁷ appuierait cette hypothèse car il semble normal que lorsque 2 coulées se rencontrent elles glissent parallèlement, ne se mélangeant pas instantanément.

La présence des cratères de gaz, aussi bien dans le faciès perturbé que dans le faciès calme, tend à prouver que l'apparition de ces pockmarks est postérieure au glissement (vieux de 12 500 ans d'après Mosher [1987]). Il est par ailleurs tentant de dire que leur naissance est liée à la même cause initiatrice que la coulée, puisqu'un séisme, une surcharge sont susceptibles de les déclencher. Enfin, une dernière hypothèse se base sur le côté perdurant des remontées gazeuses. Les pockmarks peuvent avoir existé avant le glissement, éparpillés sur toute la zone. Ceux qui furent ensevelis par la coulée en masse réapparaissent au bout d'un certain temps, le gaz poursuivant son cheminement sans de difficulté à travers la coulée peu consolidée. Il est donc impossible ici de conclure quant à l'âge de ces remontées gazeuses.

II-1-3-3 Le bas de pente

En bas de pente, des « lambeaux » de couverture, séparés par des cuvettes d'érosion allongées ou *streamlined erosional depressions*, ont été reconnues par Piper *et al.* [1985] et Mosher [1987]. L'hypothèse la plus vraisemblable de leur formation est l'érosion par un courant de turbidité de la couche superficielle sédimentaire. Cette érosion s'arrête lorsque la couche rencontrée est trop résistante. L'érosion se poursuit alors latéralement. On observe ainsi des cuvettes de toutes tailles ayant une profondeur de quelques mètres.

⁷ Les légendes des figures montrant de l'imagerie SAR sont en anglais car elles ont été réalisées à partir de photos pour être incluses dans un article en anglais. Les légendes ainsi photographiées n'ont pu être modifiées par la suite.

II-2 Caractérisation géotechnique

Les propriétés géotechniques des sédiments sont analysées en deux temps.

Dans un premier temps, nous décrivons les courbes géotechniques obtenues *in-situ* avec le module géotechnique. Ces courbes nous renseignent sur l'état de consolidation du sol. Couplées aux données laboratoires (poids volumique, pourcentage d'eau, salinité), ainsi qu'aux faciès lithologiques (carottes du module), elles nous permettent de caractériser un processus par des données physiques. Nous établirons ainsi plusieurs « signatures géotechniques » de processus sédimentaires.

Dans un deuxième temps, nous confronterons les mesures *in-situ* à celles obtenues en laboratoire sur les carottes du « *long coring facility* ». Nous essaierons de caractériser physiquement (paramètres géotechniques) les réflecteurs lithologiques.

II-2-1 Mesures géotechniques *in-situ*

Rappelons qu'une reconnaissance SAR a permis de déterminer l'emplacement des trois stations géotechniques : des objectifs clairs étaient ciblés.

HMG6 se situe dans une zone non perturbée, HMG7 dans la zone source du glissement et HMG8 en bas de pente. La localisation des stations de mesures est donnée sur la figure 2-9. Sur tous les graphes, nous avons tracé une droite référence d'un état de consolidation « normal ». Cette droite passe par les points (0 kPa, 0 m) et (50 kPa, 2m)⁸.

II-2-1-1 La station HMG 6 (1-2-3-4) : fig. 2-14

Située à mi-pente (isobathe 1 200 m), cette station se trouve *a priori* dans des sédiments non perturbés. Cinq séries de mesures ont été effectuées jusqu'à 2 m de profondeur. L'excès de pression interstitielle (U_t) ainsi que la résistance à la pointe (Q_c) sont représentées sur la figure 2-14.

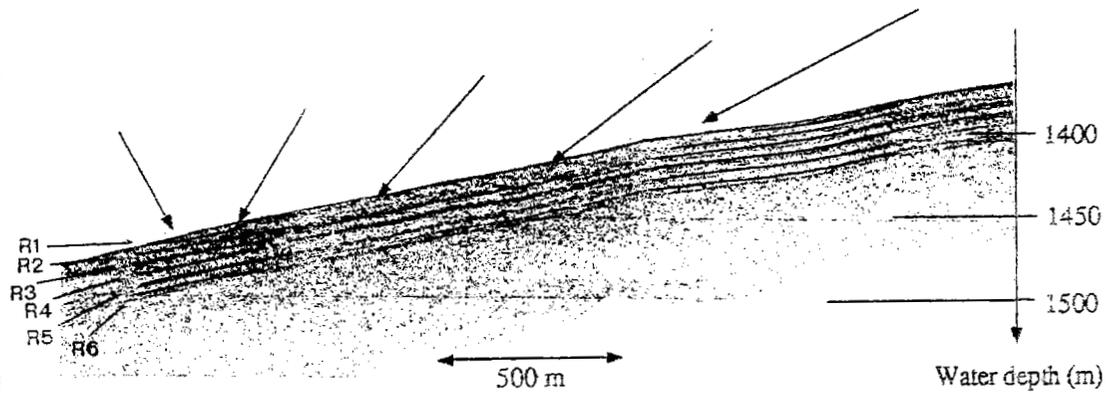
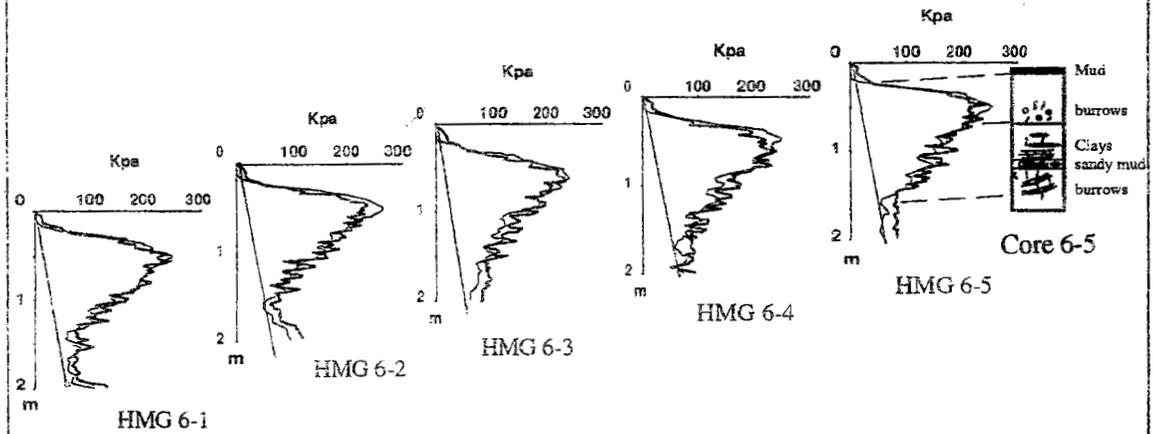
- **de 0 à 20 cm** : les deux courbes s'éloignent peu de l'axe des ordonnées signifiant un niveau non consolidé. Il correspond au niveau de vase gris-vert en surface de l'Holocène. L'épaisseur de cette couverture de vase diminue de l'amont vers l'aval, de 25 cm à 10-15 cm sur une longueur de 1 km.

- **de 20 à 150 cm** : les valeurs de Q_c augmentent brusquement à 30 cm. Cette surconsolidation « apparente » atteint une valeur maximum de 250 kPa, puis diminue progressivement jusqu'à 150 cm de profondeur. La résistance à la pointe et la surpression interstitielle présentent des petits pics en opposition de phase. Cette

⁸ $Q_c = 5 \cdot 10$; 5 étant une valeur de consolidation normale pour 2 m. $N_k = 10$, valeur déterminée dans la partie 1.

VERRILL-CANYON
 GEOTECHNICAL MODULE DATA : HMG-6

— cone resistance
 — pore pressure



SAR echosounder (3,5 kHz)

Fig. 2-14 : "Signature géotechnique" de la surconsolidation apparente.

Verrill Canyon : la couverture sédimentaire est intacte.

Les données géotechniques révèlent une surconsolidation apparente liée à la présence de terriers de vers sur les 150 premiers cm.

Les réflecteurs références sont signalés sur le profil 3,5 kHz.

disposition signifie la présence de sable, caractérisée par une grande résistance à la pointe associée à une faible pression interstitielle. Selon Christian *et al.* [1991], cette surconsolidation paraît liée à l'existence de terriers de vers marins appelés Zoophycos. Par conséquent la bioturbation n'a pas toujours un effet de déstabilisation comme il l'est habituellement admis dans la littérature.

- de 150 à 200 cm : les courbes reprennent une allure plus normale⁹, oscillant aux alentours de 80 kPa. Sur les trois derniers diagrammes (HMG 6-3, HMG 6-4, HMG 6-5) les courbes rejoignent l'axe référence et traduisent un état de consolidation normale. Par contre les deux premières courbes révèlent, à partir de 160 cm, un état de surconsolidation. Le niveau surconsolidé effleuré par ces 2 stations de mesures pourrait correspondre au réflecteur marron bien visible sur les profils 3,5 kHz.

Les différentes mesures géotechniques sont données en regard de la carotte (fig. 2-15). Le niveau supérieur de vase est marqué par une augmentation nette de la poids volumique (1,4 à 1,6 g/cm³), une baisse proportionnelle du pourcentage d'eau et une augmentation de la salinité de 34 à 36%.

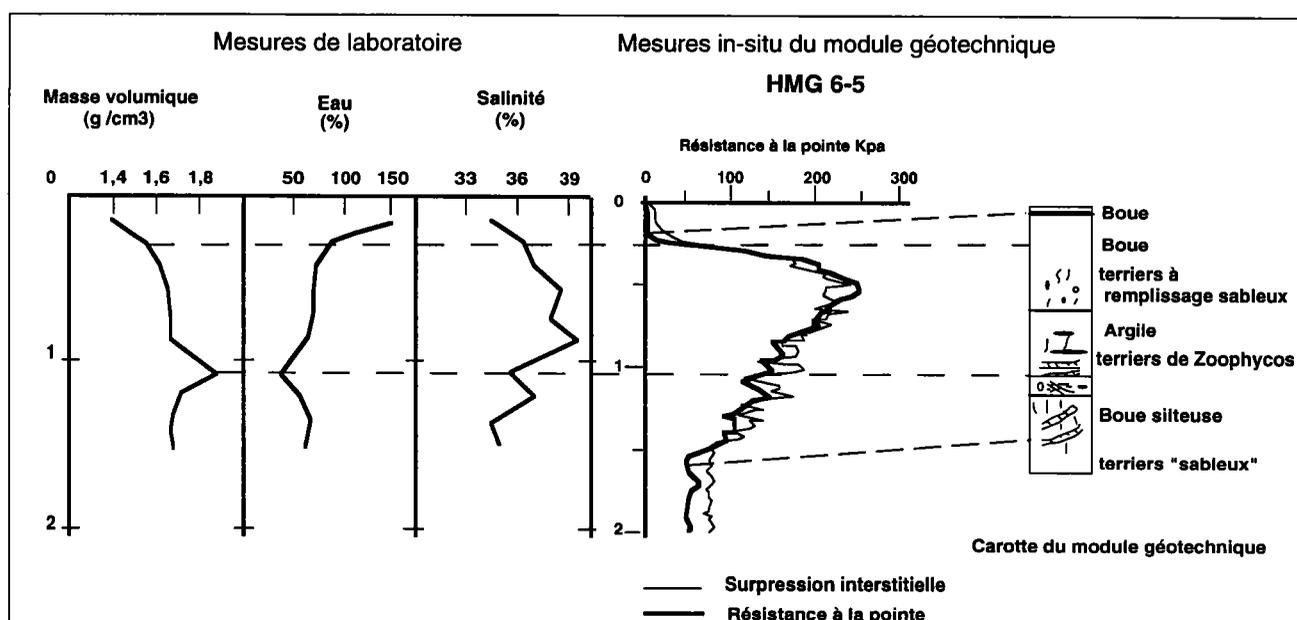


Fig. 2-15 : Données géotechniques de la carotte de HMG 6-5

Le niveau où les Zoophycos sont les plus denses est traduit sur les graphes par un pic positif de la masse volumique atteignant 1,8 g/cm³. La présence de sable dans les terriers situés en haut de carotte pourrait expliquer le phénomène de surconsolidation apparente observée sur les courbes *in-situ*. dans la patir correspondante, mais pas sur toute la longueur.

⁹ Voir Fig. 1-5 (partie 1)

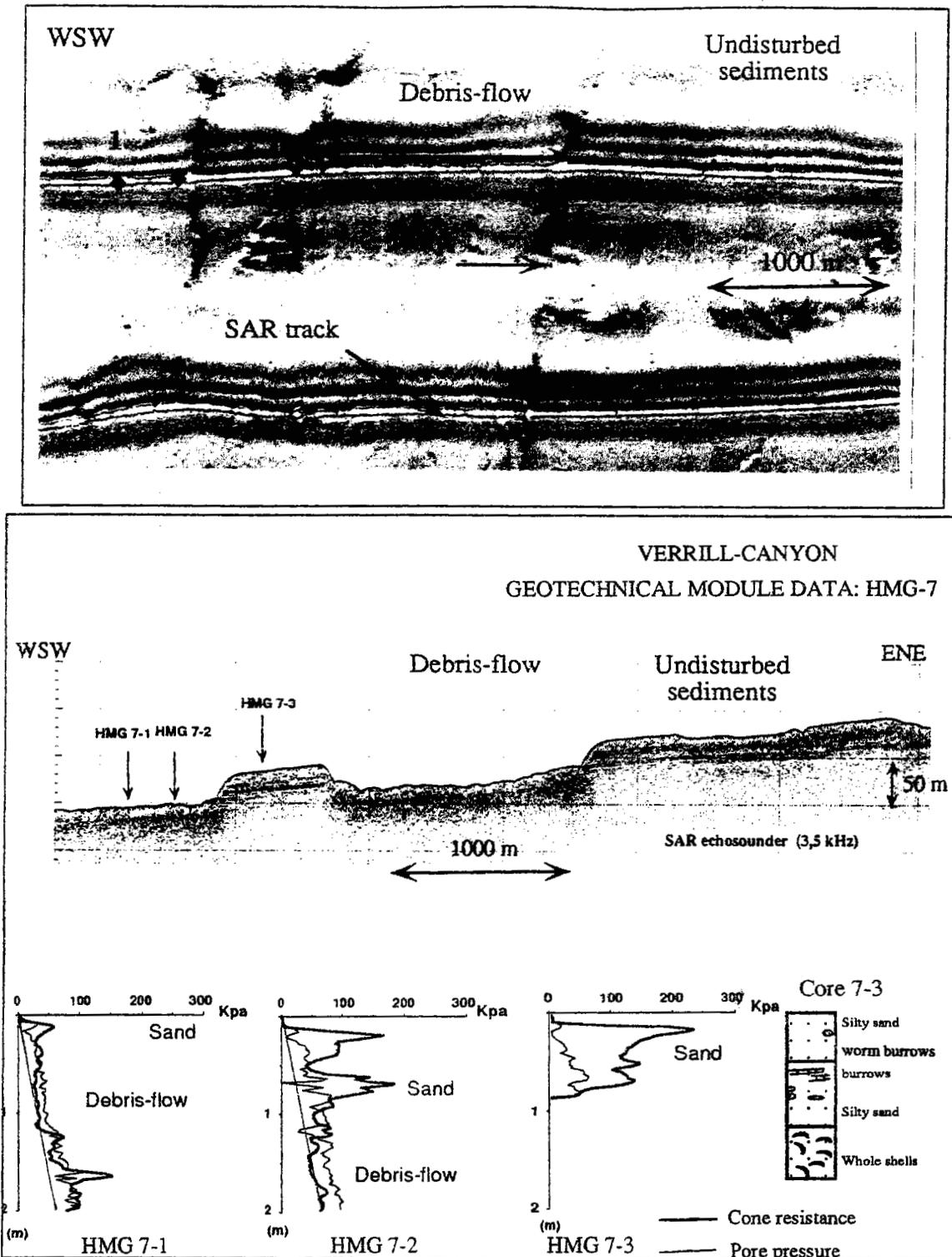


Fig. 2-16 : "Signature géotechnique" d'une coulée de débris.

Verrill Canyon : la zone amont du glissement. : noter le découpage polygonal des reliefs témoins .

Les données géotechniques révèlent un remaniement des sédiments caractéristique d'une coulée de débris (Qc ne varie pas avec la profondeur).

II-2-1-2 La station HMG 7 (1-2-3) : fig. 2-16

Cette station, située en haut de pente (600 m) recoupe la zone de départ du glissement. Trois stations de mesures ont été complétées par un carottage. Les deux premières séries de mesures ont été réalisées dans la coulée tandis que la dernière est située sur la butte témoin non perturbée.

Les graphes HMG 7-1 et HMG 7-2 montrent des valeurs relativement faibles de la résistance à la pointe : 30 à 50 kPa, typiques d'un sédiment sous-consolidé. Cette sous-consolidation est ici due au remaniement des sédiments par le *debris flow*. Une passée sableuse, de 10 à 25 cm,¹⁰ apparaît sur le graphe HMG 7-1. Deux passées sableuses, de 15 à 50 cm puis de 55 à 90 cm s'individualisent également sur le graphe HMG 7-2. Enfin, la station HMG 7-3 révèle un sédiment entièrement sableux (10 à 90 cm).

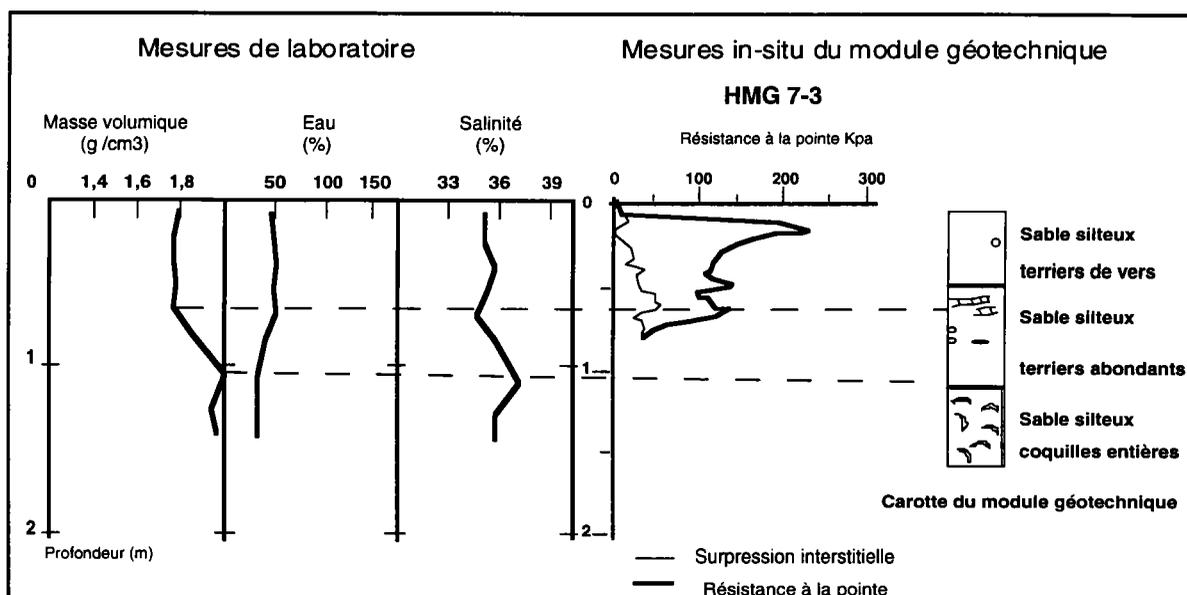


Fig. 2-17 : Données géotechniques de la carotte de la station HMG 7-3

La carotte contient essentiellement du sable plus ou moins silteux sans vase superficielle. Ce niveau de vase a du disparaître lors du carottage. En effet, les mesures de Q_c *in-situ* révèlent la présence d'une fine couche de sédiments non consolidés en surface, vraisemblablement la couverture de vase holocène.

La masse volumique du sable est de 1,8 g/cm³ et marque un pic vers 1,20 m tout comme celle de HMG 6-5 à la même profondeur. Ce pic est lié là aussi à la présence de terriers de vers. Dans le cas présent, l'encaissant est aussi du sable : ce n'est donc pas uniquement le remplissage de type sableux par rapport à de la vase à l'extérieur qui augmente la résistance à la pointe. Cette surconsolidation apparente n'est pas imputable à la nature du remplissage des terriers de vers, comme nous l'avions suggéré pour HMG 6-5.

¹⁰ repérée par une résistance à la pointe très forte associée à une chute de la pression interstitielle

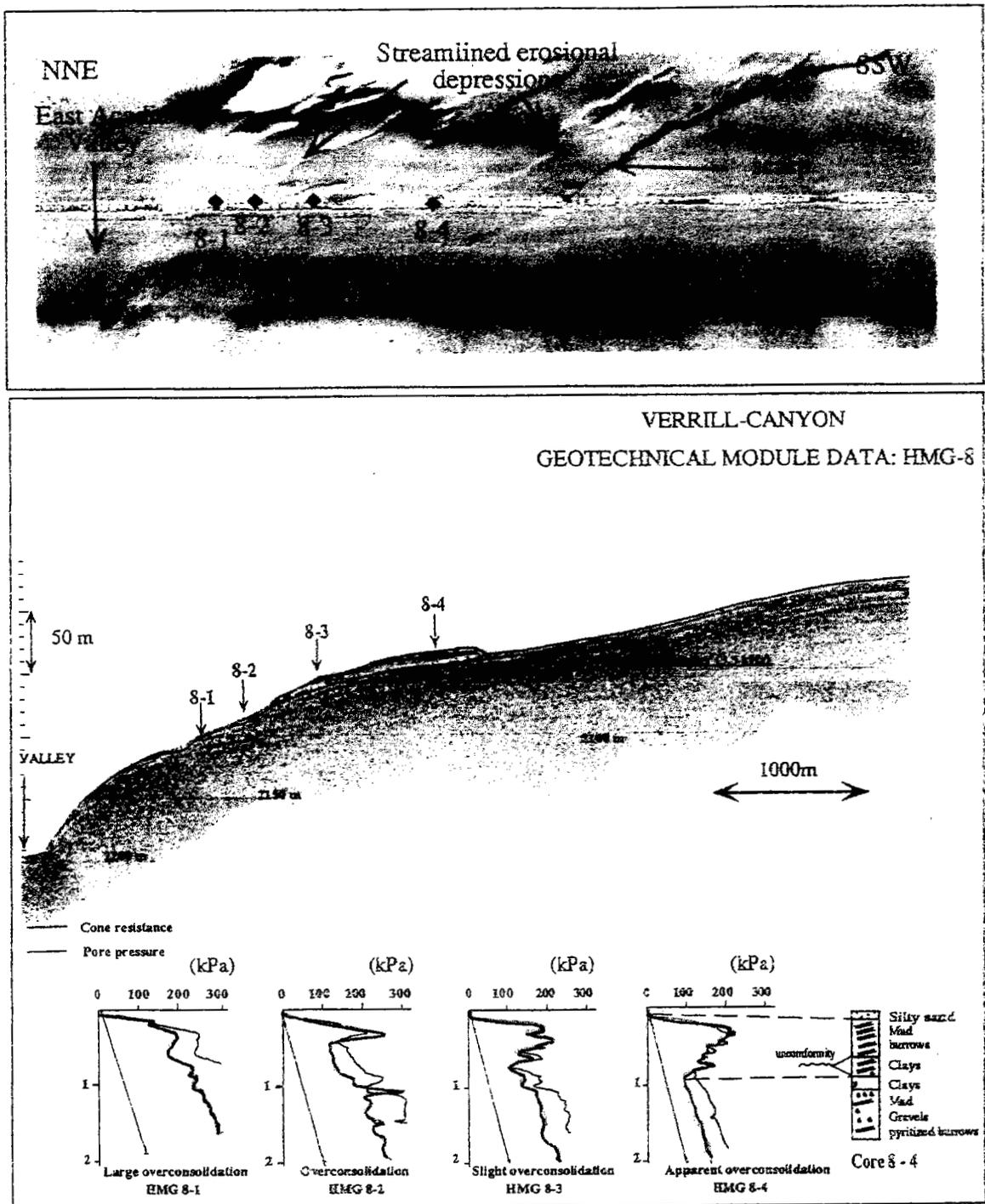


Fig. 2-18 : "Signatures géotechniques" de la surconsolidation.

Les données géotechniques révèlent une surconsolidation progressive liée à l'érosion. Des niveaux de plus en plus anciens affleurent à la faveur de la pente.

L'imagerie SAR, couplée au profil 3,5 kHz, montre des "cuvettes d'érosion": elles sont la trace du passage de courants de turbidité.

II-2-1-3 La station HMG 8 (1-2-3-4-5) : fig. 2-18

Ces essais ont été réalisés en bas de pente, en bordure de l'East Acadia Valley, entre les isobathes 2000 m et 2100 m. Les graphes obtenus diffèrent nettement des précédents.

La couverture holocène, d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur, s'amincit légèrement vers le bas de pente.

Le graphe HMG 8-4 ressemble à celui de HMG 6-5 par son allure ; il présente en effet une surconsolidation apparente (210 kPa) liée à la présence de Zoophycos qui n'affecte que 90 cm au lieu des 150 cm observés sur HMG 6-5. Une trace de cette surconsolidation apparente semble être visible sur HMG 8-3 et peut-être encore sur HMG 8-2.

Les trois autres graphes montrent de fortes valeurs de la résistance à la pointe qui augmentent avec la profondeur. Nous observons ainsi des valeurs de 200 kPa à 2 m pour HMG 8-3, de 250 kPa à m pour HMG 8-2 et enfin de 300 kPa à 2 m pour HMG 8-1. Nous passons ainsi d'un état de légère surconsolidation en HMG 8-3 à un état de surconsolidation très marqué en HMG 8-1.

Or l'observation de la carotte de HMG 8-4 indique que le niveau récent (holocène) est en discordance sur des argiles rouges.

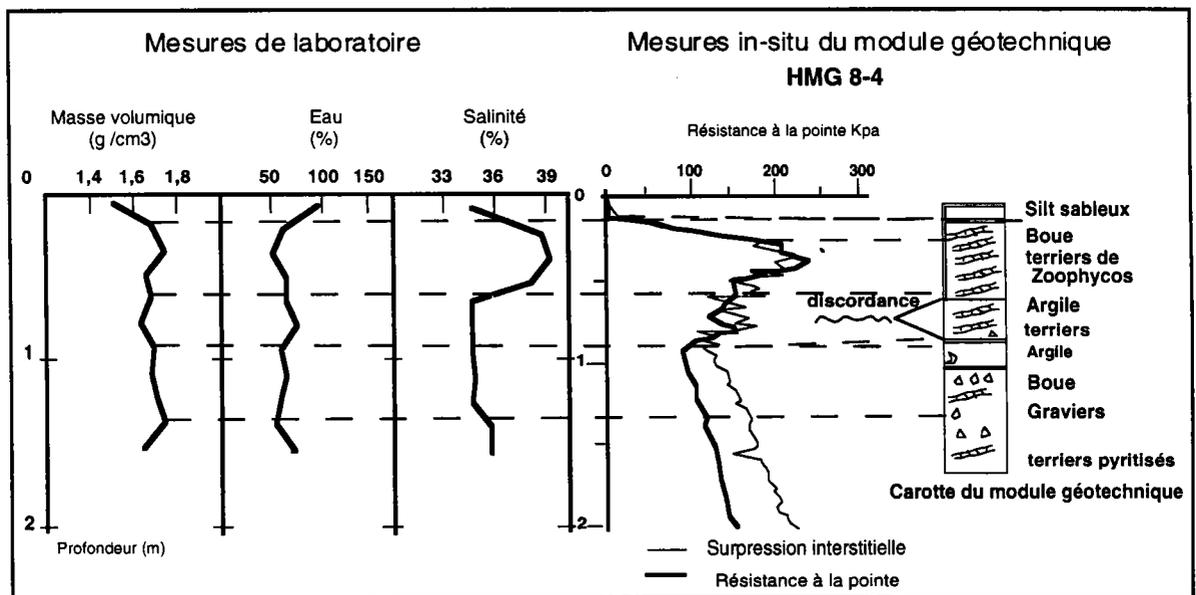
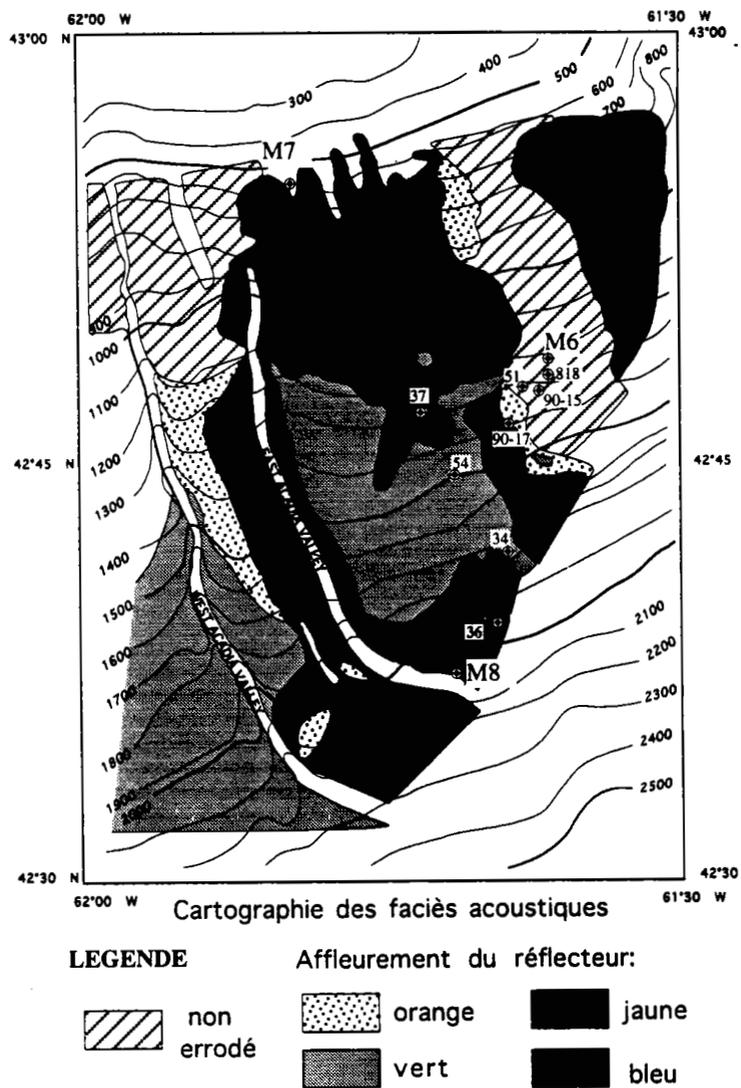


Fig 2-19 : Données géotechniques de la carotte de la station HMG 8-4

Ce niveau d'argiles rouges précédé par une vase rouge à graviers est donc un niveau ancien légèrement consolidé d'après la courbe de résistance à la pointe.

Fig. 2-20 : Localisation des carottes. M8, M7, M6 représentent des stations géotechniques



La station HMG 8-3 atteint un niveau ancien (prédiscordance) qui est plus consolidé que celui de HMG 8-4. Le graphe HMG 8-2, plus bas sur la pente, traverse une série nettement consolidée. Enfin le graphe HMG 8-1 a été réalisé dans une zone où la couverture holocène est en contact direct avec des niveaux anciens affleurants. La résistance à la pointe révèle alors une franche surconsolidation.

L'érosion met à l'affleurement des niveaux de plus en plus anciens avec la pente. Des niveaux de plus en plus anciens sont atteints successivement par les stations HMG8-4 (niveau le moins ancien), HMG 8-3, HMG 8-2, HMG 8-1 (niveau le plus ancien). Nous suivons ainsi la progression d'une surconsolidation due à l'érosion (fig. 2-18).

II-2-2 Mesures géotechniques de laboratoire

Plusieurs carottes prélevées lors de missions précédentes nous ont permis de compléter « en profondeur » les résultats acquis avec le Module Géotechnique.

La répartition de ces carottes (fig. 2-20) procure un échantillonnage satisfaisant des faciès reconnus au sondeur 3,5 kHz. Nous disposons dans chacun des cas des valeurs de la cohésion non drainée réalisée en laboratoire ainsi que la masse volumique volumique et le pourcentage d'eau ¹¹.

Nous regrouperons les carottes en fonction des réflecteurs traversés (fig. 2-20). Ainsi nous obtenons 4 groupes :

- le groupe 1 : le réflecteur marron (de subsurface) est traversé. Les carottes 818, 90-15 et 51, prélevées dans les sédiments non perturbés représentent ce groupe,

- le groupe 2 : le réflecteur orange est traversé. Les carottes 818, 90-15 et 51 représentent également ce groupe,

- le groupe 3 : le réflecteur vert est traversé. Les carottes 54 et 34 représentent ce groupe,

- le groupe 4 : le réflecteur jaune est échantillonné par une station du Module Géotechnique : HMG 8-4 ainsi que la carotte 90-17,

- le groupe 4 : le réflecteur bleu est traversé. Les carottes 36 et 37 représentent ce groupe.

Nous allons dans un premier temps caractériser chaque réflecteur par les données géotechniques de laboratoire. Nous comparerons ensuite les données de cohésion avec celles obtenues *in-situ*..

¹¹ Ces mesures physiques sont effectuées systématiquement au Bedford Institute (Halifax)

II-2-2-1 Le groupe 1 : sédiments intacts

Ce premier groupe montre une similarité nette entre les courbes de mesures géotechniques.

La cohésion augmente régulièrement en fonction de la profondeur passant de 7 kPa à 2 m et de 13 kPa pour 6 m (fig. 2-21). Ceci est en bon accord avec l'absence de remaniement. La masse volumique moyenne est de 1,8 g/cm³, elle atteint 2,0 g/cm³ à partir de 5,5 m.

Afin d'en faciliter l'interprétation, nous avons superposé les courbes géotechniques de ces carottes dans la figure 2-21.

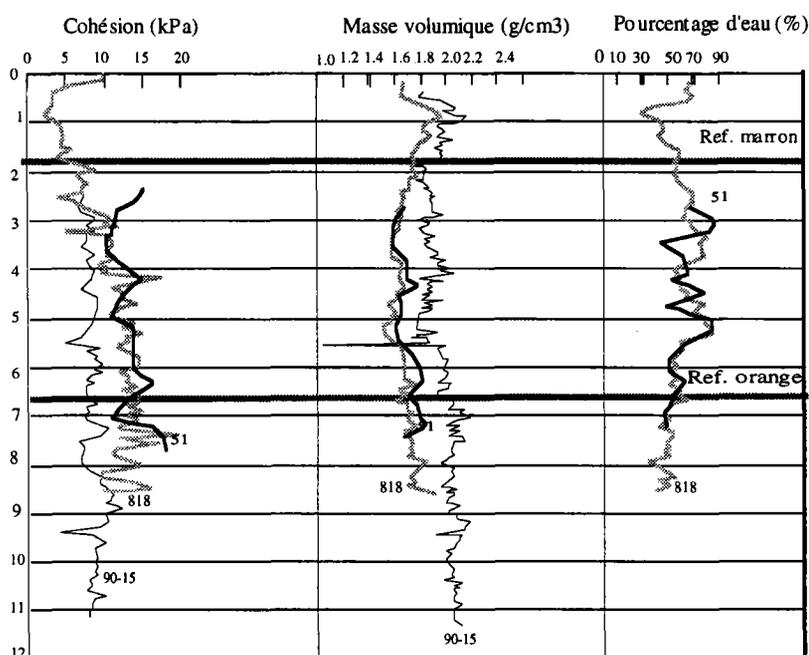


Fig. 2-21 : Comparaison des propriétés physiques des carottes suivant leur stratigraphie.

Remarquons que les courbes de cohésion et de masse volumique de la carotte 90-15 présentent des valeurs différentes des autres courbes. Cette carotte a subi une longue période de transport avant que les mesures soient réalisées ; nous postulons que des perturbations dues au transport ont occasionné ces valeurs curieuses.

Nous avons indiqué sur ce graphique la position des deux réflecteurs stratigraphiques supérieurs reconnus dans le paragraphe II-1-2. Pour cela nous nous sommes fondés sur la stratigraphie des carottes, sachant qu'un réflecteur acoustique ne traduit que l'existence d'un contraste de densité.

Nous situons le réflecteur marron à environ 1,8 m du début de la carotte. Il est caractérisé par : $Cu_{818} = 7 \text{ kPa}$ - $d = 1,8 \text{ g/cm}^3$ - $W\% = 45 \%$

avec d : masse volumique.

Afin de vérifier la validité des données, nous les avons comparé à celles obtenues par le Module Géotechnique lors de la mission HUDSAR (fig.2-22). Les valeurs du pourcentage d'eau (50%) ainsi que celle de la masse volumique (1,8 g/cm³) sont identiques. La valeur de la cohésion est ensuite calculée d'après la courbe de résistance à la pointe de la station HMG 6-2.

La cohésion de HMG 6-2 est calculée par la formule $C_u = Q_c/10$ (cf. partie 1). La valeur de résistance à la pointe Q_c est 75 kPa (fig. 2-14). Le calcul de la cohésion ($C_u=75 / 10$) donne une valeur de $C_u_{6-2} = 7,5$ kPa légèrement supérieure à la valeur obtenue en laboratoire.

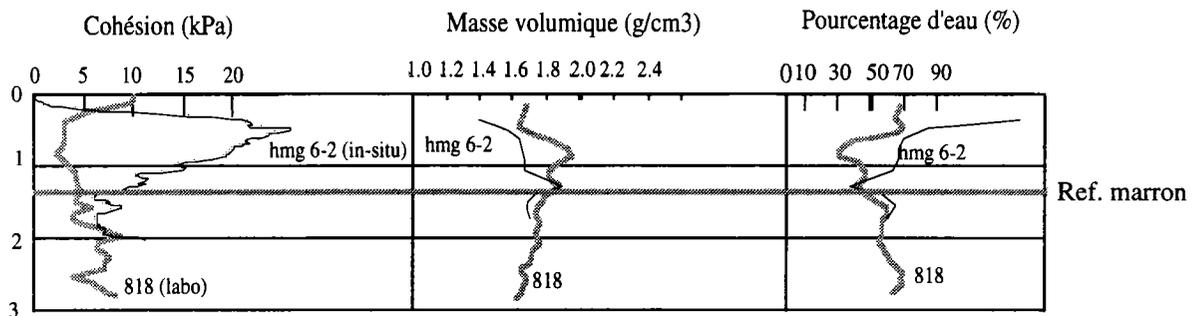


Fig. 2-22 : Comparaison des données *in-situ* et des données laboratoire pour le réflecteur marron

La comparaison de ces mesures laboratoire- *in-situ* est très satisfaisante. Comme « prévu » les données de cohésion *in-situ* restent légèrement plus fortes (7,5 kPa) que celles de laboratoire (5 kPa).

II-2-2-2 Le groupe 2 : réflecteur orange

La carotte 90-17 traverse le réflecteur orange. Si l'on superpose les données de 90-17 à celles du groupe précédent, une corrélation toute à fait correcte existe (fig. 2-23). Le réflecteur orange se situe vers 2 m dans la carotte 90-17 ; il correspond au sommet d'une séquence d'argiles rouges à débris glaciaires.

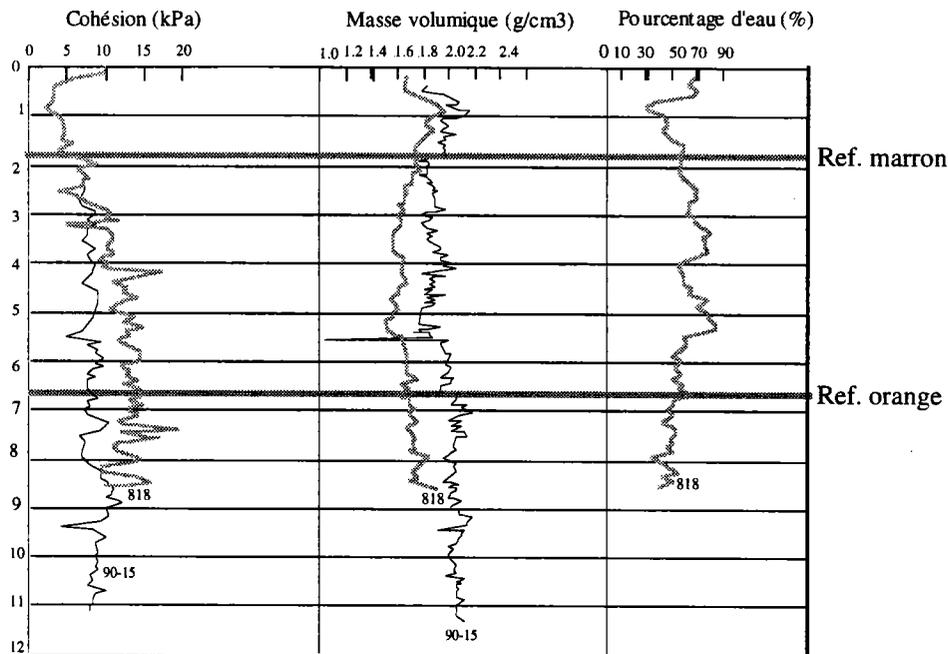


Fig. 2-23 : Comparaison des propriétés physiques des carottes pour le réflecteur orange

Ce réflecteur se trouve à 6,5 m sous la surface. Ses paramètres physiques sont :

$Cu_{818} = 13 \text{ kPa}$ - $d_{818} = 1,7 \text{ g/cm}^3$ - $W = 60\%$ et

$Cu_{90-15} = 9 \text{ kPa}$ - $d_{90-15} = 1,9 \text{ g/cm}^3$ - $W = 60\%$

Nous observons une différence nette entre les valeurs obtenues sur ces deux carottes. La valeur de cohésion déterminée sur la carotte 90-15 reste curieusement constante.

II-2-2-3 Le groupe 3 : réflecteur vert

Les carottes 54 et 34 recoupent le réflecteur vert, et présentent les courbes présentées (fig. 2-24). Les courbes se superposent facilement.

Les deux mètres manquants de la carotte 54 sont expliqués par l'érosion des décimètres superficiels lors du glissement. Un dépôt de type « coulée de débris », témoigne du passage du glissement, il est intercalé dans cette carotte entre 1,20 m et 3,5 m.

Une surconsolidation apparente, au sommet de la carotte 34, traduit l'existence d'une sédimentation non perturbée récente (cf. paragraphe II-2-1-1).

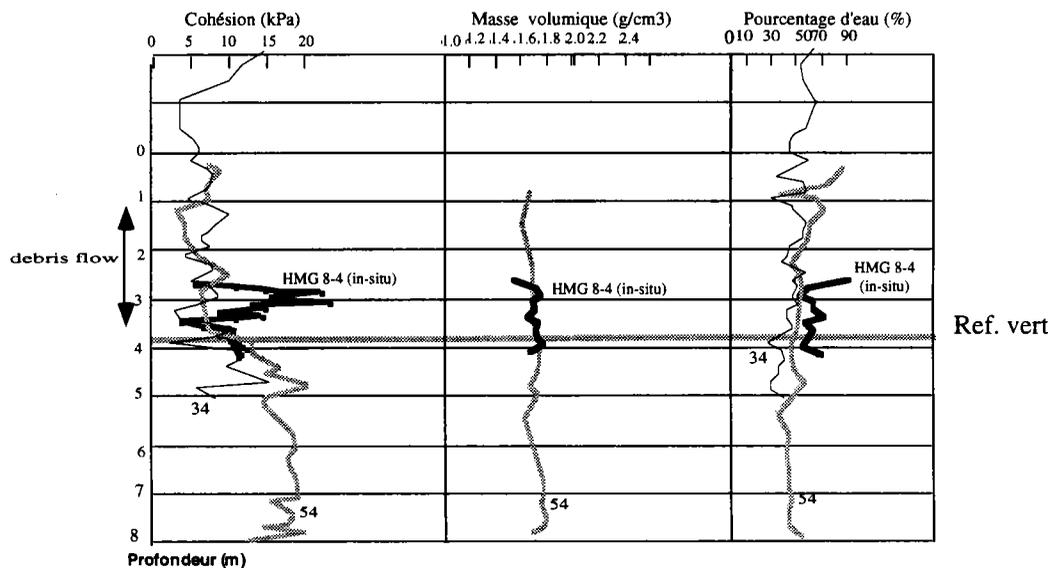


Fig. 2-24 : Comparaison des données physiques *in-situ* / laboratoire du réflecteur vert.

Le réflecteur vert est caractérisé par : $Cu_{54} = 13,5 \text{ kPa}$ - $d = 1,7 \text{ g/cm}^3$ - $W\% = 50 \%$

Les diverses mesures de laboratoire effectuées sur les carottes 54 et 34 sont comparées aux données *in-situ* de la station HMG 8-4. Lors de cette comparaison, il faut faire abstraction des valeurs de la partie supérieure de la courbe HMG8-4 qui représentent la surconsolidation apparente due aux vers.

La valeur de cohésion déduite de la résistance à la pointe est : $Cu_{8-4} = 11,5 \text{ kPa}$. Bien que plus faible que celles des carottes 54 et 34, cette mesure en reste très proche.

Nous observons le même gradient sur chacune des courbes de 3,5 m à 5 m. Il s'agit donc du même sédiment (voir la masse volumique) mais un peu moins compacté dans le cas de HMG 8-4. La colonne sédimentaire au dessus du réflecteur marron était moins épaisse en bas de pente (situation de HMG 8-4) qu'à mi-milieu de pente (situation de 54). Cette situation ainsi qu'une surcharge brutale induite par l'arrivée de la coulée pourraient expliquer la différence de consolidation du sol.

II-2-2-4 Le groupe 4 : le réflecteur jaune

Il existe une seule carotte, la 90-17 dans ce faciès, mais les données de cohésion n'ont pu être réalisées normalement. Nous nous contenterons de tracer le graphe de la cohésion à partir des données de HMG 8-2 qui a atteint le réflecteur jaune (fig. 2-18 et 2-25).

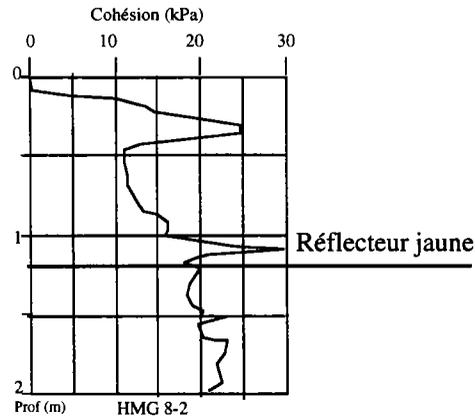


Fig. 2-25 : Détermination de la cohésion pour le réflecteur jaune.

Ces données de cohésion correspondent à l'application de la formule déterminée dans la première partie : $C_u = Q_c/10$. Nous retiendrons une valeur de 18 kPa pour la cohésion du réflecteur jaune.

II-2-2-5 Le groupe 5 : le réflecteur bleu

Ce faciès est corrélé aux carottes 36 et 37. La carotte 36 est située près de l'isobathe 1300 m, tandis que la 37 se trouve plus bas sur la pente vers 1950 m. Nous avons superposé sur la figure suivante les données du module HMG 8-1¹² qui atteint le réflecteur bleu.

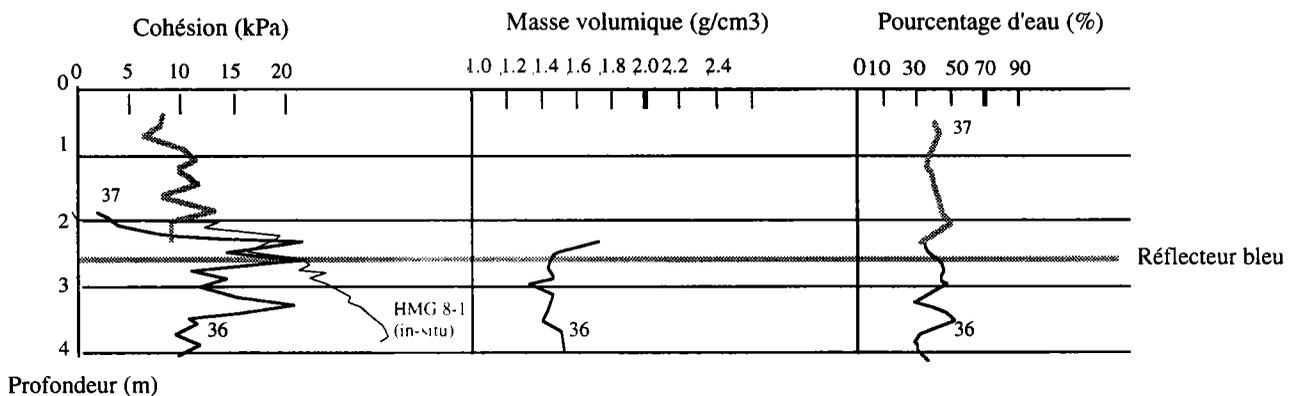


Fig. 2-26 Comparaison des propriétés physiques des carottes pour le réflecteur bleu

¹² La cohésion est obtenue toujours de la même façon : $C_u = Q_c/10$

Les mesures géotechniques n'ont été effectuées que de 74 à 238 cm pour la carotte 37, et de 245 à 413 cm pour la carotte 36. Il est donc délicat de se référer uniquement à ces valeurs. Les mesures *in-situ* de HMG 8-1 sont vraisemblablement plus fiables. Le réflecteur bleu est donc caractérisé par les valeurs suivantes :

$C_u = 23 \text{ kPa}$ avec une marge d'erreur de $\pm 2 \text{ kPa}$

$d = 1,4 \text{ g/cm}^3$ et $W = 40\%$

A la fin de ce chapitre, il est donc possible de caractériser de façon relativement complète 4 réflecteurs références.

La synthèse de ces résultats apparait sur les figures 2-27 et 2-28.

Dans la conclusion partielle nous résumerons toutes ces corrélations.

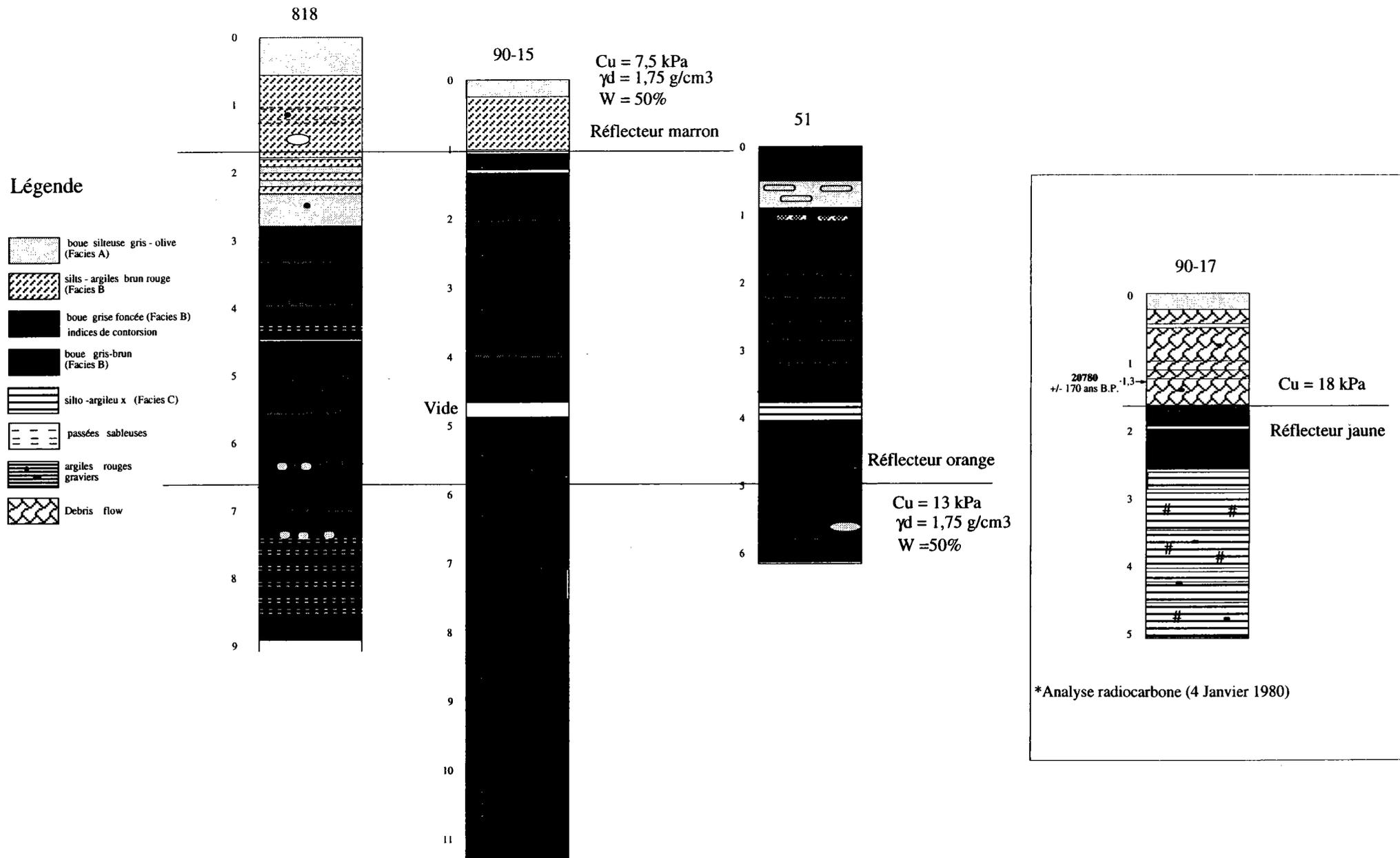


Fig. 2-27 : Corrélation des réflecteurs "marron" et "orange" et "jaune" avec certains marqueurs lithologiques des carottes et les données géotechniques

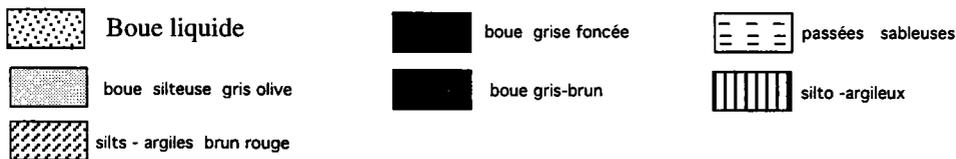
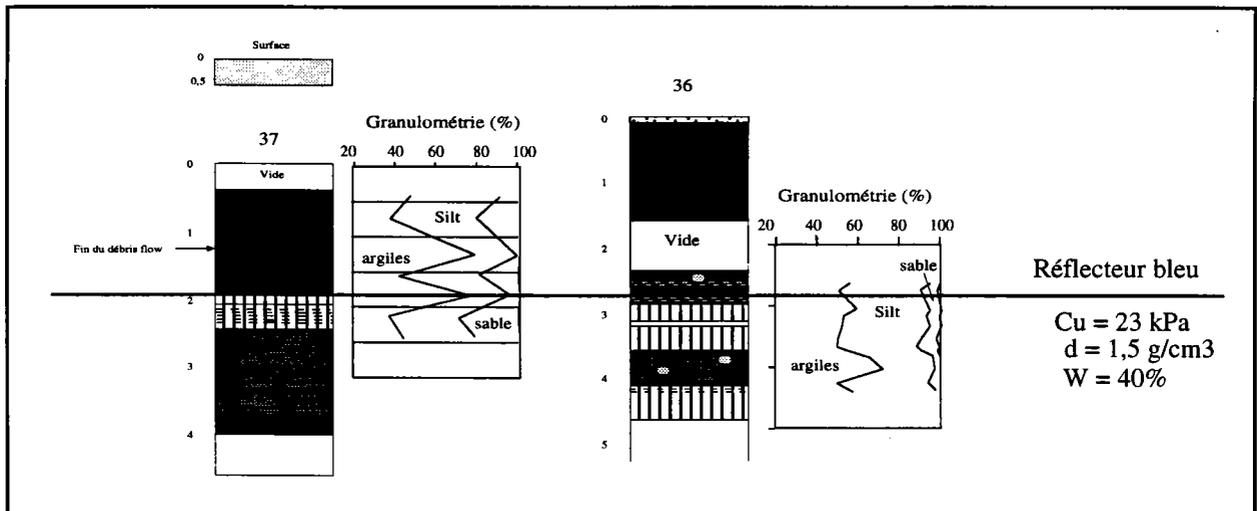
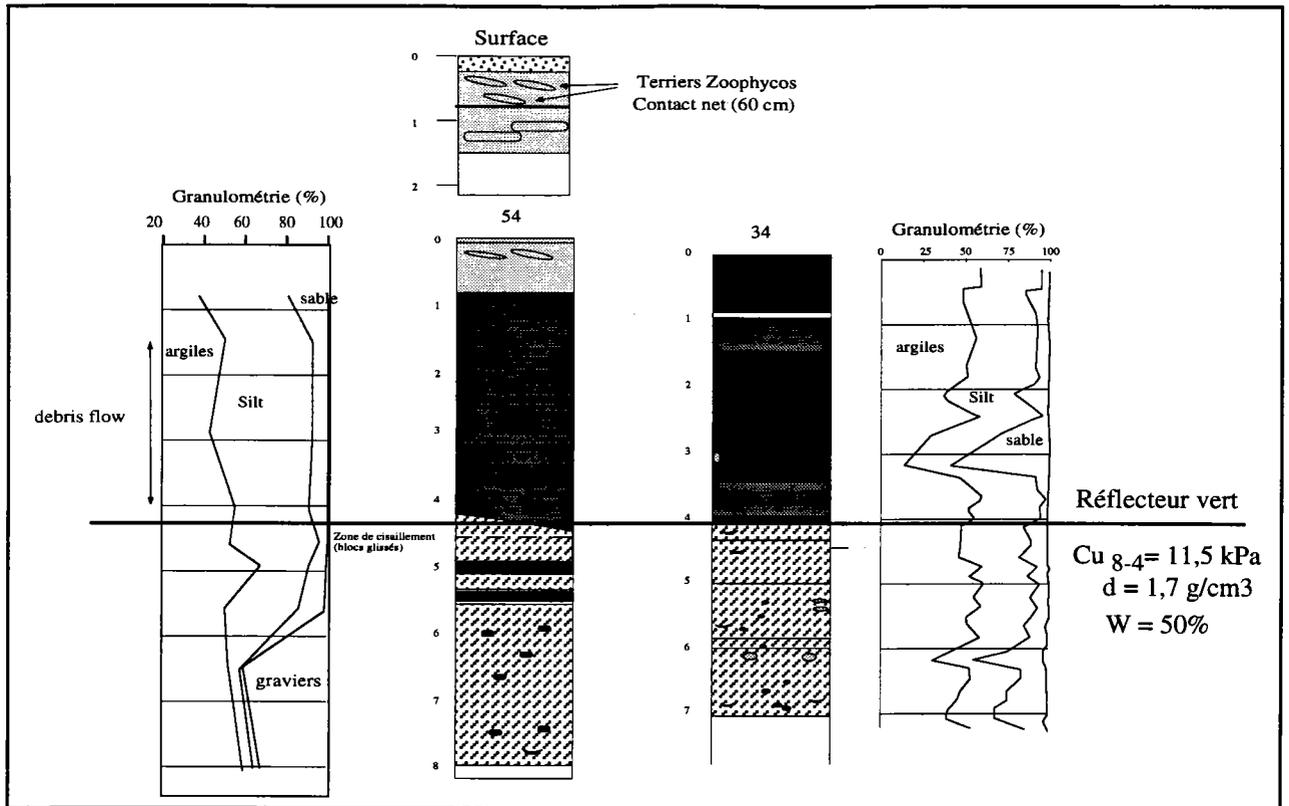


Fig. 2-28 : Corrélation des réflecteurs "vert" et "jaune" avec les logs lithologiques et les données géotechniques.

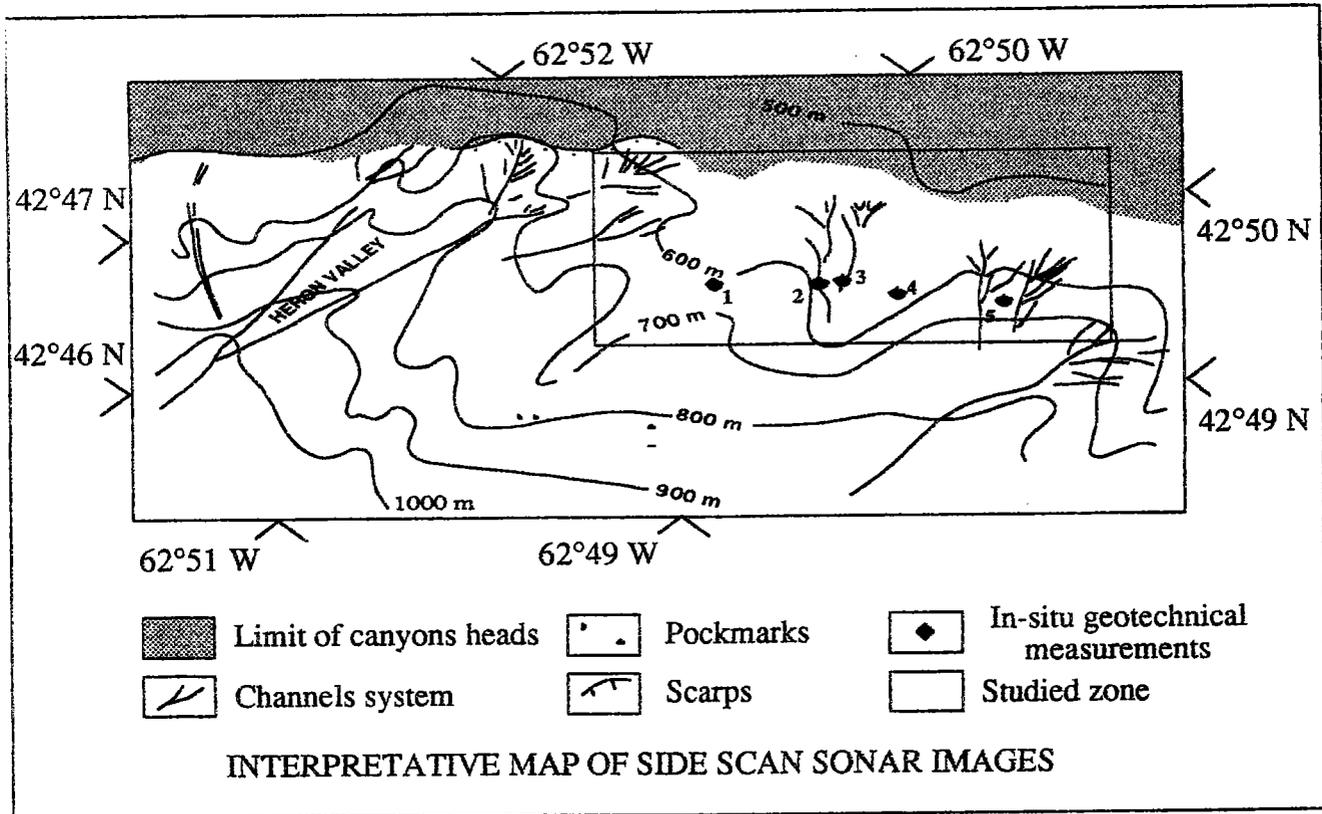
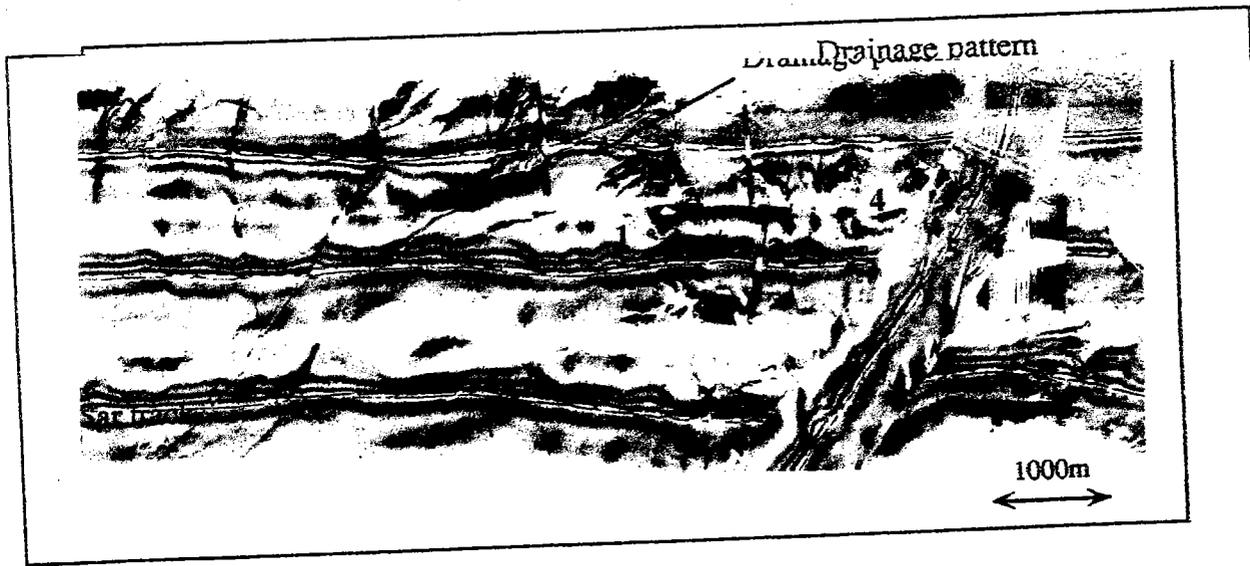


Fig. 2-29 : Mosaïque SAR sur la zone Albatross.

L'interprétation de la mosaïque est donnée par le schéma .
 On peut remarquer la position des stations HMG9-2 (2) et HMG 9-3 (3) situées dans des chenaux.

ZONE DE ALBATROSS

Nous ne nous intéresserons ici qu'à la zone « source » de la large coulée en masse reconnue par Hill [1983], Shor & Piper [1989] et Berry & Piper [1993]. La source la plus probable de cette coulée est une région à topographie inhabituellement « lisse » située en haut de pente entre les vallées Puffin et Heron.

Une fine couche sableuse, empêchant toute pénétration acoustique haute fréquence, recouvre cette zone ; nous commencerons directement l'étude de cette zone par la description de l'imagerie SAR.

Une mosaïque SAR a été réalisée sur le haut de pente (fig. 2-29). La pente supérieure est disséquée par des canyons peu profonds creusés lors du bas niveau marin du Pléistocène [Shor & Piper, 1990]. Les têtes de canyons présentent des formes arquées aux alentours des isobathes 500 et 600 m. Ces canyons en système tributaires à pattes d'oie [Belderson & Kenyon, 1976] apparaissent très clairement sur la mosaïque SAR. Nous pouvons ainsi les voir évoluer en vallées peu profondes en bas de pentes. L'imagerie SAR montre à partir de 500 m un réseau de petits chenaux prenant naissance en tête des escarpements et descendant vers le bas de pente.

Une seule station du Module Géotechnique a été conduite sur cette zone, la station HMG 9 (fig. 2-30). Elle est située en haut de la zone Albatross, juste en amont du *debris flow*. Cette station a été réalisée suivant un transect qui traversait la pente supérieure, de l'isobathe 330 m à l'isobathe 760 m. Les données des stations HMG 9-3, HMG 9-4 et HMG 9-5 révèlent une couverture sédimentaire normalement consolidée dans laquelle s'interstratifie une passée sableuse d'une trentaine de cm d'épaisseur en subsurface, ainsi qu'un niveau sableux plus profond vers 80 cm de profondeur.

A la station HMG 9-1, la pénétration du piézocone fut stoppée aux environs de 50 cm par la présence de sédiments très consolidés. L'affleurement d'un niveau ancien pourrait alors expliquer cette surconsolidation en surface. Il ne s'agit pas en effet de sable car la pression interstitielle ne diminue pas de façon notable.

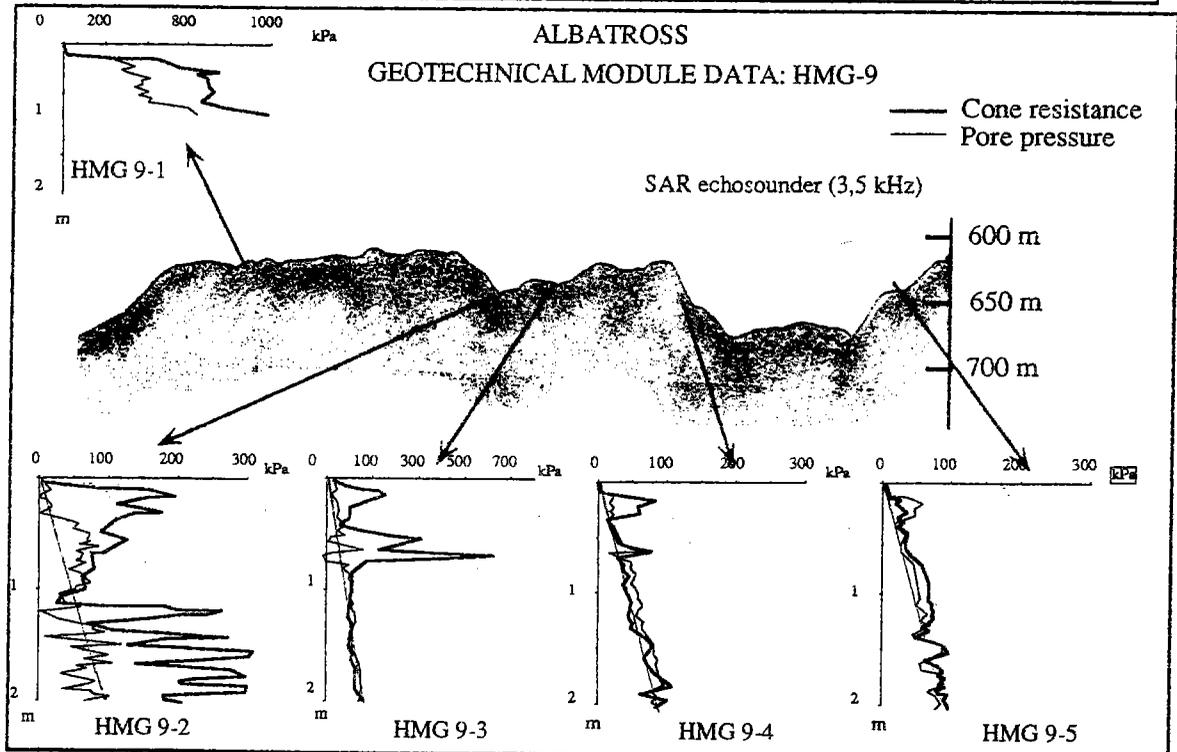
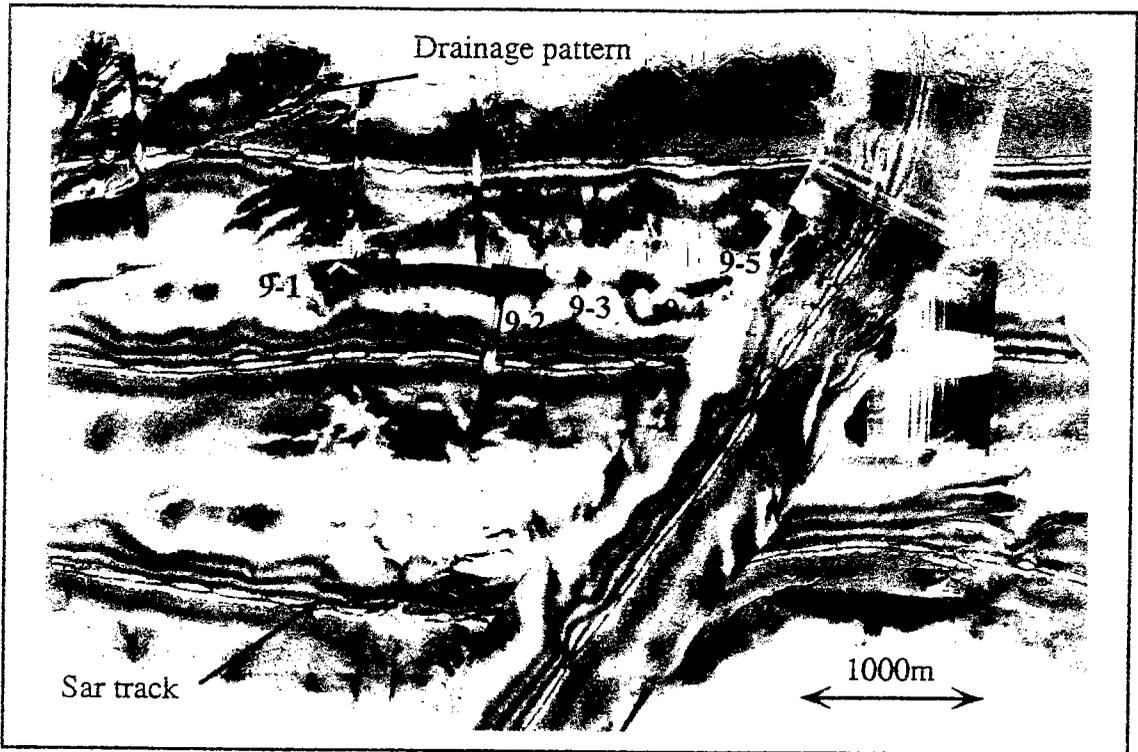


Fig 2-30 : "Signature géotechnique" des turbidites.

Le profil 3,5 kHz est situé juste au sud des différentes stations de mesures.

Sur ce profil sont reportées les 5 stations de HMG9 :

HMG 9-1 révèle une forte surconsolidation due à l'affleurement d'un niveau ancien.

HMG 9-2 présente "la signature géotechnique" caractéristique des turbidites.

HMG 9-3 montre deux niveaux sableux en surface.

HMG 9-4 est caractérisé par une courbe de consolidation normale

HMG 9-5 présente également un état de consolidation normal.

La station HMG 9-2 (fig. 2-31) est localisée dans un des petits chenaux visibles sur la mosaïque.

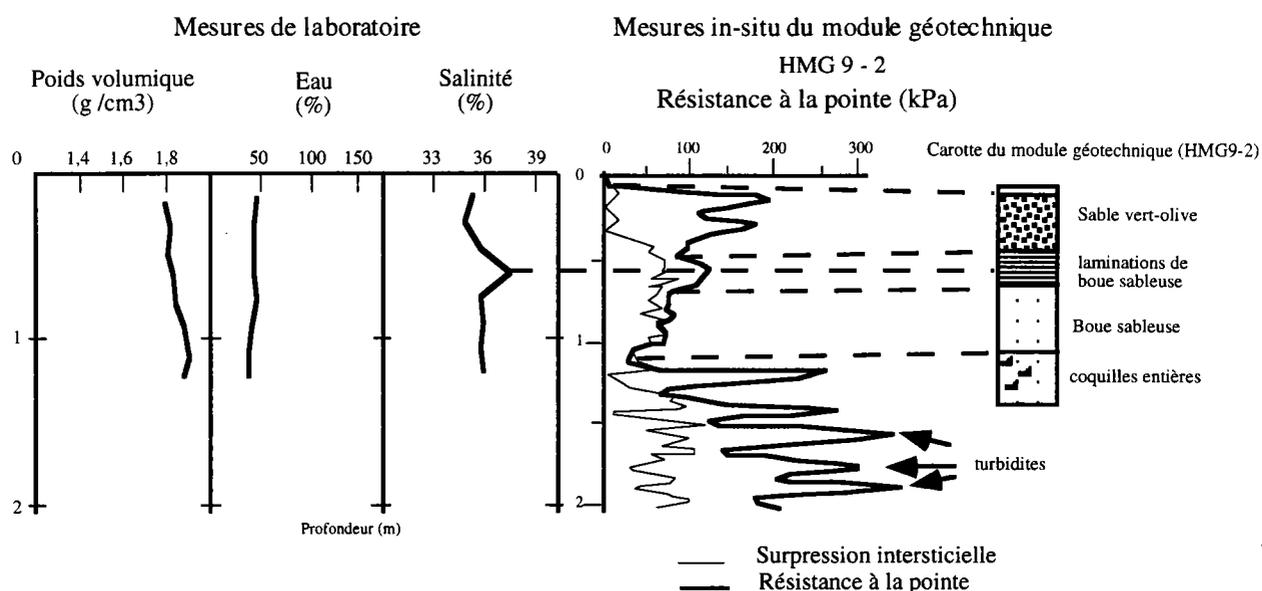


Fig. 2-31 : Données géotechniques du module HMG 9-2

La carotte a prélevé 150 cm de sable-silteux.

La datation au carbone 14 d'une coquille prélevée à 90 cm, révèle un âge de 9200 +/- 80 ans (âge corrigé de l'effet réservoir)¹³. Les enregistrements suggèrent la présence de nombreux niveaux sableux d'une quinzaine de cm d'épaisseur.

La signature géotechnique associée est donc typique de la présence de turbidites.

¹³ Datation carbone 14 réalisée par Beukens (1991). L'âge brut est de 9610 +/- 80 ans B.P.. La correction est calculée pour un effet réservoir de 410 ans

II-3 Conclusion partielle

A l'issue de ce chapitre, nous avons obtenu deux types de résultats.

1) Différentes « signatures géotechniques » ont été identifiées grâce à l'utilisation combinée du SAR et du module géotechnique :

- une signature de surconsolidation apparente associée à la présence de nombreux terriers de vers (HMG6).
- une signature de surconsolidation due à l'érosion (HMG8)
- une signature de coulée de débris (HMG7)
- une signature de turbidites (HMG9).

2) Chaque réflecteur est caractérisé non seulement par des données lithologiques mais aussi par des mesures physiques : les corrélations sont résumés ci-dessous. Rappelons qu'un réflecteur est la conséquence d'un changement de densité, il ne correspond pas forcément à un niveau lithologique.

Le réflecteur marron situé à 2 m sous la surface et correspondrait à un niveau d'argiles rouge très dense daté de 13500 ans. Ses caractéristiques géotechniques sont :

$$Cu_{6-2} = 7,5 \text{ kPa} - d = 1,75 \text{ g/cm}^3 - W = 50\%$$

Le réflecteur orange est situé à 7- 8 m de profondeur. Il matérialise un niveau de vase brun gris sombre, présentant des laminations sableuses. Ses caractéristiques géotechniques sont :

$$Cu_{8-18} = 13 \text{ kPa} - d = 1,7-1,8 - W = 50\% - (Cu_{90-15} = 9 \text{ kPa})$$

Le réflecteur vert, à 10 m sous l'interface, correspond au sommet d'une série de vase argileuse à débris glaciaires : les carottes 34 et 54 illustrent ce faciès. Notons que dans la carotte 54 , ce réflecteur sert de base au glissement. Ses caractéristiques géotechniques sont :

$$Cu_{54} = 13,5 \text{ kPa} - d = 1,7 \text{ g/cm}^3 - W = 50\% - Cu_{8-4} = 11,5 \text{ kPa}$$

Le réflecteur jaune (18 m) n'a pas été échantillonné par de carottage. Néanmoins les données du module HMG 8-2 donnent une cohésion de 18 kPa

Enfin le réflecteur bleu, à 26-27 m sous la surface, sert de base au glissement profond. Il correspond à un niveau de vase sablo-silteuse gris-sombre, où apparaissent de grosses lentilles sableuses. Ses caractéristiques géotechniques sont :

$$Cu_{8-1} = 23 \text{ kPa} - d = 1,5 \text{ g/cm}^3 - W = 40\%$$

La couverture sédimentaire ainsi décrite et définie tant du point de vue stratigraphique que géotechnique nous servira de base pour l'interprétation de la dynamique sédimentaire.

III DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

En nous fondant sur les données acquises dans le chapitre précédent, nous allons essayer de caractériser les processus de dépôts, puis les processus de rupture.

Ce chapitre comprend deux parties.

Dans la première partie, nous identifierons les processus ayant contribué à la mise en place des sédiments observés à l'heure actuelle.

Dans la seconde, nous tenterons de repérer les mécanismes de rupture ayant joué lors du quaternaire.

Dans chacun des cas nous distinguerons les facteurs déterminants.

III-1 Processus de dépôt

Deux systèmes de transfert des sédiments existent au niveau des marges continentales [Coutellier, 1985] :

- le système canyon-éventail profond-bassin : où le canyon représente une zone de transit des sédiments ; il est parcouru par des courants de turbidité, les parois sont affectées par des éboulements et des glissements rotationnels ou *slumps*.. La zone de dépôt est un éventail profond, caractérisée par un chenal prolongeant le canyon.

- le système pente-glacis-bassin : où les pentes continentales sièges de taux de sédimentation importants, présentent de nombreuses traces de glissements : glissements rotationnels, translationnels (*glide*), ainsi que les différents types de coulée ¹ auxquels s'ajoutent l'action des courants de gravité (turbiditiques)..

C'est à ce dernier type de système que correspondent nos deux exemples.

Le transfert est réalisé à partir d'apports provenant d'**une ligne source** représentée par les interfluves [Gorsline & Emery, 1959] en opposition aux apports provenant de **points sources** des systèmes canyon-éventail profond. Les dépôts sont constitués principalement par du matériel remanié provenant de la déstabilisation des pentes.

Nous analyserons successivement les trois principaux types de dépôt observés dans le chapitre précédent : les dépôts intacts (ni érodés, ni perturbés par le glissement), les dépôts anciens (érodés) puis les dépôts gravitaires (liés au glissement). A cet effet, nous présenterons nos données géotechniques sous forme de diagrammes de Booth ². Ceux-ci ont l'avantage de faire apparaître non seulement l'état de consolidation du sédiment mais aussi, dans le cas d'une surconsolidation mécanique liée à une ancienne surcharge sédimentaire, l'épaisseur des sédiments disparus.

¹ Coulée de débris (*debris flow*), coulée de boue (*mud-flow*), coulée liquéfiée (*liquefied flow*), coulée fluide (*fluidized flow*).

² Les équations de base utilisées pour les diagrammes de Booth sont donnés dans la première partie (II-2-2).

III -1-1 Les dépôts intacts

Les dépôts non perturbés sur la zone Verrill Canyon apparaissent en haut de pente. Ils sont échantillonnés par les carottes 818 et 90-015 dont les descriptions lithologiques sont données dans le chapitre précédent (fig. 2-27)

Les taux de sédimentation (Ts) évalués sur la zone Verrill à partir de l'identification des cinq réflecteurs du chapitre 1 sont présentés ci-dessous:

Entre 0 et 13 500 ans B.P. $T_s = 200/13,5$ soit $T_s = 14,8$ cm/1000 ans

Entre 13 500 et 16 000 ans B.P. $T_s = 450/2,5$ soit $T_s = 180$ cm/1000 ans

Entre 16 000 et 18 200 ans B.P. $T_s = 350/2,2$ soit $T_s = 159$ cm/1000 ans

Entre 18 200 et 20 800 ans B.P. $T_s = 900/2,6$ soit $T_s = 346$ cm/ 1000 ans

Entre 20 800 et 32 000 ans B.P. $T_s = 1350/11, 2$ soit $T_s = 120$ cm/ 1000 ans

Ainsi pour le stade isotopique 1 (0-13 500 ans B.P.) nous obtenons un taux de sédimentation $T_s = 14,8$ cm/ 1000 ans. Pour le stade isotopique 2 qui englobe une partie du Wisconsinien moyen et tout le Wisconsinien supérieur (13 500-32 000 ans B.P.), le taux de sédimentation moyen est de 217 cm/ 1000 ans. Ces valeurs sont en accord avec la littérature [Piper *et al.*, 1987 ; Mosher, 1987 ; Berry, 1992]. Les apports sédimentaires se révèlent donc considérables en période glaciaire sur cette zone.

Du point de vue géotechnique, les dépôts non perturbés sont caractérisés par une importante résistance à la pointe (jusqu'à 250 kPa) que l'on observe particulièrement bien sur la station HMG 6 (fig 2-14). L'identification de ce phénomène peut nous permettre de mieux comprendre les conditions de dépôt des sédiments. Si l'on applique les diagrammes de Booth aux valeurs mesurées en HMG6 (fig. 2-32), on obtient un résultat aberrant en désaccord avec la stratigraphie. La « surconsolidation apparente » concerne en effet les sédiments superficiels (sur 1 m), donc les sédiments récents, dans une zone où la sédimentation est supposée continue.

Les mesures de HMG 6, bien qu'intéressantes, ne concernent qu'une « anomalie » liée à l'interface. Si 10 m de sédiment avaient réellement été érodés, ces courbes présenteraient une surconsolidation augmentant avec la profondeur (c'est à dire le poids de la colonne sédimentaire). Or toutes les courbes de HMG 6-1 à HMG 6-2 tendent à revenir à un état de surconsolidation normale à partir de 150 cm : ces sédiments n'ont jamais été enfouis.

Cette « surconsolidation apparente » qui affecte les premiers 150 cm est donc bien liée à la présence des Zoophycos comme nous l'avions suggéré au paragraphe II-2-1-1.

Epaisseur manquante (m)

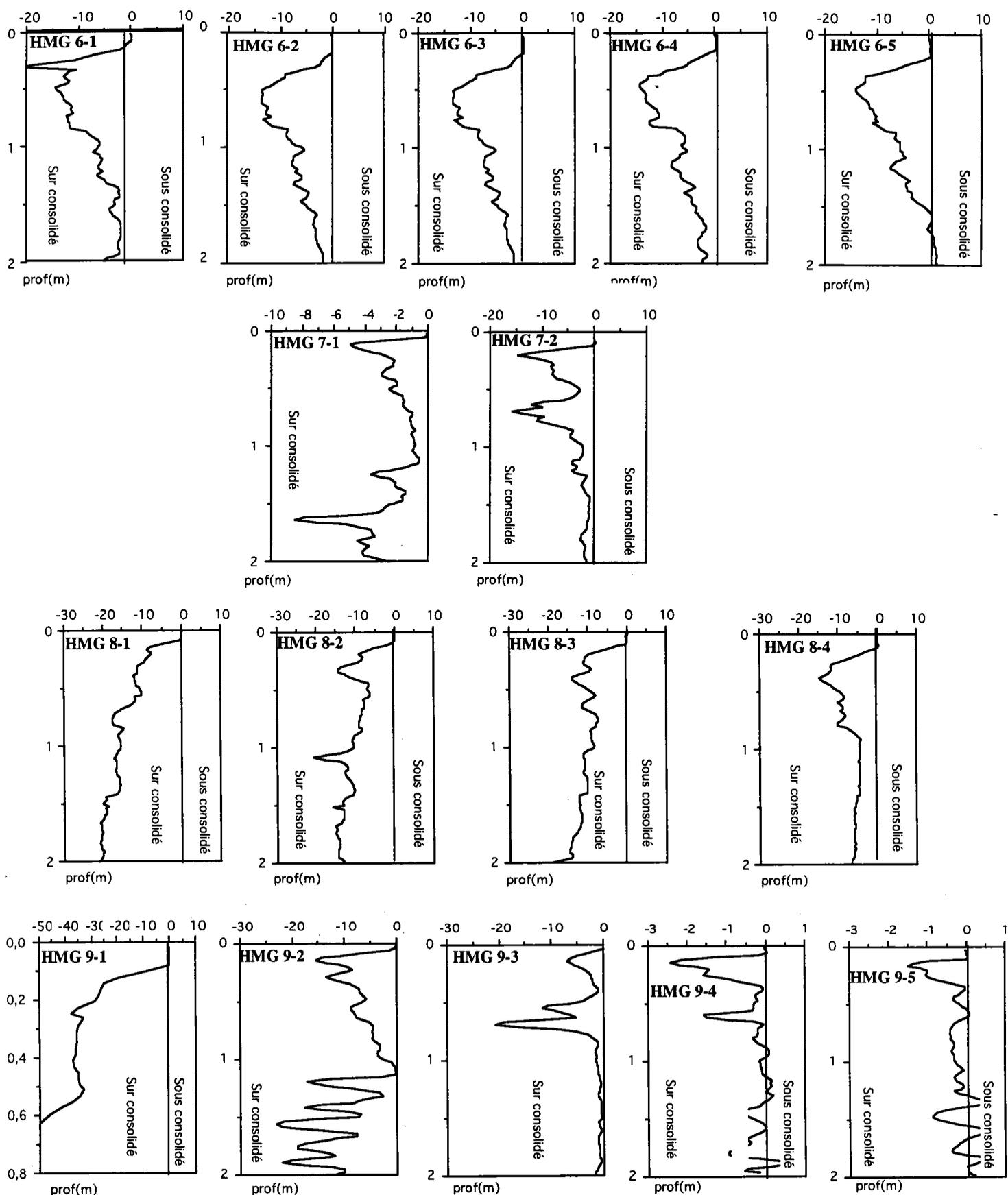


Fig. 2-32 : diagrammes de Booth calculés à partir des stations du module sur la pente de Nouvelle Ecosse. L'axe des x représente l'épaisseur de sédiment manquante en mètres.

Deux types d'hypothèses sont possibles pour expliquer cette « surconsolidation apparente » : une explication physique ou une explication chimique. L'explication physique peut être liée soit à un remplissage sédimentaire des terriers différent (granulométrie), soit à l'augmentation de la compaction due à un drainage superficiel favorisé par la présence des terriers (Cochonat, comm. pers.). L'explication chimique correspondrait à un phénomène lié à la diagenèse.

Les échantillons pris à l'intérieur ou à l'extérieur des terriers ne présentent pas de différence systématique de granulométrie (Annexe 2). La méthode de diffraction X réalisée sur des échantillons prélevés sur la carotte HMG 6-5 révèle une minéralogie identique des argiles à l'intérieur et à l'extérieur des terriers (Annexe 2).

La teneur en carbone est révélatrice de la dégradation de la matière organique. Elle constitue ainsi un indice de la diagenèse. Les concentrations ont été mesurées au Bedford Institute of Oceanography par Léonard [1991]. Le graphe de la figure 2-33 présente les résultats obtenus sur des échantillons prélevés dans les terriers et des échantillons pris à l'extérieur (les points non entourés).

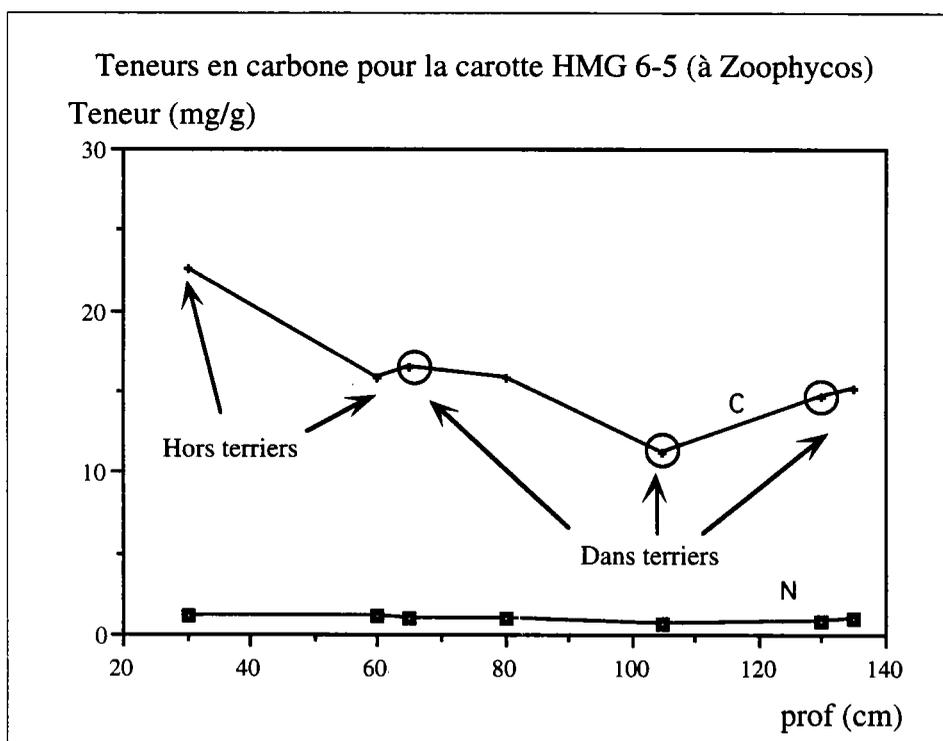


Fig. 2-33 : Teneur en carbone dans les Zoophycos

Les teneurs en carbone sont variables dans les terriers. Or il s'agit d'une mesure de carbone total incluant par conséquent une fraction d'origine minérale. La dégradation de la matière organique ne semble donc pas jouer de rôle significatif dans le phénomène observé de surconsolidation superficielle.

Des processus de cimentation dus à la présence de mucus dans les terriers ont été proposés par plusieurs auteurs [Silva & Jordan, 1984 ; Christian & Morgenstern, 1986]. Une cimentation due aux pelotes fécales a également été proposée par Meadow [1986]. Cette cimentation entraîne la diminution de la porosité qui induit à son tour une augmentation de cohésion. La destruction de ce mucus par une diagenèse précoce expliquerait la décroissance puis la disparition de cette surconsolidation en profondeur [Rhoades & Aller, 1988 ; Christian *et al.*, 1991].

Ainsi l'état temporaire de « surconsolidation apparente » (la diagenèse le fait disparaître) est lié à la présence de terriers. La présence de ces derniers implique que la sédimentation n'a pas été perturbée de façon récente.

Deux renseignements ressortent de cette analyse :

- L'alimentation directe à partir des glaciers explique les taux de sédimentation aussi conséquents.

- La « surconsolidation apparente » due aux terriers peut être interprétée comme la manifestation de conditions normales de sédimentation. La couverture sédimentaire n'a donc pas été affecté par des processus post-dépôt tels que l'érosion.

III-1-2 Les affleurements anciens

L'écorché géologique (fig. 2-9) de la zone Verrill Canyon montre que des niveaux anciens affleurent, en dehors même des limites du glissement. Nous nous attacherons donc à l'étude des deux prélèvements les plus au sud, hors de la zone perturbée.

Ces affleurements peuvent être la conséquence soit d'un non dépôt, soit de l'érosion des couches sus-jacentes. Or plus un niveau est profondément enfoui, plus il est compacté : un ancien niveau affleurant révèle une cohésion proportionnelle à sa profondeur d'enfouissement. Les diagrammes de Booth nous permettront ainsi de choisir l'une ou l'autre hypothèse.

La carotte 36, située vers 1950 m, présente une vase gris-foncé en surface. Les corrélations géotechniques-stratigraphie nous permettent de donner un âge compris entre 20 800 ans et 18 200 ans pour ce dépôt. Cette boue correspondrait donc à un épandage sédimentaire du à l'avancée des glaciers. Cette carotte présente une valeur forte de la cohésion en surface (12 kPa) qui tendrait à prouver qu'il existait une couverture sédimentaire maintenant disparue. Nous n'avons malheureusement pas d'autres indications.

Pour la station HMG 8 il est par contre possible de suivre sur les profils 3,5 kHz l'affleurement de niveaux de plus en plus anciens (fig. 2-18). Les données géotechniques révèlent un état de surconsolidation lié à l'érosion. Sur les diagrammes de Booth (Fig. 2-32) cette érosion progressive peut être quantifiée : l'épaisseur de la couche érodée passe de 5 m en HMG 8-4, à 8 m en HMG 8-3, à 11 m en HMG 8-2, pour atteindre finalement 15 m en HMG 8-1.

Dans la zone Albatross, ce même processus de surconsolidation du à l'érosion apparaît à la station HMG 9-1 (Fig. 2-32). Le diagramme de Booth révèle une épaisseur de 28 m de sédiment manquants, corrélable à l'épaisseur de la coulée de débris (25m) observée en aval par Shor & Piper [1989]. Ainsi cette région pourrait effectivement correspondre à la zone « source » de cet événement gravitaire si celui-ci est de type glissement de couche.

Dans le cas de Verrill Canyon, nous pouvons conclure que l'affleurement des niveaux anciens situés en aval du glissement est une conséquence de l'érosion des couches sus-jacentes. Cette érosion est vraisemblablement liée à des courants de turbidité engendrés par le glissement lui-même.

III-1-3 Les dépôts gravitaires

III-1-3-1 Le glissement

Un dépôt de type glissement en masse a été mis en évidence dans la zone Verrill Canyon. Grâce aux données acoustiques nous avons distingué deux ensembles dans ce dépôt.

Ces deux ensembles correspondent à des surfaces de rupture différentes.

Un premier niveau de décollement profond, dont la cohésion est très forte (23kPa), est identifié comme le réflecteur bleu à 30-35m sous l'interface. Le dépôt associé est composé de blocs. Les carottes prélevées révèlent la présence d'un dépôt de matériel plus fin au sommet de ce dépôt à blocs.

La seconde surface de glissement est moins profonde (réflecteur vert à 10 m). Un dépôt de type coulée « boueuse » est lié à ce niveau de rupture.

Ces deux types semblent, d'après les profils 3,5 kHz génétiquement liés.

Situées dans la zone de départ du glissement, les stations HMG 7-1 et HMG 7-2 sont caractérisées par des courbes de résistance à la pointe sans gradient vertical, signe de profond remaniement des sédiments. Les valeurs plus fortes de Q_c dans la parties inférieures de HMG 7-1 pourraient correspondre à des blocs de sédiments non totalement remaniés. Les diagrammes de Booth (Fig. 2-32) montrent un état de sous-consolidation entre 50 et 120 cm pou HMG7-1 et 140-200 cm pour HMG7-2. La faible cohésion moyenne de HMG7-2 (30 kPa), n'évoluant pas avec la profondeur, confirme la présence d'une coulée de débris.

Dans la zone de la seconde surface de glissement, les cohésions des carottes 34 et 54³ sont de l'ordre de 3 kPa entre 1 m et 2,5 m. Des degrés similaires de sous-consolidation ont été mesurés avec le Module géotechnique dans la coulée de débris de St Pierre Slope au sud de Terre-neuve, [Cochonat comm. pers.].

Un scénario simple permet alors d'expliquer les processus ce mise en place de ces dépôts.

³ Graphique du "faciès vert" du paragraphe II-2-3-3

Un « événement gravitaire » entraîne la mobilisation d'une trentaine de mètres de sédiments en haut de pente (de 600 à 1200 m) sous forme de glissement tabulaire : la structure interne de la couche n'est pas totalement détruite d'où la présence de gros blocs à la base. L'énergie de ce glissement, suffisante pour mobiliser des blocs jusqu'à l'isobathe 1200m entraîne également le remaniement complet de la pellicule superficielle : la carotte 37 ne révèle que 50 cm en subsurface de dépôt de type coulée de débris.

L'énergie diminuant progressivement, il évolue en coulée boueuse qui n'a concerne plus qu'une épaisseur de 10 m de sédiment jusqu'à l'isobathe 1700 m. A partir de 1700 m, la coulée boueuse se transforme partiellement, par incorporation d'eau en courant de turbidité.

Ce dernier transporte les sédiments fins et possède un pouvoir érosif capable de créer les cuvettes d'érosion visibles de 1700 m à 1900 m sur les images S.A.R.. Notons qu'à la faveur d'un escarpement la coulée de débris acquiert une énergie suffisante pour éroder jusqu'à 15 m de profondeur (réflecteur jaune). Nous observons ainsi une érosion en escalier décrite par Prior & Bornhold [1984] et O'Leary [1991].

Cet exemple illustre ainsi l'évolution complète d'un glissement plan en coulée de débris puis en courant de turbidité.

III-1-3-2 Les turbidites ou coulées sableuses

Entre les vallées Puffin et Albatross, des réseaux de fins chenaux de 15 m de large sur 7 m de profondeur se créent à la faveur d'escarpements en arcades. Ils évoluent en vallées plus larges en bas de pente.

L'imagerie nous montre que le fond de ces chenaux est tapissé de matériel plus réverbérant qui correspond d'après la carotte HMG 9-2 à du sable.

Les signatures géotechniques sont caractéristiques de laminations sableuses sableuses (augmentation de Q_c et diminution de U_t). Ils sont visibles sur HMG 9-3 et particulièrement sur HMG 9-2. Nous avons donc affaire à un dépôt de type turbiditique ou coulée sableuse. Un premier système turbiditique s'est mis en place avant 9200 ans B.P. (datation au carbone 14 réalisée à 90 cm sur la carotte HMG 9-2). Une couche de boue sableuse entre 90 et 60 cm correspond vraisemblablement à un changement de mode de sédimentation. Puis au dessus, on observe deux épaisseurs sableuses correspondant vraisemblablement à une nouvelle mise en place de système turbiditique.

Les mesures in-situ montrent clairement la présence de niveaux sableux plus grossiers et plus épais que les boues sableuses reconnues sur la pente proche.

L'étude de la couverture sédimentaire des zones Verrill et Albatross nous a permis d'observer deux types de dépôt liés à des processus d'instabilité : la coulée de débris et les turbidites. Nous allons essayer, dans le paragraphe suivant, de déterminer les processus les ayant engendrés.

III-2 Les processus de ruptures

La stabilité des sédiments sur une pente donnée dépend de la cohésion de ces sédiments et de son gradient lié à la profondeur d'enfouissement. Un glissement survient lorsque la contrainte moyenne de cisaillement sur la surface potentielle de glissement devient égale ou supérieure à la moyenne de résistance au cisaillement le long de cette surface. Il faut distinguer le glissement en conditions drainées, qui est un processus à long terme (accumulation sédimentaire) caractérisé par une lente dissipation de l'excès de pression interstitielle, du glissement non drainé, processus à court terme (séisme, rapides fluctuations de la pression interstitielle, brusques changements de la morphologie de la pente).

Moore [1961] et Morgenstern [1967] ont montré que, tant qu'il n'y a pas d'intervention de facteurs externes comme l'excès de pression interstitielle dans la colonne sédimentaire, des ruptures sur la pente n'apparaissent pas pour des pentes inférieures à 20°. Cependant, des glissements peuvent apparaître pour des pentes plus faibles si un excès de pression interstitielle se développe brusquement dans la colonne sédimentaire, portant la résistance au cisaillement sous la « limite de rupture » pour une pente d'angle donné. Les causes les plus communes sont :

- **les tremblements de terre** engendrent de brusques accélérations horizontales et verticales [Almagor & Wisenam, 1977] qui entraînent souvent des glissements ou des courants de turbidité [Heezen & Ewing, 1952], [Kuenen, 1952 et 1966]. Une secousse sismique engendre également un excès de pression interstitielle.

- **les changements brusques de pression interstitielle par introduction rapide de gaz ou de fluides.** Plusieurs théories existent à ce sujet. Nous en résumons les principales. McIver [1977] et Summerhayes *et al.*, [1978] suggèrent que les changements de température et de pression induits par les variations du niveau marin modifient la profondeur à laquelle les clathrates se forment. Ainsi la génération de gaz libre dans les sédiments sus-jacents induit des instabilités. Le méthane existe dans les sédiments sous deux formes : du gaz dissous dans l'eau interstitielle et des bulles de gaz [Prior & Coleman, 1982]. Le passage réversible d'une phase à l'autre est fonction de la teneur en gaz et de sa pression. A des teneurs particulières les gaz dissous se transforment en bulles assez rapidement. Il existe ainsi un potentiel de métastabilité (instabilité chimique) dans ces sédiments. La génération de bulles réduit le frottement interne et les forces de cohésion affectant sérieusement la résistance au cisaillement.

- **les changements rapides de la morphologie de la pente .** L'érosion de bas de pente ou l'arrivée brutale d'un important dépôt d'un chargement transforme la morphologie de la pente induisant un déséquilibre. Les augmentations brutales de taux de sédimentation entraînent un excès de pression interstitielle dont la dissipation est fonction de la perméabilité du sol [Terzaghi, 1957]. Si le sol est très fin cette phase peut durer assez longtemps et pendant ce temps là le sol est sous-consolidé ce qui favorise une rupture.

- **la bioturbation :** elle peut conduire à un changement dans la compaction interne des sédiments en modifiant le volume d'eau interstitielle [Stanley & Silverberg 1969]. Hawkins [1984] note que la bioturbation induit une baisse de la résistance au

cisaillement. Rhoads [1974] constate que les animaux vivant sur ou dans les sédiments créent une « fabrique du sédiment » hétérogène par ingestion, défécation, pellétisation, et peuvent même induire un reclassement. La pellétisation modifie la taille des grains et favorise la classement en produisant de larges pelotes fécales à partir des silts et argiles, qui sont ensuite redéposés dans la boue environnante. De plus la pellétisation peut accroître la porosité grâce aux espaces interfécaux créés, affaiblissant ainsi la résistance au cisaillement et rendant le sédiment plus sensible à l'érosion par les courants [Rowe, 1974].

- **le diapirisme** : des remontées de matériel de faible densité dans les couches sus-jacentes peuvent provoquer des zones de faiblesse ainsi que la formations de multiples petites fractures qui peuvent engendrer des conditions d'instabilité sur les flancs des dômes diapiriques.

Nous allons donc tester ces quelques scénarios possibles dans notre zone.

III-2-1 La bioturbation

Le seul phénomène apparenté à la bioturbation⁴ que nous observons sur Verrill Canyon est la présence des Zoophycos. Or l'on observe à leur endroit un accroissement marqué de la cohésion. Cela s'explique par le fait qu'un mucus visqueux remplit les vides intergranulaires et augmente ainsi la résistance à la pointe (Q_c) donc la cohésion dans ces terriers. Cette action reste superficielle, et n'intéresse que les premiers 150 cm du sédiment. Il semble alors difficile de faire intervenir un tel mécanisme pour des épaisseurs de l'ordre de la dizaine de mètres.

III-2-2 Le gaz

La présence de pockmarks dans cette zone témoigne de l'existence de gaz qui pourrait en effet favoriser l'apparition d'instabilités. Or nous avons observé la présence de ces cratères **dans** la coulée de débris. Leur formation est donc vraisemblablement postérieure au dépôt de la coulée de débris. Ils ne peuvent donc pas être des facteurs initiateurs de cette instabilité.

III-2-3 Les diapirs de boue

Ils sont situés en bas de pente continentale dans la « province diapirique » à l'ouest de notre zone (voir chapitre cadre morphostructural). Ils ne peuvent donc pas induire un glissement dans notre cas d'étude.

III-2-4 Les surcharges sédimentaires

Les tempêtes peuvent occasionner de telles surcharges. Leur influence a été étudiée dans cette zone précise par Moran & Hurlbut [1986]. Or il apparaît que la limite d'action des vagues de tempête est d'environ 100-200 m. En dessous leur action est inexistante, ce qui exclue cette hypothèse dans notre cas. Une débâcle glaciaire peut également provoquer une surcharge sédimentaire.

⁴ La bioturbation est un processus actif de mélange qui se déroule dans les premiers cm tandis que les Zoophycos sont des terriers "fossilisés" dans les 150 premiers cm.

Cette dernière origine pouvant s'appliquer à nos glissements, nous allons procéder à une étude plus détaillée en utilisant la méthode dite « **d'analyse de stabilité sur pente infinie en conditions non drainées** ».

Cinq conditions doivent être respectées pour employer cette méthode :

- La surface de rupture est plane
- la taille du glissement est assez grande pour qu'un échantillon pris au hasard soit représentatif de la masse globale
- les débris ont une trajectoire parallèle à la surface de rupture
- les conditions non drainées sont respectées
- la cohésion et la densité apparente varient linéairement avec la profondeur.

Cette méthode paraît ici appropriée étant donné la géométrie parallèle des couches, la faible pente, et les dimensions des cicatrices d'arrachement [Almagor *et al.*, 1982].

Un déséquilibre de la colonne sédimentaire peut apparaître le long d'une surface de glissement lorsque la force exercée par le poids déjaugé de la colonne sédimentaire, appliquée sur une surface inclinée i est égal à la cohésion (résistance au cisaillement) de ces sédiments :

$$C_u = \gamma * z * \sin i * \cos i$$

avec

γ : la densité déjaugée

z : l'épaisseur de sédiment (m)

i : l'angle de la pente (°).

Nous pouvons lire sur le diagramme la hauteur critique de la colonne sédimentaire au dessous de laquelle l'accumulation de sédiment n'engendre pas de glissement. C'est la profondeur correspondante à l'intersection des 2 types de courbe (fig. 2-34 et 2-35).

Nous avons réalisé les calculs pour les deux carottes effectuées dans les sédiments non perturbés : 90-15 et 818.

Analyse de stabilité en conditions non drainées sur pente infinie

Carotte 90-15

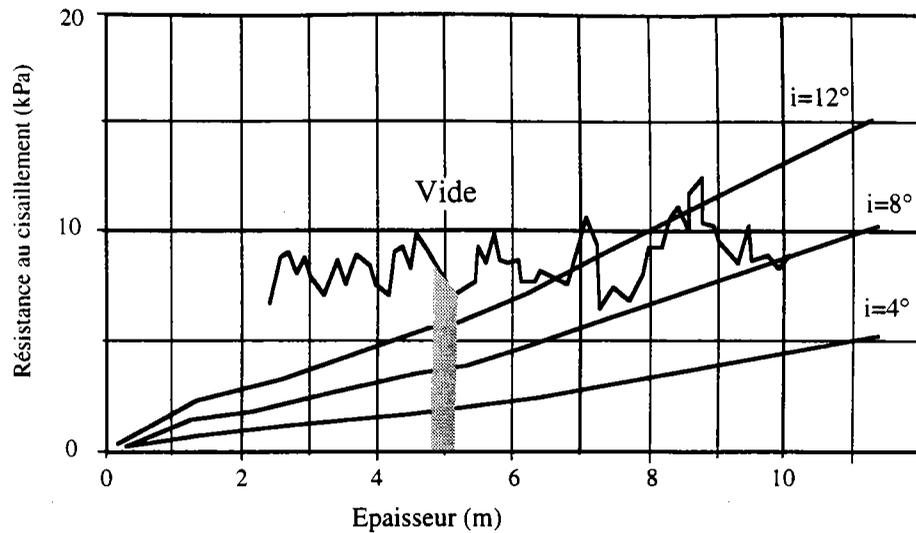


Fig. 2-34 : Etude de la stabilité des sédiments pour la carotte 90-15

Analyse de stabilité en conditions non drainées sur pente infinie

Carotte 818

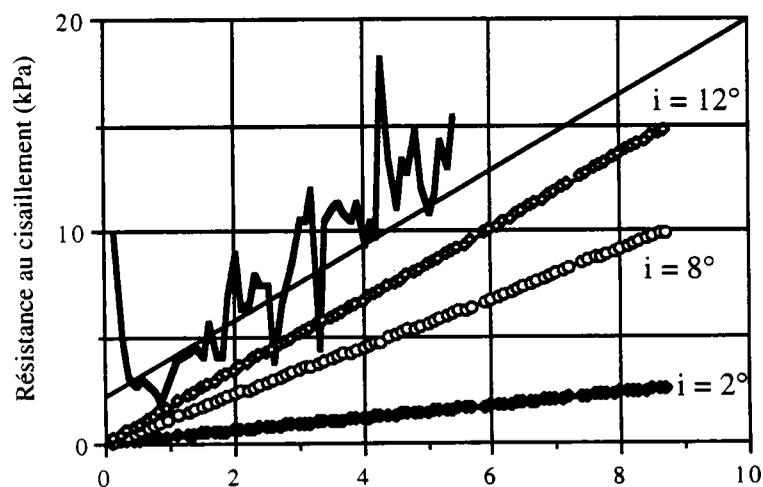


Fig. 2-35 : Etude de la stabilité des sédiments pour la carotte 818

Sur chacun de ces diagrammes nous avons représenté 3 droites de "poids des terres" suivant 3 angles différents : $i=2^\circ$, $i=8^\circ$; $i=12^\circ$. Nous encadrons ainsi la valeur maximale de 7° observée dans la zone d'arrachement (fig. 2-12).

Les deux graphes sont différents.

Dans le cas de la carotte 818, la droite de cohésion et la droite du poids des terres verticale restent parallèles pour un angle de 12° . Il n'y a donc pas de possibilité de glissement sous l'influence seule d'une surcharge sédimentaire.

Dans le cas de la carotte 90-15 (la plus récente) on observe par contre une intersection pour une profondeur de 7 m. Or ce résultat concerne une valeur d'angle de

12° qui ne peut être appliquée ici. Ainsi la colonne sédimentaire est apparemment stable pour les 10 premiers mètres.

Afin d'avoir une vision plus « profonde », nous avons tracé un graphe synthétique de la variation de la cohésion en fonction de la profondeur. Pour cela nous nous sommes basés sur les données géotechniques corrélées aux réflecteurs dans le chapitre II. Ainsi nous possédons pour une profondeur donnée (profondeur du réflecteur), une valeur de cohésion associée à une valeur de poids volumique. Nous préférons dans chaque cas les valeurs déterminées avec le module.

Le résultat montre une excellente corrélation (fig.2-36). Ainsi les valeurs géotechniques mesurées et corrélées à des réflecteurs, reflètent une évolution linéaire de la cohésion avec la profondeur. Ceci traduit un processus de compaction normale. Il n'y pas de présence de niveau surconsolidé en profondeur.

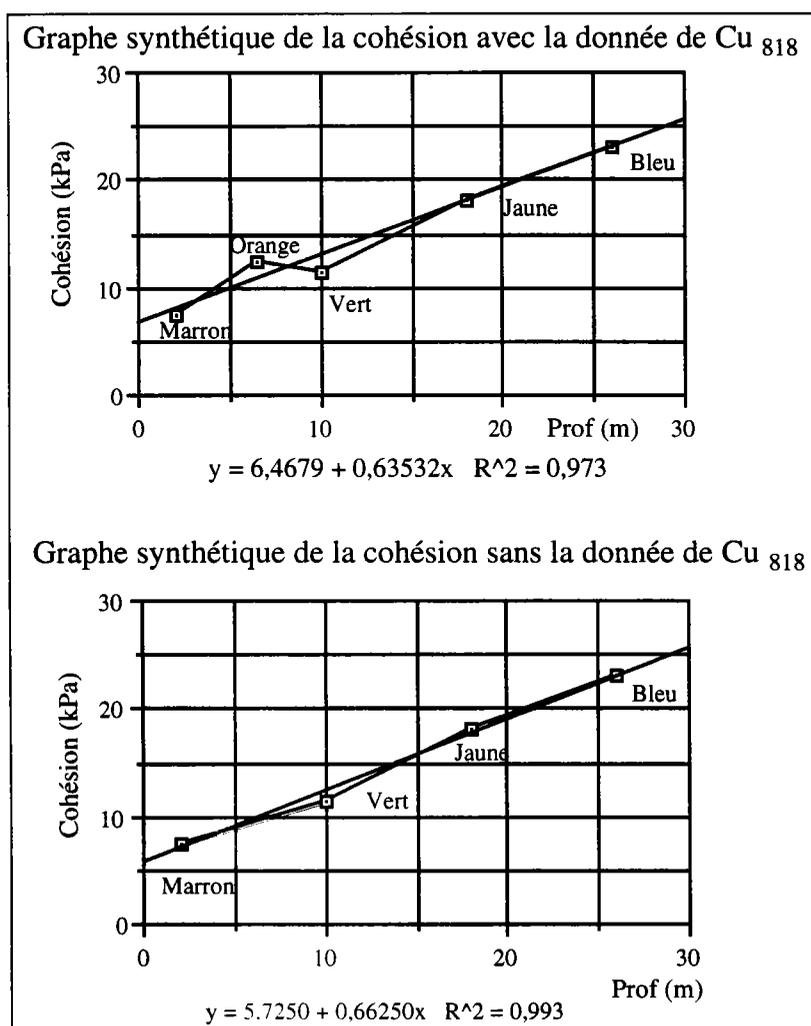


Fig. 2-36 : Graphes synthétiques de la cohésion en fonction de la profondeur.

Les droites de régression sont données avec le coefficient de corrélation.

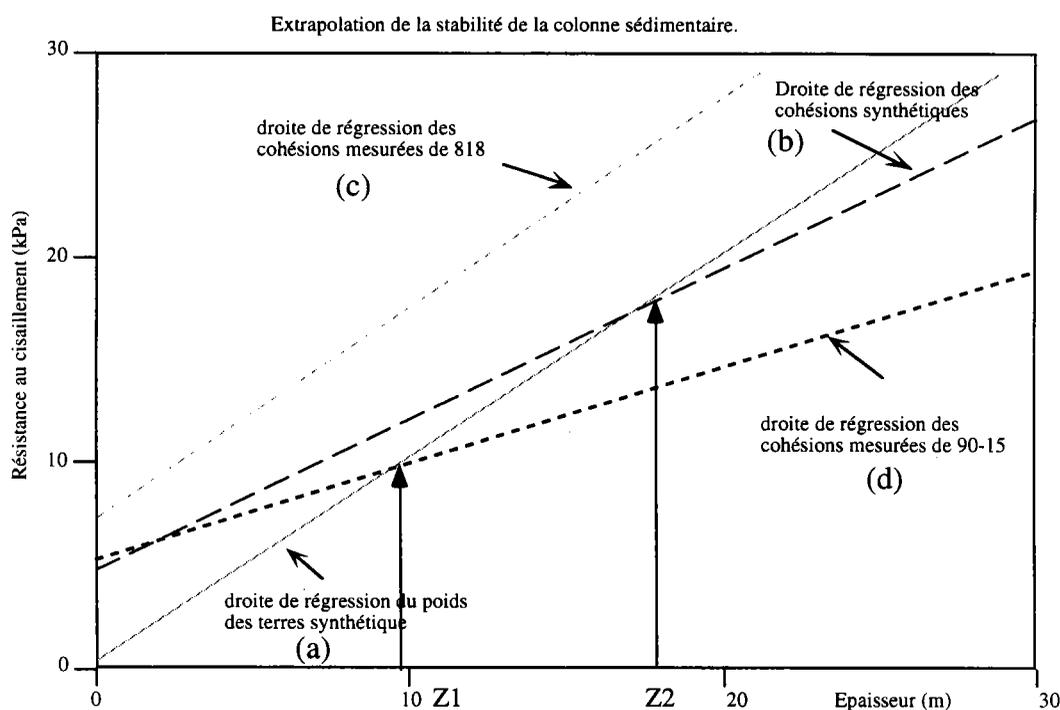
Nous avons donné à titre d'indication la droite synthétique calculée avec la valeur de cohésion $Cu_{818} = 13$ kPa. La droite de corrélation est légèrement moins bonne ($r=0,973$), à cause de cette valeur déterminée sur une carotte. Nous garderons la

seconde droite de régression des cohésions synthétiques calculée sur le deuxième graphe :

$$C_u = 5,725 + 0,66250 * z$$

Ce résultat est particulièrement satisfaisant. Le profil géotechnique ainsi reconstitué montre une évolution tout à fait normale de la cohésion avec la profondeur. Nous obtenons ainsi à partir de mesures échantillonnées sur seulement deux mètres, mais parfaitement calibré grâce aux réflecteurs, une reconstitution de la courbe de la cohésion sur 30 m !

Afin de recréer les conditions de stabilité à l'origine, c'est à dire avant le glissement, nous allons intégrer cette "droite de régression des cohésions" dans le diagramme d'instabilité (fig. 2-37).



Sur ce diagramme nous avons reporté quatre droites de régression :

- la droite (a) en trait plein représente la droite de contrainte de cisaillement,
- les droites en tirets (b), (c) et (d) représentent des droites de cohésion obtenues de trois façon différentes.

(a) La droite en trait plein représente le poids des terres suivant la relation

$$\text{Poids des terres} = \gamma * z * \sin i * \cos i \text{ avec}$$

$i = 8^\circ$ angle maximum de la pente dans cette zone.

γ : densité déjaugée calculée à partir du poids volumique déterminé pour le réflecteur marron dans le chapitre II.

z = épaisseur de la couche située au dessus du réflecteur marron

Nous avons répété cette opération pour les cinq réflecteurs connus (marron, orange, vert, jaune, bleu). A partir de ces cinq points, nous avons calculé la droite de régression tracée sur la figure 2-37 : d'où le nom de droite de régression synthétique du poids des terres.

(b) Cette droite représente la droite de régression calculée à partir des données de cohésion associées aux réflecteurs dans le chapitre II.

(c) Cette droite représente la droite de régression calculée à partir des valeurs de cohésion de la carotte 818 (idem fig. 2-35)

(d) Cette droite représente la droite de régression calculée à partir des valeurs de cohésion de la carotte 90-15 (idem fig. 2-34).

Le diagramme 2-36 ainsi tracé, montre qu'un déséquilibre est possible.

Si l'on se réfère à la droite des cohésions déterminées sur 90-15 (d), il y a risque d'instabilité dès la profondeur de $z_1 = 9$ m.

Par contre, si l'on regarde la droite déterminée sur 818 (c) les sédiments restent stables.

La droite de régression « synthétique » (b) indique une situation intermédiaire. Une instabilité est susceptible d'apparaître pour une profondeur de 18 m.

Ce diagramme pose bien le problème de la validité des mesures de la cohésion en laboratoire. Pour deux carottes effectuées au même endroit, les interprétations des diagrammes de stabilité diffèrent totalement. Il n'y a pas de déséquilibre possible dans le cas de 818 alors qu'il existe dans le cas de 90-15 pour une profondeur de 10 m!

Notons qu'une faible rotation de la droite de régression synthétique du poids des terres (a) peut faire varier considérablement la valeur du point d'intersection.

Les résultats obtenus avec la droite « synthétique » nous semblent fiables, car contraints par des valeurs de cohésion profonde et fondés sur plusieurs valeurs de cohésions « in-situ ».

Les données de cohésion de la carotte 818 sont également de bonnes qualités et évoluent de façon "normale" avec la profondeur (fig. 2-35) ce qui constitue une certaine assurance (Lee, comm. pers.).

Par contre, les mesures de 90-15 semblent beaucoup plus aléatoires ; nous avons déjà noté que les mesures géotechniques de laboratoire (C_u et γ) étaient différentes des carottes proches (fig. 2-21). La cohésion reste quasiment constante et faible sur toute la longueur variant de 8 à 10 kPa pour des profondeurs de 2 à 10m (fig. 2-34). Nous pensons donc cette carotte a subi des perturbations, lors du carottage par exemple (les deux derniers tronçons étaient pistonnés) ou du transport.

Nous formulons donc l'hypothèse que la colonne sédimentaire est stable. Elle reste cependant susceptible de glisser suivant une surface de rupture située vers 18 m de profondeur pour une pente de 8°, sous l'effet d'une brusque surcharge sédimentaire.

III-2-5 Les séismes

Afin de vérifier cette hypothèse, nous avons utilisé le programme de calcul du facteur de sécurité mis au point par Potter [1989].

Ce programme permet de calculer le facteur de sécurité "F" tel que :

$$F = C_u / \gamma' * z * \sin i * \cos i$$

Si le facteur de sécurité est inférieur à 1 (ou proche de 1) il y a risque de rupture.

La solution de l'équation $F=1$ nous permet d'accéder à la valeur de l'accélération horizontale. Pour des lieux présentant de forts taux de sédimentation (Mulder, 1992), on utilise l'équation :

$$C_u / (\gamma' * z) = 0,5 * \sin 2i + A_h * (\gamma / \gamma') * \cos^2 i.$$

où A_h est l'accélération horizontale. Elle est donnée ici en cm / s^2

Les résultats sont regroupés dans les deux tableaux suivants.

Nous avons pris des valeurs légèrement différentes dans chaque tableau.

Tableau 1 : Calcul du facteur de sécurité suivant l'angle de pente. Les valeurs suivantes sont imposées par l'utilisateur en début de programme.

La surface de rupture est à 25 m, $C_u = 28,9 \text{ kPa}$ pour 25 m et $d = 1,72 \text{ g/cm}^3$.

Angle (Degrés)	Facteur de sécurité	A_h (cm / s^2)
2	4,93	54,9
3	3,29	48,0
4	2,47	41,1
5	1,98	34,3
6	1,65	27,5
7	1,42	20,7
8	1,25	13,9
9	1,11	7,2
10	1,01	0,4

Tableau 2 : Calcul du facteur de sécurité pour un plan de décollement situé à 20 m

La surface de rupture est à 20 m, $C_u = 23,91 \text{ kPa}$ pour 20 m et $d = 1,70 \text{ g/cm}^3$

Angle (Degrés)	Facteur de sécurité	Ah (cm/ s ²)
2	5,21	58
3	3,48	51,2
4	2,61	4,45
5	2,09	37,3
6	1,75	31
7	1,50	24,3
8	1,32	17,7
9	1,18	10
10	1,06	4,4

L'angle maximal de notre pente est de 7 degrés, nous constatons que le facteur de sécurité n'est jamais inférieur à 1 mais il en devient proche pour des angles de 8°. L'observation de ces tableaux nous permettent de dire que jusqu'à 8° d'inclinaison, une couche de 20 à 25 m reste en état d'équilibre stable. Une accélération horizontale, (secousse sismique en l'occurrence) est nécessaire, bien que faible, dans tous les cas.

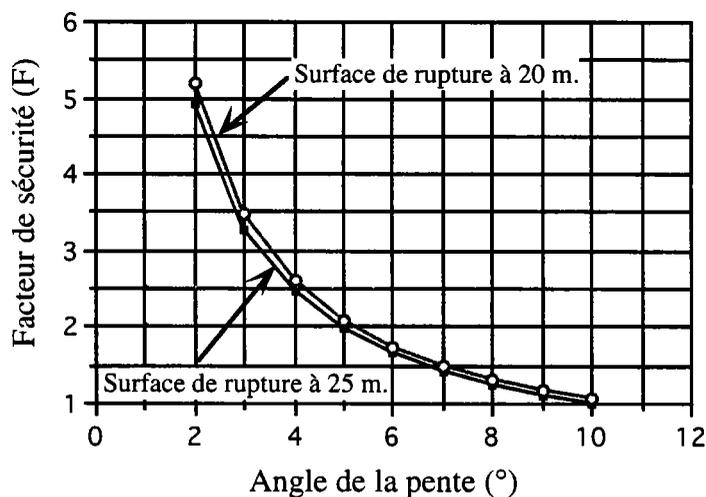


Fig. 2-38 : Facteur de sécurité en fonction de la pente pour deux profondeurs de surface de rupture.

La figure 2-37 reprend les valeurs des deux tableaux précédents. La profondeur de la surface de rupture influence peu la valeur du facteur de sécurité. Théoriquement, il faudrait une pente de 10° pour atteindre les conditions d'instabilité.

Pour une pente de 7°, le coefficient de sécurité $F = 1,50$ et

l'accélération horizontale $A_h = 24,3 \text{ cm/ s}^2$.

A partir de ce résultat, nous pouvons obtenir l'intensité I d'un séisme.

Elle est évaluée par rapport aux effets produits par les secousses sismiques sur la population, les constructions et l'environnement. Ce paramètre purement qualitatif est exprimé généralement sur « l'échelle d'intensité de Mercalli Modifiée ». D'autres échelles existent que nous avons mis en Annexe 3.

Il existe de nombreuses relations entre l'accélération horizontale et l'intensité.

Nous avons choisi celle de Murphy et O'Brien (1990) qui peut être utilisée pour n'importe quel endroit dans le monde :

$$\log (\Delta h) = 0,25 * I_{MM} + 0,25$$

pour $i = 7^\circ \Rightarrow I_{MM} = (\log (24,3) - 0,25) / 0,25 = 4,54$ soit IV-V sur l'échelle MM.

pour $i = 8^\circ \Rightarrow I_{MM} = (\log (17,7) - 0,25) / 0,25 = 3,99$ soit IV sur l'échelle MM.

Le calcul pour une pente de 2° donne : $I_{MM} = 6,05$ soit VI sur l'échelle M.

L'intervention d'un facteur déclencheur est nécessaire dans des conditions **non drainées** pour qu'une couche de 20 m de sédiment (cas minimum) soit déstabilisée.

Soulignons que l'Intensité du séisme « nécessaire » à la création d'un glissement varie peu pour des angles de pente variant de 2° à 8° . Ces intensités ne sont pas à caractère catastrophique, leur « effet sur les gens » est la frayeur, des constructions qui s'écroulent, et quelques glissement en montagne (voir Annexe 3).

Ces résultats confirment ceux obtenus par les diagrammes d'instabilité sur la carotte 818 et la droite de régression « synthétique ».

Un séisme entraînerait la déstabilisation des sédiments suivant un plan préférentiel situé vers 20-25 m pour des pentes de 7° . L'existence du glissement de la zone Albatross, daté du même âge que celui de Verrill Canyon représente un argument en faveur de cette hypothèse de séisme qui aurait déclenché simultanément des évènements gravitaires sur une zone restreinte.

Il ressort de ce paragraphe qu'une instabilité sédimentaire peut se produire sur Verrill Canyon, si au moins deux conditions sont satisfaites :

- il existe une couche sédimentaire suffisamment épaisse présentant des caractéristiques de cohésion « normale » et de poids volumique fort [Lee, comm. pers.]

- il y a intervention d'un séisme d'intensité IV minimum sur l'échelle de Mercalli Modifiée qui correspond à l'intensité d'un séisme sur la pente maximale existante dans cette zone.

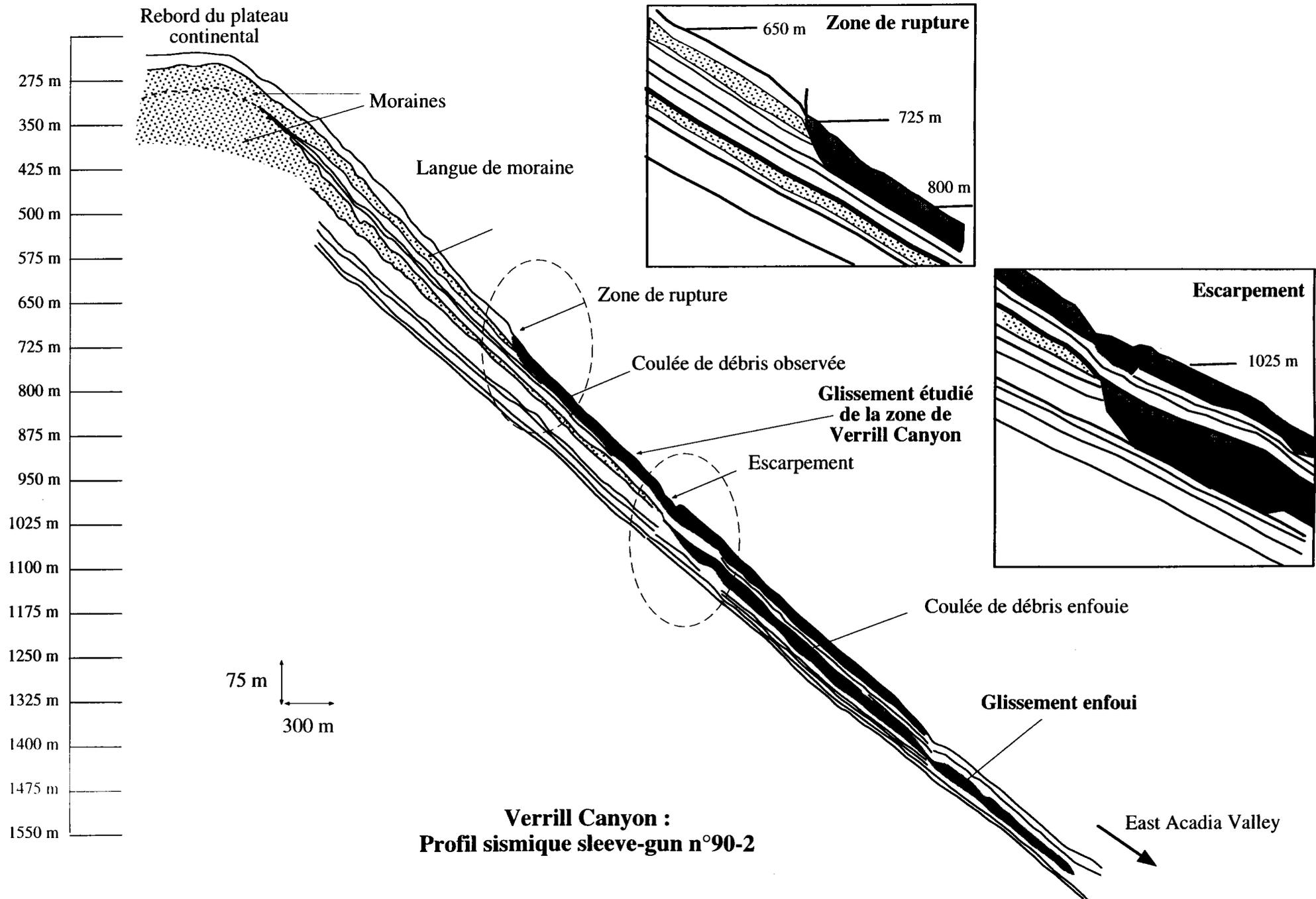


Fig. 2-39 : Interprétation du profil sismique 90-2. Mise en évidence de deux glissements situés en continuité des langues de moraine.

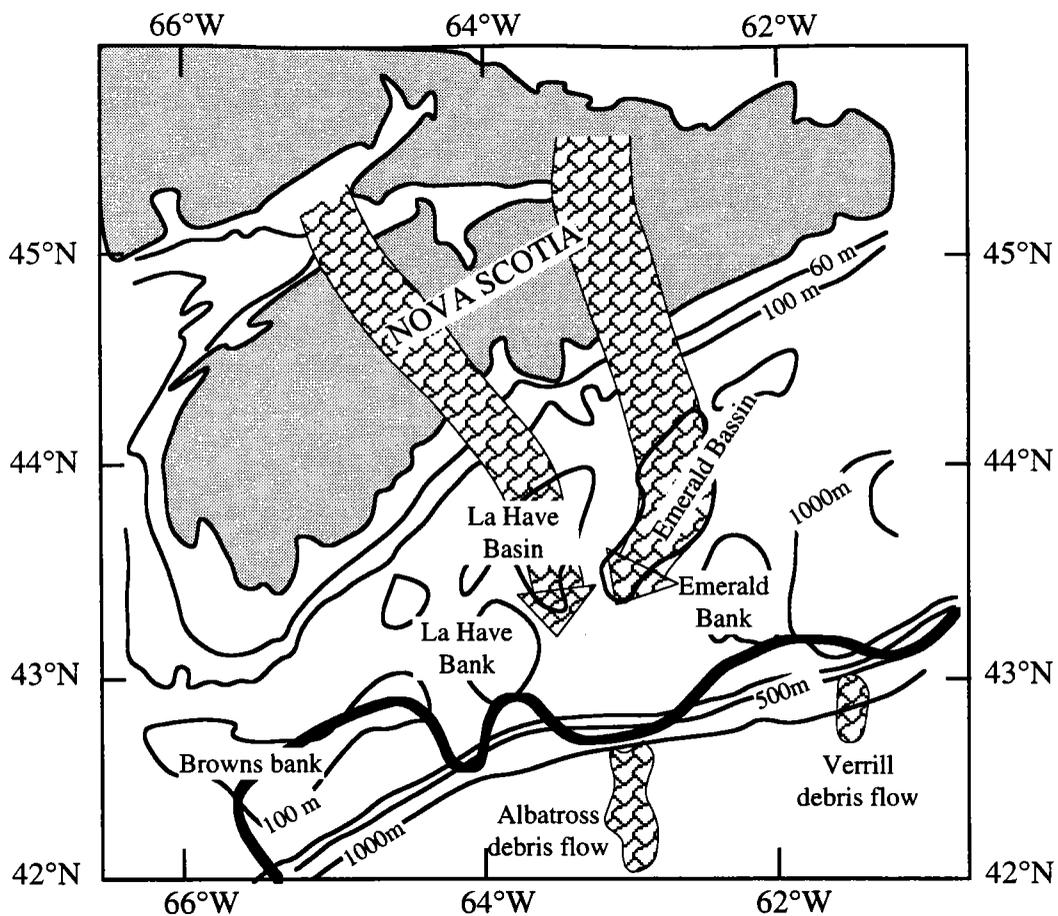
III-3 Conclusion partielle:

La zone Verrill Canyon était alimentée directement en sédiments glaciaires par le glacier qui s'avancé jusqu'au bord de la plate-forme continentale lors des périodes glaciaires. La dernière moraine glaciaire (26 000-21 000 ans B.P.) a vu le dépôt d'une formation qui comprend des débris-flow, des sédiments, des turbidites ainsi que des débris d'érosion glaciaire. Le taux moyen de sédimentation est évalué 200 cm/1 000ans. Nous satisfaisons donc à la première condition : important apport linéaire de sédiments.

Le glissement étudié est daté d'environ 12500 ans B.P. [Mosher, 1987 ; Piperet *al.*, 1985] ; en effet il recoupe le réflecteur marron (13 500 ans B.P.) et est drapé par une couverture holocène (12 000 ans B.P.). Le produit de l'épandage glaciaire est donc resté stable de 21 000 ans à 13 500 ans au minimum.

Nos données géotechniques confirment que le dépôt reste à priori stable mais qu'une secousse sismique peut déclencher un glissement. Si l'on regarde le profil sismique haute résolution 90-2 (Fig. 2-39), un processus semblable semble avoir déjà joué. Une zone perturbée enfouie se distingue dans la continuité d'une langue de moraine. La secousse sismique pourrait alors être créée par un rebond (réajustement) isostatique engendré par le recul et/ou le départ des glaciers. Un dernier argument en la faveur de cette hypothèse est la présence d'un important débris flow dans la zone voisine Albatross daté du même âge [Berry; 1992].

La position plus distale de ce glissement pourrait être expliqué par le scénario de la figure 2-40 constaté par Yoon et al. sur les pentes continentales de Norvège. De part la position très avancée de l'inlandsis, l'alimentation en débris glaciaires se fait loin sur la pente (à partir de 1000 m de profondeur d'eau) dans le cas Albatross. Par contre dans le cas Verrill Canyon, la limite d'influence des glaciers étant située plus haut sur la pente, les sédiments susceptibles de glisser restent stockés plus haut sur la pente (500 m). Le séisme déclenche des glissements dans les sédiments qui présentent les caractéristiques appropriées. Ainsi le même séisme déclenchera un glissement en haut de pente sur Verrill Canyon alors qu'il provoquera un glissement en bas de pente pour Albatross.



Limite maximale d'influence des glaciers au Wisconsinien Supérieur [d'après Berry J., 1992]

- Limite maximale d'influence des glaciers
- Axes glaciaires

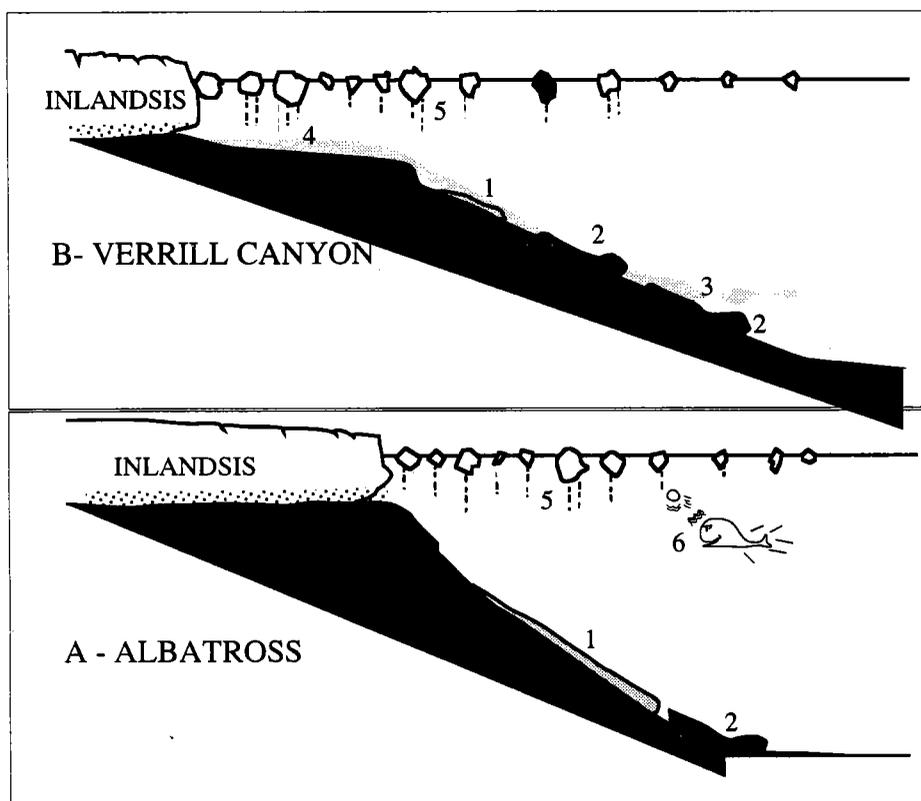
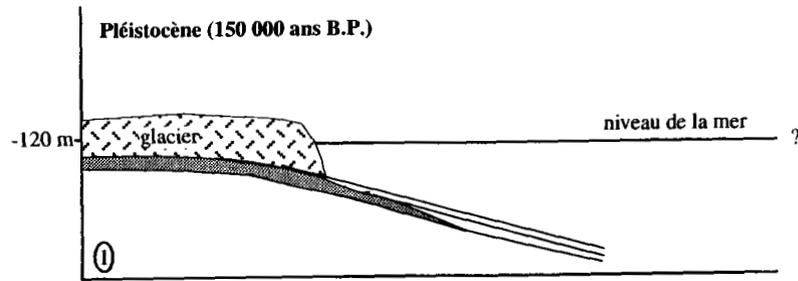


Diagramme schématique des processus de sédimentation durant les périodes de glaciation [d'après Yoon *et al.*, 1991].

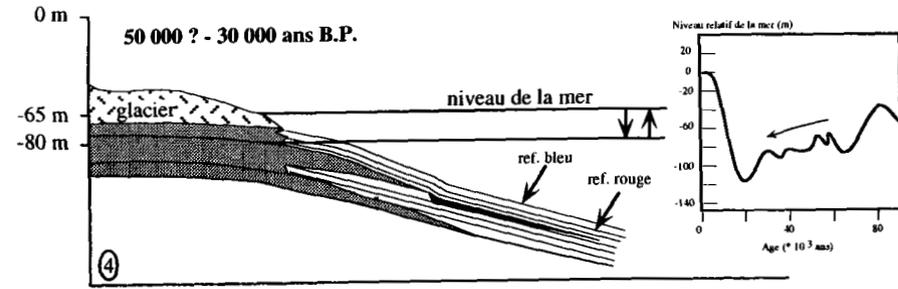
- 1 : Coulée de débris
- 2 : Courant de turbidité
- 3 : Courant de pente
- 4 : Epanchement glaciaire
- 5 : Apports des icebergs
- 6 : Apports des baleines

Fig. 2-40 : Position des zones de glissement en fonction de la position d'avancée des glaciers

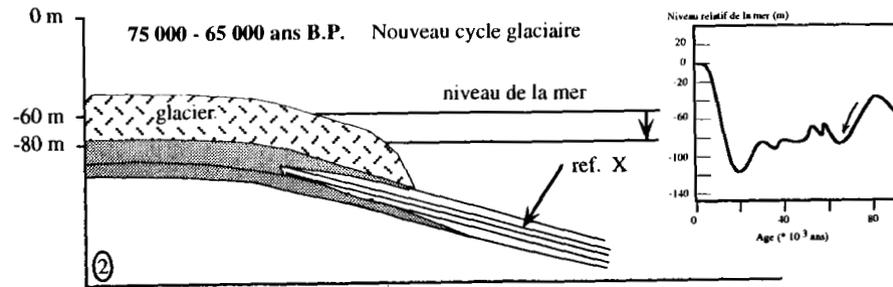
Fig. 2-41 : Reconstitution de la sédimentation quaternaire sur Verrill Canyon



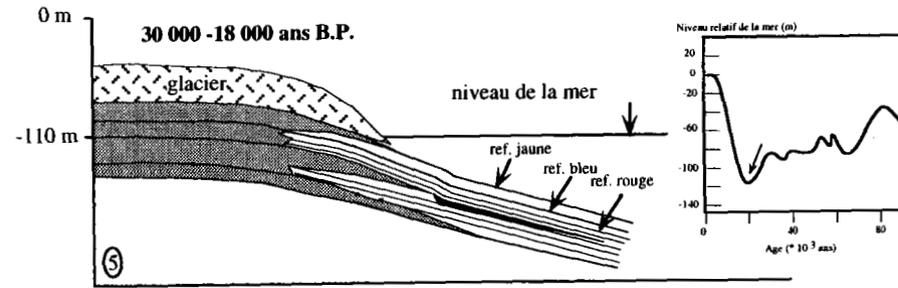
Dépôt de la première langue de tills datée d'environ 150 000 ans B.P. puis recul des glaciers.



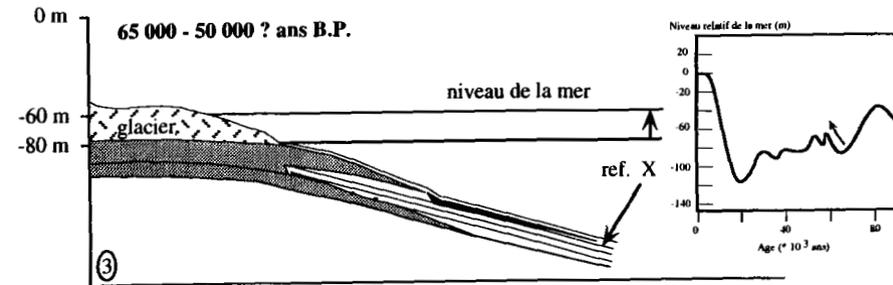
Oscillation du niveau marin. Epandage et transport des sédiments vers l'extérieur de la plateforme.



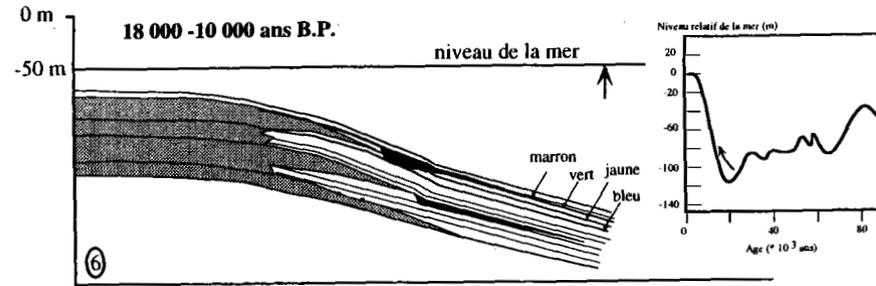
Avancée maximale des glaciers. Dépôt de la seconde langue de tills datée à 70 000 ans B.P.



Avancée des glaciers. La dernière langue de moraine se forme entre 26000 et 21 000 ans B.P. Le niveau marin descend jusqu'à -110 m.



Recul des glaciers. Un glissement se produit ayant pour surface de rupture le réflecteur x. Une couverture de sédiments fins glacio-marins nappe la zone. Elle correspond à la position de recul maximum.



Recul et disparition des glaciers. Remontée du niveau marin à partir de 14 000 ans. Le glissement se produit vers 13 000 ans. Transgression Holocène avec ennoyage de la plateforme. La sédimentation est hémipélagique.

 glace
  Till
  dépôts glacio-marins

IV CONCLUSION DE LA PARTIE 2

A l'issue de cette étude sur la pente de Nouvelle Ecosse, nous proposons une reconstitution de la sédimentation quaternaire sur la zone de Verrill Canyon .

La figure 2-41 présente six étapes de cette reconstitution. Nous avons mis en cartouche le niveau relatif de la mer d'après Shackleton [1987]. Le niveau marin noté sur chaque figure fait référence aux travaux de King & Fader [1986].

L'avancée et le recul des glaciers contrôlent la formation de langues de moraine apparaissant en grisé sur les schémas. Les deux dernières ont été datées lors de précédents travaux de 75 000 et 20 000 ans B.P.

Le schéma (1) donne une idée de la morphologie de la marge au Pléistocène. Il n'y a pas de calage stratigraphique précis.

Sur le schéma (2) nous avons indiqué la position du réflecteur X . Ce réflecteur semble correspondre au dernier réflecteur précédent le développement de la langue de moraine.

Le schéma suivant (3) se déroule lors d'une période de remontée du niveau marin. Un glissement identifié sur la figure 2-37 s'est produit. La surface de décollement correspond au réflecteur X. Ce glissement est en continuité de la langue de moraine. Il appartient à priori à la catégorie des glissement en couche étant donné sa morphologie.

Le schéma (4) représente les variations des apports sédimentaires liées à l'oscillation des glaciers . Nous remarquons la formation du niveau correspondant au réflecteur bleu à 30 000 ans. Il est constitué de boue sablo-silteuse gris sombre où apparaissent de grosses lentilles sableuses. Ce réflecteur est l'équivalent du réflecteur X. Il correspond à l'amorce de développement d'une langue de moraine. Il est donc relié à une période de haut niveau marin favorisant les transports sédimentaires loin sur la pente.

L'avant dernier schéma (5) montre la position d'extension maximum des glaciers. Les réflecteurs identifiés dans le chapitre II sont marqués . Le niveau marin atteint son minimum.

Enfin, le dernier schéma (6) représente le début de la période post-glaciaire lors de l'amorce de la transgression holocène. Un deuxième glissement apparaît (daté de 12 500 ans B.P.). Il s'est donc produit au début de la remontée du niveau marin. Nous avons identifié ce glissement comme un glissement tabulaire évoluant en coulée de débris. Le niveau de décollement de la zone de départ est le réflecteur bleu. Il est situé lui aussi dans le prolongement de la langue morainique. Le même scénario semble se répéter dans le temps.

Le dépôt des sédiments est directement lié à l'alimentation glaciaire.

Le mécanisme de rupture paraît cyclique puisqu'il a « agit » deux fois. Il paraît lié au recul des glaciers, et induit des glissements d'une vingtaine de mètres d'épaisseur sur une longueur de plusieurs dizaines de kilomètres : un séisme engendré par le rebond isostatique semble satisfaire à tous ces critères. La figure 2-42 montre la répartition des séismes entre 1960 et 1989. Les étoiles représentent des séismes de magnitude égale ou

supérieure à 5, les carrés des magnétudes comprises entre 4 et 5, les triangles des magnétudes entre 3 et 4 et les croix des magnétudes inférieures à 3.

Nous pouvons considérer que cette reflète l'image du passé en s'appuyant sur le fait que ce sont souvent d'anciennes failles qui jouent. Ainsi, l'on observe que dans notre zone d'étude (encadrée en noir sur la figure) la présence de plusieurs séismes d'intensité allant jusqu'à 4...

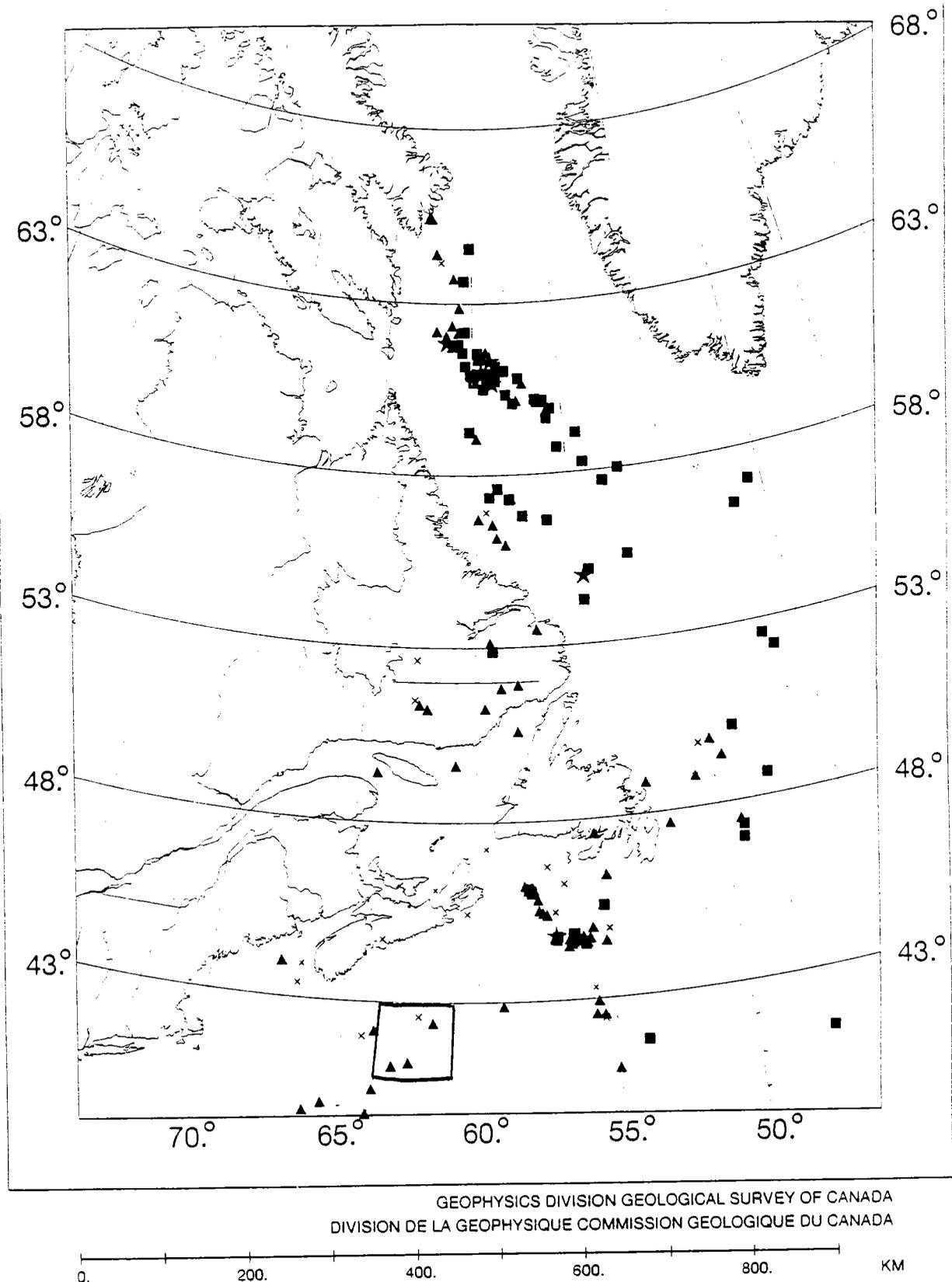


Fig. 2-42 : Localisations des séismes survenus entre 1960 et 1989.

Partie 3 : LES ENTREES DE LA MANCHE

I CADRE MORPHOSTRUCTURAL

Tout comme la marge de Nouvelle Ecosse, la marge Armoricaire est une marge passive. Elle correspond au type « A » défini par Emery [1977] : de larges blocs séparés par des failles sont drapés par une couverture sédimentaire d'épaisseur modeste (marge « maigre ») (fig. 1-1).

Ce rebord de plateau continental correspond à celui des régions tempérées de type « rebord de plateau continental avec formation de terrasse »¹ décrit par Vanney [1983]. De nombreux canyons dissèquent la pente, prenant naissance près de la rupture du plateau continental. L'existence de "terrasses" submergées, sous le niveau de rupture du plateau, est liée à l'évolution tectonique.

La plate-forme continentale, caractérisée par un très large plateau dont le rebord est situé à -180 ou -200 m, domine une pente peu inclinée et un glacis situé entre 3800 m et -4500 m. Les études morphologiques permettent de distinguer plusieurs secteurs corrélables aux principaux ensembles géologiques de l'arrière-pays [Berthois et Brenot, 1962, 1966, 1980 ; Berthois *et al.*, 1965 ; Berthois, 1974]. On peut ainsi définir, du nord au sud trois segments (fig. 3-1) : la marge celtique (l'Eperon de Goban et les Entrées de la Manche), la marge armoricaire *sensu stricto* et la marge d'aquitaine.

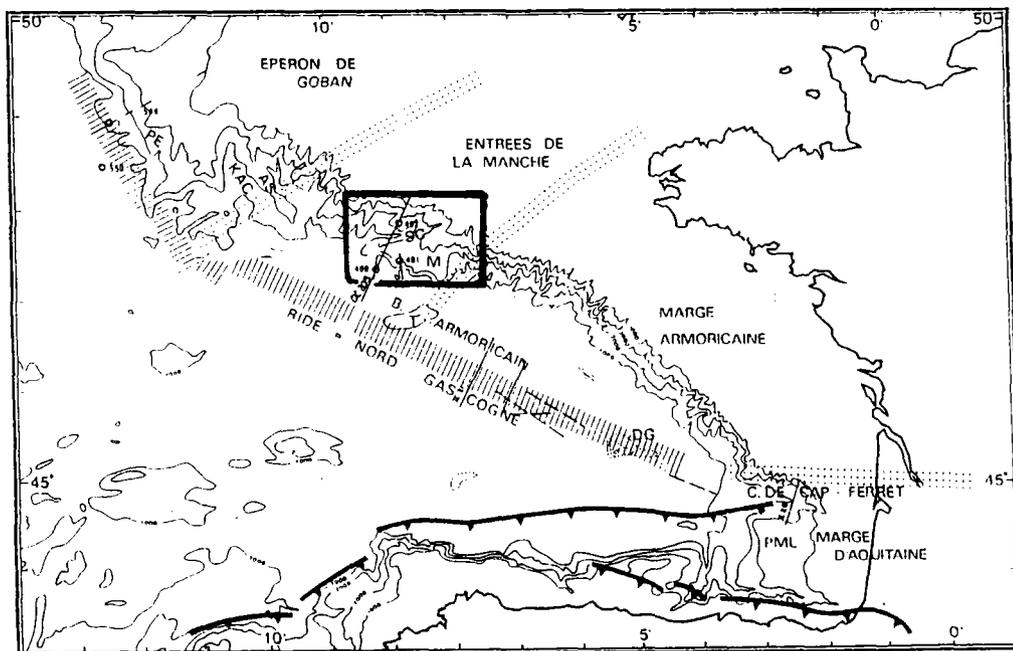


Fig. 3-1 : Morphostructure de la marge Nord Gascogne (d'après Boillot, 1984).

¹ Terraced Shelf Break

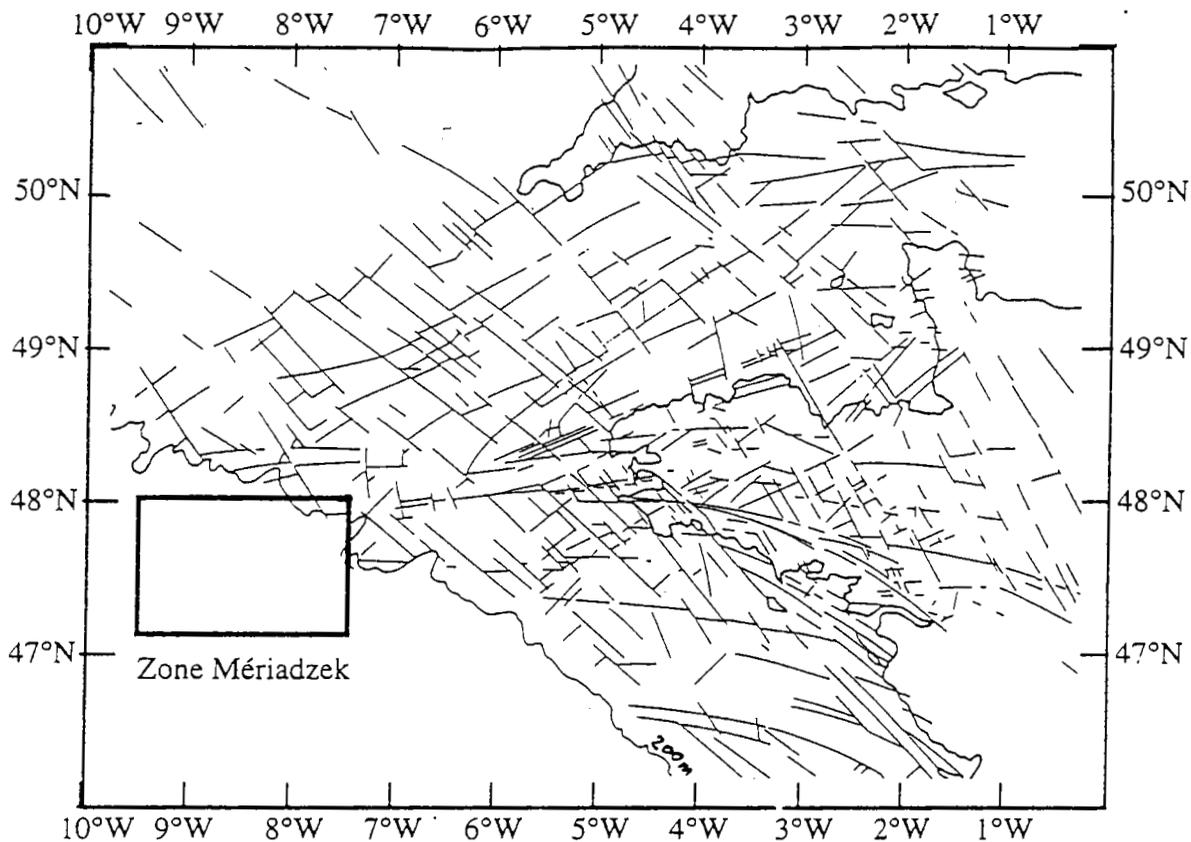


Fig. 3-3a : Carte morphostructurale de la Bretagne et de la Manche d'après Vigneresse (1988)

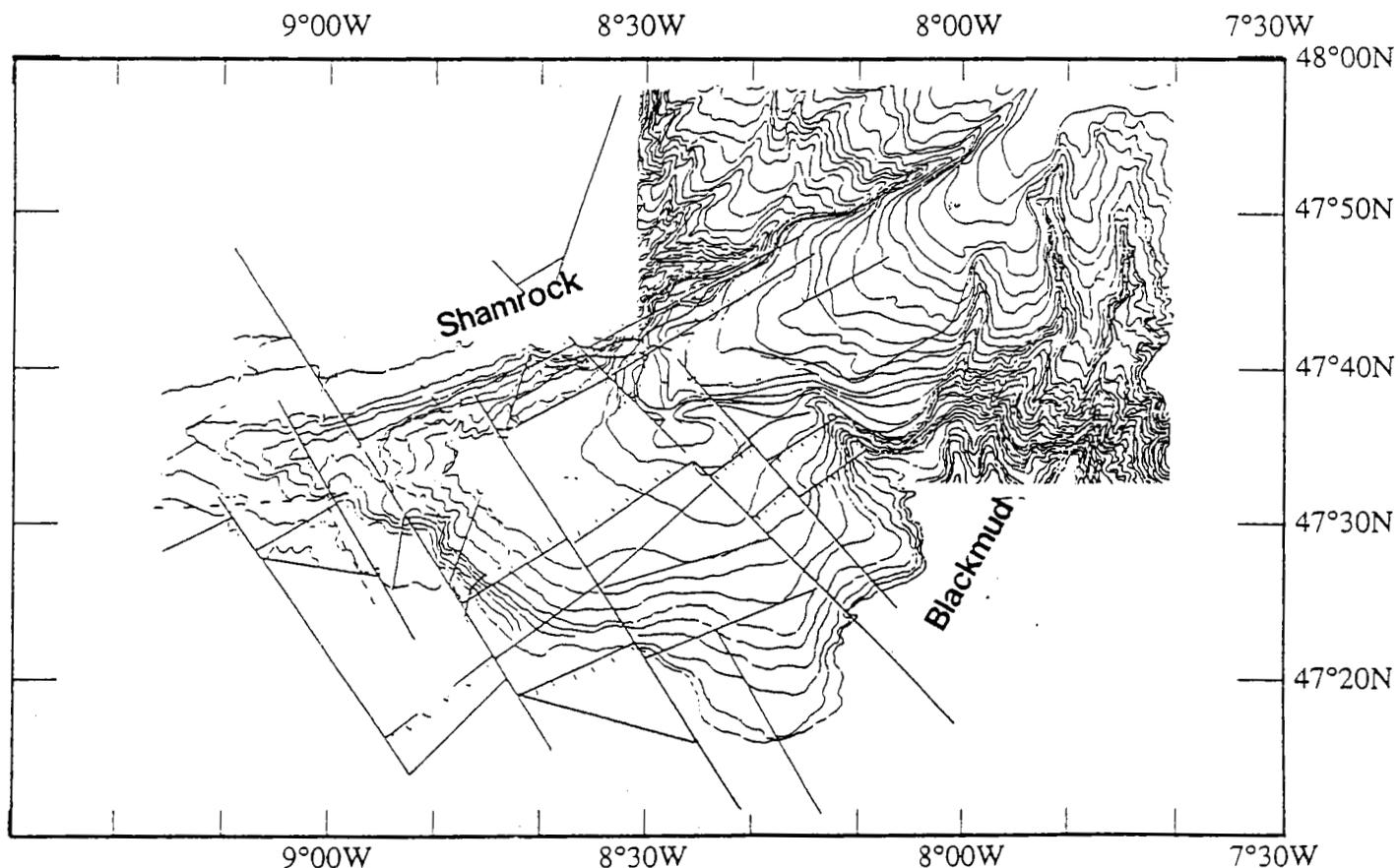


Fig. 3-3a : Carte morphostructurale de la zone Mériadzek d'après Vaillant (1988) et Baltzer (1990).

géophysiques et de la littérature existante, le travail de Vignerresse [1988] permet de reconstituer la chronologie des mouvements suivant la phase majeure du rifting.

- Au début du Tertiaire, une tectonique verticale par basculement de panneaux provoque la formation de petits bassins. La subsidence de ceux-ci est asymétrique et ne résulte ni d'un décrochement dextre, ni sénestre.

- A la fin de l'Eocène, une phase de compression nord-sud provoque à la fois des plis [Sibuet *et al.*, 1984] et en divers points très localisés des chevauchements.

- La direction N135-N155 joue encore en faille normale à l'Oligocène ainsi que le montrent les emboîtements de bassins et les failles verticales qui les affectent.

- Par la suite, un cisaillement sénestre a existé ainsi qu'en témoignent certains décrochements sénestres et les stries [Beurrier *et al.*, 1979] avec sans doute une variation de l'orientation des contraintes, renforçant encore l'asymétrie du remplissage.

- Actuellement, la direction N135-N155 est toujours active. Mais la direction de contrainte actuelle a varié et est compressive suivant N100-110 [Godefroy, 1980].

Du point de vue stratigraphique, le seul forage 401 (Leg 48 D.S.D.P.), situé sur l'escarpement de Mériadzek (fig. 3-4), permet de recalibrer les séquences sédimentaires observées sur les profils sismiques [Vaillant, 1988].

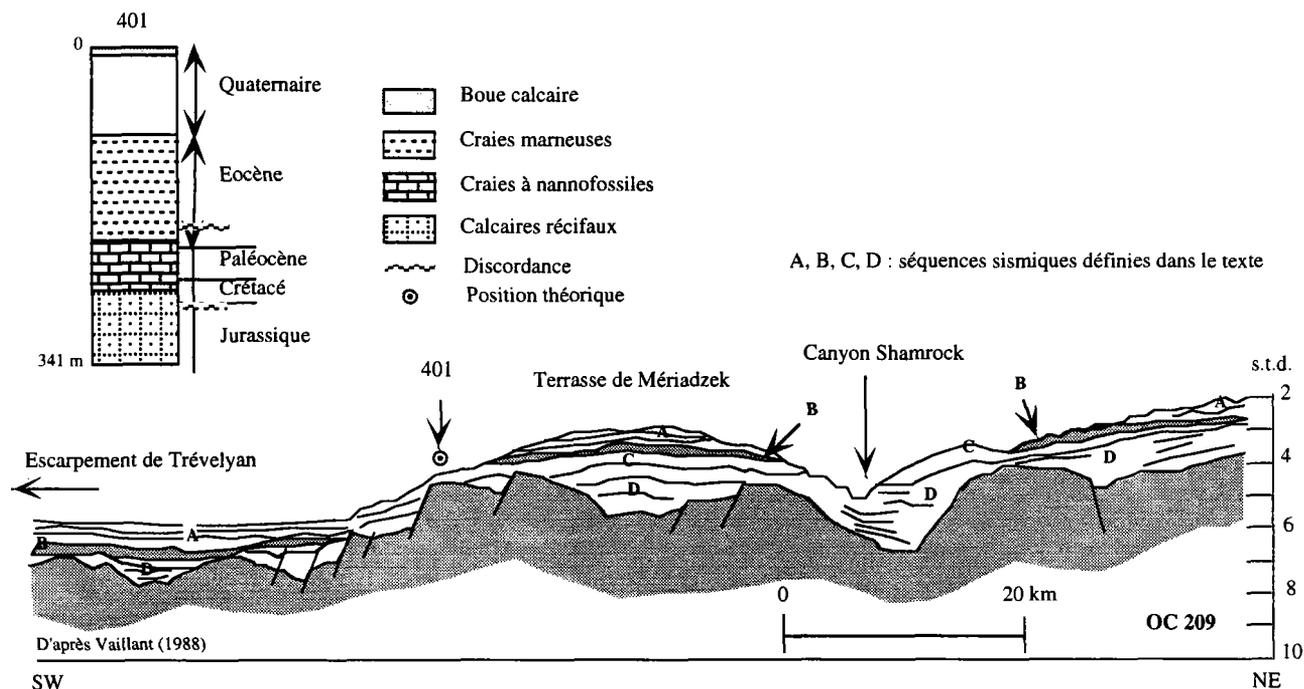


Fig. 3-4 : Interprétation de coupe sismique. Localisation "théorique" du forage 401. Situé plus au sud en réalité, il traverse la série B.

Séquence A : l'âge de la limite entre les séquences A et B est donc mal défini ; la base serait l'Oligocène, une première partie constituée d'oligocène à -miocène inférieure, une seconde d'âge miocène moyen à pliocène supérieur et enfin d'une unité d'âge pliocène à quaternaire.

Séquence B : d'âge Eocène inférieur et moyen, elle est limitée à son sommet par une forte discordance qui correspondrait à une troncature érosionnelle ; en effet, sur l'ensemble de la marge, l'épisode compressif Ibéro-Europe s'accompagne d'une phase d'érosion importante à l'Eocène moyen supérieur avec peut-être un jeu de failles. Elle est composée de craies marneuses.

Séquence C : d'âge Aptien-Crétacé supérieur, cette séquence est particulièrement réduite sur la marge nord gascogne.

Séquence D : la partie sommitale de cette séquence, constituée de calcaires récifaux, est à attribuer au Néocomien-Aptien; à l'Aptien s'enregistre en effet une profonde modification des conditions de dépôt liées à la fin de la phase de rifting.

Les grands traits de la morphostructure étant ainsi établis, nous nous intéresserons aux conditions paléo-climatiques ayant influencé la sédimentation au quaternaire supérieur.

I-2 La sédimentation au Quaternaire supérieur

Le Quaternaire supérieur est constitué par une succession de périodes froides et de réchauffements qui conditionnent la sédimentation [Grousset, 1977]. Pendant la période glaciaire du Riss (200 000 - 125 000 ans B.P.), le paroxysme du froid est atteint sur l'Europe occidentale [Pratt & Dill, 1974]. L'interglaciaire Riss-Würm (125 000-75 000 ans B.P.) est marqué par un net réchauffement (le climat aurait été plus humide et plus chaud que celui de l'Holocène) avant l'arrivée d'un nouveau refroidissement : le stade glaciaire du Würm. La figure 3-5 illustre les principales étapes climatiques d'après Grousset [1977] et Auffret [1983], recalées au niveau des âges par les derniers travaux de Pujol [1986 et comm. pers.].

Le Würm 1 (75 000-59 000 ans B.P.) : Les calottes glaciaires se reconstituent, le niveau marin aurait été situé vers -30m. ; sur la marge, l'apport détritique est important.

Interglaciaire Würm 1-2 (59 000-48 000 ans B.P.) : Le niveau marin occupe de nouveau le niveau actuel, la calotte glaciaire disparaît des îles Britanniques. Une sédimentation à caractère hémipélagique prévaut sur la marge.

Würm 2 : (48 000-37 000 ans B.P.) : Le niveau marin est situé vers - 50 m sur l'ensemble de la marge nord gascogne. Les apports grossiers sont importants. Cette période est caractérisée par un climat froid

Interglaciaire Würm 2-3 : (37 000-28 000 ans) : Le niveau marin serait sensiblement identique au niveau actuel [Bazille, 1976]. On observe des apports continentaux anormalement élevés sur la marge. Ils sont expliqués par l'intervention de

mécanismes gravitaires (courants de turbidité de faible densité) [Caralp *et al.*, 1976]. Dans ce sens, Auffret [1983] a démontré la présence d'une zone de glissements sédimentaires qui affectent le bas de la marge armoricaine. La mise en place de ces dépôts pourrait être intervenue soit lors des bas niveaux marins du Würm 3, soit au cours ou à la fin de l'interglaciaire 2-3.

Würm 3 (28 000-13 500 ans B.P.) : C'est l'avant dernier stade glaciaire. Les conditions climatiques sont radicalement différentes de celles du régime actuel : l'inlandsis occupe la majeure partie de la Grande-Bretagne et de l'Europe du Nord ; la France et la Manche émergée, sont le domaine de la toundra [Mac Intyre *et al.*, 1976]. A la suite de l'obstruction de la mer du Nord par la calotte glaciaire scandinave, un bassin versant immense s'est formé, drainé par l'Avon, la Tamise, le Rhin, la Meuse, la Seine dont l'exutoire était la Manche. Ces fleuves ont amené à la mer les matériaux continentaux libérés par l'érosion périglaciaire intense, et la reprise des moraines frontales situées au Sud de l'Inlandsis britanniques [Garrard-Dobsen, 1974].

Sur le continent un maximum du froid est atteint au cours de ce stade [Caralp, 1971], et l'ensemble des auteurs s'accorde pour admettre que le niveau marin était, vers 18 000 ans, 120 m environ plus bas que le niveau actuel. Compte tenu de la surcharge produite par la transgression holocène qui aurait provoqué une subsidence de 30 m, on peut supposer que l'ancien littoral est actuellement à la profondeur de 150 m. Chappell & Veeh [1974] admettent en effet que l'essentiel du réajustement hydrostatique (dû essentiellement à la conjugaison du recul des glaciers et de la remontée du niveau marin) s'est effectué depuis les quelques 6000 dernières années. Dans cette hypothèse, les têtes de canyons actuels s'enracineraient au niveau du trait de côte du Würm 3. Dans l'ensemble de la zone de Mériadzék, les apports détritiques sont en nette diminution par rapport à la période précédente [Grousset, 1977].

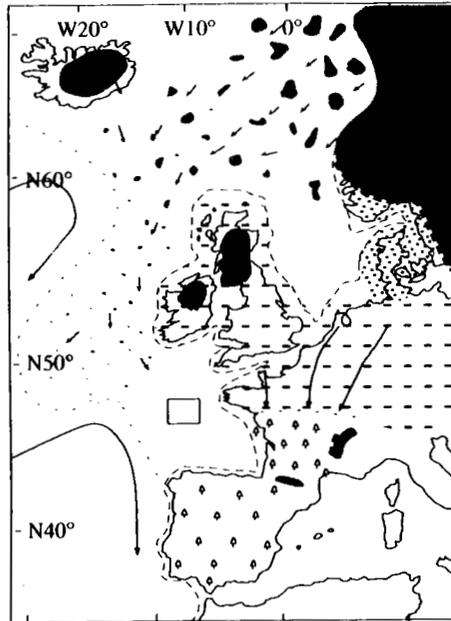
Interglaciaire Würm 3-4 (13 500-11 000 ans B.P.) : Le niveau marin remonte jusqu'à -80 m. La sédimentation sur la marge est de type hémipélagique.

Würm 4 (11 000 - 10 000 ans B.P.) : Le niveau marin remonte jusqu'à -50 m². Sur l'ensemble de la marge les dépôts sont pour la plupart hémipélagiques.

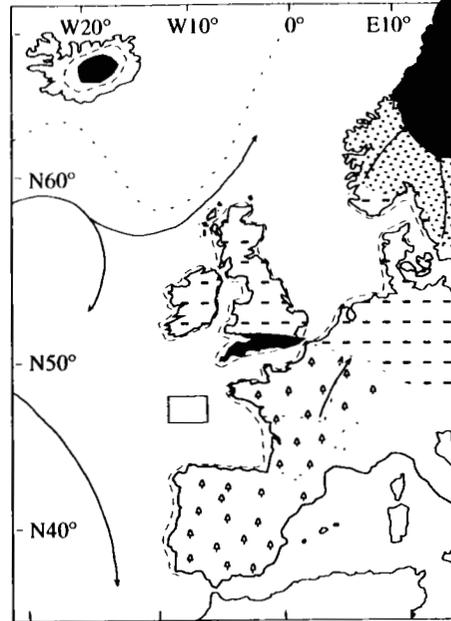
Holocène (10 000 à l'Actuel.) : L'évolution postglaciaire est caractérisée par différentes phases de réchauffement. Ainsi vers 7500 ans B.P. on note le passage d'un climat tempéré chaud et sec (Boréal) à un climat tempéré chaud et humide (Atlantique). Sur l'ensemble de la marge on différencie un Holocène inférieur à apports terrigènes important d'un Holocène supérieur où le taux de sédimentation est de l'ordre de 2 à 3 cm/1000 ans.

² Cette remontée du niveau marin est d'ordre global alors que l'épisode froid du Würm4 (appelé aussi Younger Dryas) est un phénomène local reconnu uniquement sur l'Atlantique Nord.

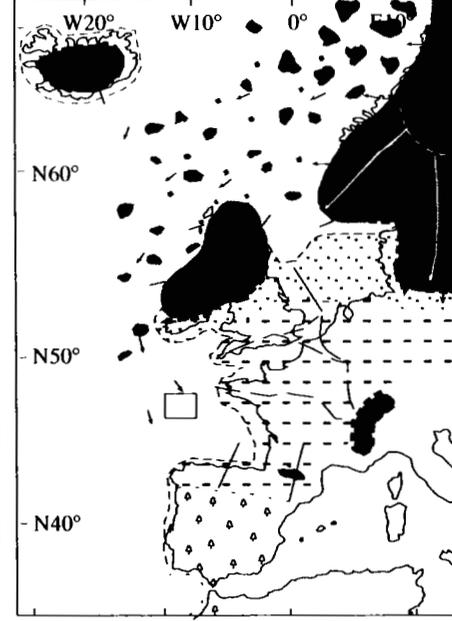
Fig. 3-5 : Reconstitution paléoclimatique d'après Grousset (1977).



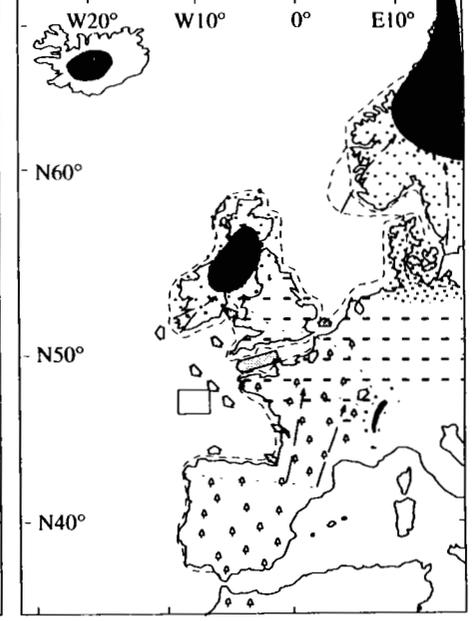
Würm 1 (75 000-59 000 ans BP)



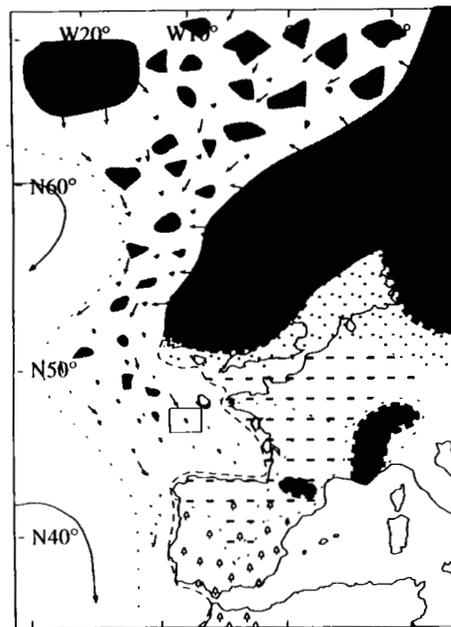
Würm 1-2 (59 000-48 000 ans BP)



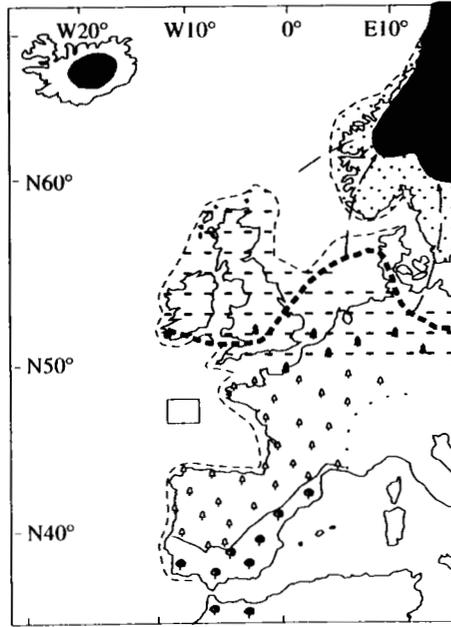
Würm 2 (48 000-37 000 ans BP)



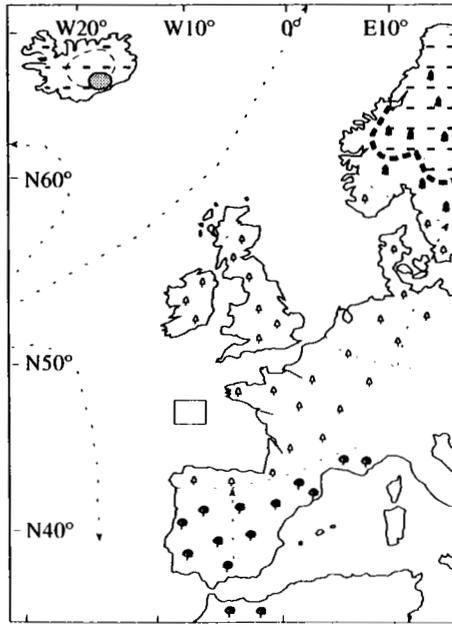
Würm 2-3 (37 000-28 000 ans BP)



Würm 3 (28 000-13 500 ans BP)



Würm 3-4 (13 500-11 000 ans BP)



Würm 4-Holocène (11 000-0 ans BP)

Légende

-  Calotte glaciaire
-  Dérive des glaces
-  Moraine frontale
-  Ligne de rivage
-  Végétation péri-glaciaire
-  Steppe et/ou toundra
-  Conifères
-  Forêt
-  Végétation Méditerranéenne

I-3 Hydrologie :

L'hydrologie de cette zone peut être résumée de la façon suivante : de 0 m à 550 m, au Nord de la latitude 47°N on trouve de l'Eau Centrale Atlantique caractérisée par une température de 11°C et une salinité de 35,57%. De 550 m à 2000 m, l'Eau Profonde Nord Atlantique se compose d'un mélange variable d'Eau Méditerranéenne, d'Eau Profonde du Labrador, d'Eau Arctique de Fond et d'Eau Antarctique de Fond. Enfin, de 2000 m jusqu'au fond apparaît l'Eau de Fond Nord Atlantique, d'une température de 2,5 à 3,4°C et d'une salinité de 34,9%.

Il existe très peu de littérature sur les courants profonds dans cette région. Cependant au cours de la campagne GEOGAS (1986), 2 stations ont été réalisées par une profondeur d'environ 2000 m . La première CT1 située à l'enracinement nord de la ride Aegis révèle un courant à 1 m du fond portant au Nord d'une vitesse moyenne de 20 cm/s. L'existence de rides au sud de l'axe d'Aegis matérialise l'existence d'un courant résiduel est-ouest. Sur la Terrasse Mériadzek, la station CT2 révèle, un courant portant vers l'Ouest d'une vitesse plus faible pouvant parfois atteindre 15 cm/s. La faible durée de ces enregistrements n'a pas permis de mettre en évidence les composantes périodiques [Auffret, 1983]. Sur la Terrasse Mériadzek (à l'est de CT1), l'Eau profonde Nord Atlantique est affectée par des courants alternatifs de 25 cm/s d'orientation N-NE, S-SW [Gould & McKee, 1973]. Des mesures de longue durée effectuées par ces mêmes auteurs, dans la même région, ont montré le caractère périodique et rotatoire de ces courants. Les intensités maximales qu'ils rapportent sont du même ordre que celles données ci-dessus. Ils signalent au centre du Golfe de Gascogne des courants alternatifs diurnes pouvant atteindre 25 cm/s et une composante résiduelle vers le Nord, ceci à une immersion de 1400 m.

Les grands traits morphostructuraux étant ainsi établis nous aborderons dans le chapitre suivant la description de la couverture sédimentaire quaternaire. Ainsi que pour la marge de Nouvelle Gascogne, notre étude s'est portée essentiellement sur les données acoustiques et géotechniques au détriment des données de sédimentologie telles que la calcimétrie ou la granulométrie des fineses..

II CARACTERISATION DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE

Notre étude est focalisée sur une portion de la marge des Entrées de la Manche, la Terrasse Mériadzek, limitée par les canyons de Shamrock à l'ouest et celui de Black Mud à l'est (fig. 3-3). Cette zone se présente comme un relief triangulaire dont l'un des angles, à l'ouest, a reçu le nom de Ride Aegis, tandis qu'un autre, au nord, assurant le raccord de la Terrasse proprement dite au plateau continental est appelé Eperon Berthois. Ces trois unités, reconnues et décrites par plusieurs auteurs [Berthois & Romanovsky, 1968 ; Grousset, 1977; Auffret, 1983 ; Schieb, 1986 ; Régnier, 1988, Vaillant, 1988 ; Baltzer, 1990], assurent la transition plateau continental -glacis, de 600 m à 3500 m (fig. 3-7).

Cet interfluve constitue donc un cas particulier intermédiaire entre le type canyon et le type pente ouverte.

II-1 CARACTÉRISATION ACOUSTIQUE

Elle s'effectuera en trois étapes. Nous passerons d'une vue d'ensemble, acquise avec le sondeur multifaisceaux EM12, à une vision focalisée sur Mériadzek grâce aux profils 3,5 kHz navire, pour finir par des observations de détails sur l'Eperon Berthois grâce aux données du SAR.

En fin de chapitre nous pourrons ainsi établir une stratigraphie acoustique.

II-1-1 Vue d'ensemble (sondeur multifaisceaux EM12)

La simultanéité d'obtention de l'information bathymétrique et acoustique constitue l'avantage de l'EM12 par rapport aux autres moyens d'imagerie acoustique (fig. 3-6). La morphologie, et plus particulièrement les pentes, conditionne principalement les teintes de gris ; la nature du sédiment se distingue uniquement si la morphologie ne la masque pas (fond plat ou pente douce). Nous distinguerons, dans un premier temps, cinq faciès correspondant à des morphologies différentes (fig. 3-7).

Un premier faciès, d'un gris foncé uniforme, apparaît en haut de pente, au nord de la zone. Il est limité au sud par les escarpements de têtes de canyon, coïncidant en gros à l'isobathe 500 m. On observe à sa limite inférieure de petits systèmes de drainage « en bouquet », qui constituent l'amorce des têtes de canyons. Nous appellerons ce faciès, le « faciès de haut de pente ».

En aval de celui-ci, un faciès gris clair marbré de blanc et noir caractérise la majeure partie de l'image EM12. Il est lié au système de canyons et chenaux qui dissèquent la pente. Dans la partie nord de ce faciès, les fonds de chenaux sont révélés par une forte réverbération acoustique, traduisant l'existence de matériel grossier. Il correspondra au « faciès des chenaux ».

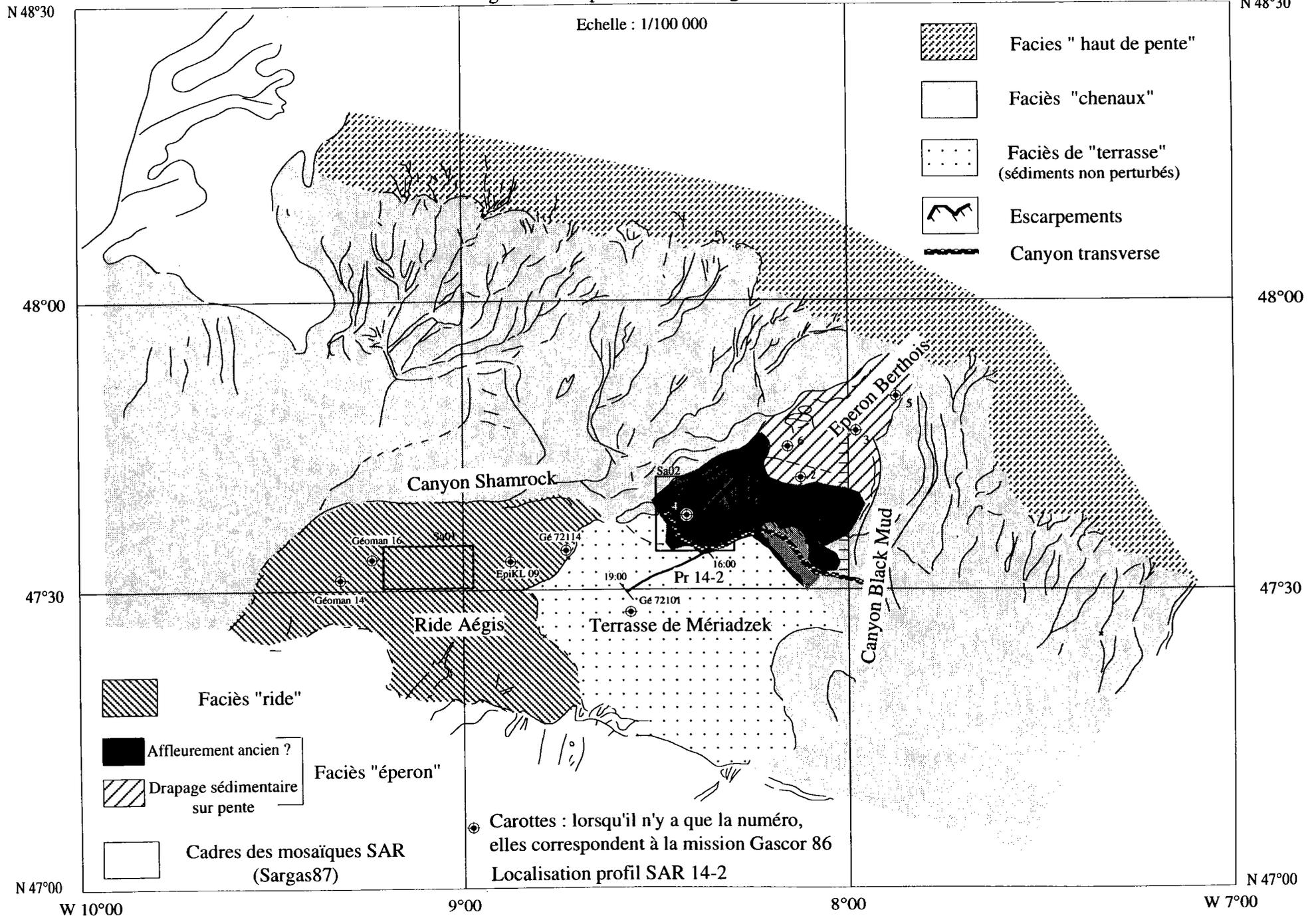
Au milieu du faciès des chenaux, se découpe une tache gris clair uniforme. Située entre les isobathes 2000 m et 2500 m, elle correspond au replat qui n'est autre que la Terrasse Mériadzek, d'où le nom de « faciès de terrasse ». L'aspect uniforme de ce faciès est interprété comme la manifestation d'une sédimentation hémipélagique.



Echelle : 1/900 000

Fig. 3-6 : MERIADZEK (imagerie EM12)

Fig. 3-7 : Interprétation de l'imagerie EM12



Le faciès désigné sous le nom de « faciès d'éperon » caractérise l'Eperon Berthois. Il s'enracine dans le faciès de haut de pente, puis son apparence change vers le sud, à partir de l'isobathe 1700m, où il devient plus foncé. Soulignons dans ce faciès l'existence de petites figures en 'y' inversés. Il s'agit probablement d'affleurements ou tout au moins de crêtes, d'après la morphologie. Il est difficile de corrélér ces corniches à un niveau stratigraphique particulier.

Le dernier faciès à l'ouest de la Terrasse Mériadzek couvre la zone de la Ride Aegis. Il est gris foncé mais n'offre pas l'aspect uniforme de celui de l'éperon. Ceci est *a priori* dû à la bathymétrie qui révèle un relief plus accidenté, avec des pentes atteignant de part et d'autre de la ride des angles de 25 à 30°. Il sera désigné sous le nom de « faciès de ride ».

Enfin, débouchant dans le canyon Black Mud, la bathymétrie met en évidence l'existence d'un canyon transverse (ouest-est). Des escarpements arqués, similaires à des niches d'arrachement, bordent l'extrémité est de ce canyon. Une réverbération plus faible (gris clair) souligne le bas de ces escarpements. Ces observations pourraient traduire la présence de coulées de débris alimentant directement le canyon transverse : la surface chaotique de la coulée expliquerait l'aspect gris clair de l'image.

Chacun de ces faciès est lié, comme nous l'avons vu, à la bathymétrie et à la nature du substrat.

Or le faciès de l'Eperon Berthois présente une singularité. Bien que la pente soit relativement régulière, deux sous-faciès sont différenciables. Le premier de 500 m à 1300 m est assimilable au faciès de haut de pente ; il est suivi par un faciès nettement plus foncé (de 1300 m à 1700 m). La réverbération plus forte pourrait alors s'expliquer par une lithologie différente.

Une nouvelle approche de la zone Mériadzek, à l'aide du sondeur 3,5 kHz, va nous permettre d'affiner nos observations du point de vue stratigraphique.

II-1-2 La zone Mériadzek

Nous présenterons ici deux types de résultat : les données acoustiques du sondeur 3,5 kHz puis la stratigraphie des carottes.

II-1-2-1 Les faciès acoustiques du sondeur 3,5 kHz bateau

L'étude des faciès acoustiques des missions Epaugas 1984, Gascor 1986, Sargas 1987, Epicéa 1988 dans le cadre du projet ESPRIM (responsable G.A. Auffret), a permis d'en dresser une cartographie [Khatib, 1984 ; Baltzer, 1990] : figure 3-8.

Huit faciès acoustiques ont été distingués selon les critères suivants :

Type 1 : un seul réflecteur en surface

1A : net et continu

1B : diffus et continu

1C : diffus et discontinu

Type 2 : plusieurs réflecteurs profonds

2A : nets et drapants

2B : diffus et drapants sur une pente continue

2C : diffus et drapant sur des gradins

Type 3 : à hyperboles

3A : à grandes hyperboles

3B : à petites hyperboles

Ces faciès acoustiques ont alors été regroupés en deux séries (fig. 3-9).

Une « série de haut de pente », sur l'Eperon Berthois (200 m - 2000 m) où se succèdent d'amont en aval les faciès suivants :

- sableux de haut de pente (1C),
- drapant sur pente continue (2B1),
- drapant sur gradins (2B2),
- diffus sans pénétration (1B) caractérisé par une très forte réverbération correspondant à de la marne éocène,
- drapant sur pente continue (2B1),
- pélagique (2A)

La « série de bas de pente » débutant sur la Terrasse Mériadzek et se terminant à l'ouest de la ride Aegis regroupe une suite de faciès:

- pélagique (2A),
- à grandes hyperboles (3A) traduisant l'existence d'un relief chaotique,
- à petites hyperboles 3(B) : très localisé, ce signal acoustique très réverbérant est associé à la présence d'une fine couverture sableuse.
- à un seul réflecteur net correspondant à un sédiment induré sur une pente (1A).

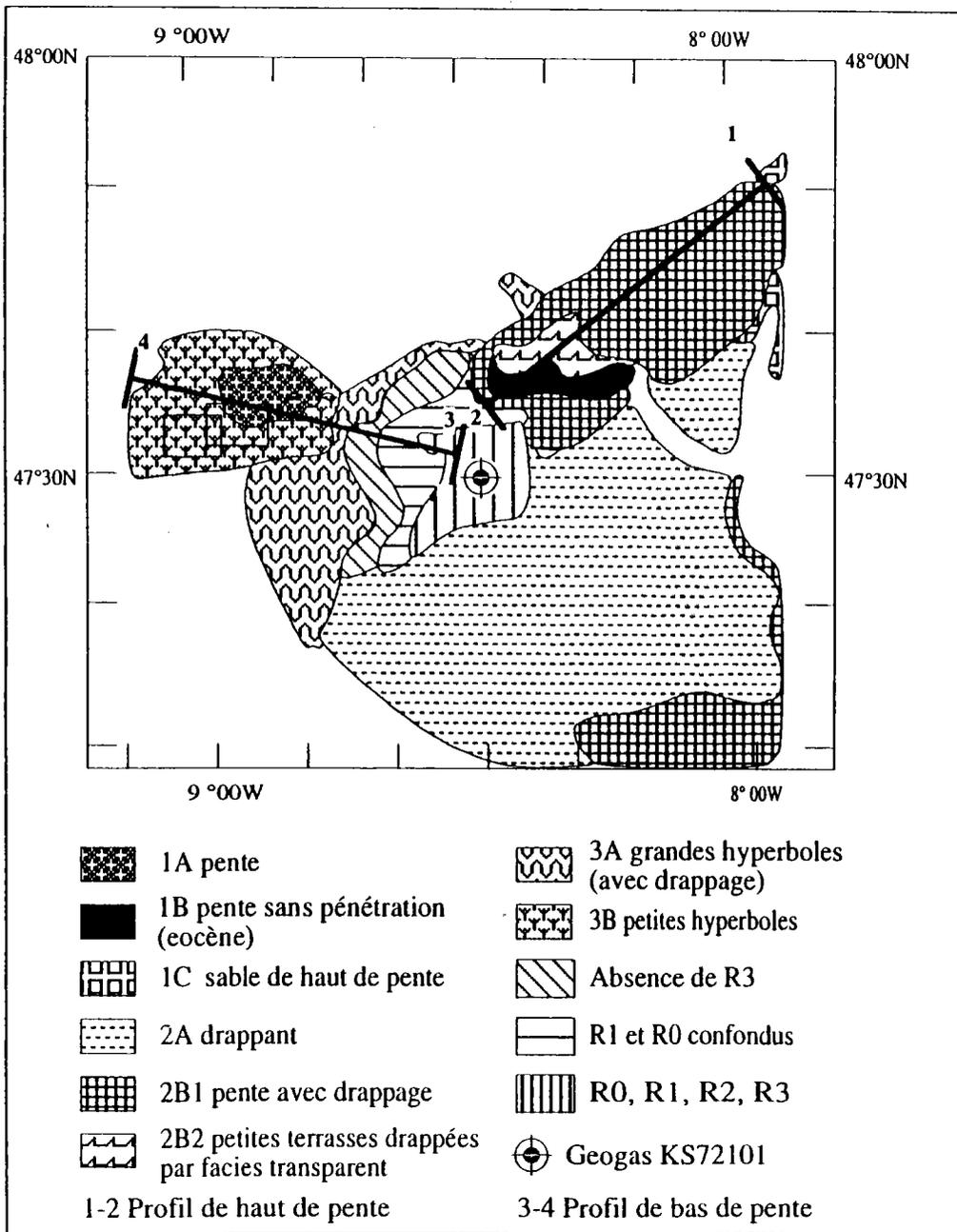


Fig. 3-8 : Cartographie des faciès acoustiques du 3,5 kHz de coque sur Mériadzék

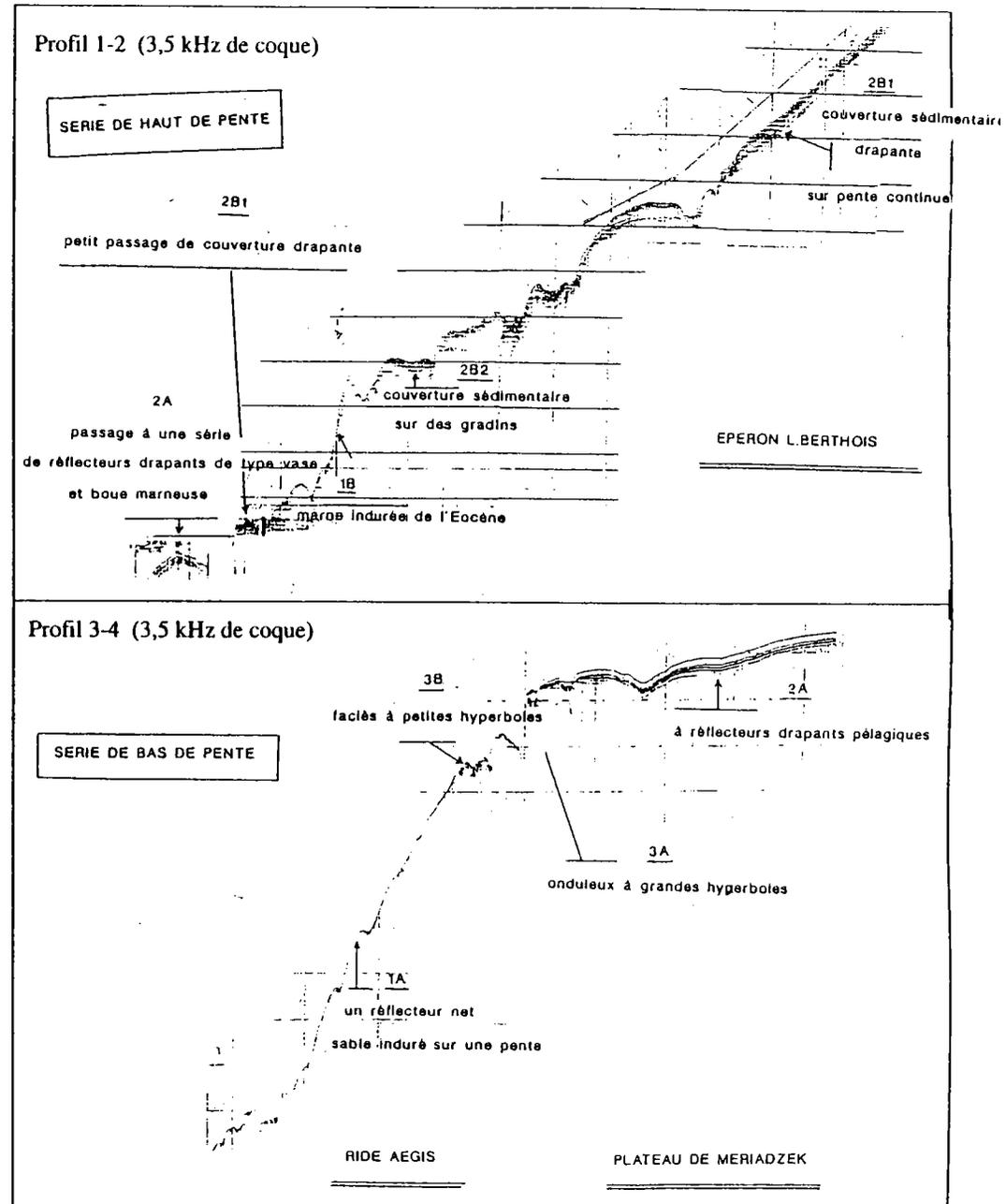


Fig. 3-9 : Profils caractéristiques du 3,5 kHz suivant les coupes 1-2 et 3-4

II-1-2-2 Stratigraphie des carottes

La stratigraphie des carottes, localisées sur la figure 3-7, nous permet de mettre en évidence les caractéristiques lithologiques de la couverture sédimentaire au niveau des trois unités morphologiques .

Sur l'Eperon Berthois, l'analyse des nannofossiles et foraminifères planctoniques a été réalisée par Muller [1987] et Pujol [1986] sur les carottes KS02, KS03, KS04, KS05, KS06 de la campagne Gascor 86 (fig. 3-10). Les carottes présentent des dépôts mis en place par des courants de densité (bouffées turbides). De 200m à 1300 m, le faciès 2B1 correspond à des sédiments datant du Würm 3 qui affleurent sur la pente, excepté en KS02 où l'Holocène est conservé. Puis une série de gradins se termine par une pente forte mettant à l'affleurement une marne indurée éocène (1B). Cet affleurement surplombe la vallée transversale vers 1700 m matérialisant la frontière entre l'Eperon Berthois et la Terrasse Mériadzek.

La Ride Aegis, ride sédimentaire défléchie vers le nord-ouest, constitue le bord sud du débouché du canyon Shamrock, entre 2200 et 3400 m [Auffret, 1983]. Les carottes prélevées dans cette zone (fig. 3-11), datées par Pujol [1981 et 1986], représentent en majeure partie le Würm. On note toutefois la présence d'un dépôt de type gravitaire de sédiments miocènes intercalés dans le Würm.

La Terrasse Mériadzek est le siège d'une sédimentation à caractère hémi-pélagique comme le montre la carotte Géogas 72101, qui contient tous les niveaux du Würm 2-3 jusqu'à l'Holocène (fig. 3-11).

Le tableau suivant récapitule les taux de sédimentation calculés d'après la stratigraphie des carottes décrites ci-dessus ¹.

Les taux de sédimentation sur la Ride Aegis sont en caractères italiques, ceux de la Terrasse Mériadzek en standard, et ceux de l'Eperon en gras. Les 3 petits points signifient que nous sommes en fin de carotte, le taux de sédimentation calculé est par conséquent un taux minimum.

		Holocène	Würm 4 Würm3-4	Würm 3	Würm2-3	Würm 2
	Durée (années)	10 000	3 500	14 500	9 000	11 000
<i>Ride Aegis</i>	<i>GEOM 16</i>	<i>2</i>	<i>14</i>	<i>7</i>	<i>4,5?</i>	
<i>Ride Aegis</i>	<i>EPI 2KL09</i>	<i>1,5</i>		<i>8,2</i>	<i>11...</i>	
<i>Ride Aegis</i>	<i>GEOGAS 72114</i>	<i>5</i>		<i>17</i>	<i>55...</i>	
Terrasse	GEOGAS 72101	12	14	22	22...	
Eperon B.	GASCOR 02	3		26,5	27...	
Eperon B.	GASCOR 06			10	11?	
Eperon B.	GASCOR 03			8	?	
Eperon B.	GASCOR 05				77...	

Tableau 1: Taux de sédimentation déduits des carottes étudiées.

¹ Tous ces taux de sédimentation sont calculés par rapport à l'échelle donnée dans le chapitre I de cette partie.

Sud

Nord

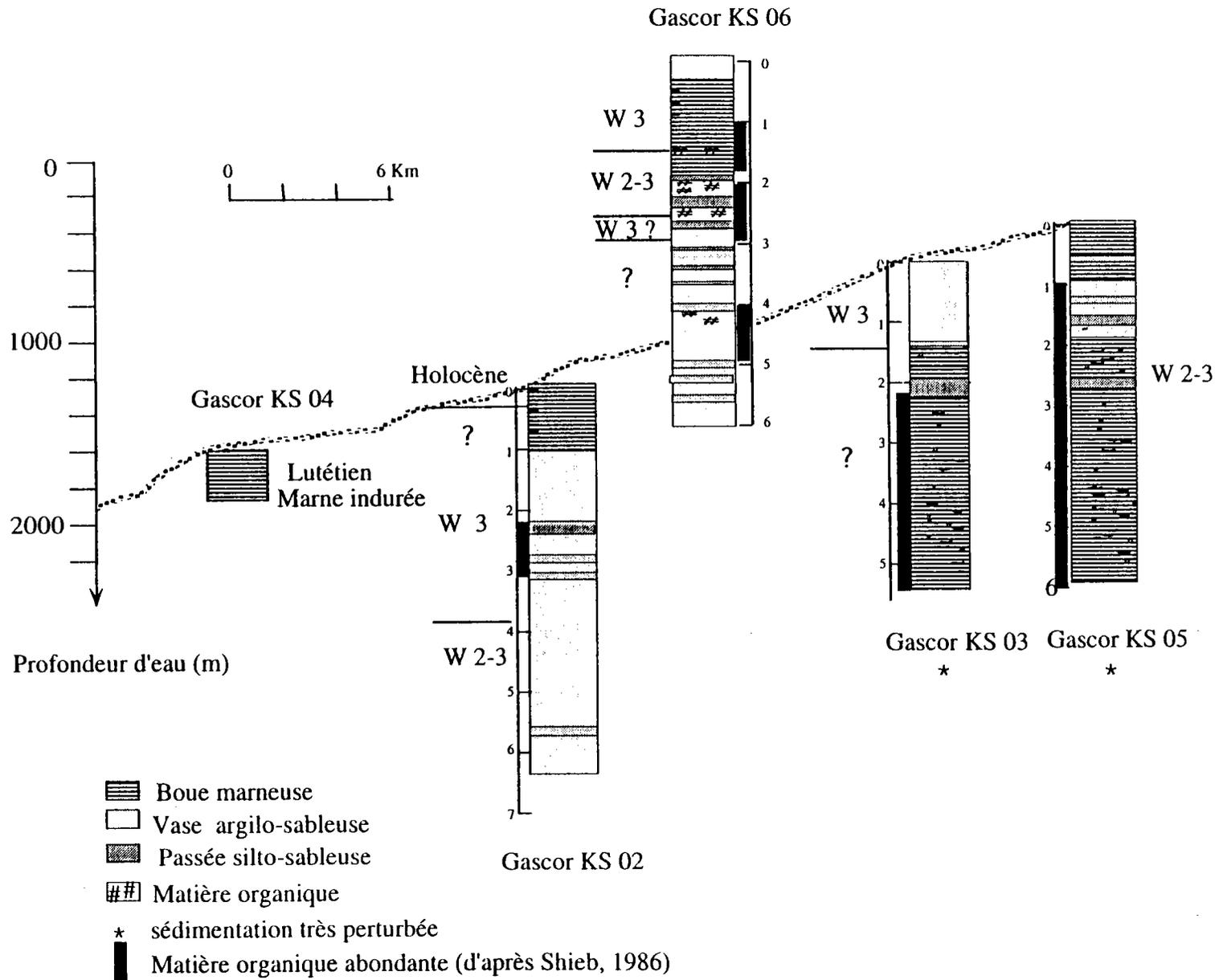
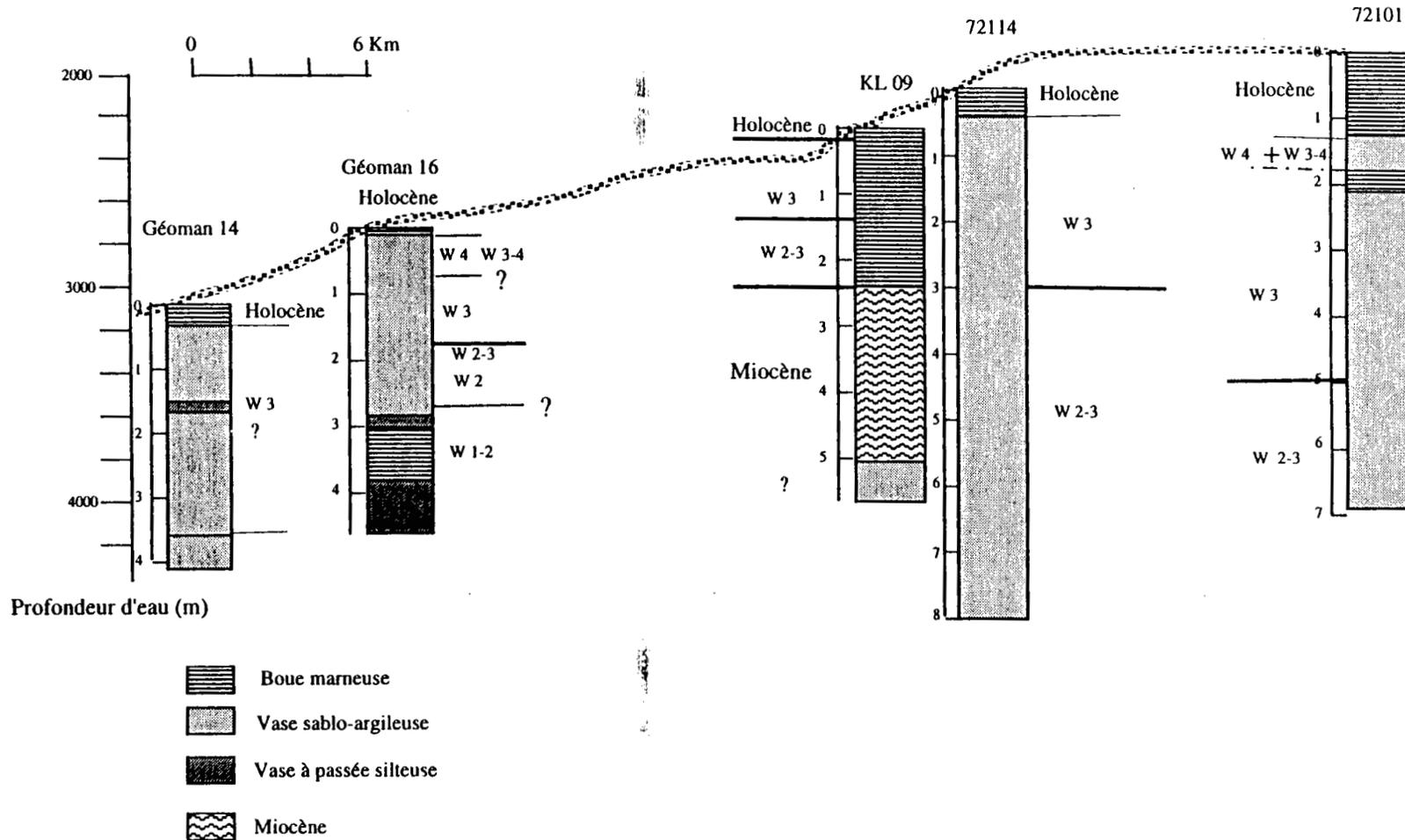


Fig. 3-10 : Logs stratigraphiques sur l'Eperon Berthois. Datations de Pujol (1987).

Profil topographique de la ride AEGIS et logs stratigraphiques



? La limite entre deux âges n'est pas exacte car les références de temps ont changées. Tous les âges sont donnés ici suivant l'échelle stratigraphique de Pujol (1986).

Fig. 3-11 : Logs stratigraphiques de la ride Aégis.

Cette approche nous permet de mettre en évidence l'existence de deux hiatus : un premier situé au sommet de la pente continentale (de 350 m à 1200 m), qui débute au Würm 3 et se poursuit jusqu'à l'Holocène et un second, à l'extrémité sud-ouest de l'Eperon Berthois, qui met à l'affleurement la marne éocène.

Compte tenu de l'intérêt de ce dernier point et de la disponibilité de levés détaillés, nous allons maintenant examiner plus en détail le secteur d'affleurement des séries plus anciennes.

II-1-3 La zone sud-ouest de l'Eperon Berthois (SAR)

Cette dernière description repose sur les données SAR de la campagne Sargas 1987 (voir localisation fig. 3-7).

La navigation du SAR, essentielle lors de l'utilisation de TRIAS (logiciel de traitement des images), n'existait pas pour le levé SAR réalisé au bas de l'Eperon Berthois. En effet l'indicateur de cap et de vitesse du poisson se sont révélés défaillant à *posteriori*. Nous donnerons ici les principales étapes de sa reconstitution. Sachant que le SAR suit approximativement la même route que le bateau qui le tracte, avec un décalage d'une dizaine de minutes, nous avons une première base de reconstitution de la navigation. Le calage des profils 3,5 kHz SAR correspondant à la mosaïque, par rapport à la carte bathymétrique obtenue lors de la campagne SEDIMANCHE1, a permis d'affiner le tracé de la route SAR. Il suffisait ensuite d'injecter cette « pseudo-navigation » dans le logiciel TRIAS. Il s'ensuit une certaine imprécision qui n'empêche cependant pas une interprétation générale de l'image. Nous ne présentons ici que certains « gros plans » de cette mosaïque.

Nous étudierons simultanément l'image et les profils acoustiques afin de faciliter l'interprétation.

II-1-3-1 Les faciès :

La carte bathymétrique superposée à l'interprétation permet de mieux appréhender le relief accidenté. Quatre faciès principaux apparaissent sur la mosaïque SAR (fig. 3-12).

Le premier, faciès clair, recouvre la majeure partie (nord-est) de la zone. Il est associé à une topographie calme qui favorise la présence d'une couverture sédimentaire pénétrée sur une épaisseur d'une cinquantaine de mètres (profils 3,5 kHz) (fig. 3-13). Au sud-ouest de la zone, ce faciès est « barré » par deux bandes plus réverbérantes, qui soulignent des pentes.

Le faciès très réverbérant de la première bande correspond à un affleurement éocène identifié lors du carottage KS04 de Gascor 84, et confirmé par le carottage KS 01 de Sargas. Visible sur le profil 17-3 (fig. 3-14), ce faciès semble pouvoir être étendu à certaines zones du « fond de la vallée » d'après les profils 3,5 kHz du SAR.

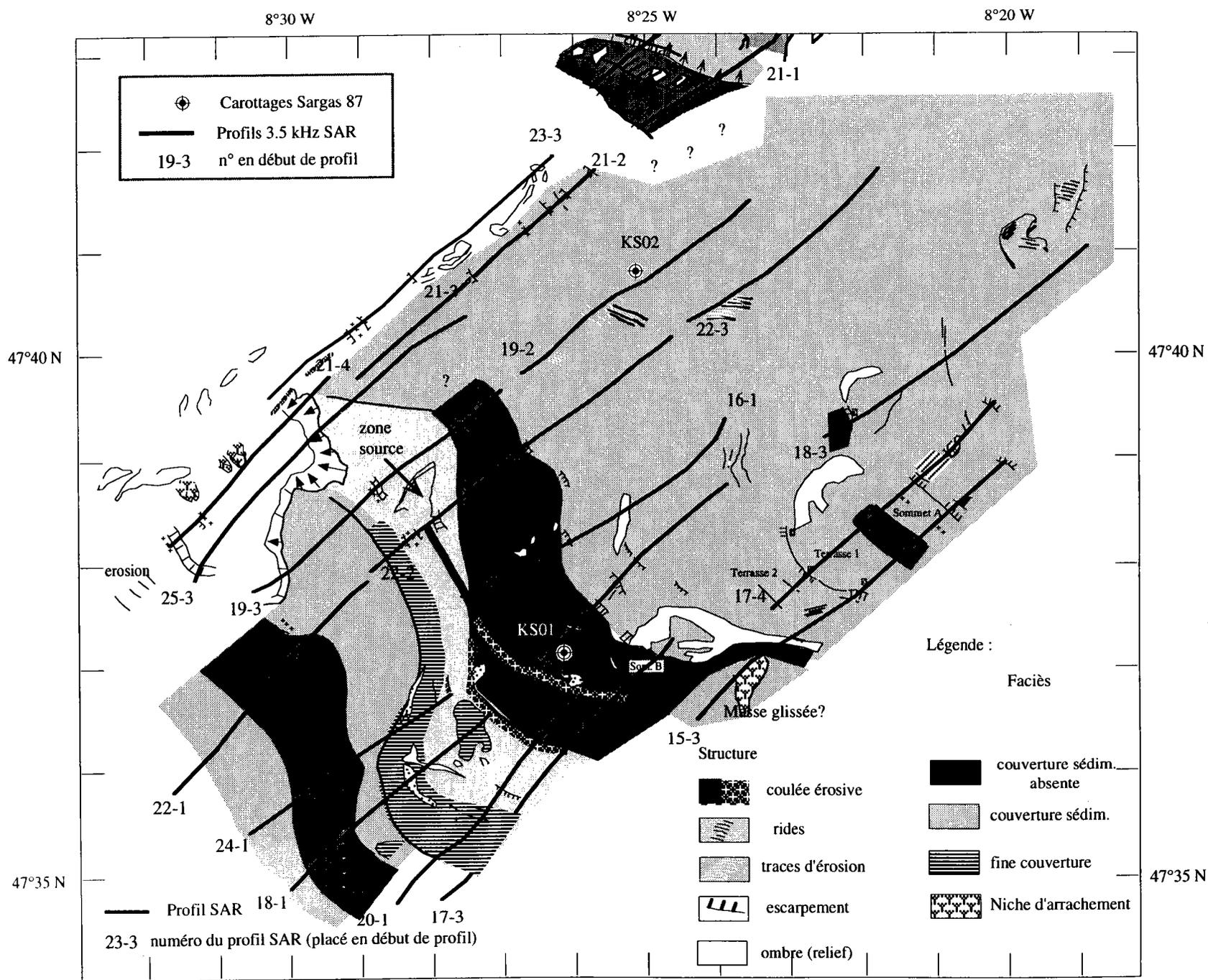


Fig. 3-12 : Interprétation de la mosaïque SAR réalisée sur le bas de l'Eperon Berthois.

OSO

Sens du transport sédimentaire

ENE

⊙ Courant perpendiculaire à la pente dirigé vers le lecteur

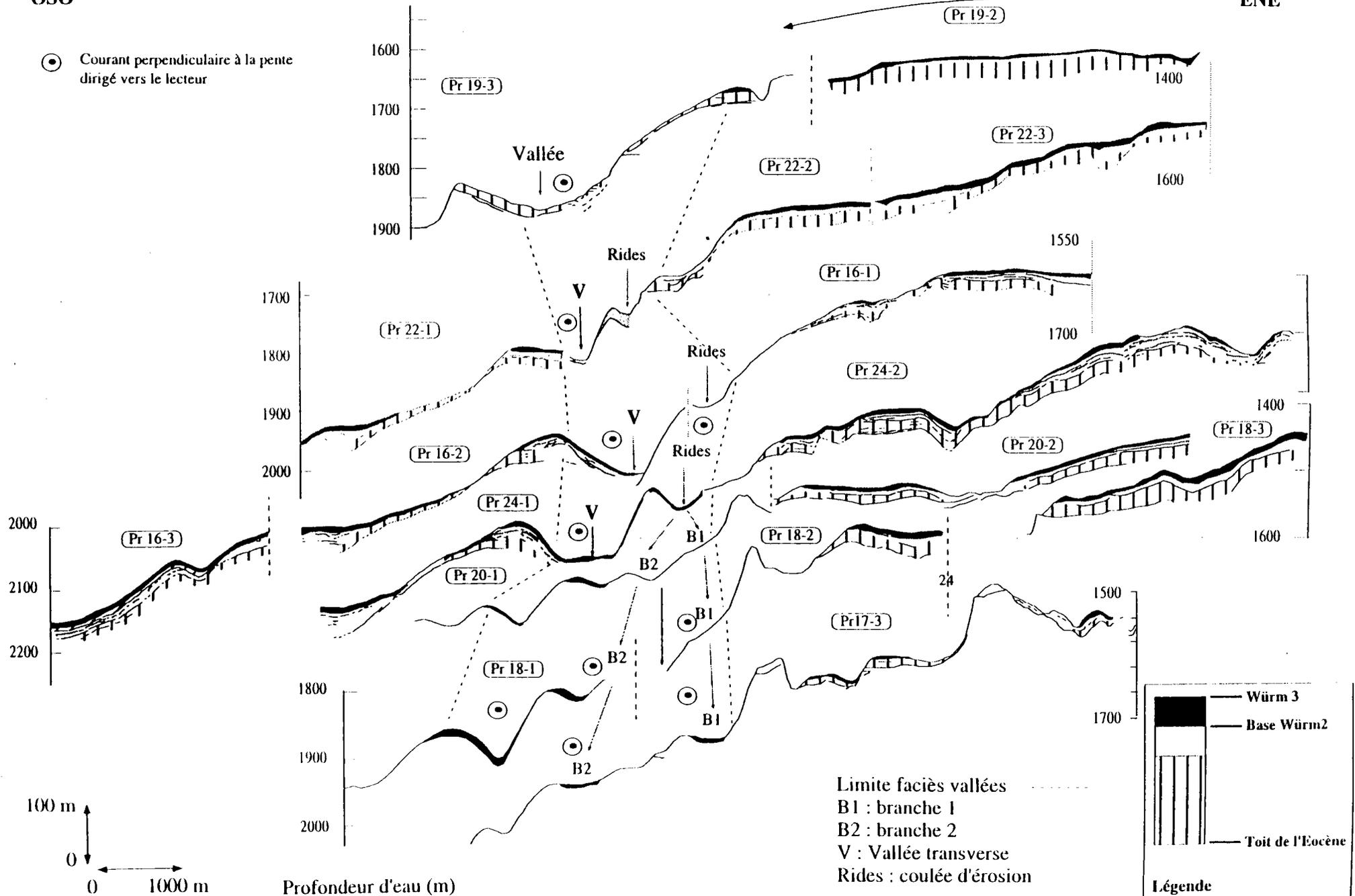


FIG. 3.13 - Profile corrigés du sondeur 3.5 kHz du SAR

La seconde bande foncée, parallèle à la précédente, caractérise une pente dénudée entre 1900 et 1950 m dont on peut voir un aspect sur le profil 24-1 (fig. 3-15)². Ce faciès réverbérant est lié à une couverture réduite qui n'a pas été échantillonnée.

Le faciès clair « vallée » est souligné par la première bande foncée. Il correspond grossièrement à la « vallée » transversale NNO-SSE, déjà identifiée³ entre 1700 m et 1850 m. A cette échelle, cette vallée présente une morphologie assez complexe. Elle correspond à un pied d'escarpement, situé à la transition de deux blocs structuraux, sous-jacents respectivement à l'Eperon Berthois au Nord et à la Terrasse Mériadzek au Sud (fig. 3-13). Dans sa partie nord on distingue un fond de vallée sur le profil 19-3 (fig. 3-16), mais au Sud, cette vallée se raccorde à une surface plane (fig. 3-17).

Enfin, il existe par endroits, des placages particulièrement clairs (faciès peu réverbérants) qui révèlent la présence d'une couche de vase (fig. 3-15). Ce dépôt, transparent sur les profils 3,5 kHz, drape le bord sud de la vallée. Ce faciès typique se retrouve aussi bien en amont qu'en aval de la vallée, il ne peut donc être associé à un dépôt de levée. En pente douce, il drape la couverture sédimentaire : il est présent sur le sommet de la séquence du faciès clair. De chaque côté de la vallée, il nappe non seulement les bas topographiques mais également les flancs nord des reliefs en gradins. Il est inexistant sur le flanc sud des pentes et ne réapparaît en aval que lorsque la pente est inférieure à 5°. Sa disposition semble donc conditionnée par la morphologie. Il pourrait s'agir d'un placage de sédiments fins déposés par des bouffées turbides.

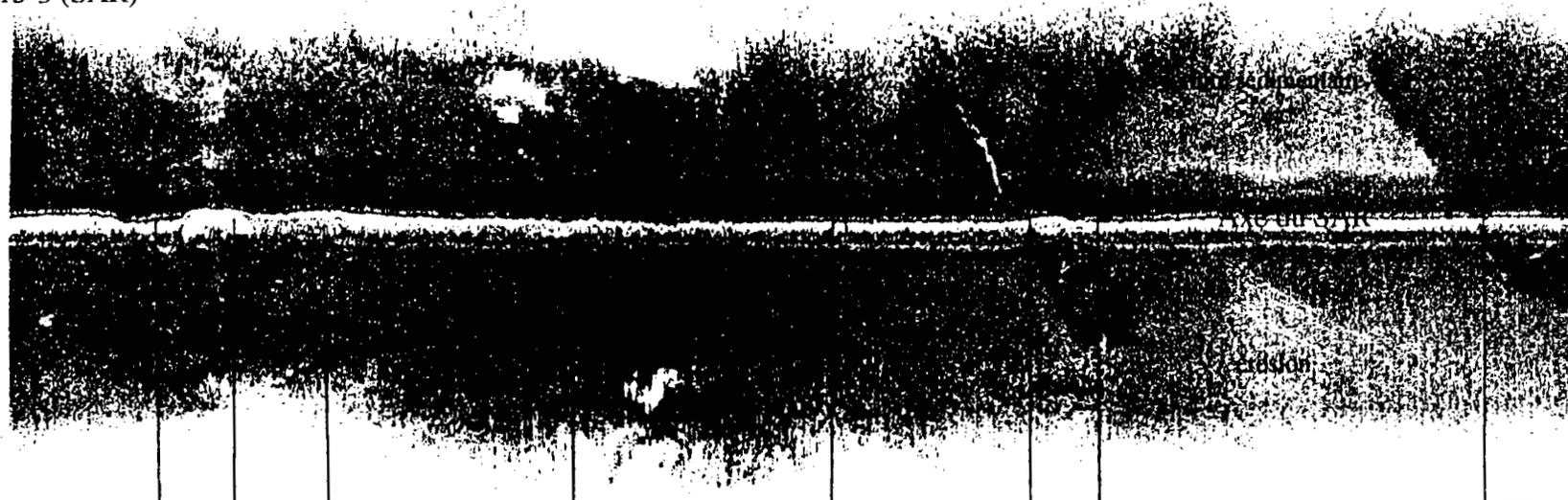
² Attention, le profil est orienté est-ouest.

³ Par les données EM12 et le 3,5 kHz bateau (voir les chapitres 1-1 et 1-2)

Est

Ouest

Profil 15-3 (SAR)



Profil 15-3 (3,5 kHz SAR)

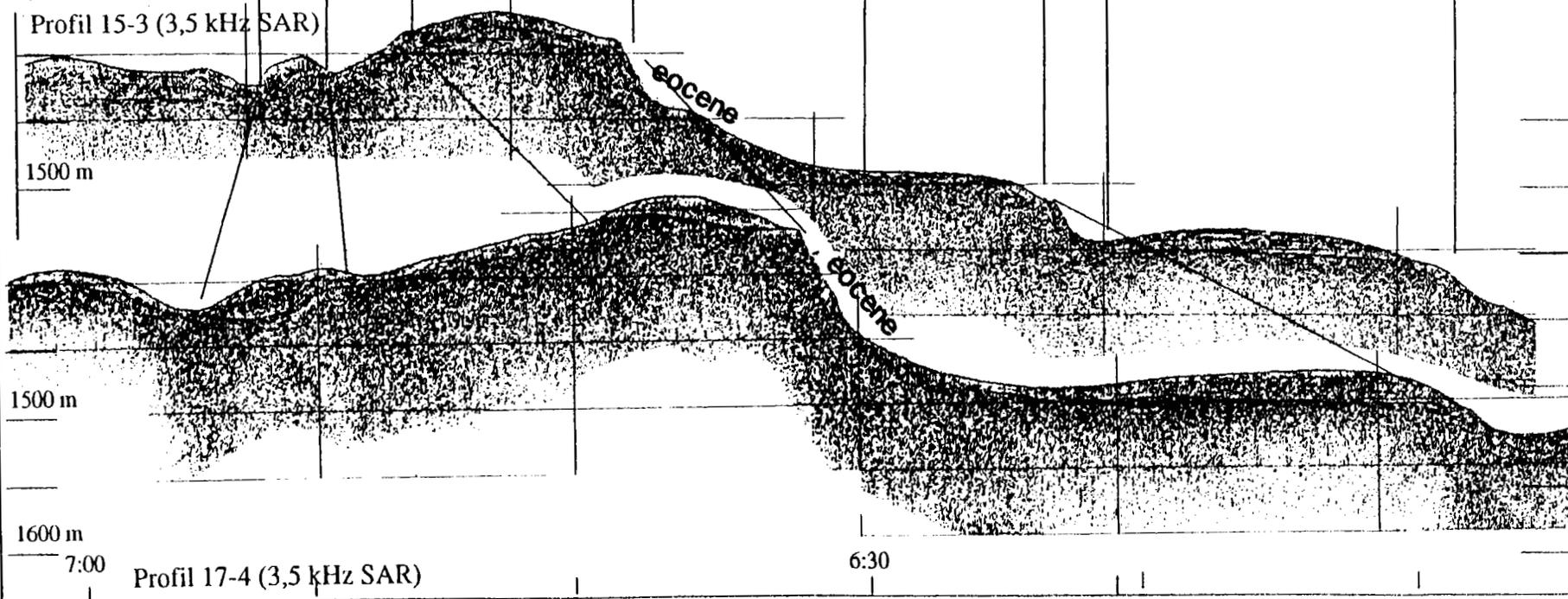
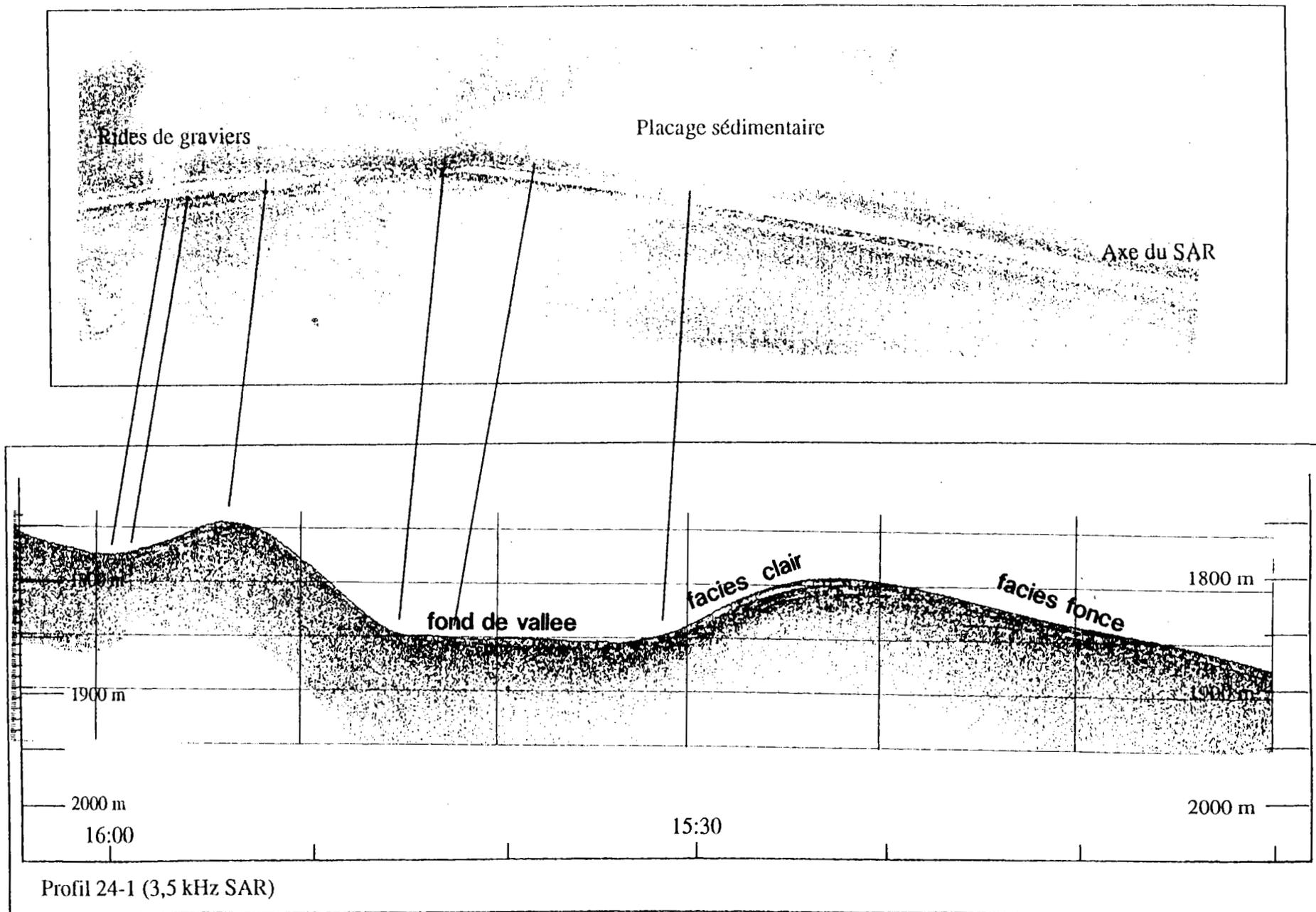


Fig. 3-14 : Affleurements eocenes

Est

Ouest



Profil 24-1 (3,5 kHz SAR)

Fif. 3-15 : La vallee transversale

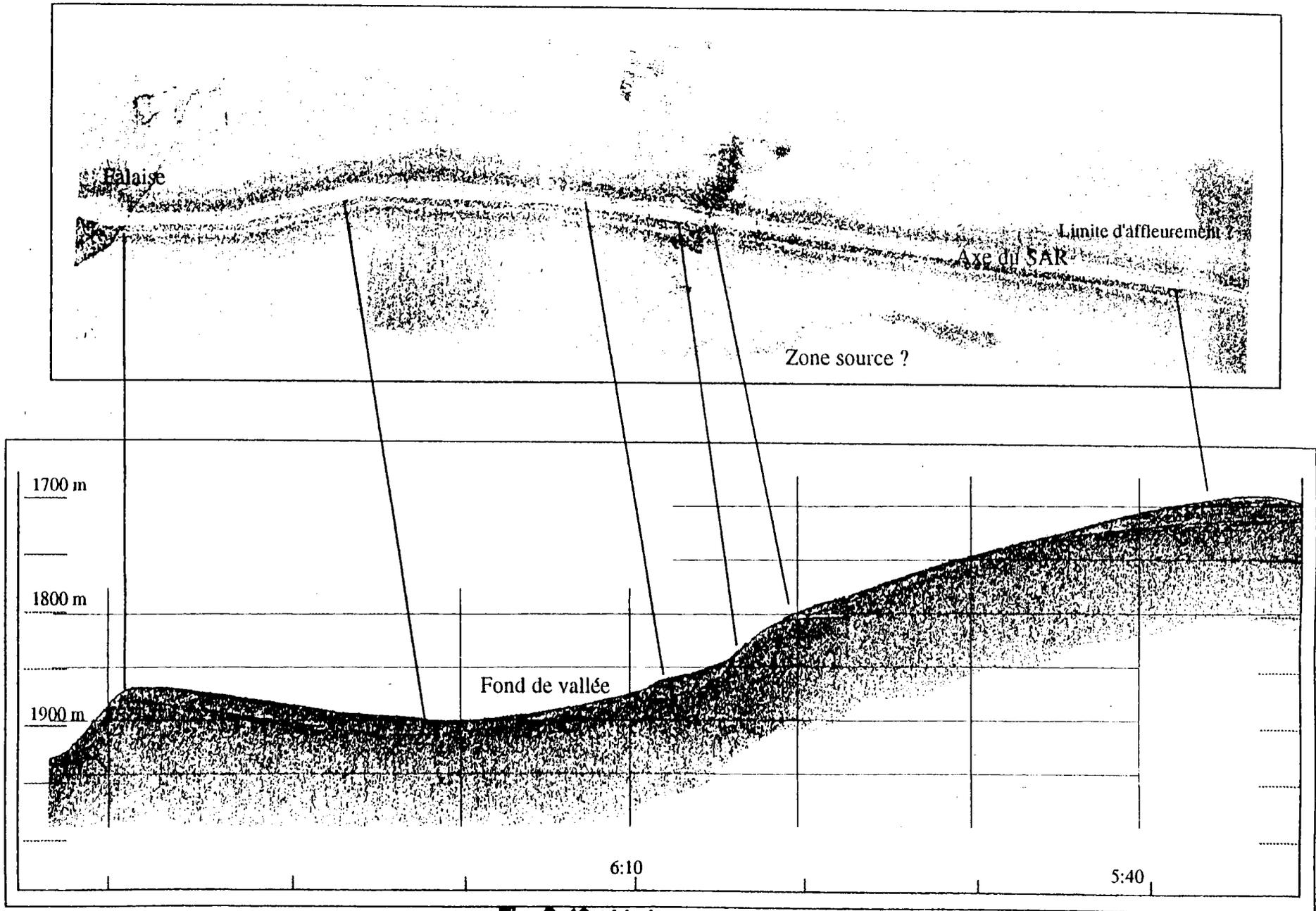


Fig. 3-16 : Limite nord-ouest de la vallée

Profil 19-3 (3,5 kHz SAR)

II-1-3-2 Les figures de transport et d'érosion.

Ces figures se surimposent aux faciès décrits ci-dessus. Des rides transversales longent la bordure nord de la vallée transversale (fig. 3-12). Elles suivent l'isobathe 1800 m, canalisées par une vallée perchée parallèle à la vallée transversale (fig. 3-13). Ce "chenal à rides" se divise en deux, au sud du profil 16, et s'estompe dans sa partie basse lorsque la vallée perchée disparaît elle-même. L'équivalent d'une zone « source » est identifiée en amont (fig. 3-16) qui semble correspondre, d'après la bathymétrie, à un dépôt gravitaire de type éboulement. Une interprétation possible, est la création d'un courant érosif engendré par cette instabilité. Ce courant, canalisé par la vallée perchée, acquiert une énergie suffisante pour éroder sur plus de 5 km de long et 100 m de large le fond marin puis son pouvoir érosif diminue et sa trace disparaît.

Des groupes de stries claires, de longueurs comprises entre 100 et 1500 m, orientées ONO-ESE, apparaissent de façon éparse sur les fonds de 1500 m à 2000 m (fig. 3-18). Il est possible de distinguer deux types.

Le premier type se présente sous forme de rides parallèles, possédant parfois des jonctions entre elles. Il s'observe de 1400 à 1700 m sur des fonds plats et sédimentés (fig. 3-14).

Le second type n'est composé que d'un seul exemple, localisé sur un fond pentu et dur (fig. 3-18). Les stries sont plus ou moins perpendiculaires à la pente et paraissent génétiquement liées à la présence de placages sédimentaires : elles donnent l'impression d'un balayage..

La présence de ces stries ne se décèle pas sur les profils 3,5 kHz. Plusieurs hypothèses peuvent rendre compte de ces figures.

Il semble délicat de les associer à la présence de failles car elles n'apparaissent pas sur le sondeur et ne posséderaient pas l'orientation générale N130-N150 ou N60-N65 reconnue dans cette zone.

Le glissement de blocs le long d'une pente pourrait laisser des traces d'érosion dans la couverture sédimentaire meuble (boue marneuse d'après l'extrapolation des lithologies des carottes de l'éperon) ; mais la présence de ces blocs en bas de pente n'est pas évidente.

L'affleurement de strates peut donner ce type de faciès en imagerie acoustique. Les strates apparaissent à la faveur du pendage de façons diverses. Ceci serait en accord avec la tectonique (rejeu vertical) qui aurait affecté des dépôts stratifiés horizontalement.

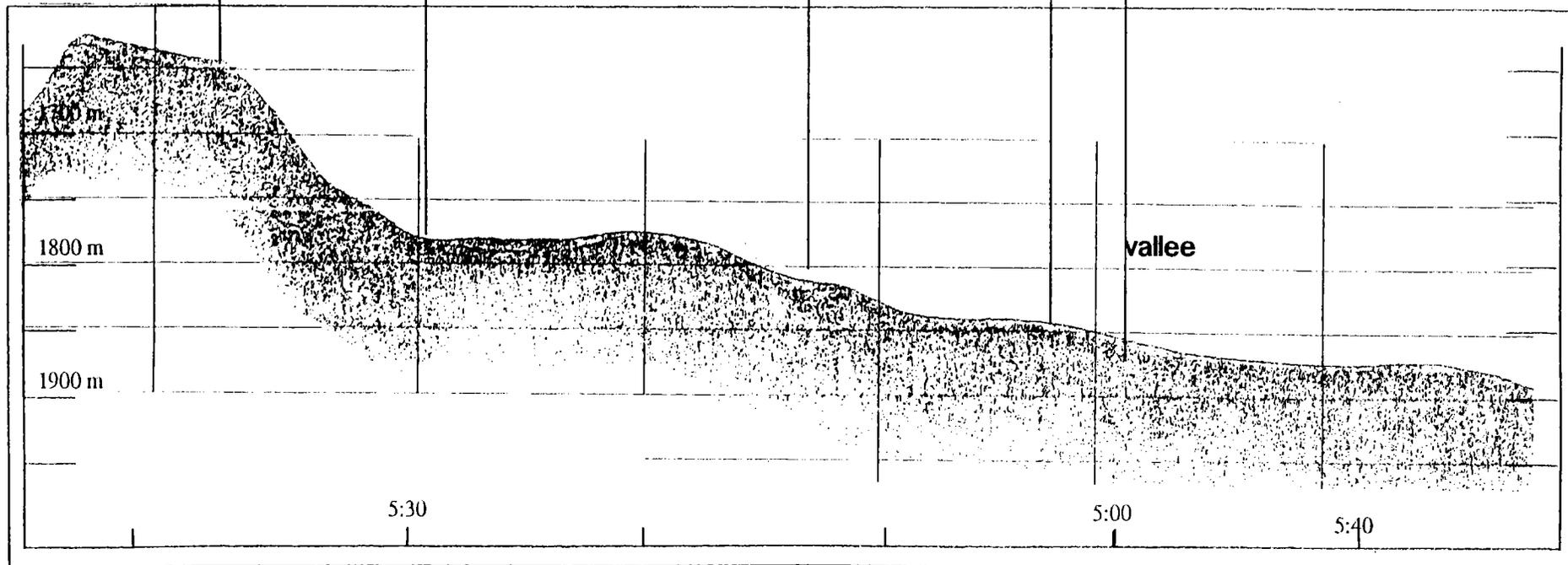
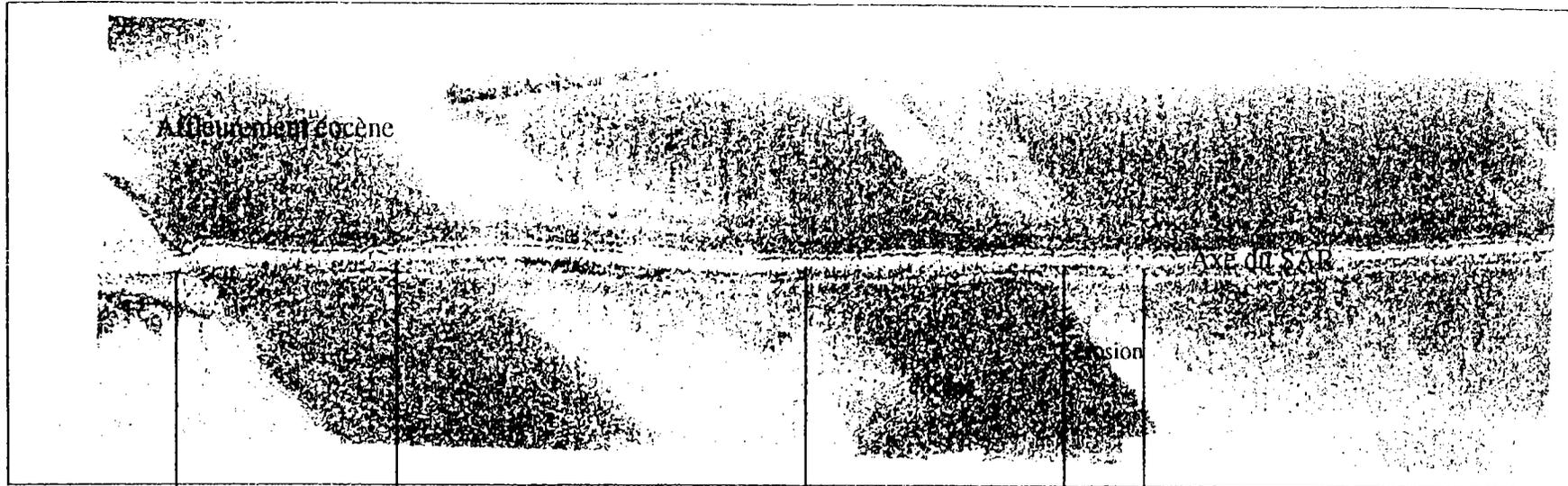
Elles pourraient être apparentées à des sillons profonds d'érosion ou *furrows*, décrits par Hollister [1974]. Elles en respectent les dimensions : plusieurs kilomètres de longueur, sur 5 m de large, et 1 m de profondeur⁴. On note également la présence de « jonctions » à certains endroits, caractéristiques de ces sillons. Leur orientation est-ouest est corrélable au sens du courant résiduel existant dans cette zone.

Cette dernière hypothèse nous semble la plus vraisemblable pour les groupes de sillons du premier type.

⁴ Ces reliefs sont trop petits pour être décelés sur les profils 3,5 kHz ce qui est bien le cas.

Est

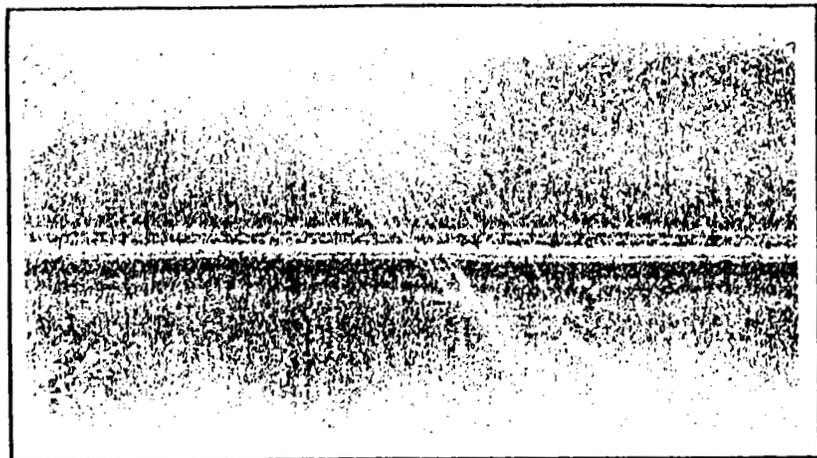
Ouest



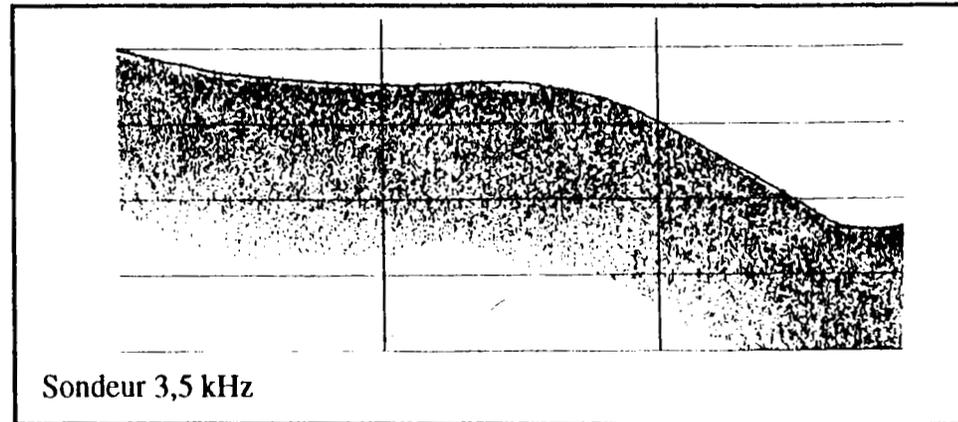
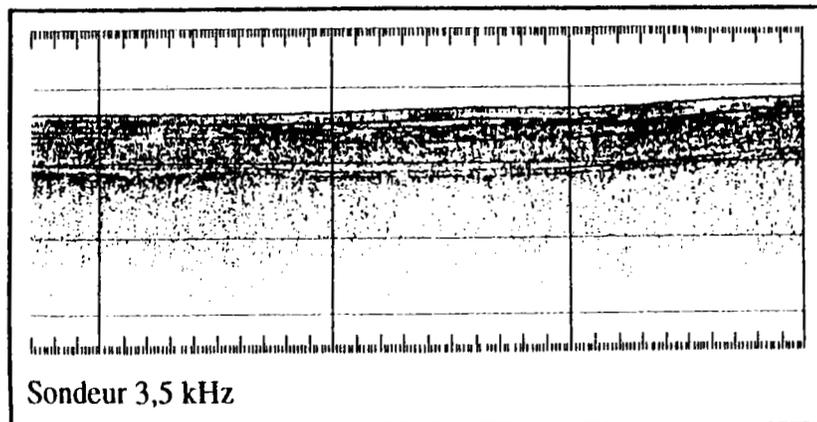
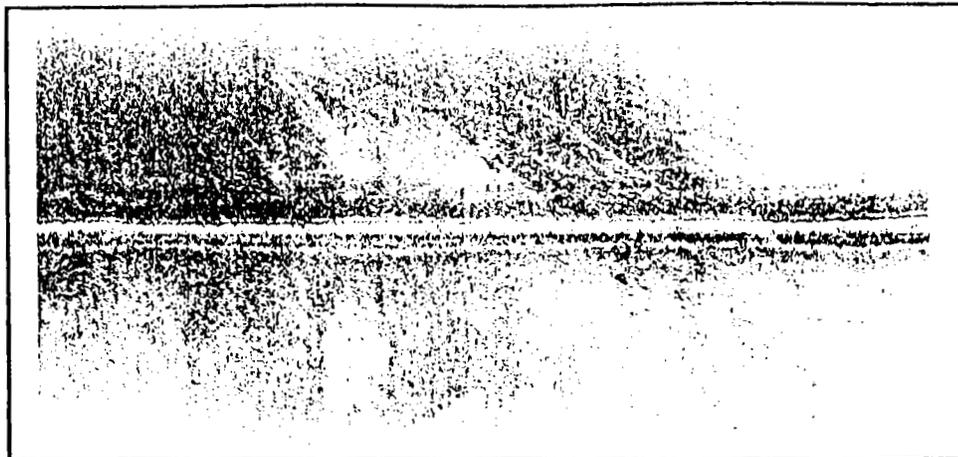
Profil 17-3 (3,5 kHz SAR)

Fig. 3-17 : Figures d'érosion sur le fond de la vallee

Sud-ouest Profil SAR 19 Nord-est



Nord-est Profil SAR 17 Sud-ouest



A) Stries du type 1

B) Stries du type 2

Fig. 3-18 : Les stries d'érosion. A) Stries de type 1 sur fond à couverture sédimentaire. B) Stries du type 2 sur fond dur.

Par contre aucune de ces hypothèses ne rend compte de l'existence de la seconde catégorie. En effet, les stries de ce groupe ne peuvent être des sillons profonds car la couverture sédimentaire est pratiquement inexistante. Il n'y a pas de blocs en bas de pente. L'affleurement de strates à la faveur de la pente pourrait constituer une explication plausible, mais elle n'explique pas la continuité avec les placages sédimentaires de bas de pente. Nous proposons deux hypothèses :

- l'érosion d'un fin placage sédimentaire déposé à l'origine sur le flanc sud de la levée ainsi que dans les creux topographiques. Cette érosion peut être liée à l'action d'un courant (est-ouest) en accord avec les données courantologiques.

- au contraire, c'est la trace du passage d'un flux de sédiment, qui a balayé le flanc du relief avant de se déposer dans la dépression adjacente. Ce flux de sédiment pourrait avoir été engendré par un débordement de levée. Cette hypothèse présente l'avantage d'expliquer l'apparence d'effilochage que donne l'image SAR.

L'étude de la dynamique sédimentaire pourra peut être confirmer une de ces deux hypothèses.

II-2 Corrélation réflecteurs-carottes

Notre démarche consiste à établir dans un premier temps un calage stratigraphique des profils 3,5 kHz avec les réflecteurs les mieux définis de la Terrasse Mériadzek. Dans un deuxième temps, nous tenterons de les corrélés à ceux identifiés sur le bas de l'Eperon Berthois. Ne possédant pas de profils 3,5 kHz de bonne qualité sur la Ride Aegis, nous ne pourrons étendre nos résultats.

II-2-1 Stratigraphie des dépôts de la Terrasse Mériadzek

Nous avons pris comme référence de sédimentation non perturbée, la carotte Géogas KS7201 décrite par Grousset [1977]. La figure 3-19 montre des profils 3,5 kHz bateau corrélés à des profils 3,5 kHz SAR de la campagne SARGAS. Un « doublet » caractérise les profils acoustiques 3,5 kHz sur toute la zone de faciès non perturbé ; il est signalé sur la figure.

Sur le profil 87-03 se distingue sous la surface, à 3m, un réflecteur noté A, non visible sur le profil SAR 87-15. Corrélé à l'augmentation de la densité due à la présence d'un lit de graviers (délestage des glaciers), il correspondrait au Würm 3.

A 5 m sous la surface, un réflecteur diffus et discontinu, noté B se retrouve sur les deux types de profils. Il pourrait marquer la transition de l'interglaciaire 2-3 au Würm 3.

Le réflecteur C, net et continu, est particulièrement bien marqué. Il délimite le sommet d'une fine couche transparente. Il est trop profond pour pouvoir être corrélé à la carotte. Il pourrait correspondre soit à la base de l'interglaciaire 2-3, soit à la base du Würm2.

Terrasse de Mériadzek

Corrélation profils acoustiques - carotte

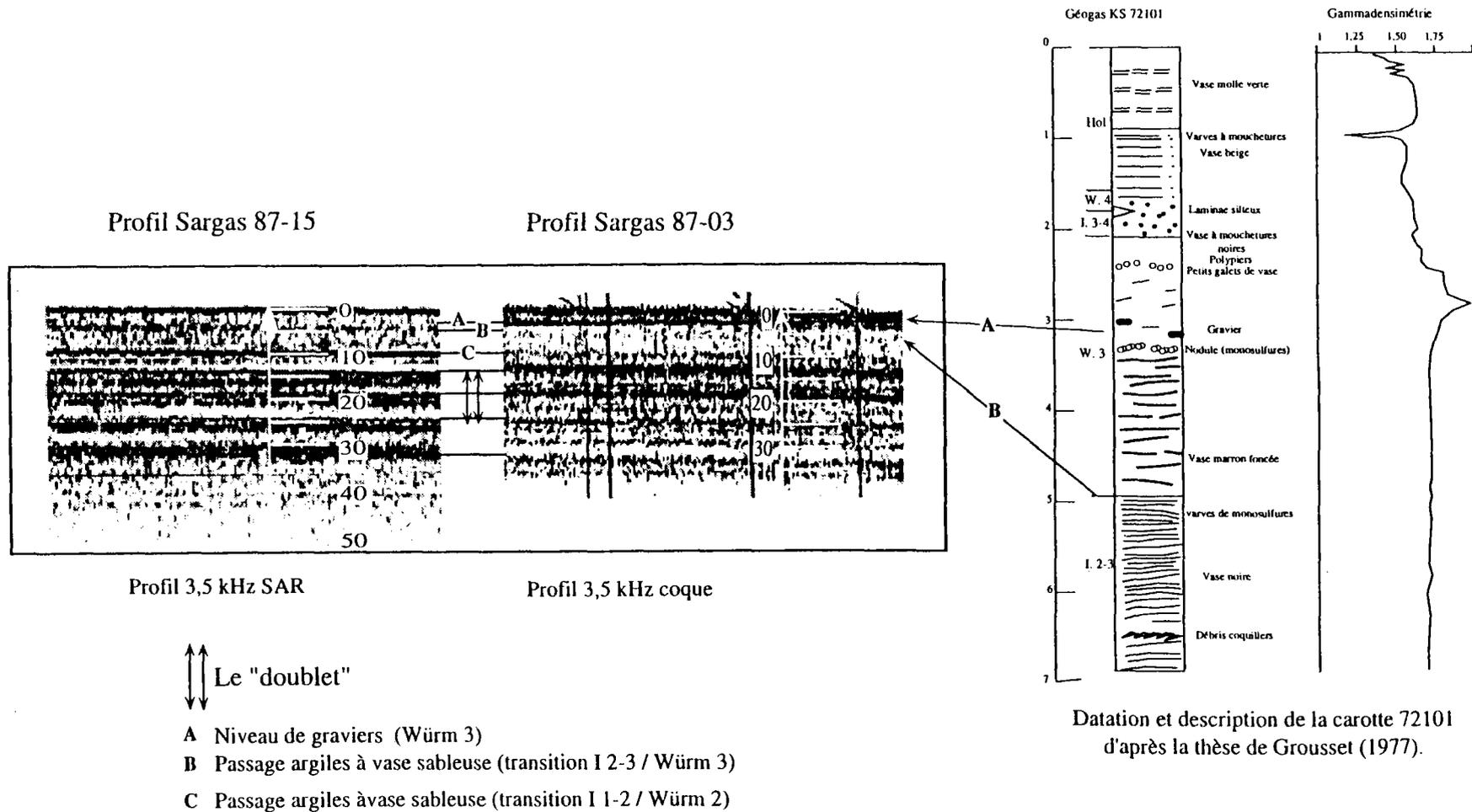


Fig. 3-19 : corrélation profils 3,5 kHz-carotte

Il est plus plausible qu'il corresponde à l'interface Würm 1-2 / Würm 2. En effet, c'est entre le Würm 1-2 et le Würm 2 que Grousset [1977] note une variation majeure du mode de sédimentation. D'un faciès de type « décantation » caractérisant l'interglaciaire, on note au Würm 2 des apports détritiques très importants (vases sableuses). Nous allons donc tenter d'estimer à quelle profondeur se situerait cette interface en prenant des taux de sédimentation "normaux" puisque la sédimentation ne semble pas perturbée dans cette zone. Avec un taux moyen de 5 cm / 1 000 ans pour le Würm 2 (déduit de la carotte Géomanche 16 en accord avec les résultats de Grousset) et de 55 cm / 1000 ans à l'interglaciaire 2-3 (taux minimum déduit de la carotte 72114) on obtient une épaisseur totale de :

$$(5*11) + (55*9) = 550 \text{ cm .}$$

Si l'on rajoute cette épaisseur de 550 cm (pour l'ensemble Würm 2-Interglaciaire 2-3) à l'épaisseur de 500 cm (pour l'ensemble Holocène-Würm 3), on obtient l'épaisseur totale de sédiments déposés "théoriquement" de l'Holocène à la base du Würm 2. Cette épaisseur atteindrait ainsi 1050 cm soit près de 10 m. Cette profondeur correspond bien à celle du réflecteur C. Cette hypothèse semble ainsi tout à fait réaliste.

Ayant établi les bases de notre corrélation, nous les comparons aux réflecteurs identifiés sur l'Eperon Berthois. Les profils sondeurs de coque ne sont malheureusement pas d'assez bonne qualité pour pouvoir être interprétés à cette échelle. Nous nous concentrerons donc sur les profils SAR de la mosaïque, en bas de l'éperon.

II-2-2 Stratigraphie des dépôts de l'Eperon Berthois

L'allure générale de ces profils ne ressemble pas aux séries identifiées sur la Terrasse Mériadzek. Elle présente un aspect plus perturbé. Comme nous l'avions constaté dans le paragraphe « vue d'ensemble », la vallée transversale matérialise une limite entre deux types de couvertures sédimentaires.

Trois réflecteurs principaux se retrouvent sur toute la zone. Dans un premier temps nous donnerons une description de leur faciès acoustique en insistant sur les séquences qu'ils délimitent (fig. 3-20). Nous tenterons ensuite de les corréler aux réflecteurs « références » décrits ci-dessus afin de les dater : il n'existe en effet pas de carotte dans cette zone, à l'exception de KS01 (Sargas 87) et KS04 (Gascor 86) prélevées dans l'Eocène.

- **le réflecteur R1** : Il correspond à la surface. Net et continu sur toute la zone, il matérialise tantôt le sommet d'une couche sédimentaire, tantôt un affleurement ancien.

- **le réflecteur R2** : à 6-7 m sous la surface, délimite le bas d'une couche quasi transparente. Cette caractéristique pourrait être attribuée à la présence de dépôts de type turbiditiques ou gravitaires de faible énergie, dans lesquels aucune stratification n'est visible. Cette séquence présente des variations d'épaisseur sur la zone qui semblent

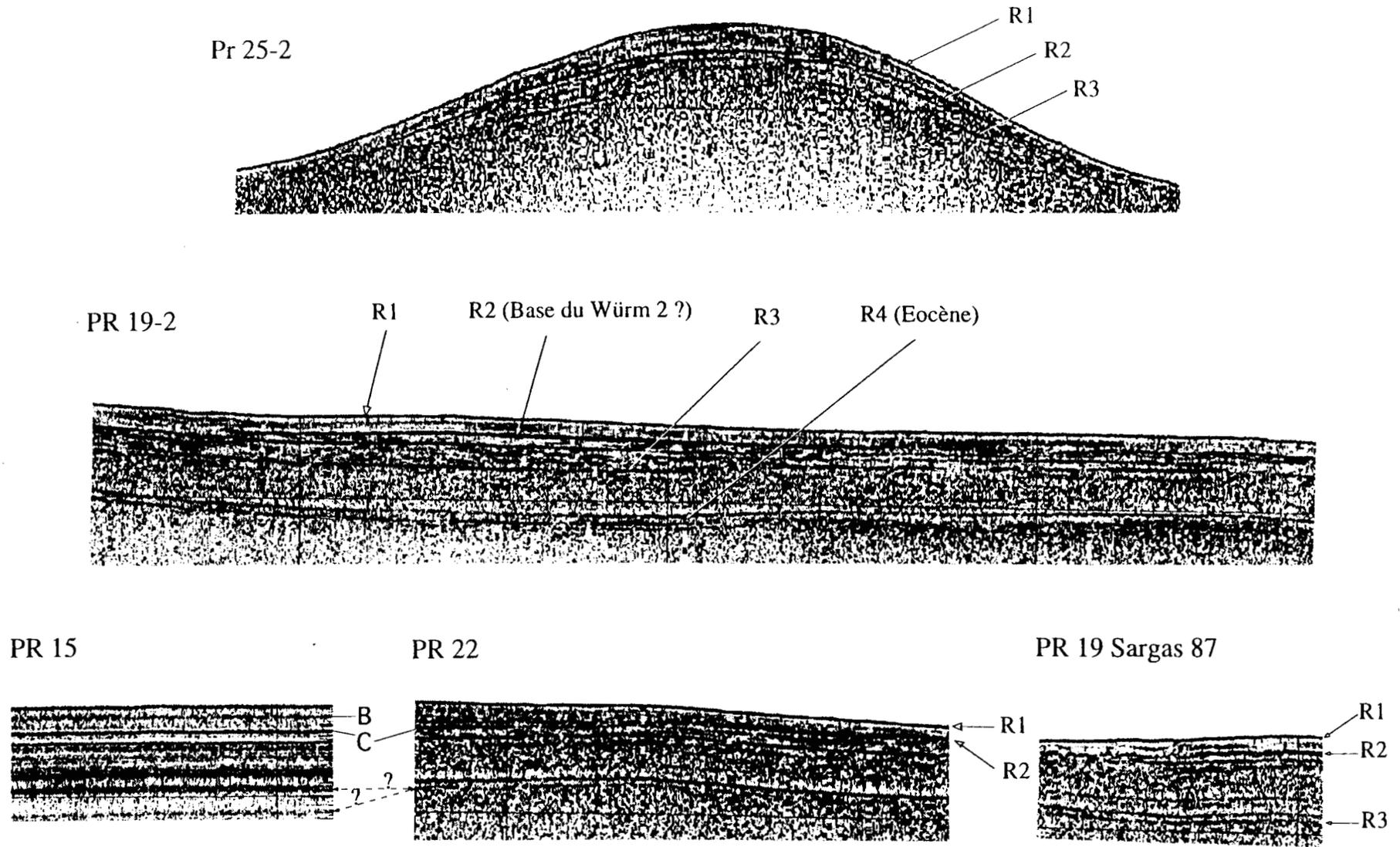


Fig. 3-20 : Identification des réflecteurs acoustiques sur la zone du bas de l'Eperon Berthois.

conditionnées par la morphologie. Ceci est particulièrement visible sur la figure 3-13, où cette couche transparente est représentée et mise en valeur par une trame noire. L'absence de dépôt de cette série en plusieurs endroits, notamment sur les flancs aval des reliefs, suggère un mode de sédimentation sous influence de courants gravitaires (fig. 3-21).

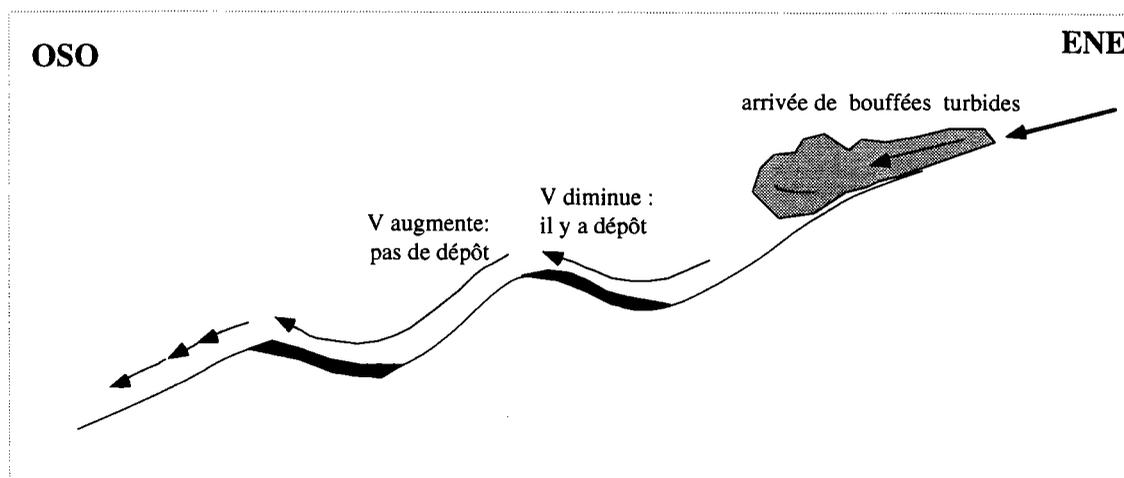


Fig. 3-21 : Dépôts mis en place par courants gravitaires. V représente la vitesse.

Cette séquence repose, parfois en discordance, sur une surface irrégulière.

- **le réflecteur R3**, situé à une vingtaine de mètres de profondeur, correspond à la base d'une séquence perturbée plus ou moins lithée. Son épaisseur varie considérablement: elle peut atteindre une dizaine de mètres (profil 19) ou disparaître totalement. Elle finit en biseau sur les pentes, et présente une surface parfois chaotique. Cette séquence traduit un changement important de mode de sédimentation dans la série.

- **le réflecteur R4**, apparaît systématiquement sur toute la zone, à 40 m sous l'interface. Il se présente comme une surface d'érosion bien marquée, parfois soulignée par un second réflecteur. La séquence comprise entre le réflecteur 3 et le réflecteur 4 présente une épaisseur relativement homogène de 15 m. Elle correspond à un faciès acoustiquement sourd ou « fruste ». Une seconde surface de discontinuité apparaît sur certains profils mais de façon sporadique.

Ces réflecteurs étant définis acoustiquement, nous les comparons aux faciès identifiés sur la Terrasse Mériadzek. Le profil 14-2, de la campagne SARGAS, (localisation fig. 3-7) débute sur la Terrasse Mériadzek, et se prolonge jusqu'au bas de l'éperon. Or la présence de la vallée transversale empêche tout suivi réel des réflecteurs. Ils se biseautent sur les reliefs. La couverture sédimentaire en aval de la vallée présente un faciès acoustique lité difficilement corrélable à celui de la Terrasse Mériadzek.

Il semble cependant que sur le profil 14-2, le faciès « Terrasse » présent de 19:00 à 16:50 passe progressivement au pseudo faciès « Eperon » de 16:30 à 16:00 (fig. 3-22). En effet de 16:30 à 16:00, la série transparente de couverture s'amincit progressivement, le réflecteur B disparaît. Le doublet caractéristique se fond en une série plus ou moins

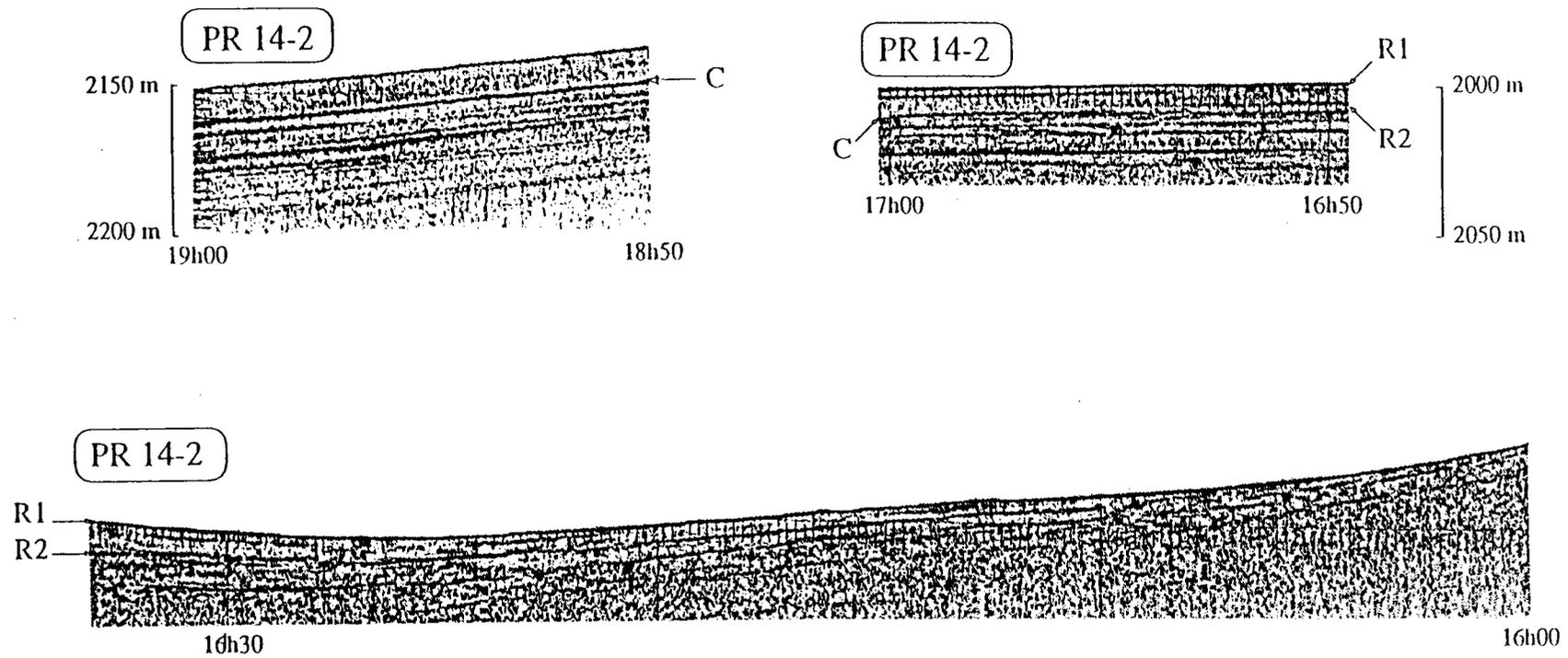


Fig. 3-22 : Passage du faciès « Eperon » au faciès « Terrasse »

perturbée qui se termine en biseau. Sous cette série, un faciès « fruste » apparaît, limité par un réflecteur net. La ressemblance de ce pseudo faciès « éperon » à celui de l'éperon semble uniquement due à la similitude de morphologie : l'existence d'une pente sur le flanc aval de la vallée, provoque les mêmes effets sur la couverture sédimentaire que ceux observés sur l'Eperon Berthois.

Cette analogie de faciès nous permet d'établir la corrélation entre les réflecteurs R2 et C, soit un âge de 48 000 ans B.P.(base du Würm 2). Le réflecteur R4 correspond peut-être au D (fig. 3-20), mais on ne peut l'affirmer. Néanmoins le réflecteur R4 est daté de l'Eocène, puisqu'il matérialise l'affleurement de marne indurée, visible sur le profil 17-3 (Figure 3-17) et daté par le carottage KS04.

Cette approche à différentes échelles nous a permis de caractériser du point de vue acoustique la couverture sédimentaire de l'escarpement de Mériadzek. La corrélation stratigraphique des réflecteurs aux carottes nous donne les âges des réflecteurs.

Sur l'Eperon Berthois, le réflecteur R2 (ou C), situé à 10 m correspondrait à la base du Würm 2. Le réflecteur R4, situé à 40 m environ sous la surface représente le toit d'un niveau de marne indurée, daté de l'Eocène moyen (Lutétien).

Le faciès très réverbérant identifié sur la mosaïque EM12, ne correspond pas uniquement à une différence de lithologie. En effet, lorsque l'on superpose l'interprétation de l'image SAR à celle de l'EM12, on remarque que le faciès foncé EM12 correspond en fait à deux faciès distincts sur l'image SAR : un faciès très réverbérant éocène, et un faciès à couverture sédimentaire du Würm 3. Etant donné sa fréquence de 13 kHz, la pénétration maximum du sondeur multifaisceaux ne peut dépasser 2 m [Lericolais, comm. pers.]. On ne peut donc pas non plus invoquer une réflexion sur le niveau éocène enfoui. L'imagerie EM12 reflète essentiellement la morphologie, à partir de pentes supérieures à 10°.

II-3 Caractérisation géotechnique

Suivant la même démarche que celle utilisée pour l'étude menée sur la pente de Nouvelle Ecosse, nous analyserons les données géotechniques des carottes de l'Eperon.

Les données géotechniques utilisées dans ce chapitre proviennent des mesures effectuées par Schieb [D.E.A., 1986]. Elles ne concernent que des carottes situées sur l'éperon et ne nous permettront par conséquent pas de tirer de conclusions sur le reste de la zone. Nous résumons tout d'abord les observations de Schieb, puis à l'aide des diagrammes de Booth, nous tenterons de préciser et quantifier le comportement du sol.

II-3-1 Les résultats de l'étude de Schieb [1986]

Trois résultats principaux découlent de l'étude de Schieb.

1) Les différentes mesures effectuées permettent de classer ces carottes en deux groupes : KS05, KS03.(360 m, 575 m) et KS06, KS02 (1050 m, 1105 m) . Nous en résumons les grands traits grâce à la figure 3-23 qui présente une synthèse des mesures effectuées. Les courbes de densité, de gamma densimétrie, de cohésion, de teneur en eau sont mises en regard de la stratigraphie des carottes d'après Pujol [1987].

Le premier groupe est caractérisé par un poids volumique de $1,8 \text{ g/cm}^3$ relativement homogène sur toute la longueur. Les courbes de cohésion montrent une succession de pics variant de 5 à 12 kPa, qui représentent des valeurs élevées pour ce type de sédiment. La teneur en eau reste proche de 45% pour KS05, et atteint 55% de 2 à 6 m pour KS03. D'après les analogies des courbes géotechniques (fig. 3-23) et l'absence de quantité importante de matière organique (fig. 3-10) nous pensons qu'il existe 1m de sédiment du Würm 3 au sommet de la carotte KS05. Cette proposition sera reprise dans la figure 3-26.

Le second groupe montre une similarité remarquable des courbes. Un changement des propriétés physiques apparaît vers 2 m dans chaque carotte. De 0 à 2 m les valeurs de cohésion augmentent avec la profondeur, passant de 2 à 8 kPa, puis diminuent subitement à 4 m, pour garder une valeur constante de 5 kPa. La masse volumique et la teneur en eau permettent de caractériser une couche supérieure de masse volumique proche de $1,5 \text{ g/cm}^3$ associée à une forte teneur en eau (70%). Après un niveau de transition entre 2 et 3m, la couche sous-jacente de 3 à la fin, montre des valeurs constantes de 45% de teneur en eau et de $1,8 \text{ g/cm}^3$ pour la masse volumique.

Données géotechniques - Eperon Berthois

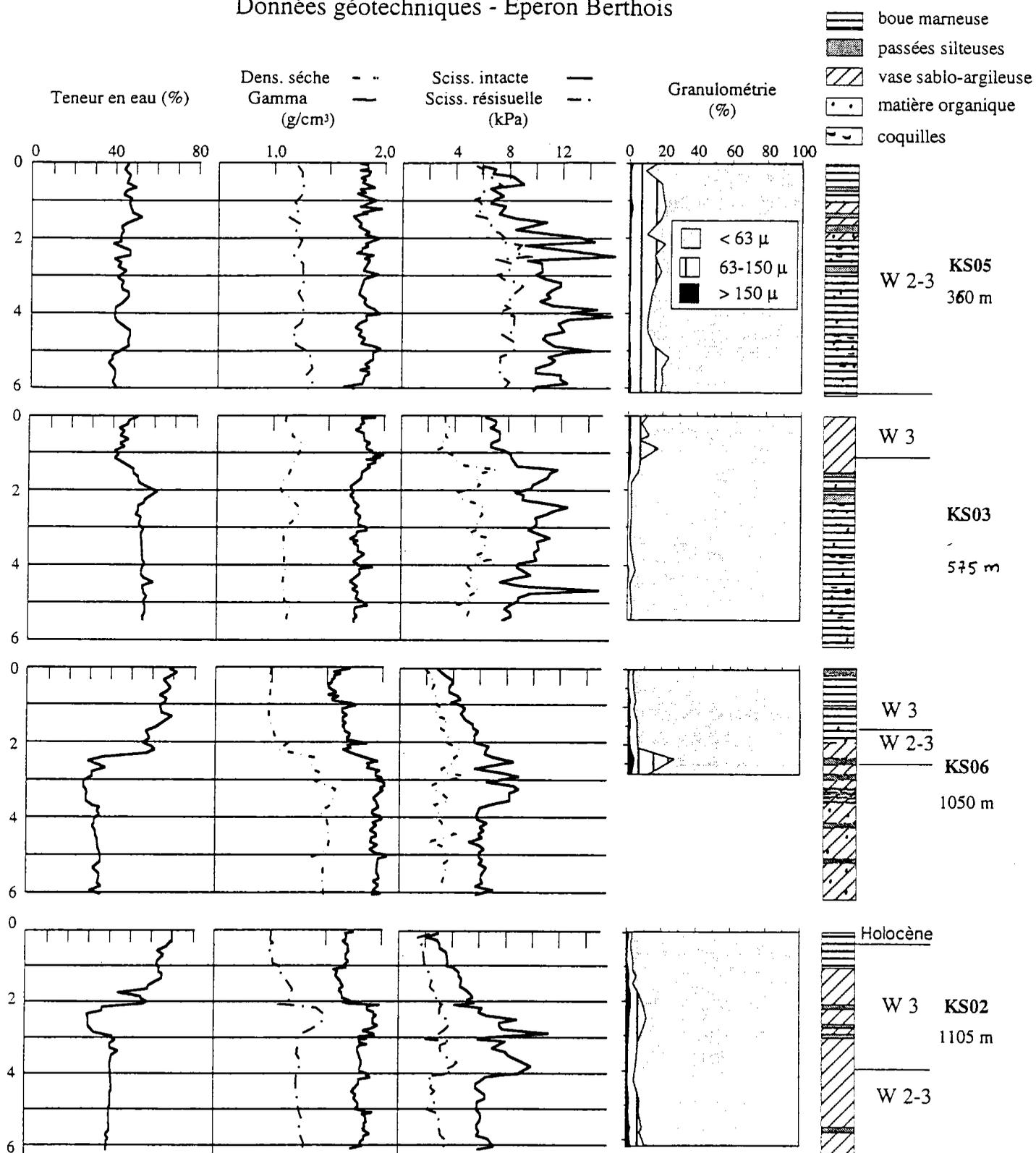


Fig. 3-23 : Paramètres physiques de laboratoires des carottes de l'Eperon Berthois.
 La localisation des carottes est donnée sur la figure 3-7.
 La stratigraphie a été établie par Pujol (1987).

2) L'étude de la « sensibilité »⁵ révèle que la couche supérieure (de 0 à 3m) garde une cohésion non négligeable même après un remaniement. Dans le cas des carottes KS02 et KS06, les valeurs de cohésion résiduelle et cohésion remaniée sont proches.

3) Enfin, les mesures de préconsolidation confirment que le sol aux points de carottages KS03 et KS05 a subi des contraintes plus importantes qu'en KS02 et KS06.

Ce dernier point nous intéresse particulièrement, puisque nous cherchons à reconstruire l'histoire de cette zone. Nous allons donc étudier plus en détail l'état de consolidation du sol.

II-3-2 Etude de l'état de consolidation du sol

Les courbes de cohésion des sédiments de KS 05 et KS03 (fig. 3-23) révèlent à première vue un état de surconsolidation. En effet, à 2 m on observe des valeurs de 8 et 9 kPa respectivement, alors qu'un sédiment normalement consolidé est caractérisé par une cohésion de 5 kPa. Par contre les cohésions de KS06 et KS02 sont de 5,5 kPa à 2 m traduisant un état de consolidation normale des sédiments. Afin d'évaluer l'épaisseur de la couche manquante, nous avons intégré ces résultats dans les diagrammes de Booth.

Les courbes de KS03 et KS05 révèlent un état de surconsolidation en surface puis rejoignent un état de consolidation normale par la suite (fig.3- 24).

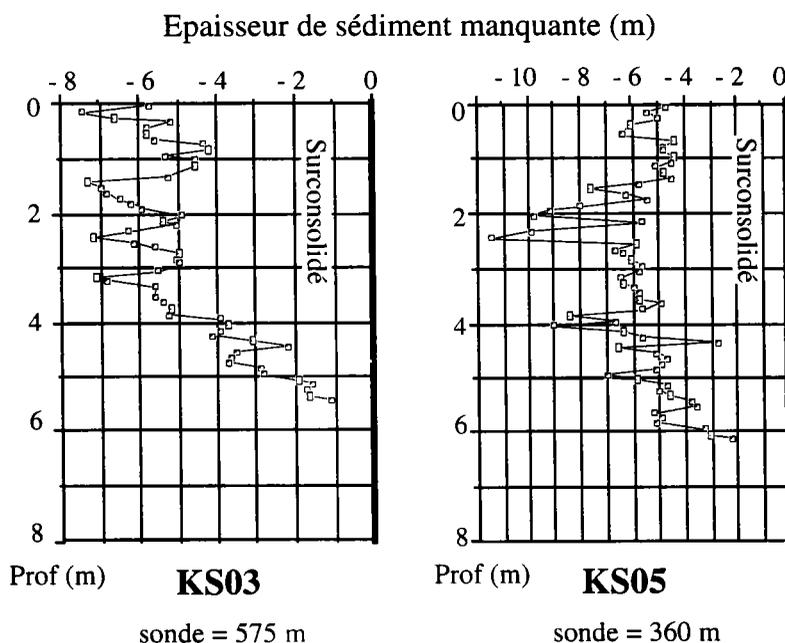


Fig. 3-24 : Ces deux carottes montrent un état de surconsolidation net en surface.

La surconsolidation est liée à la disparition d'une épaisseur de 5,5 m (+/- 2 m) de sédiment au sommet de ces carottes. Or d'après la série stratigraphique complète de la

⁵ Rapport de de la résistance au cisaillement de l'échantillon intact sur la résistance au cisaillement du sol remanié. On distingue les argiles peu sensibles ($2 < S < 4$), les argiles sensibles ($4 < S < 8$) et les argiles extra-sensibles ($S > 8$)

carotte 72101 (fig. 3-19), il existe une colonne sédimentaire de 5 m au dessus de l'interface I 2-3 /W3. Si l'on enlève un mètre pour l'épaisseur du Würm 3 présent dans la carotte KS03, l'épaisseur manquante est de 4 m, ce qui est compatible avec nos résultats des diagrammes de Booth. Ceci voudrait dire que la série complète existait en haut de l'éperon à une époque ultérieure, mais qu'elle aurait pu glisser à l'Holocène.

Les deux autres diagrammes de Booth sont nettement différents (fig. 3-25).

En surface, la marge d'erreur dans les diagrammes de Booth étant de +/- 2 m, les résultats de ces carottes KS02 et KS06 sont plus délicats à interpréter. Soit l'erreur commise dans les calculs du diagramme de Booth est maximale (-2m)⁶ et les sédiments sont alors normalement consolidés, soit une série sédimentaire d'une épaisseur maximum de 3 m les recouvrait. Les résultats de Schieb montrent par l'intermédiaire d'une autre méthode de calcul ⁷ l'existence d'une légère surconsolidation. Nous retiendrons donc la seconde hypothèse, c'est à dire qu'il y a eu érosion d'une couverture sédimentaire de 3 m d'épaisseur maximum dans le cas de KS 06, et de 2 m (maximum) pour KS02.

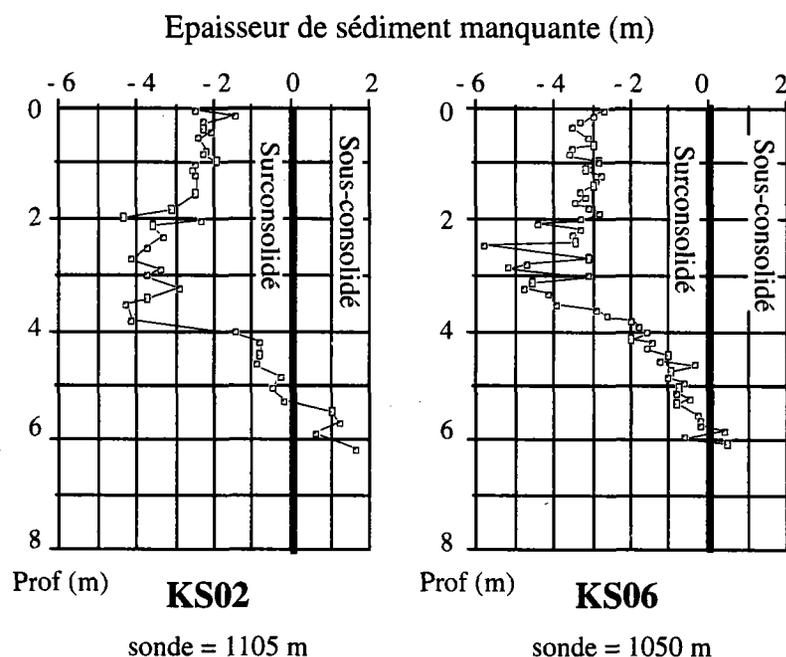


Fig. 3-25 : Diagrammes de Booth. Une légère surconsolidation apparaît en surface. De 4 à 6 m les sédiments des deux carottes révèlent un état de sous-consolidation.

De 4 à 6 m, une couche à cohésion particulièrement faible pour cette profondeur (5 kPa à 4 m) se retrouve sur ces deux carottes. Plusieurs origines peuvent être invoquées:

⁶ Elle ne peut être de +2 m, car la cohésion serait alors supérieure à 5,5 kPa.

⁷ Méthode du rapport de consolidation (Over Consolidation Ratio).

- Une perturbation due au carottage, mais il est difficile d'admettre qu'elle puisse se retrouver sur deux carottes différentes et représenter 2 m d'épaisseur,

- Un apport massif de sédiments n'ayant pas eu le temps de se consolider avec l'enfouissement. Cette hypothèse semble fort séduisante dans notre cas ; en effet, la sédimentation à l'interglaciaire 2-3 est caractérisée par des taux de sédimentation exceptionnels de l'ordre de 55 cm/1000 ans. Cette solution, valable pour KS02, ne l'est pas forcément pour KS06 étant donné l'âge Würm 2-3 trouvé pour l'intervalle 2-3 m (fig. 3-23) et l'absence de datations en fin de carotte.

La similitude des courbes de KS02 et KS06, particulièrement dans la partie basse des carottes est un argument en faveur d'un même type de dépôt. Pour une même teneur en eau, une même densité, une même cohésion, les sédiments de KS02 sont datés de l'interglaciaire Würm 2-3 alors que ceux de KS03 pourraient correspondre soit au Würm 2-3 soit au Würm 2. Or ces deux périodes sont très différentes du point de vue des apports sédimentaires. Le Würm 2 est caractérisé par des apports détritiques grossiers importants, le taux de sédimentation est de 14 -15 cm/1000 ans [Grousset, 1977]. L'intervention de courants de turbidité de faible densité, alimentant de façon exceptionnelle la pente est par contre l'apanage de l'interglaciaire Würm 2-3. Les datations de la carotte KS02 sont mieux calées par la présence de foraminifères et la présence de la couverture holocène. Par contre Pujol [1987] souligne pour la carotte KS06 que « l'absence de dépôt récents rend difficile une attribution stratigraphique de ces épisodes ». Nous proposons donc un recalage des âges de la carotte KS06 (fig. 3-26).

Nous étendons l'âge du Würm 3 jusqu'à 4 m. A 287 cm, Pujol note la présence d'une faune monospécifique typique d'un stade glaciaire. Nous considérons que l'épisode de 177 à 247 cm, daté de l'interglaciaire 2-3 étant donné la diversification de la faune, correspond à un dépôt gravitaire. Nous admettons que le pic de sédiments grossiers dans la courbe de granulométrie est « anormal » et qu'il correspond à un événement ponctuel (type instabilité). De 4 m à la fin, nous retrouverions l'interglaciaire Würm 2-3.

II-4 Conclusion

Les résultats de cette description de la couverture sédimentaire nous permettent les conclusions suivantes : la zone de Mériadzek se divise en trois unités distinctes morphologiquement. Cette différenciation se retrouve dans la qualité de la couverture sédimentaire. De haut en bas nous observons :

- l'Eperon Berthois, en pente douce, caractérisé par l'affleurement du Würm 3. En haut de cet éperon, les sédiments sont nettement surconsolidés en surface, alors que les carottes du bas de l'éperon, présentent un niveau sous consolidé à partir d'une profondeur de 4 m sous la surface. Cette unité se termine par un escarpement où affleure l'Eocène surplombant une « vallée » transversale. Cette vallée, située à la charnière entre l'éperon et la Terrasse Mériadzek montre différentes figures de transports et d'érosion à diverses échelles.

- La Terrasse Mériadzek montre une couverture sédimentaire complète où nous avons pu établir une corrélation stratigraphique fiable. Ceci nous permet d'estimer les divers taux de sédimentation.

- La Ride Aegis prend naissance à l'extrémité sud ouest de la Terrasse Mériadzek et se prolonge vers l'ouest. Elle présente un replat en son sommet, où les différents carottages ont mis en évidence la série quaternaire complète, recouverte par une fine couverture de boue marneuse holocène.

Nous proposons à l'issue de ce chapitre une stratigraphie à partir des données de Pujol [1987] et des observations des paramètres physiques des carottes (fig. 3-26).

Ces différentes observations vont nous permettre d'aborder les processus de dépôt et de ruptures ayant contrôlé la sédimentation sur cet ensemble de Mériadzek. La qualité et la quantité des données étant cependant hétérogène, nous insisterons sur les événements ayant affecté l'Eperon Berthois, où nous possédons des paramètres géotechniques.

Données géotechniques - Eperon Berthois

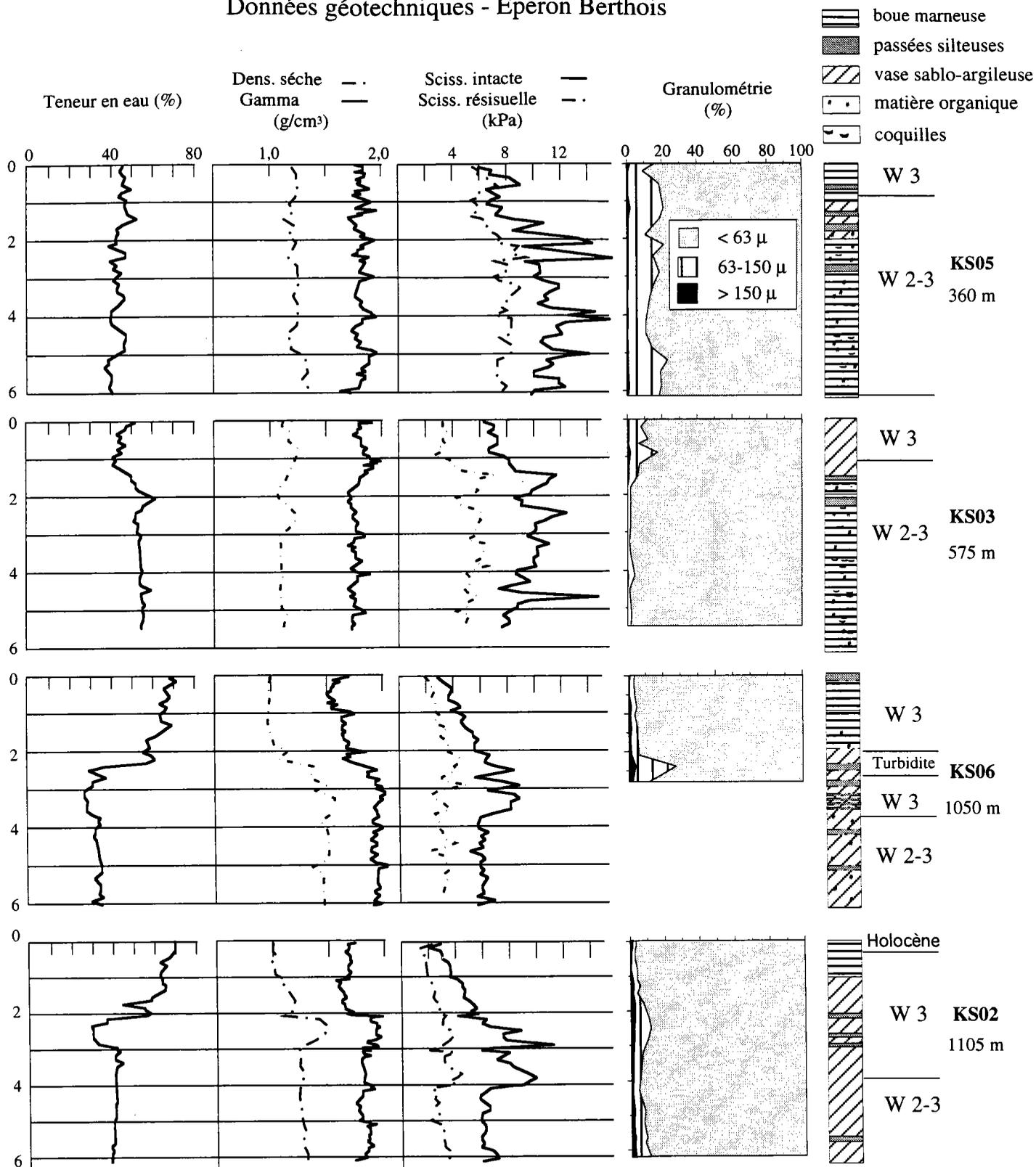


Fig. 3-26 : Paramètres physiques de laboratoires des carottes de l'Eperon Berthois.
 La localisation des carottes est donnée sur la figure 3-7.
 La stratigraphie est déduite des données de Pujol et des paramètres géotechniques.

III DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

En nous fondant sur les résultats obtenus dans le chapitre précédent, nous allons tenter d'identifier quels ont été les processus principaux qui ont régi la sédimentation sur cet escarpement. Tout comme dans la partie canadienne, nous aborderons ainsi successivement les processus de dépôt, puis ceux de ruptures.

III-1 Processus de dépôt

En fin de chapitre "caractérisation de la couverture sédimentaire" nous attirons l'attention du lecteur sur la possibilité d'imprécisions dans les datations, étant donné le peu de foraminifères disponibles et le caractère détritique des dépôts. Pujol et Müller avaient également insisté sur la relativité de leurs datations dans de telles conditions. Les données géotechniques semblent être un moyen de préciser la succession stratigraphique pour les carottes KS06 et KS05 (fig. 3-26).

Nous nous baserons sur ces "nouvelles" interprétations pour la discussion des données. Le tableau ci-dessous donne les taux de sédimentation calculés avec la nouvelle chronologie. Cela ne modifie pas de façon notable l'interprétation de ce tableau. Les nouveaux taux de sédimentation de KS06 restent compatibles avec les autres.

Tableau 2 : Taux de sédimentation : nouvelles valeurs pour KS06 et KS03.

		Holocène	Würm 4	Würm 3	Würm 2-3	Würm 2
	Durée	10 000	3 500	14 500	9 000	11 000
			Würm 3-4			
<i>Ride Aegis</i>	<i>GEOM 16</i>	2	14	7	4,5?	
<i>Ride Aegis</i>	<i>EPI 2KL09</i>	1,5		8,2	11...	
<i>Ride Aegis</i>	<i>GEOGAS 72114</i>	5		17	55...	
Terrasse M.	GEOGAS 72101	12	14	24	28...	
Eperon B.	GASCOR 02	3		26,5	27	
Eperon B.	GASCOR 06			20,5	29,5	
Eperon B.	GASCOR 03			8	65	
Eperon B.	GASCOR 05			7	66,5..	

L'observation de l'ensemble de ces résultats révèle deux points essentiels :

- des taux de sédimentation très importants caractérisent l'interglaciaire Würm 2-3 et le Würm 3 ; des taux deux fois moins importants apparaissent de l'interglaciaire Würm 3 4 à l'Holocène.

- les taux maxima du Würm 2-3 sont situés en haut de l'éperon et diminuent en bas de pente. Le taux élevé de la carotte 72114 est sans doute lié à sa situation particulière à l'aplomb de la Terrasse.

Il y a donc une différenciation temporelle et spatiale de la dynamique sédimentaire sur cette zone.

Grousset [1977] et Auffret [1983] ont montré que les taux de sédimentation observés sont largement influencés par les conditions climatiques. Au Würm 2 (48 000 - 37 000 ans) le rapprochement de la ligne de rivage et des moraines amènent du matériel grossier auquel s'ajoute des produits de délestage de dérive des glaces. A l'interglaciaire Würm 2-3 ainsi qu'au Würm 3, des apports sous forme de courants de turbidité de faible densité et / ou des mouvements gravitaires [Caralp *et al.*, 1982] donnent de forts taux de sédimentation. Enfin, de l'interglaciaire Würm 3-4 jusqu'à l'Holocène, la sédimentation est de type hémipélagique, les taux de sédimentation restent faibles.

L'évolution temporelle des taux est ici essentiellement due aux variations climatiques dans cette zone. Nous pouvons diviser en deux étapes cette sédimentation du quaternaire. Une première étape dite « turbiditique » du Würm 2 au Würm 3, puis une seconde étape dite "hémipélagique", de l'interglaciaire 3-4 jusqu'à nos jours.

Nous constatons que tout au long de la période « turbiditique » l'Eperon Berthois est particulièrement favorisé, tandis que la situation s'inverse lors de la période « hémipélagique ». Ce phénomène s'explique clairement par la combinaison de la dynamique sédimentaire et de la morphologie.

III-1-1 Mode d'alimentation « turbiditique »

Le faciès acoustique transparent identifié sur les profils 3,5 kHz du SAR entre les réflecteurs R1 (Würm 3) et R2 (Würm2) correspond au style de dépôt associé à la période « turbiditique », non seulement par sa transparence acoustique, mais par sa répartition. : il nappe la pente et se plaque sur les flancs exposés au transit : ici les flancs nord (Fig. 3-13 et 3-21, profils 18-1, 20-1). Le versant sud est lui dépourvu de sédiment. Au fur et à mesure que l'on s'éloigne du plateau donc de la source, les taux de sédimentation diminuent. D'un taux de 65 cm/1000 ans au Würm 2-3 en haut de l'éperon (KS05), on passe à un taux de 27 cm/1000 ans, à l'extrémité de l'éperon (KS02). Ce rapport de 2,5 est élevé ; en contre-partie des écoulements gravitaires peut être évacué par la vallée transverse. Cette hypothèse est confirmée par l'existence d'un dépôt qui en tapisse le fond (fig. 3-13). On peut également envisager que certains apports aient été captés par les canyons tributaires de Black mud, prenant naissance sur l'éperon non loin des carottages KS05 et KS03.

La position transversale de la vallée, à la charnière de deux blocs, en fait un exutoire idéal pour des transports gravitaires. Les placages « clairs » détaillés sur l'image SAR pourraient être apparentés à des dépôts de débordement. Ils sont en effet circonscrits au bord sud, face à l'arrivée de ces apports. Cette vallée pourrait avoir canalisé des courants dont les traces s'observent sur la mosaïque. Ce transport se manifeste par l'érosion générale de la vallée ainsi que par l'effilochage de la pellicule sédimentaire sur son flanc sud (stries du groupe 2). Ces courants pourraient être liés à un éboulement identifié en

amont de la vallée. D'après les figures d'érosion, ce courant porte à l'est : il suit la pente de la vallée ce qui indique un courant de type gravitaire.

Des stries de même orientation se distinguent sur la couverture sédimentaire en amont de la vallée.

Le transit sédimentaire de type « turbiditique » suit donc deux directions : une direction suivant la plus grande pente du nord au sud, à laquelle se surimpose une direction est-ouest induite par la présence de la vallée transversale.

La morphologie conditionne donc les types de dépôts observés sur cet escarpement.

III-1-2 Mode d'alimentation de type « hémipélagique »

Le faciès associé à la période "hémipélagique" n'apparaît que sur la Terrasse Mériadzek et sur la ride Aegis (fig. 3-11 et fig. 3-19).

L'épaisseur totale de la séquence hémipélagique est de 2 m au plus, avec un taux de sédimentation de 5 cm pour 1000 ans. Elle n'est pas différenciable sur les profils 3,5 kHz. L'absence remarquable de cette série sur l'éperon n'est pas compatible avec un mode de sédimentation par décantation qui se dépose de façon homogène par définition. L'angle de la pente, de 8° au maximum, n'est pas susceptible d'interférer dans ce mode de sédimentation. Nous devons alors envisager pour expliquer l'absence du sommet du Würm 3 l'intervention de mécanismes "perturbateurs".

III-2 Processus de rupture

III-2-1 Les carottes du haut de l'éperon (KS05 et KS03)

Les données géotechniques révèlent un état de surconsolidation pour les carottes KS03 et KS05, situées en haut de l'éperon (Fig.3-24). Cette surconsolidation correspondrait à un enfouissement sous une couche sédimentaire de 5 m (+/-2m). Cette épaisseur représenterait la série située entre le tiers inférieur du Würm 3 et le sommet du Würm 4 ou l'Holocène. La série complète aurait donc existé en haut de pente, mais elle aurait disparue à un temps « t ».

Ce temps « t » doit être situé avant l'Holocène puisque la carotte KS02 présente une couverture d'âge holocène mais est affectée par l'érosion.

Afin de vérifier l'hypothèse d'un glissement gravitaire, nous avons intégré nos données dans un diagramme d'analyse de stabilité sur les pentes dans des conditions non drainées [Morgenstern, 1967].

Ce diagramme permet de déterminer l'épaisseur limite d'une couche de sédiment, sur une surface potentielle de glissement, au delà de laquelle les conditions de déséquilibre sont atteintes.

Deux droites sont représentées dans ce diagramme (fig. 3-27): la première représente la contrainte verticale (le poids des terres) sur une surface potentielle de rupture ; la seconde, déterminée grâce aux mesures du scissomètre en laboratoire, représente la cohésion en fonction de la profondeur .

L'intersection de ces deux droites nous donne une valeur de la profondeur critique z à laquelle est susceptible d'apparaître un déséquilibre (fig. 3-27). Les conditions devant être vérifiées lors de l'utilisation de cette méthode sont :

- la taille du glissement est assez grande devant son épaisseur, pour que chaque point soit représentatif de la masse globale.
- les débris ont une trajectoire parallèle à la surface de rupture,
- les conditions non drainées sont respectées,
- la cohésion et le poids volumique varient linéairement avec la profondeur.

Ce glissement n'intéresse qu'une épaisseur de 5 m (+/- 2 m), donc faible vis à vis de la longueur de l'éperon. Il s'effectue sur le flanc de l'Eperon Berthois suivant la plus grande pente. Les conditions non drainées sont respectées s'il y a une brusque surcharge sédimentaire, ce que nous pouvons envisager lors des apports massifs au cours du Würm 3. N'ayant pas de niveaux sableux importants, la dernière condition est également vérifiée.

Pour recréer les conditions initiales du glissement, nous allons reconstituer à partir de nos données, la droite du poids des terres et la droite de cohésion d'une série sédimentaire complète.

1) La droite du poids des terres est établie suivant l'équation ¹: $\gamma * z * \sin i * \cos i$.

Les valeurs du poids volumique déjaugé (γ) doivent représenter celles d'une colonne sédimentaire complète non perturbée. La seule carotte ayant traversé l'Holocène et ne révélant pas de surconsolidation marquée est la KS02. L'équation ci-dessus sera donc calculée à partir des mesures du poids volumique de cette carotte. Le poids volumique augmentant linéairement avec la profondeur, nous prolongerons cette droite jusqu'à 15 m (fig. 3-27). Nous avons effectué ce calcul pour deux angles, 6° et 8°, 8° étant l'angle maximum de la pente en haut de l'éperon.

¹ Les équations sont décrites dans la partie 2 : chapitre III-2-3

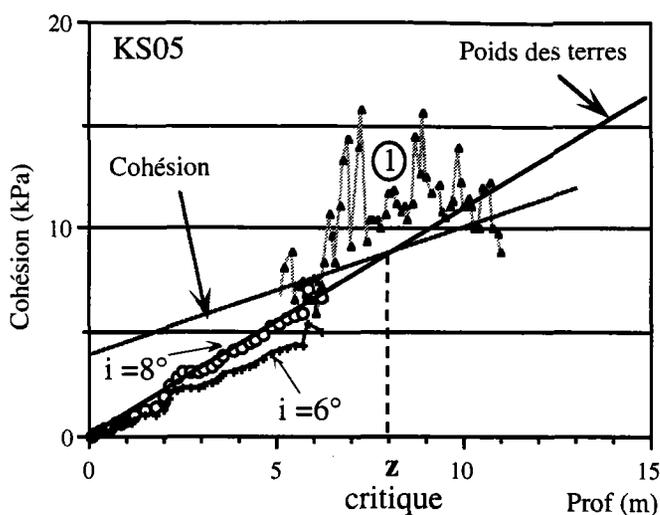


Fig. 3-27 : Analyse de stabilité sur pente infinie pour KS05

2) Les valeurs de cohésion seront celles mesurées sur les carottes KS05 (1) et KS03 (2) respectivement. Afin de respecter la correspondance cohésion-profondeur, nous ferons débiter la courbe de cohésion à 5 m de profondeur (valeur érodée d'après les diagrammes de Booth). Nous tracerons alors une droite de régression déterminée par ces valeurs de cohésion en profondeur et passant par le point (2m, 5 kPa)².

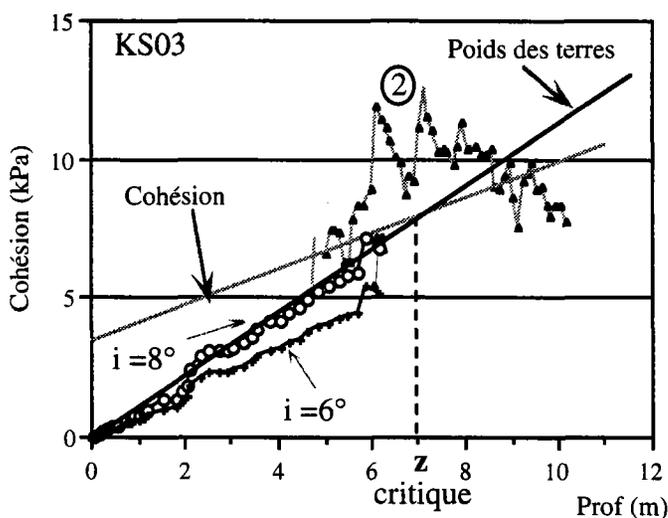


Fig. 3-28 : Analyse de stabilité sur pente infinie pour KS03

Nous trouvons respectivement des profondeurs critiques de 8 m et 7 m pour une pente de 8°. Pour une pente de 6° les sédiments restent à priori stables puisque les droites de cohésion et de poids des terres ne se recoupent pas. Notons que si nous prenons une

² Ce point "référence" représente un état de consolidation normal (cf partie 1, chapitre II-2-1).

valeur maximum d'épaisseur érodée (7 m), le diagramme d'instabilité donne une profondeur critique d'environ 6 m.

Etant donné le nombre d'approximations faites pour la réalisation de ces diagramme (KS02 représentative d'un état de consolidation normale en haut de l'éperon, une valeur de 5 kPa pour 2 m, la marge d'erreur inhérente au diagramme de Booth), il reste très délicat d'interpréter ces résultats.

Néanmoins, dans l'hypothèse où nos approximations ne sont pas trop loin de la réalité, une surcharge sédimentaire peut initier un glissement lorsque l'épaisseur de la colonne sédimentaire atteint 7 m au dessous (à 1,5 m) de l'interface Würm 2-3 / Würm 3. Le taux observé pour KS02 est de 27 cm/1000 ans, on peut admettre un taux plus élevé en haut de pente en relation avec des apports turbiditiques proximaux soit par exemple 45 cm/1000 ans (les taux cités par Grousset à l'échelle régionale varient de 30 à 62 cm/ 1000 ans. Le calcul avec un taux de 45 cm nous donne une épaisseur de 6,5 m uniquement pour le Würm 3. Cette hypothèse est donc vraisemblable.

Cet évènement interviendrait au cours de l'Holocène ce qui expliquerait l'absence totale de sédiment post-Würm 3. Cet âge est en accord avec nos observations précédentes.

III-2-2 Les carottes du milieu de l'éperon (KS06 et KS02)

Les diagrammes de Booth réalisés sur les carottes KS06 et KS02 révèlent un léger état de surconsolidation qui correspondrait à une série sédimentaire peu perturbée. Dans le paragraphe consacré à la caractérisation géotechnique, nous avons mis en évidence l'existence d'un niveau sous-consolidé identifié à l'interglaciaire Würm 2-3. Cet état de sous-consolidation était expliqué par l'existence d'apports importants sous forme de courants de densité. Afin de compléter ces observations nous avons intégré ces données dans les diagrammes d'analyse de stabilité sur pente infinie.

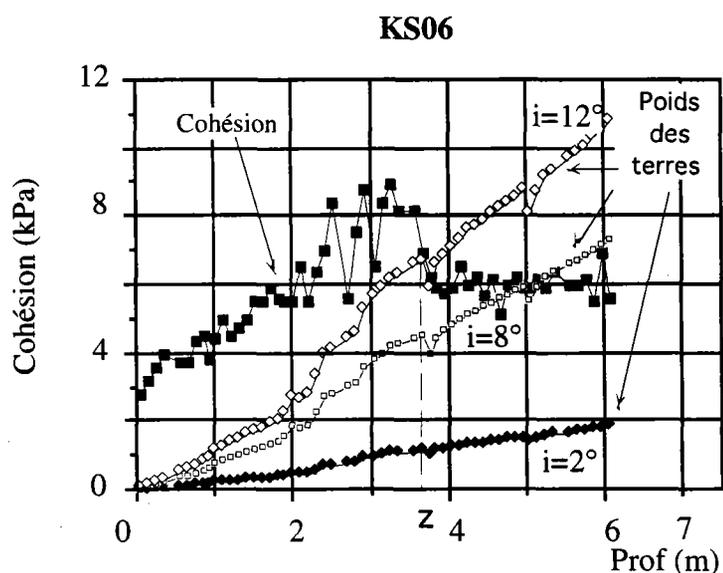


Fig.3-29 : Analyse de la stabilité sur pente infinie pour KS06

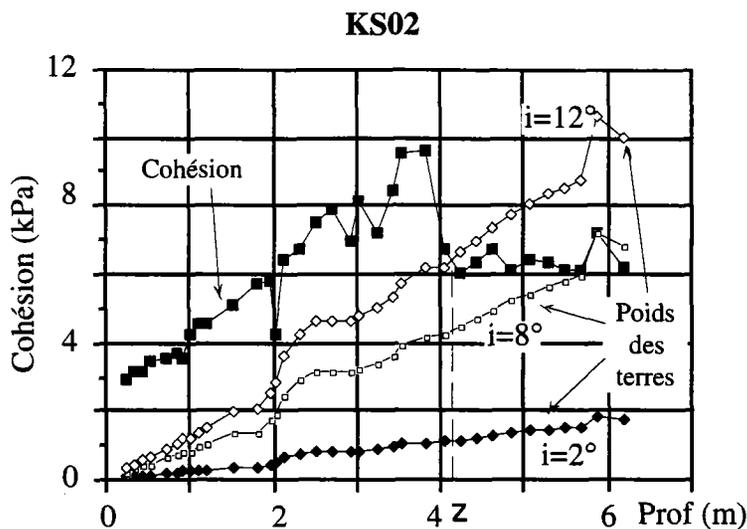


Fig.3-30 : Analyse de stabilité sur pentes pour la carotte KS02

Nous voyons qu'un mécanisme de déséquilibre peut apparaître pour des épaisseurs de l'ordre de 4 m dans le cas d'un angle de 12° aussi bien pour KS02 que KS06. Cette potentialité d'instabilité se manifeste à la faveur de la couche sous-consolidée interglaciaire Würm 2-3. Ce niveau de faiblesse est donc susceptible de jouer le rôle de plan de rupture lorsque les conditions sont adéquates. La pente observée dans la zone de prélèvement des carottes KS02 et KS06 est de 7° , donc inférieure à celle nécessaire à l'apparition d'un déséquilibre. Ceci explique la conservation de la couche supérieure.

Par contre en bas de pente, les conditions favorables à des glissements sont réunies. La couverture sédimentaire (du Würm 2 au Würm 3) qui représente une épaisseur suffisante de 4 à 5 m en bas de l'éperon, est instable lorsqu'elle recouvre des pentes supérieures à 12° . Or tout le bas de l'éperon est caractérisé par des corniches et des pentes plus marquées dont les angles varient de 10° à 15° (fig. 3-6). Des glissements gravitaires ont donc pu entraîner l'érosion des couches sous-jacentes. Ces glissements se sont probablement évacués par la vallée transversale puisque l'on n'observe pas de dépôt de type coulée de débris sur la Terrasse de Mériadzek. Ils devraient avoir un âge post-Würm 3 puisqu'une certaine épaisseur de sédiment est nécessaire pour déclencher l'instabilité.

Ainsi la couverture sédimentaire du bas de l'éperon est instable pour des pentes égales ou supérieures à 12° . Les glissements gravitaires peuvent donc être à l'origine des affleurements anciens observés en bas de l'éperon (fig. 3-14). La pente peut conserver de cette façon un angle suffisant pour induire de nouveaux glissements : le mécanisme d'instabilité s'entreferait. Ce processus répété plusieurs fois entre l'Eocène et l'Holocène à la faveur de brusques surcharges sédimentaires pourrait alors expliquer la disparition totale de la série anté-Würm.

III-2-3 Les niches d'arrachement de la vallée transversale.

Elles sont identifiées par des escarpements arqués au nord-est de la vallée transversale (fig. 3-7). La présence d'un faciès acoustique clair à leur base délimite probablement des coulées de débris provenant de ces niches d'arrachements. Nous proposons deux hypothèses de formation pour ces figures :

- un effondrement simple de pans de mur de la vallée le long de diaclases.
- des courants gravitaires, canalisés par la vallée transversale, éroderaient (excaveraient) la partie inférieure de la falaise en débouchant violemment de la dite vallée. Certains auteurs comme Berger & Johnson [1976] ou Arthur *et al.* [1979] ont suggéré que l'action d'excavation peut engendrer la création de glissement rétrogressifs. Un tel mécanisme pourrait également expliquer la présence de ces niches d'arrachement.

III-3 Conclusion

Les processus de dépôt sont liés non seulement aux conditions climatiques mais également à la morphologie de la Terrasse Mériadzek.

On distingue ainsi un mode d'alimentation « turbiditique » de la base du Würm 2 à la fin du Würm 3 et un mode d'alimentation « hémipélagique » qui caractérise la période du Würm 3-4 à l'actuel.

Les taux de sédimentation sont deux fois et demi plus importants en haut de l'éperon que dans sa partie basse.

Or l'Eperon Berthois présente une particularité remarquable : il n'y a pas de sédiments postérieurs Würm 3 excepté un fin niveau d'holocène en KSO2, alors qu'une série sédimentaire complète existe sur la Terrasse Mériadzek et sur la Ride Aegis.

Cet éperon serait donc le siège de glissements gravitaires.

Nous avons mis ainsi en évidence trois types d'écoulement gravitaires possibles sur Mériadzek.

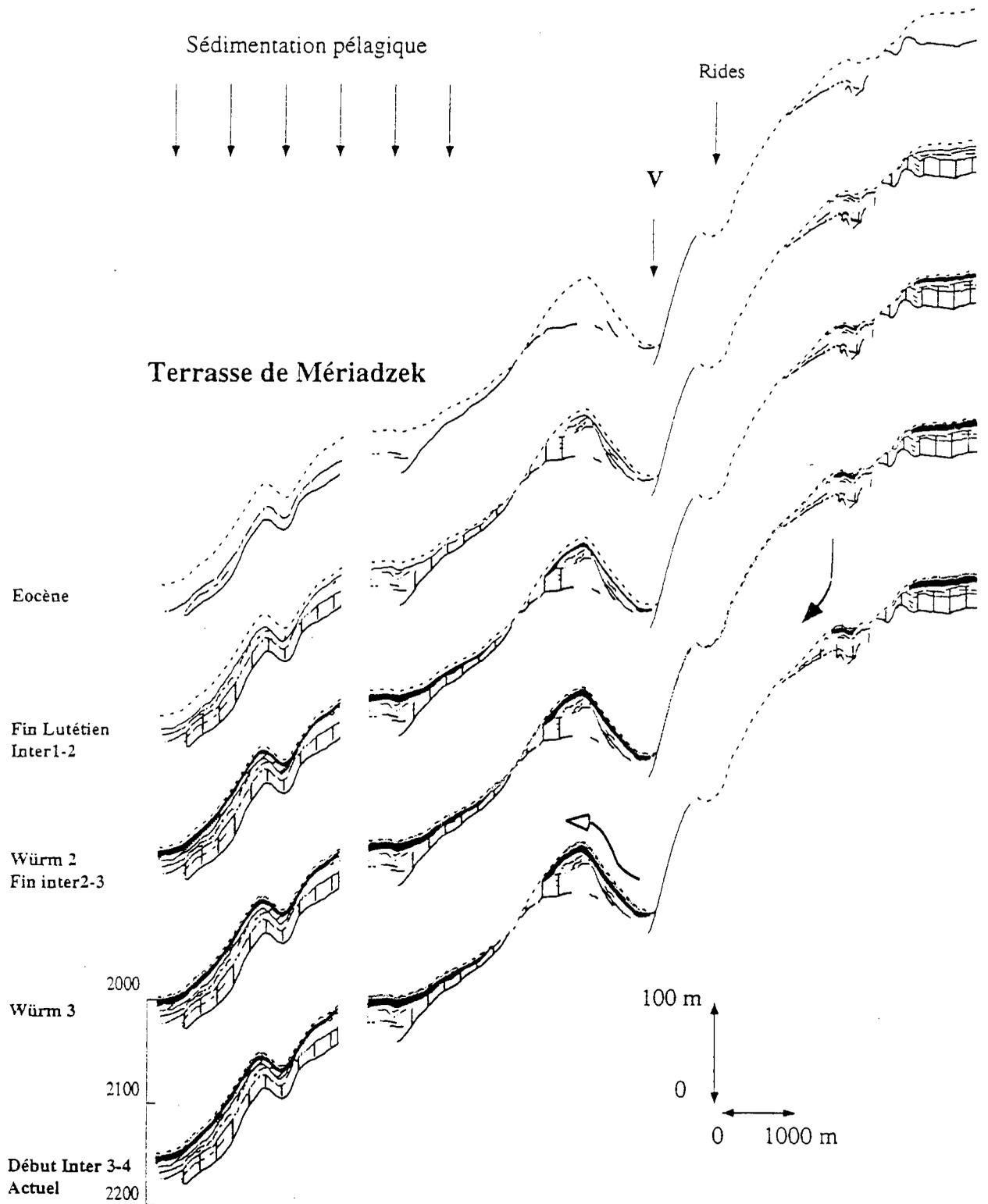
Le premier se situerait en haut de l'éperon et expliquerait le hiatus débutant à la moitié du Würm3 et finissant à l'Holocène. Lorsque l'épaisseur de la couverture sédimentaire atteint 7 m en haut de l'éperon (KS03, KS05), elle est susceptible de glisser dès que la pente atteint un angle de 8°. Un tel processus de coulée en masse éroderait sur son passage toute la couverture sédimentaire de l'éperon laissant ainsi à l'affleurement les sédiments du Würm 3. Les conditions nécessaires semblaient en effet être réunies dès l'interglaciaire Würm 3-4 compte tenu des taux de sédimentation calculés observés en aval.

Le second processus affectant le bas de l'éperon correspond au faciès sans couverture (fig. 3-12, 3-13) et est caractérisé par des pentes de 10° à 15°. En effet, pour une pente égale ou supérieure à 12°, la couverture sédimentaire est en état de déséquilibre lorsqu'elle atteint une épaisseur de 4 m. La possibilité d'apparition d'une déstabilisation

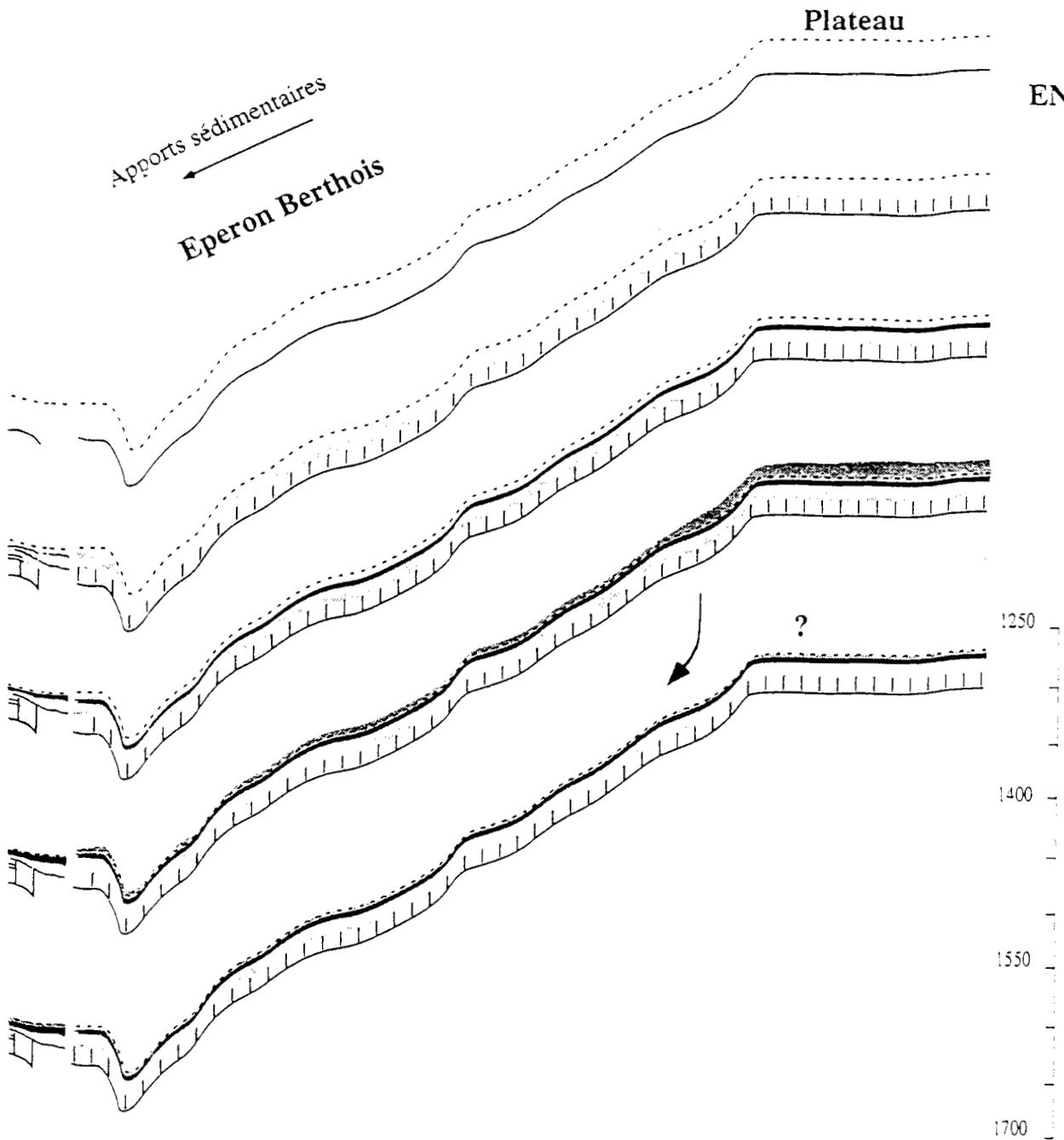
pour une si faible épaisseur de sédiment est favorisée par la présence d'une couche à cohésion particulièrement faible (6 kPa de 4 à 6 m) identifiée sur les carottes KS02 et KS06. Cette couche datée de l'interglaciaire Würm 2-3 servirait de surface de rupture et entrainerait ainsi avec elle la couverture susjacent. Les sédiments du Würm 2 seraient ainsi mis à l'affleurement. Un mécanisme semblable pourrait avoir déjà joué entraînant la disparition au fur et à mesure (dès que les conditions de déséquilibre sont atteintes) des séries sédimentaires. Ce processus à répétition est intimement lié à l'importance de la dénivellée : la pente est rajeunie à chaque glissement .

Enfin, la vallée transverse semble être le siège de courants gravitaires. Engendrés par des écroulements ponctuels des murs amonts de la vallée ou nourris par des apports gravitaires venant de l'éperon, ils sont canalisés par la vallée et s'écoulent vers le Canyon Black Mud.

Fig. 3-31 : Reconstitution des étapes sédimentaires de la zone Mériadzek



ENE



	Débordement		Topographie du fond marin à l'actuel
	Glissement		Topographie du fond marin à l'Eocène
V :	Vallée transverse		Dépôts du Lutétien Terminal - Interglaciaire 1-2
Rides :	coulées d'érosion		Dépôts du Würm 2 - fin Interglaciaire 2-3
			Dépôts du Würm 3

IV RECONSTRUCTION DE L'HISTOIRE QUATERNAIRE

La principale difficulté de cette reconstruction est la connaissance souvent partielle ou supposée des âges des différents réflecteurs. Nous admettrons donc cinq étapes correspondantes aux âges identifiés lors de cette étude.

L' Eocène moyen, est caractérisé par une phase d'érosion reliée à l'épisode compressif ibéro-européen. Les failles jouent verticalement.

A l'interglaciaire Würm 1-2 (59 000 ans - 48 000 ans B.P.) : le niveau marin relatif est proche du niveau actuel. L'apport détritique aurait été important au Würm 1 (75 000 ans - 59 000 ans B.P.). L'interglaciaire 1-2 est caractérisé par une sédimentation hémipélagique.

Du Würm 2 à la fin de l'Interglaciaire Würm 2-3 (48 000 ans-37 000 ans B.P.) : Les apports grossiers sont importants lors du Würm 2 car les glaciers sont alors relativement proches. Les taux de sédimentation élevés de l'Interglaciaire Würm 2-3 sont expliqués par l'intervention de mécanismes gravitaires. Une remontée du niveau marin relatif de 50 mètres a probablement favorisé la remobilisation des sédiments stockés sur le plateau. Le niveau constitué des dépôts gravitaires de l'interglaciaire 2-3 constitue une couche sous-consolidée à cohésion très faible.

La période du Würm 3 (28 000 ans - 13 500 ans B.P.) est particulière : Bien qu'il s'agisse d'une période glaciaire, de gros apports provenant de l'érosion périglaciaire caractérisent cette période. En effet, l'Inlandsis occupe la majeure partie de la Grande Bretagne et de l'Europe du Nord. La France et la Manche sont émergées. La Manche sert alors d'exutoire à de nombreux fleuves (Seine, Tamise). D'importants stocks de sédiments sont probablement situés en haut de pente (60 cm/1000 ans). Le reste de la pente présente un taux de sédimentation d'environ 30 cm/1000 ans.

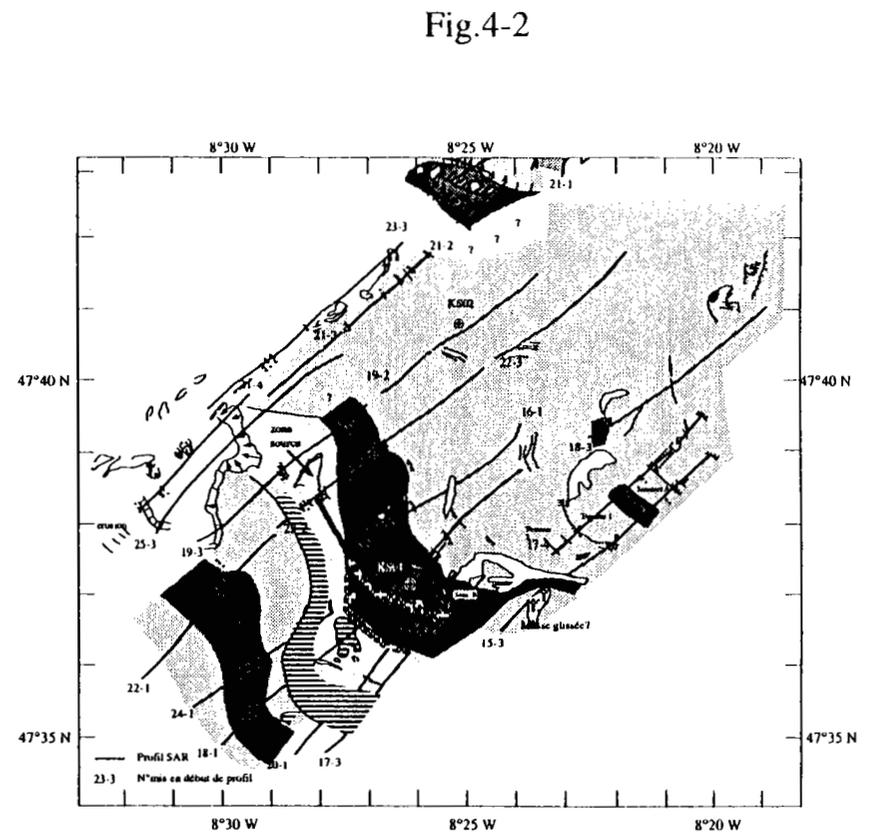
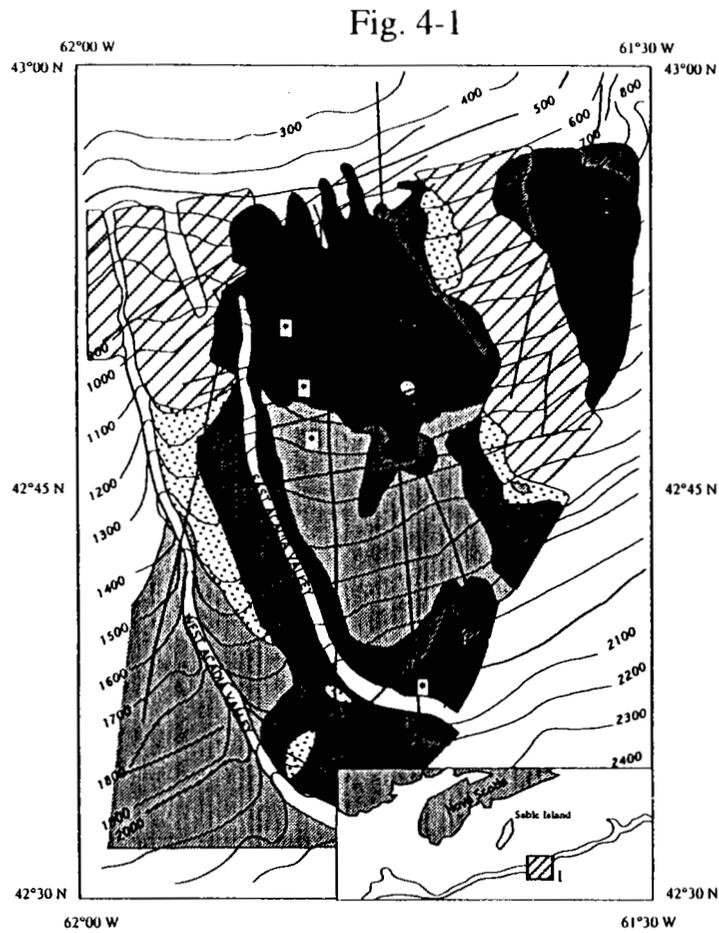
Enfin, du début interglaciaire 3-4 à l'actuel (13 500 ans - 0) : Le niveau marin remonte et favorise probablement l'apparition d'instabilités sédimentaires. En haut de l'Eperon, lorsque l'épaisseur critique de 7 m est atteinte au dessus du toit du Würm 2-3 , soit au début de l'Interglaciaire Würm 3-4 soit pendant le Würm 4 la couverture sédimentaire glisse, mettant à l'affleurement des sédiments du Würm 3. La couverture Holocène ne s'observe que dans certains endroits (KS06) probablement protégés de l'influence de courants . De la même façon, en bas de l'Eperon, lorsque l'épaisseur de la couverture sédimentaire au dessus du niveau sous-consolidé de l'interglaciaire 2-3 est suffisante (4m), des instabilités gravitaires apparaissent pour des pentes supérieures ou égales à 12°. Le bas de l'éperon est ainsi dénudé.

Partie 4 : ETUDE COMPAREE DE LA MARGE
DE NOUVELLE ECOSSE ET DE LA MARGE
DES ENTREES DE LA MANCHE

Le premier chapitre de cette partie résumera puis confrontera les principaux résultats obtenus sur les deux zones. La visualisation des « paléobathymétries », grâce au logiciel Bluepack, nous permettra de comparer les dynamiques sédimentaires, puis d'évaluer les volumes de matériel mis en jeu par les différents processus de transfert sédimentaire mis en évidence.

Dans le second chapitre, nous vérifierons que les conclusions de cette étude comparative sont susceptibles d'être étendues, en examinant d'autres cas d'instabilités gravitaires recensées sur les marges de l'Atlantique nord.

Le troisième chapitre présentera les conclusions de cette partie.



Localisations des profils utilisés pour le modèle numérique de terrain :

Figure 4-1 : sur la zone de Verill Canyon (* Profils synthétiques),
 Figure 4-2 : sur la zone de Mériadzek.

I COMPARAISON DES DEUX ZONES

Au cours de ce travail nous avons étudié deux portions de marges passives :
 la zone Verrill Canyon sur la pente continentale de Nouvelle Ecosse, limitée par les méridiens 61°30 W et 62°00 W et les latitudes 42°30 N et 43°00 N (fig.4-1),
 la zone Mériadzek sur la pente continentale des Entrées de la Manche, délimitée par les longitudes 7°00 W - 10°00 W et 47° 00N- 48,5°N (Fig 4-2).

Afin d'éviter une longue énumération des résultats obtenus pour chacune de ces zones, nous classerons les faits essentiels en deux catégories : les similitudes d'une part et les différences d'autre part, évaluées toutes deux à partir du contexte morphostructural, de la nature du sédiment, et de la dynamique sédimentaire, auxquels nous ajouterons un paragraphe d'évaluation des volumes sédimentaires. Les facteurs de contrôle de la dynamique sédimentaire se détacheront ainsi pour chacun des types de marges.

I-1 Les contextes morphostructuraux

I-1-1 Similitudes

- Ces deux portions de marges passives présentent des plateaux continentaux très développés (environ 300 km de large).
- Les glissements observés apparaissent en pente « ouverte », c'est-à-dire sur un interfluve n'appartenant pas à un système deltaïque récent.
- Ces zones, ouvertes sur l'Atlantique à des latitudes peu différentes, sont affectées par des variations semblables du niveau marin (fig. 4-3).

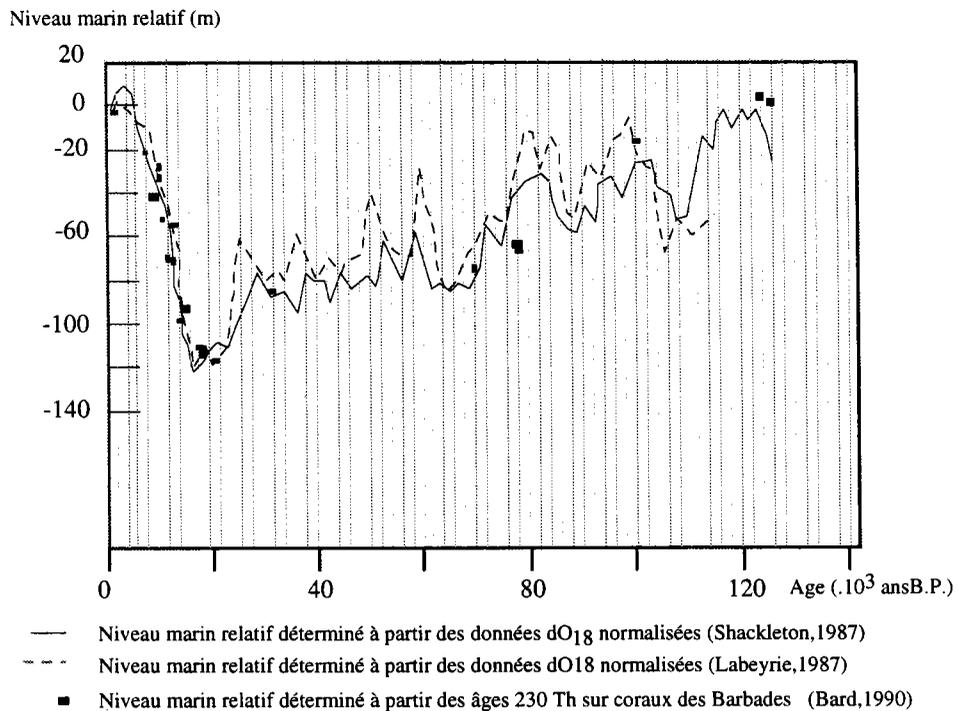


Fig. 4-3 : Niveaux marins relatifs sur l'Atlantique nord.

I-1-2 Différences

- Durant son histoire quaternaire, la marge de Nouvelle Ecosse a été alimentée directement par des glaciers situés en bordure de marge. Cette position privilégiée a permis un apport très important de sédiments suivant une ligne source qui lui donne ainsi une morphologie en pente douce : c'est une marge grasse (fig. 4-4B). La zone Verrill Canyon représente un échantillon typique de cette morphologie glaciaire.

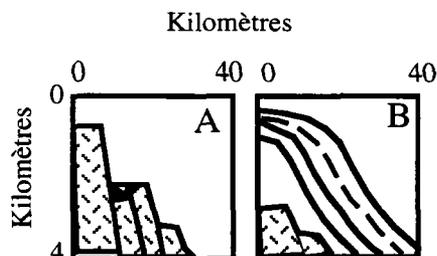


Fig. 4-4 Profil d'une marge maigre et d'une marge grasse [d'après Emery, 1977].

La zone Mériadzek était située dans un environnement péri-glaciaire au Quaternaire, les glaciers restant au niveau de l'Europe du Nord. Son alimentation indirecte, modulée par le climat est naturellement moins importante. Le résultat est une marge maigre (fig.4-4A) où transparait la structure profonde. La zone analysée se divise, du nord au sud, en trois unités différenciées par des changements de morphologie : l'Eperon Berthois, de pente moyenne égale à 6° , la Terrasse de Mériadzek d'angle inférieur à 5° , puis la ride Aégis ($15^\circ - 20^\circ$).

- Des canyons servant d'exutoire encadrent chacune des zones. Ceux de Verrill sont des vallées, la East Acadia Valley et la West Acadia Valley, qui se marquent relativement peu dans la bathymétrie : 150 m de profondeur sur 500 m de large. Par contre, deux canyons profonds limitent la zone Mériadzek . D'une moyenne de 500 m de profondeur sur 2 000 m de large, ils résultent en partie d'une tectonique éocène. Une vallée transversale marque la transition entre l'Eperon de Berthois et la Terrasse de Mériadzek.

- Des séismes, liés aux réajustements post-glaciaires affectent directement la marge de la Nouvelle Ecosse du Quaternaire jusqu'à nos jours. Le Séisme des Grands Bancs en 1929, en est un exemple récent. Le réajustement post-glaciaire est moins sensible sur la marge des Entrées de la Manche, les glaciers étant plus éloignés.

I-2 Les couvertures sédimentaires

I-2-1 Similitudes

- Les sédiments de l'Atlantique nord en général [Richards, 1962 ; Cortijo *et al.*, 1993], ne contiennent, proportionnellement, que peu de matière organique comparé à l'abondance des apports détritiques. Les apports sont dans les deux cas de type fins riches en argiles et silts, avec des passées sableuses et parfois quelques graviers.

I-2-2 Différences

Nous avons intégré les échantillons de chacune de nos zones dans le diagramme de classification des sols de Casagrande.

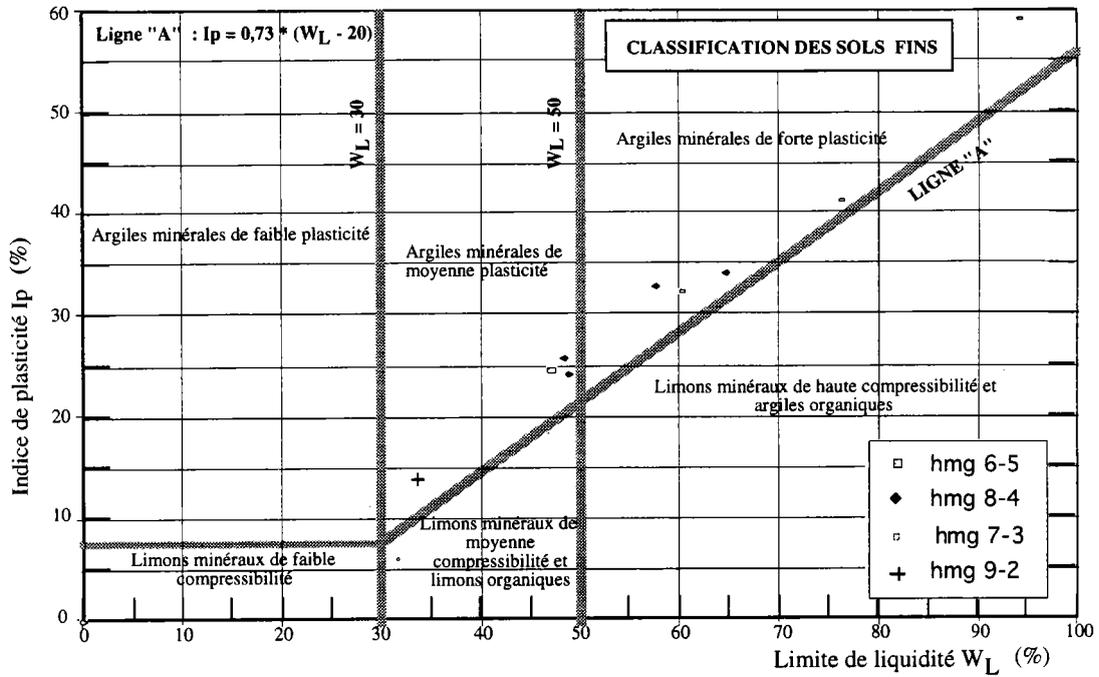


Fig. 4-5 Diagramme de classification de Casagrande. Echantillons de Verrill Canyon

Limites d'Atterberg sur les carottes de Mériadzek

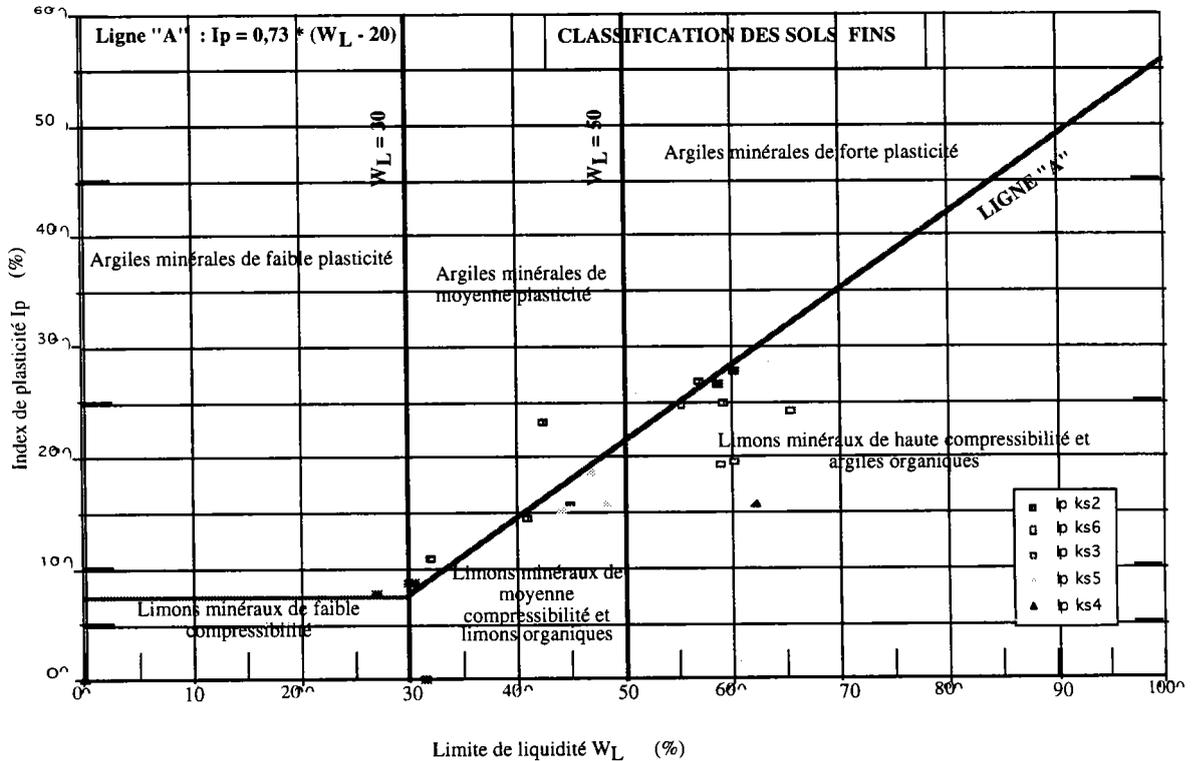


Fig. 4-6 : Diagramme de Casagrande . Echantillons de la zone Mériadzek

I-3 Les dynamiques sédimentaires

Ils nous semble ici essentiel de rappeler les dynamiques sédimentaires observées sur chacune des zones. Pour les confronter, nous nous servons ici des cartes « paléobathymétriques » obtenues avec Bluepack qui font ressortir les traits majeurs de la sédimentation. Les cartes suivantes représentent le toit d'un réflecteur (R1, R2, R3, R4)

I-3-1 Nouvelle Ecosse

La visualisation de la paléobathymétrie sur cet exemple représente un cas limite d'application de la méthode dans la mesure où nous cherchons à voir des épaisseurs sédimentaires n'excédant pas 50 m pour un dénivelé de l'ordre de 1 000 m. Il faut donc rester très critique quant aux résultats ; néanmoins, les caractères essentiels du bilan sédimentaire sont bien mis en valeur. Quatorze profils de sondeur 3,5 kHz couvrent une zone de 100 km de large sur 150 km de long, centrée sur le débris flow de Verrill Canyon. Quatre de ces profils (identifiés par *) sont des profils synthétiques reconstitués à partir de l'écorché géologique (fig.4-1). Ils ont été ajoutés dans le but d'homogénéiser la répartition des données. Les modèles sélectionnés pour l'élaboration du Modèle Numérique de Terrain sont donnés en Annexe 4.

Les cartes paléobathymétriques (fig. 4-7) donnent une visualisation de la paléobathymétrie en quatre épisodes. Ces épisodes correspondent aux âges des réflecteurs.

- le réflecteur kr4¹ est daté d'au minimum 30 000 ans B.P (réfl. bleu de la partie2),
- le réflecteur kr3 est daté de 20 800 ans B.P. (réfl. jaune de la partie 2),
- le réflecteur kr2 est daté de 18200 ans B.P. réfl. vert de la partie 2),
- le réflecteur kr1 correspond au sommet de la couverture holocene.

Une vue d'ensemble des paléobathymétries kr1, kr2, kr3, kr4, révèle qu'il n'y a pratiquement pas de différence entre elles. On retrouve la même répartition des isobathes du nord au sud. La morphologie générale, à cette échelle n'a donc pas évolué depuis les 30 000 dernières années.

Trois particularités morphologiques sont identifiables.

1) Une « niche d'arrachement », en bleu clair, apparaît systématiquement, centrée au nord de la zone. Elle est antérieure au glissement et correspond vraisemblablement à l'escarpement d'une cinquantaine de mètres, mis en évidence sur la figure 2-12. C'est donc une structure héritée.

2) Deux surcreusements, situés en prolongation au sud de la niche d'arrachement, semblent correspondre à l'existence de deux paléo-vallées comblées décrites par Piper *et al.* [1985]. Le débris flow les ayant totalement ensevelies, ces vallées ont fonctionné jusqu'à 13 000 ans B.P. au maximum. Leur origine peut être associée à la fonte de glace à la base des inlandsis qui est susceptible de creuser de telles vallées [Booth & Haller, 1993].

¹kr4 est le nom donné lors de la représentation du M.N.T au réflecteur R4, kr4 signifiant réflecteur krigé.

3) Enfin la partie de la vallée East Acadia comprise entre 1800 et 2500 m se marque dans la bathymétrie. Ceci se traduit par l'existence d'un axe des isobathes orienté SE-NO dans le sud des images. La mauvaise répartition des profils ne permet pas de distinguer cette vallée dans sa partie haute.

Les cartes des isopaques (fig.4-8) présente les cartes des épaisseurs sédimentaires entre les divers réflecteurs. A cette échelle, les approximations faites lors de la numérisation des réflecteurs peuvent modifier l'interprétation :

- dans la zone du glissement (moitié nord des cartes), les réflecteurs R2 et R3 ont disparus dans le glissement. Nous avons du les assimiler au réflecteur de surface R1 pour préserver l'homogénéité des données,

- dans la moitié sud les réflecteurs sont conservés et donc différenciés en R1, R2, R3, R4. Notre analyse se fera par conséquent en deux étapes : nord et sud.

La moitié nord révèle une couverture de 2 mètres environ déposée théoriquement entre 0 et 20 800 ans (R1-R3). Elle correspond à une période de *bypassing* lié au transport des sédiment vers le large lors du recul des glaciers (18000 -10 000 ans B.P.) ; puis une période de sédimentation hémipélagique caractérise la transgression holocène. Enfin, l'image des épaisseurs R3R4 révèle un dépôt centre important qui correspond au coeur de la coulée, atteignant plus de 30 m à certains endroits.

La partie sud est caractérisée par un épaississement régulier de 1 à 2 m entre chaque étapes, ce qui confirme l'existence d'un apport sédimentaire régulier, donc d'un type de sédimentation hémipélagique ou *by-passing* des sédiments, le gros des sédiments restant stockés en haut de pente.

I-3-2 La marge de Nord-Gascogne

La zone visualisée recouvre la mosaïque Sa02 (Sargas 87)². L'utilisation du logiciel Bluepack est ici très intéressante car le dénivelé est de l'ordre de 500 m pour des couches d'une dizaine de mètres d'épaisseur. L'inconvénient, lié à cet avantage, est l'étroitesse de la zone étudiée ³ : 15 km * 10 km.

Quatre cartes bathymétriques (fig. 4-9) ont été réalisées pour quatre réflecteurs.

Le premier réflecteur **R1** correspond à la surface, donc au Würm 3 (28 000 ans B.P.) dans la partie en amont de la vallée transversale, à l'Holocène (t = 0 ans) dans la partie aval.

Le second réflecteur **R2** (base de la série transparente) correspond à la base du Würm 2 (48 000 ans B.P.).

² La position de cette mosaïque est donnée par la figure 3-9 dans la partie 3.

³ Rappelons cependant que les taux sédimentaires étant plus faibles, nous atteignons à 75 m l'Eocène, l'échelle de temps est également modifiée.

Le troisième réflecteur **R3**, non daté, matérialise la base de la série litée perturbée (fig. 3-20).

Enfin le dernier réflecteur **R4** représente le toit de l'Eocène moyen.

Les cartes « paléo-bathymétriques » révèlent un approfondissement global du nord-est au sud-ouest. Elles sont divisées en trois zones distinctes.

Zone 1 : elle correspond à la vallée transversale. Elle se présente sous la forme d'une « barrière verte » reliée à l'affleurement éocène mis en évidence par la mosaïque SAR. Elle montre un dégradé continu et conserve sa forme dans le temps. On peut cependant noter qu'à l'Eocène, elle se raccorde à une structure verte sur la bordure nord-ouest, mais qu'elle s'en dissocie légèrement à t0.

Zone 2 : L'Eperon. La reconstitution met en évidence une nette évolution des bathymétries, principalement dans la partie Nord. Une vue d'ensemble nous permet de visualiser le comblement, avec le temps, d'une surface relativement plane (en bleu clair), comprise entre les isobathes 1 650 m et 1 700m. Cette surface étendue au temps t4 (Eocène), devient le siège de dépôts (bleu foncé) jusqu'à être fortement réduite à t0. Ces dépôts forment une sorte de langue s'affinant en aval. Les apports sédimentaires se font donc dans le sens de la pente suivant un axe étroit, et se déposent de façon plus massive en amont. Cette répartition révèle la contrôle gravitaire de ces dépôts (une sédimentation héli-pélagique aurait accumulé les sédiments de façon homogène). De la même façon, à l'extrême nord-est de la zone, la bathymétrie passe de 1 550 m (t4) à 1 500 m (t0) (dégradés fuschia).

Zone 3 : La Terrasse. La partie sud-ouest des figures reste plus stable à travers les âges. Les isobathes sont répartis régulièrement à l'exception d'un petit replat (jaune et vert). Celui-ci culminant à 1845 m au temps t4, piège les sédiments et finit par atteindre une hauteur de 1750 m au temps t0. Les changements morphologiques principaux s'effectuent entre les réflecteurs R1 et R2 et entre R3 et R4. La sédimentation de ce côté de la vallée transversale possède donc un caractère hémipélagique.

La distinction morphologique de la zone en trois parties correspond à une différenciation de la dynamique sédimentaire. Une sédimentation sous forme d'apports gravitaires caractérise la partie amont de la vallée transversale. Celle-ci ne varie pas dans le temps et sert d'exutoire aux débordements gravitaires venant de l'amont : la partie aval est ainsi préservée de la majeure partie de ces apports. Une sédimentation de type hémipélagique prévaut sur cette dernière. Auffret & Pastouret [1977], remarquaient en ce sens que la distribution des sédiments superficiels semblaient obéir à un double contrôle : géologique et bathymétrique.

Les cartes d'épaisseurs sédimentaires (fig. 4-10) confirment l'existence d'apports importants en amont de la vallée transversale.

La carte des épaisseurs R3R4 révèle un dépôt massif de sédiments pouvant atteindre 30 m d'épaisseur. Des dépôts également importants apparaissent en aval de la vallée. Les dépôts-centres sont allongés perpendiculairement à la pente. Cette répartition homogène des apports peut traduire une tendance hémipélagique de la sédimentation.

De R2 à R3 on observe peu d'apports, sauf en trois points. Ces zones privilégiées atteignent plus de 15 m d'épaisseur alors qu'ailleurs l'épaisseur de recouvrement ne dépasse pas 1 m. L'action des courants permet d'expliquer cette répartition spatiale NO-SE. (Cette observation nous conforte dans la qualité de nos résultats : ils ne sont pas influencés par la disposition NE-SO des profils). Les courants balayent les zones les plus exposées : la partie en aval de la vallée est totalement dépourvue d'apports. Les sédiments ne pouvant s'accumuler que dans des cuvettes, ou pièges à sédiment.

Enfin de R2 à R1, seule période pratiquement datable (55 000-18 000 ans B.P.), un taux de sédimentation plus important et plus homogène apparaît. Nous retrouvons les mêmes caractéristiques qu'en R4R3, à la différence que les dépôts centres sont orientés dans le sens de la plus grande pente. Ceci traduit une sédimentation contrôlée par des apports de type gravitaires venant du plateau. On retrouve les deux grandes directions morphostructurales de la carte R3R4.

I-3-3 Différences

Trois différences majeures ressortent de la comparaison des dynamiques sédimentaires de ces deux zones pour les processus de dépôt :

- 1) il existe un contrôle structural de la distribution des sédiments dans le cas de Mériadzek,

- 2) un volume considérable de sédiments (30 m en 20 800 ans) arrive sur Verrill alors qu'un volume bien moindre (15 m en 55 000 ans) arrive sur Mériadzek.

Les processus de rupture ne peuvent être mis en évidence par cette méthode que s'il existe un dépôt lié à ce processus. Dans le cas de Verrill nous constatons un volume très important de sédiments déposés en haut de pente, mais dans le cas de Mériadzek les sédiments glissés ont été évacués par la vallée transversale. Nous rappellerons donc ici les résultats des parties 2 et 3.

- un glissement tabulaire qui a évolué en coulée de débris puis en courant de turbidité apparaît en haut de pente sur Verrill Canyon. Il est dû à un séisme daté d'environ 12 500 ans.

- un glissement en masse a érodé la couche sédimentaire sur Mériadzek (Eperon Berthois), d'après les données géotechniques. Il s'est déclenché sous l'effet d'une surcharge sédimentaire qui a dû se produire à la fin du Würm 3 ou lors de l'interglaciaire Würm 3-4 (12 000 - 10 000 ans B.P.).

I-3-4 Similitudes

Les points communs de la dynamique sédimentaire de ces deux régions sont les suivants :

- les apports sont liés à l'influence des glaciers,

- les événements gravitaires sont post glaciaires et correspondent à des remontées relatives du niveau marin (fig. 4-3). Les glissements en masse apparaîtraient ainsi préférentiellement en périodes de remontée eustatique consécutive à des bas niveaux marins où le stockage sédimentaire en haut de pente a été important. En effet les sédiments plus ou moins sous-consolidés s'accumulent en bordure de la marge, et même jusque sur les pentes des interfluves, pendant les périodes de bas niveaux marins ; cette situation « extraordinaire » ajoutée au fait que le volume sédimentaire est maximum à la fin d'une période de bas niveau, favorise inévitablement les déséquilibres sur la pente.

Nous allons donc essayer de quantifier ces volumes de sédiments dont l'importance est primordiale.

I-4 Bilan sédimentaire / Volumes

Grâce aux capacités du logiciel Bluepack, il est possible de calculer le volume sédimentaire compris entre deux réflecteurs. Ces calculs seront très précieux pour la zone Mériadzek. Par contre, ils ont été utilisés uniquement à titre de confirmation dans le cas de la Nouvelle Ecosse, étant donnée la faible densité de profils sur cette zone. Sur la zone Verrill, nous avons estimé les différentes épaisseurs avec du papier millimétré.

I-4-1 Verrill : estimation des volumes sédimentaires mis en jeu

Les calculs fiables ont été réalisés par la méthode des petits carrés, c'est-à dire en estimant avec du papier millimétré les surfaces, et en se fondant sur les profils 3,5 kHz pour les épaisseurs. Les calculs sont résumés sur la figure 4-11.

L'estimation du volume moyen de sédiment déposé pendant cette période (de 0 à 30 000 ans B.P) sur une surface de 100 m² donne:

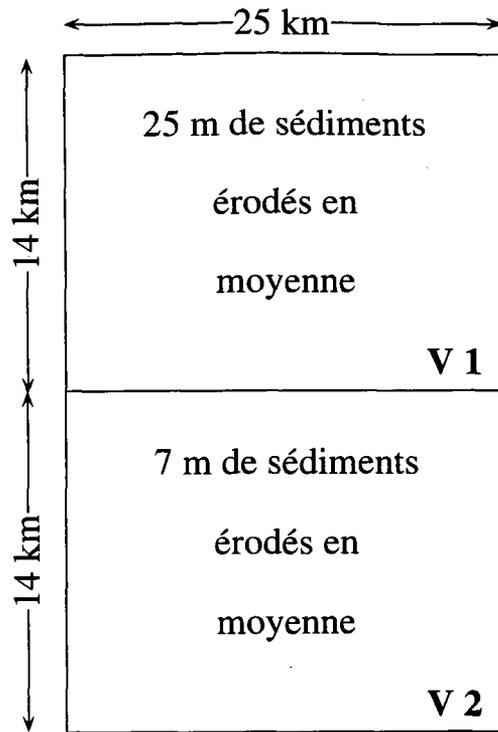
- 10 m * 100 m * 100 m (épaisseur moyenne entre la surface et le réflecteur vert 18 200 ans B.P.),

- 9 m * 100 m * 100 m (épaisseur moyenne entre les réflecteurs vert et jaune (18 200 - 20 800 ans B.P.),

- 8 m * 100 m * 100 m (épaisseur moyenne entre les réflecteurs jaune et bleu (20 800 - 30 000 ans B.P.),

soit un volume total de sédiments déposés de 270 000 m³.

Le volume moyen érodé d'après les calculs de la figure (4-11) est de
 11,2 km³ - 5,315 km³ = 5,88 km³ pour une surface de 25 km sur 28 km.
 soit un volume moyen érodé de 8 m * 100 m * 100 m = 80 000 m³



Zone perturbée Verrill Canyon

1) Volumes érodés :

Volume érodé en V 1 :	$25 * 14 * 0.025 = 8.75 \text{ km}^3$
Volume érodé en V 2 :	$25 * 14 * 0.007 = 2.45 \text{ km}^3$

Volume érodé total : 11.20 km³

1) Volumes de la coulée : épaisseur entre les isopaques (fig. 2-11) :

0 m - 6 m d'épaisseur, donc 3 m en moyenne :	$0.003 * 28 * 25 = 2.10 \text{ km}^3$
6 m - 12 m d'épaisseur, donc 9 m en moyenne (6 en plus) :	$0.006 * 18 * 18 = 1.94 \text{ km}^3$
12 m - 17 m d'épaisseur, donc 15 m en moyenne (6 en plus) :	$0.006 * 15 * 10 = 0.90 \text{ km}^3$
20 m d'épaisseur, donc 5 m en plus :	$0.005 * 15 * 5 = 0.375 \text{ km}^3$

Volume total de sédiments dans la coulée de Verrill Canyon : 5.315 km³

Figure 4-11 : Schéma de calcul des volumes de sédiments mis en jeu

Les phénomènes de ruptures n'ont eu lieu dans chacun des cas que vers 12 500 - 10 000 ans B.P., nous pouvons admettre que les taux de compactations sont négligeables pendant ces 12 000 dernières années, les taux de sédimentation restant très faibles pour chaque zone. Ainsi, les zones non remaniées par le glissement n'ont pas subi de compaction importante depuis la date du glissement. Il nous est donc possible de calculer des rapports de volume sédimentaire.

Le rapport du volume déposé sur le volume érodé serait donc de 3,37 ; l'érosion emporterait ainsi 29,6 % des sédiments déposés. Ce résultat nous montre qu'il s'agit d'une érosion non négligeable par rapport à la masse sédimentaire initiale.

Un calcul similaire permet d'estimer le volume de sédiments en place, mais perturbés par l'action du glissement:

$5,36 \text{ km}^3 / 25 \text{ km} * 28 \text{ km} = 7,6 \text{ km}$ soit un rapport de $270\,000 / 76\,000 = 3,55$.
Ainsi 28 % des sédiments déposés sont remaniés par l'instabilité gravitaire.

Pour un échantillon élémentaire de $27 \text{ m} * 100 \text{ m} * 100 \text{ m}$, représentant l'apport sédimentaire durant une période de 30 000 ans en haut de pente, un tiers des sédiments est évacué sous forme de transport gravitaire un tiers est remanié mais reste en place, tandis que le dernier tiers reste intact.

En étendant ce raisonnement à la période du Wisconsinien à nos jours (75 000 - 0 ans), et considérant qu'un second glissement (fig. 2-39), similaire à celui étudié, a affecté les dépôts sédimentaires, nous obtenons les résultats suivants :

Le volume de sédiment remanié est de
 $(2,5 * 27 \text{ m} * 100 \text{ m} * 100 \text{ m}) / (2 * 76\,000 \text{ m}^3) = 4,44$ soit
 22,5 % du volume initial de sédiments déposés.
 Le volume de sédiments érodés est de
 $(2,5 * 27 \text{ m} * 100 \text{ m} * 100 \text{ m}) / (2 * 80\,000 \text{ m}^3)$ soit
 23,75 % du volume initial.

I-4-2 Mériadzek: estimation des volumes sédimentaires

La répartition des données sur cette zone étant homogène, nous pouvons considérer que les résultats obtenus sont relativement fiables. Le problème est que la majorité des dépôts ayant glissés a été évacuée par la vallée exutoire. Nous ne pouvons donc que formuler des hypothèses basées sur l'étude géotechnique pour estimer la couverture sédimentaire déposée à l'origine. Nous allons dans un premier temps calculer les volumes sédimentaires mis en jeu entre les temps t1 (milieu du Würm 3) et t2 (base du Würm 2), c'est-à-dire entre 18 000 et 48 000 ans B.P., au sommet de l'Eperon Berthois.

Entre R1 et R2, l'épaisseur moyenne de sédiments observée est de 6,24 m, ce qui concorde avec les observations faites sur les carottages (KS03, 72101). Or les données géotechniques des carottes KS05 et KS02 révèlent une surconsolidation égale à $5 \pm 2 \text{ m}$. Il faut donc ajouter ces 5 m disparus aux 6,24 m observés *in-situ* pour obtenir le volume sédimentaire « réellement » déposé pendant la période entre 48 000 ans B.P. et l'Actuel. D'après les analyses de stabilité, il faudrait 7 m de sédiments pour provoquer un glissement (sans séisme).

Soit un volume de sédiments déposé en haut de pente de :

$$11 \text{ m} * 100 \text{ m} * 100 \text{ m} = 110\,000 \text{ m}^3.$$

Le volume maximum érodé serait donc de $7 \text{ m} * 100 \text{ m} * 100 \text{ m} = 70\,000 \text{ m}^3$.

Le rapport volume déposé sur volume érodé est de : $11 / 7 = 1,57$.

Le volume érodé représenterait 64 % du volume déposé. Ce pourcentage est considérable. Il suggère qu'une marge maigre est destinée à rester maigre, puisque plus de la moitié de ses apports disparaît dans divers phénomènes gravitaires.

En bas de pente, cette dynamique érosive atteindrait son apogée puisqu'il ne subsiste aucun dépôt.

Nous donnons enfin, à titre d'indication car il n'existe pas de calage chronologique, les moyennes d'épaisseur obtenues pour les autres réflecteurs.

Entre R1 et R2 : 6,24 m.

Entre R2 et R3 : 3,15 m.

Entre R3 et R4 : 13,83 m.

Ceci donne une épaisseur de 23 m de sédiments déposés entre R1 et R4, c'est-à-dire entre la moitié du Würm3 (18 000 ans B.P.) et le sommet du Lutétien (38 000 000 ans B.P.), soit un taux moyen de sédimentation de : $23 / 3\,798\,200 \text{ ans} = 6 \text{ mm}$ pour 1 000 ans. Ce taux est très faible en comparaison du taux moyen de 20 cm pour 1000 ans⁴ obtenu pour la période du Würm 2 à Würm 3. Deux explications sont possibles : soit les taux de sédimentation étaient réellement très faibles de l'Eocène au Würm 2 soit la majorité des dépôts a disparu.

I-4-3 Comparaison des volumes

Nous retiendrons quelques chiffres de cette comparaison.

Pour la zone Verrill Canyon :

- un échantillon élémentaire de « $27 \text{ m} * 100 \text{ m} * 100 \text{ m}$ » représente l'apport sédimentaire durant les 30 000 dernières années en haut de pente.

- un tiers (29,6 %) des sédiments sont évacués par des transports gravitaires (de type turbiditique principalement),

- un tiers (28 %) sont remaniés mais restent en place

- environ 40% des sédiments ne sont pas perturbés.

⁴ $T_s = 6,24 \text{ m} / 30\,000 \text{ ans} = 0,20 \text{ m}$.

Au Quaternaire, les apports initiaux sont énormes, avec une moyenne de 90 cm / 1 000 ans lors des derniers 30 000 ans. D'après nos calculs, les instabilités sédimentaires (coulées en masse, turbidites) ont transférés 30% des sédiments de la pente vers le bassin. Le bilan sédimentaire reste ainsi largement positif même dans une zone affectée par un glissement.

Pour la zone Mériadzek :

- sur un échantillon élémentaire de « 11 m * 100 m * 100 m » qui représente l'apport sédimentaire durant les 48 000 ans dernières années, en haut de pente,

- 64 % du volume initial est érodé ou évacué à la faveur de phénomènes gravitaires,

- 36 % des apports sédimentaires restent intacts.

Si l'on estime à 11 cm / 1000 ans le taux de sédimentation pour les 48 000 dernières années, et qu'en plus 64 % de ces apports sont érodés, le bilan sédimentaire s'avère tout juste positif. Les événements gravitaires tels que turbidites et glissements en masse, assurent le transfert de volumes sédimentaires très importants, de la pente jusqu'au bassin.

I-5 Discussion : les facteurs de contrôle de la dynamique sédimentaire

Ce travail aboutit à la confrontation de deux dynamiques sédimentaires différentes.

Sur la marge de Nouvelle Ecosse, un climat glaciaire sévit au Quaternaire donnant une morphologie en pente douce (fig.4-4). Un séisme déclenche le glissement de Verrill Canyon et d'Albatross [Berry, 92]. Nos résultats montrent qu'un séisme était nécessaire au déclenchement d'un glissement étant donné la grande cohésion des sédiments et leur aptitude à subir des contraintes élevées.

Sur Mériadzek, le climat est de type périglaciaire, il y a donc moins d'apports ; la morphologie de la marge est accidentée, reflet de la structure profonde (fig. 4-4). Les sédiments moins cohésifs arrivent par apports successifs sur des pentes souvent plus marquées. Comme nous l'avons observé, un séisme n'est pas nécessaire au déclenchement d'un glissement. Stein *et al.* avaient dès 1979 fait une remarque dans ce sens : le chargement induit une contrainte suffisante le long des sections de marge où la glaciation n'a pas affecté la zone continentale contiguë pour déclencher un glissement.

Dans les deux cas, le facteur qui contrôle les processus de dépôt est l'apport sédimentaire en terme de qualité (glacio-marin ou détritique) et de quantité. Ce facteur est principalement lié à l'action du climat et au niveau marin.

Les processus de rupture sont contrôlés dans les deux exemples par l'apport sédimentaire (quantité et qualité) et la morphologie de la pente (gradient de pente).

Un facteur secondaire semble nécessaire à la création d'instabilité dans le cas de la marge de Nouvelle Ecosse (marge glaciaire) : la sismicité.

Afin de généraliser cette remarque, nous posons comme hypothèse que le « déclencheur » nécessaire à la création d'une l'instabilité dépend de la quantité et surtout de la qualité des apports, donc du climat. Si cette hypothèse est vraie, la répartition des « causes initiatrices » d'événements gravitaires devrait coïncider à celle des ceintures climatiques quaternaires.

Pour une marge alimentée par des apports directs de glaciers durant le Quaternaire, un séisme est nécessaire au déclenchement d'un glissement, alors que pour une marge péri-glaciaire, une surcharge sédimentaire suffira à l'initiation d'une instabilité sédimentaire.

Nous tenterons, dans le chapitre suivant, de vérifier cette hypothèse pour l'Atlantique nord.

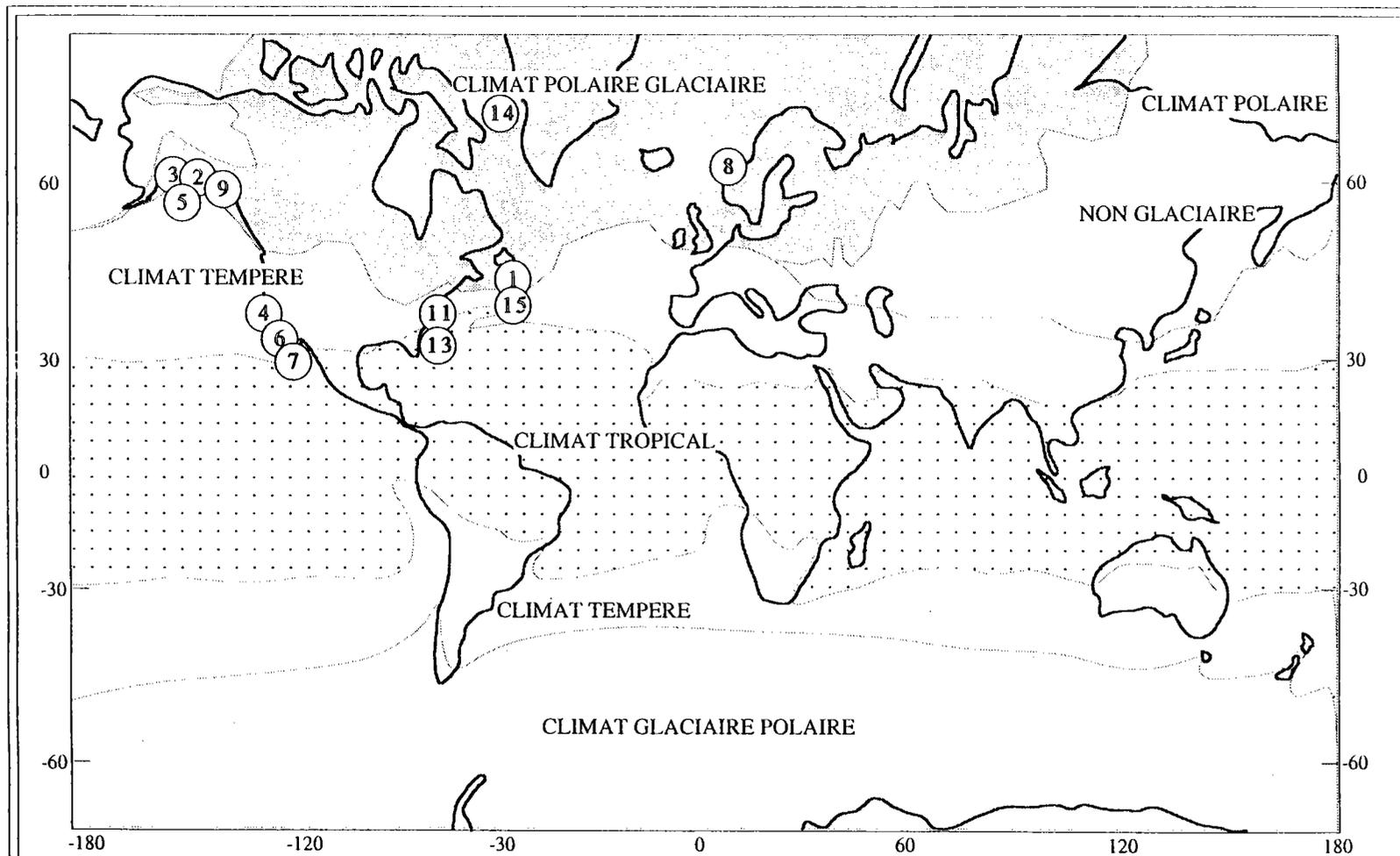


Figure 4-12 Distribution des ceintures climatiques majeures au Quaternaire. [D'après Vanney J.R., 1983]

⑩

⑫

② Localisation des divers glissements répertoriés dans le tableau 1

II EXTENSION DES RESULTATS

Nous allons dans ce paragraphe tenter d'élargir à l'Atlantique nord nos observations restent locales : un séisme est une condition nécessaire pour déclencher une instabilité sur une marge glaciaire ; sur une marge péri-glaciaire, les instabilités peuvent apparaître sous le simple fait de surcharges sédimentaires.

Cette démarche s'appuie nécessairement sur des exemples pris dans la bibliographie. Elle s'effectuera en trois étapes. Nous reporterons tout d'abord sur la carte des ceintures climatiques rapportée par Vanney & Stanley [1983] des exemples ponctuels de glissements reconnus (fig.4-12). Nous regardons ensuite d'un point de vue plus général ce qui se passe dans l'Atlantique nord. Pour cela nous nous fonderons sur les résultats de deux articles de base : celui de Booth et O'Leary [1991] sur la côte atlantique ouest, et celui de Kenyon [1987], sur la côte atlantique est.

II-1 Exemples

Le tableau 4-1 ci-dessous présente une sélection des glissements notés de 1 à 14 choisie parmi les exemples décrits par Mulder & Cochonat [1992]. Le critère primordial de la sélection est l'identification du « déclencheur » de l'événement gravitaire.

Dans chacune des cellules de ce tableau sont répertoriés :

- le nom du glissement,
- l'âge,
- le type de mouvement gravitaire,
- la nature du sédiment,
- l'épaisseur de la couche affectée par le glissement (z),
- la profondeur d'eau à laquelle est apparu le glissement (zw),
- l'angle de la pente,
- le volume du glissement (V).

Pour tous les cas, à l'exception du numéro 14, le déclenchement de glissement dans des zones à climat glaciaire est déterminée d'après les auteurs par des séismes. Les angles de pente restent faibles, inférieur à 7° (de 1° à 3° en général).

Dans les zones de climat tempéré, la surcharge sédimentaire joue effectivement le rôle de déclencheur : glissements de type 10 et 11, 12?, 13 et de type 10. Les pentes accusent des angles légèrement plus prononcés de 3° à 7°. Les exemples de glissements 4, 6 et 7, situés en Californie constituent des cas légèrement différents. Ils sont en effet situés dans une région sismiquement active, où il est inévitable que des glissements soient reliés à des séismes quelque soit la qualité et la quantité des apports.

Le cas 14, de la Mer de Baffin, reste plus délicat, les causes réelles n'étant pas clairement distinguées. Le basculement de blocs pourrait être à l'origine d'un événement gravitaire, mais il est également possible que ce soit la surcharge sédimentaire qui entraîne le basculement des blocs (plus discutable).

SEISMES	APPORTS - SURCHARGE
<p>1 Grands Bancs (Terre Neuve) Age : 18.11.1929 Glissement en masse Argile, silt, sable z = 350 m zw = 1 000 m Pente = 3° ; V = 1,5 10¹¹ m³ [Shor <i>et al.</i>, 1990 ; Piper <i>et al.</i>, 1992, par exemple]</p>	<p>10 Type Atlantique Age : Pleistocène Récent (< 100 000 ans - 125 000 ans B.P.) Coulée de débris Sable, argile silteux z = 10 m - 90 m zw = 545 m - 1 500 m Pente : 3° - 7° ; V > 4.10⁸ m³ [Knebel & Carson, 1979 ; Edgers, 1982]</p>
<p>2 Icy Bay Malaspina (Golfe d'Alaska) Age : ancien Rétrogressif successif Sable fin et silt argileux glacio-marins z = 15 m - 40 m zw = 50 m - 220 m Pente : 0,5° ; V = 32 10¹² m³ [Carlson, 1978 ; Molnia, 1990, par exemple]</p>	<p>11 Currituck (Cape Hatteras) Pente médio-Atlantique Age : > Pléistocène Récent (48 000 ans - 16 600 ans B.P.) Glissement en masse ou de plaque Argile silteux z = 400 m - 650 m et z = 150 m - 200 m zw = 300 m - 700 m et zw = 1 400 m - 1 800 m Pente : 2° - 5° et 1° ; V = 78 10⁹ m³ et 50 10⁹ m³ [Prior <i>et al.</i>, 1986]</p>
<p>3 Kayak trough (Alaska) Age : ancien Type de glissement : ? Silt argileux z = 115 m zw = ? Pente : ? ; V = 5.9 10⁹ m³ [Edgers, 1982 ; McKenna <i>et al.</i>, 1990]</p>	<p>12 Spencer Canyon Pléistocène Type de glissement : ? Sédiment : ? z = 200 m zw = 2 000 m - 2 500 m Pente : 1° - 8° [Mac Gregor & Bennett, 1977 ; 1979 ; Edgers, 1982, par exemple]</p>
<p>4 Klamath river Eureka (Californie) Age : 8.11.1980 Ecoulement en masse rétrogressif Silt argileux z = 35 m - 80 m zw = 460 m - 580 m Pente = 0,25° - 4° ; V = 15 10⁷ m³ [Hawkins, 1984 ; Field, 1990, par exemple]</p>	<p>13 Wilmington Canyon Age : Pléistocène Glissement en masse Argile silteux et silt argileux z = 100 m zw = 800 m - 1 500 m Pente : 7° - (> 27°) ; V = 11.10⁹ m³ [Mac Gregor & Bennett, 1977 ; 1979 ; Edgers, 1982, par exemple]</p>
<p>5 Lituya Bay (Alaska) Age : 1958 Type de glissement : ? Sédiment : ? z : ? zw = 80 m V = 1.10⁶ m³</p>	<p>14 Baie de Baffin (Groenland) Age : ? Glissement en masse Sable et graviers z = 100 m - 200 m zw = 1 000 m - 2 000 m Pente : 0,4° - 3° [Aksu, 1984 ; Aksu & Hiscott, 1989]</p>

Tableau 4-1: Glissements en masse d'après Mulder & Cochonat [1992].

SEISMES	APPORTS - SURCHARGE
<p>6 Monterey fan (Californie centrale) Age : 1 500 ans - 6 000 ans B.P. Glissement en masse -> courant de turbidité Sédiment : ? z = 75 m zw = 3 200 m - 3 750 m Pente = 5° - 7° ; V = 35 10⁹ m³ [Gardner-Taggart & Barminski, 1991 ; Mc Hugh <i>et al.</i>, 1992]</p>	
<p>7 Région de Santa Maria (Californie) (séisme-gaz-apports) Age : ? Glissement en masse Sédiment : ? z = 15 m zw = ? Pente : 1° - 2° ; V = 115 10⁶ m³ [Richmond & Burdick, 1981]</p>	
<p>8 Storegga (Norvège) Age : 1 ancien Type de glissement : ? Sédiment glaciaire fin z = 114 m zw = ? Pente : 0,2° - 1° ; V = 558 10¹⁰ m³ [Edgers, 1982 ; Bugge <i>et al.</i>, 1987 ; Bugge <i>et al.</i>, 1988]</p>	
<p>9 Yakutat (Golfe d'Alaska) Age : ? Rétrogressif successif Silt argileux glacio-marin z = 10 m zw = 65 m - 90 m Pente : 0,5° - 1° ; V = 26 10⁷ m³ [Schwab & Lee, 1975 ; Lee & Edwards, 1984]</p>	

Tableau 4-1 (suite et fin)

La corrélation marge glaciaire / séisme déclencheur est donc vérifiée pour les exemples cités.

II-2 Atlantique nord-Ouest

Booth & O'Leary [1991] ont analysé les caractéristiques de 179 glissements en masse sur la marge continentale du continent nord-américain, côté atlantique. Cette énorme base de données a été traitée informatiquement afin d'établir quels étaient les modes préférentiels d'apparition de tels processus. Les principaux résultats sont résumés ici :

- les glissements commencent en général vers l'isobathe 900 m et finissent à 1 100 m. L'isobathe 2 200 m reste cependant une profondeur d'apparition fréquente,
- leur largeur varie de 0,2 à 50 km, (1 à 2 km typiquement),
- leur longueur varie de 0,3 à 380 km, (2 à 4 km typiquement),
- les épaisseurs peuvent atteindre 650 m,
- tous ont eu lieu dans les 2 derniers millions d'années et plus particulièrement dans les 200 000 dernières années.
- ce sont des mouvements désintégratifs en général, c'est-à-dire que la structure n'est pas conservée. La variété des styles suggère que les mouvements apparaissent pour plusieurs types de sédiments et sous une variété de conditions.
- ils apparaissent pour des angles de 1 à 12°, le plus souvent pour un angle de 4° !

D'un point de vue théorique, les auteurs admettent que l'abondance relative des ruptures à faible degré reflète simplement le fait que la plupart des pentes possède un gradient faible. Si les glissements étaient dûs principalement à des mécanismes de chargements dynamiques, il devrait exister une grande correspondance entre l'augmentation de la déclivité et celle de la fréquence d'apparition. Or ceci n'apparaît pas dans les résultats.

Sur les pentes ouvertes, les auteurs notent une décroissance du nombre de surfaces d'apparition de glissement avec l'augmentation de la pente. De même, les mouvements en masse de pente ouverte, sont non seulement plus fréquents mais également plus étendus que dans les régions à forte déclivité (corrélation négative surface / pente).

Booth et O'Leary concluent donc que l'existence d'une telle abondance de mouvement en masses pour de faibles déclivités (sous les angles résiduels de friction) implique qu'un mécanisme de rupture régional est intervenu : les séismes et peut-être, dans certaines zones, la présence de gaz hydrates.

La conclusion de ces auteurs est en accord avec nos observations : les séismes représentent la cause la plus appropriée pour le déclenchement d'instabilités sur la marge nord américaine. L'existence de gaz hydrates peut, par ailleurs, amplifier l'effet déstabilisateur d'un séisme. Il n'y a pas pour l'instant d'exemple répertorié en Atlantique nord d'un glissement en masse ayant eu pour seule origine la présence de gaz.

II-3 Atlantique nord-Est

Sur les marges est de l'Atlantique, Kenyon [1987] a passé en revue l'ensemble des mouvements en masse sur la pente continentale. L'exploitation de nombreuses données sonar et sismiques lui ont permis de mettre en évidence des figures d'érosion allant du glissement de Storrega (Norvège), aux canyons, en passant par des glissements de toutes tailles et des courants de turbidités. Il existe peu de renseignements sur l'âge et le mode d'apparition de ces événements.

Cependant Kenyon montre que des pentes du Golfe de Gascogne et des Entrées de la Manche à la pente de la mer de Barentz il existe une relation entre les figures d'instabilité et :

- les gradients de pente,
- le stockage de volumes de sédiments importants (au débouché de canyons traversant le plateau continental et dans les zones où le courant ne balaye pas les sédiments).

Nous retrouvons bien ici les deux facteurs de contrôle mis en évidence sur l'exemple de Mériadzek. Le point majeur de cette étude est qu'il existe peu de glissements entre 57° et 67°N, excepté le glissement de Storegga (fig.4-13). Ceci en dépit du fait que cette part de la pente continentale était la plus proche des sources énormes de sédiments glaciaires.

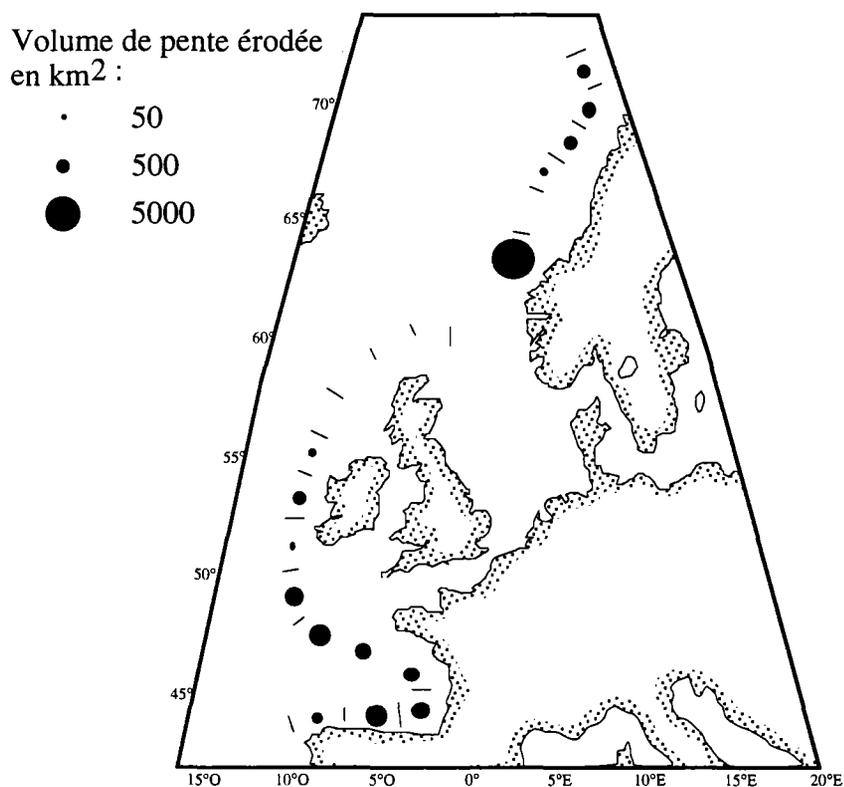


Figure 4-13 : Estimation du volume de pente continentale érodée par des glissements de pente dans la partie nord-est de l'Europe. [Kenyon, 1987]

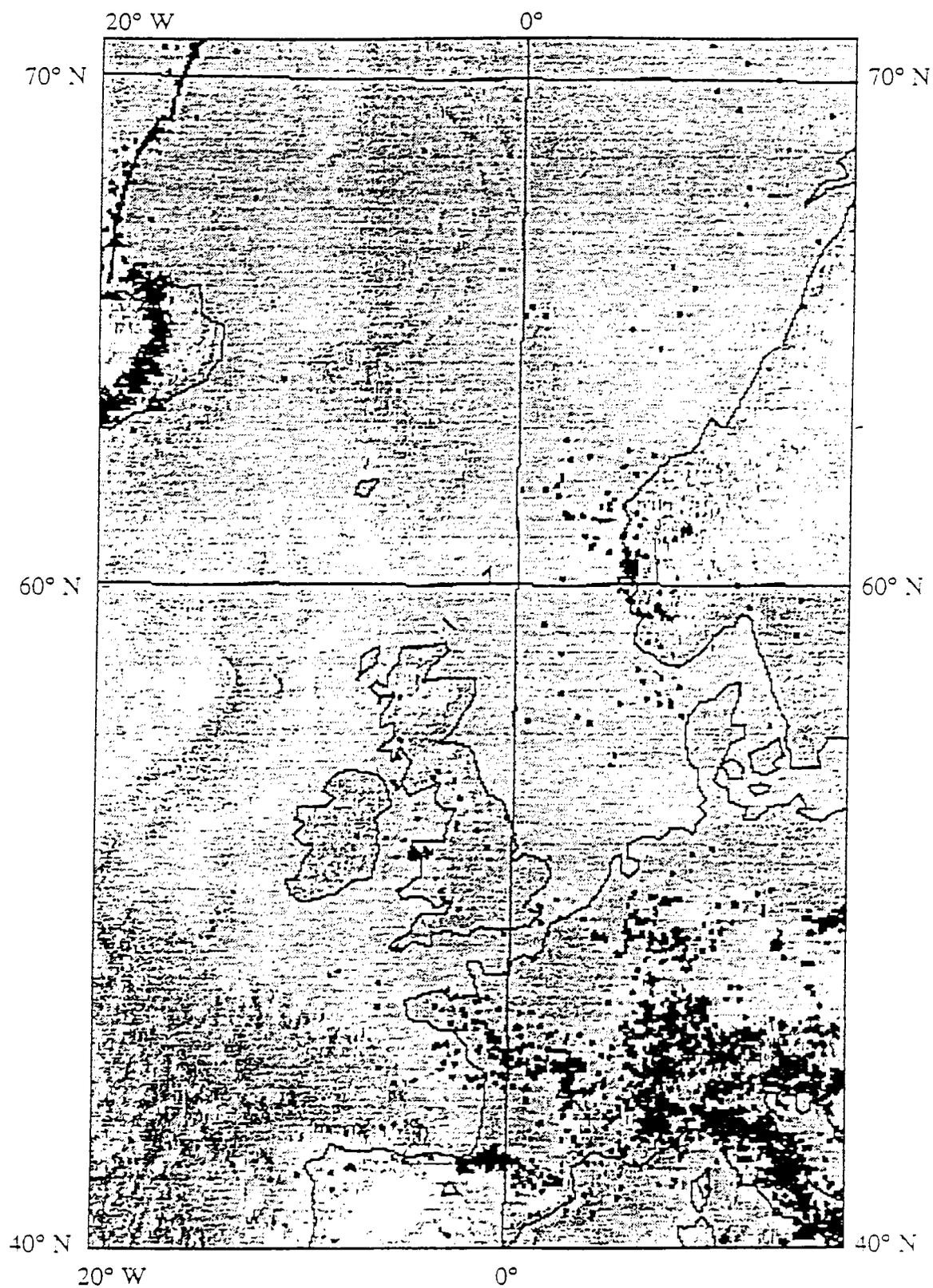


Figure 4-14 : Répartition des séismes de magnitude comprise entre 4 et 7.5 sur l'échelle de Richter enregistrés entre 1960 et 1989 (épicentre compris entre 0 et 60 km de profondeur). [D'après Simkin *et al.*, 1989]

Les mesures de la figure 4-13 représentent les volumes des canyons et des glissements calculés à partir des cartes bathymétriques les plus précises sur cette zone. Cette représentation a donc un caractère systématique.

Les phénomènes de rupture ont ainsi affecté 95 % de la surface des pentes du Golfe de Gascogne, mais pas plus de 20% de la surface allant de la pente ouest de l'Ecosse à la Norvège. Ces 20% représentent essentiellement des canyons.

Cet aspect constitue un argument très favorable à notre hypothèse.

En effet, nous avons démontré pour la marge de Nouvelle Ecosse que les dépôts des marges grasses d'origine glaciaire ne peuvent glisser que s'il y a un séisme.

Or toute la marge continentale située entre l'Ecosse et la Norvège (marge grasse glaciaire) est une marge à sismicité très faible comme le montre la carte de répartition (fig. 4-14). D'éventuels mouvements en masse ne peuvent donc pas apparaître.

Le glissement de Storrega est une exception qui correspond à une zone isolée sismiquement active.

Nous sommes bien conscients que cette carte des séismes actuels constitue un repère approximatif pour des séismes ayant eu lieu il y a quelques milliers d'années. Cependant la répartition des séismes actuels est une image du passé puisque ce sont d'anciennes failles qui rejouent, particulièrement dans le cas d'un réajustement isostatique.

L'hypothèse semble ainsi confirmée :

- une marge grasse sous climat glaciaire ne sera affectée par des glissements que s'il y a des séismes. Ceci est dû au fait que les sédiments glaciaires possèdent une forte cohésion.

- une marge maigre présentant d'importantes dénivelées, sous climat péri-glaciaire pourra être le siège d'événements gravitaires sous le simple effet d'une brusque surcharge sédimentaire, la cohésion de ces sédiments étant moindre.

II-4 Conséquences de ces observations

La morphologie de la pente continentale de l'Atlantique nord est essentiellement contrôlée par l'importance des dépôts elle-même sous la dépendance du climat.

Les marges **glaciaires** de l'Atlantique nord ont été alimentées par des apports sédimentaires exceptionnels tout au long du Quaternaire. Elles sont le théâtre de nombreux glissements car des séismes liés au réajustement glaciaire jalonnent cette marge. Or nous

avons vu que même dans le cas d'un glissement, 20 % à 30% au plus des sédiments disparaissent. Le bilan sédimentaire reste très largement positif. Nous en déduisons qu'une marge grasse restera grasse.

Au contraire, une marge **périglaciaire** n'est alimentée que par les fleuves et les apports éoliens. Sur Mériadzek, le taux de sédimentation serait six fois moins important que sur Verrill Canyon. Des phénomènes de glissements en masse peuvent apparaître sous l'effet de simples surcharges sédimentaires pour peu que la pente soit suffisante. Or le dégagement de pente forte par « glissement » favorise l'apparition de nouveaux glissements, l'état de marge maigre se conserve. Une estimation des volumes sédimentaires mis en jeu sur la pente des Entrées de la Manche révèle que 64 % des apports sédimentaires sont érodés : le bilan sédimentaire est faiblement positif. Tous ces arguments amènent à la conclusion qu'une marge maigre restera maigre, si les conditions climatiques restent stables.

Cette notion, nous paraît très importante : la situation héritée se poursuit dans le temps. La morphologie de la pente oscillerait ainsi autour d'une position d'équilibre, déterminée à la fin du Tertiaire.

La morphologie de la marge canadienne était déjà celle d'une marge grasse avant le quaternaire puisqu'une série sédimentaire de 1500 m correspond à la période jurassique-pliocène (fig. 4-15). Dans les grabens formés lors de la distention, ces formations se sont accumulées sous formes de faciès clastiques et carbonatées au Jurassique moyen et tardif. Puis le Crétacé inférieur a apporté de puissantes formations fluvio-deltaïques (Mississauga et Logan Canyon), tandis qu'au Crétacé tardif se sont déposés les argiles, calcaires et craies (formations de Dawson Canyon et Wyandot). Le reste est constitué de grès et conglomérats déposés à la fin du Crétacé et durant les épisodes de transgression Paléogène et la régression du Néogène. Le climat glaciaire quaternaire ne fait qu'ajouter 1300m de couverture sédimentaire sur une morphologie de marge grasse.

De la même façon, la morphologie de la marge américaine située plus au sud (4-16), est déjà celle d'une marge grasse au Miocène. Le climat péri-glaciaire quaternaire apporte une couverture d'une épaisseur maxima de 400 m, faible relativement à l'épaisseur des dépôts deltaïques du Miocène.

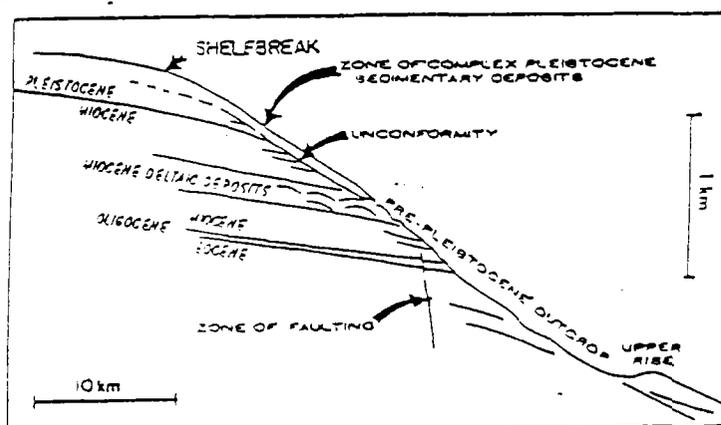
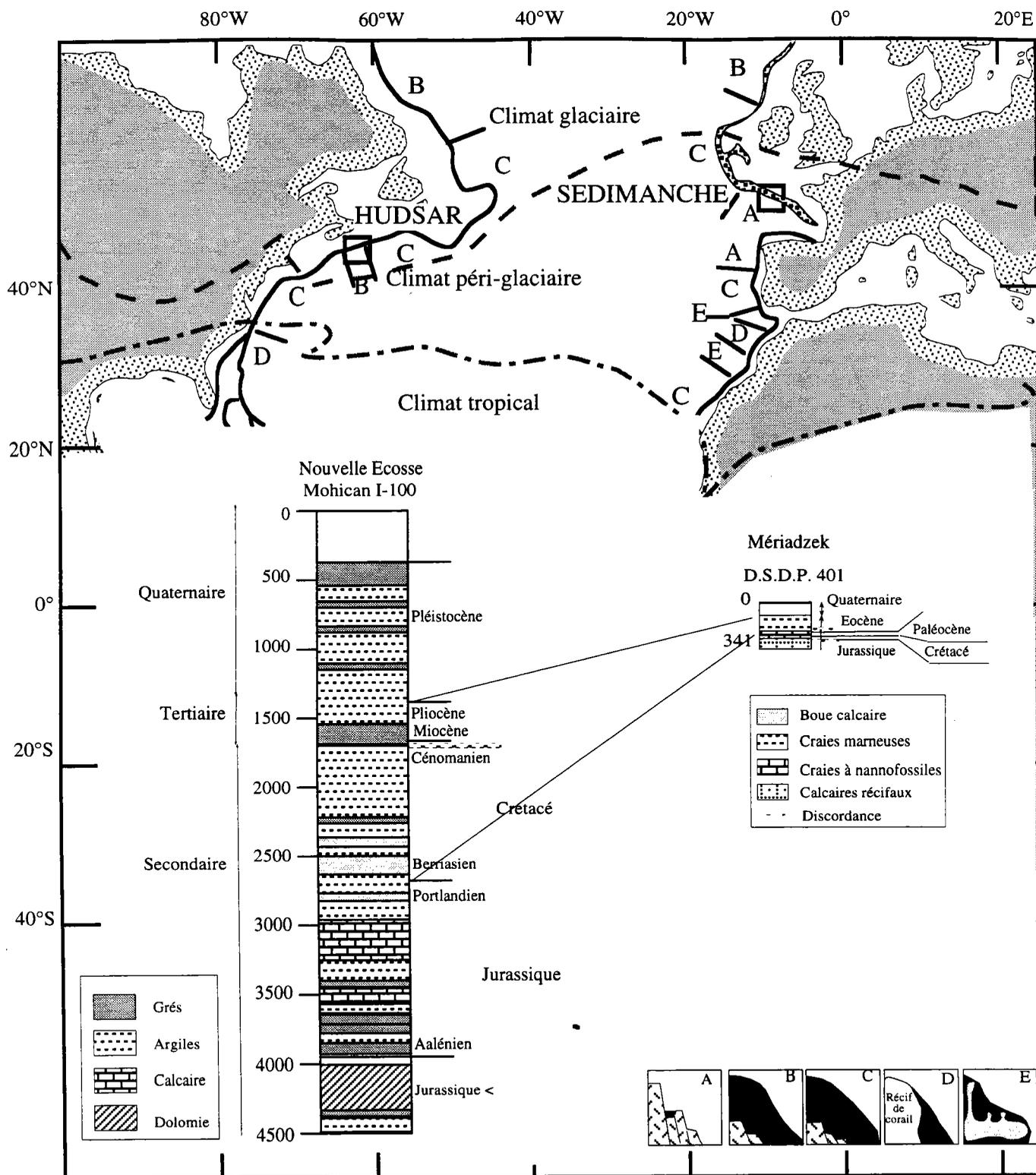


Fig. 4-16 : Section de la pente continentale entre les canyons Lindenköhl et South Toms d'après Robb *et al.* [1981]



D'après Emery [1977] et Vanney [1983].

Figure 4-15 : Morphologie des pentes continentales sur les marges ayant subi un climat glaciaire ou péri-glaciaire durant le Quaternaire.

- Limite du climat glaciaire
- Limite du climat péri-glaciaire

La morphologie de marge maigre des Entrées de la Manche existait déjà à l'Eocène. Comme nous l'avons vu, malgré des apports relativement importants, les sédiments sont évacués par des phénomènes gravitaires, la morphologie se conserve.

Les travaux de différents auteurs mettent en évidence le rôle essentiel du climat dans l'évolution de certaines pentes continentales. Hesse [1992] admet le climat comme contrôle majeur de la dynamique sédimentaire sur la pente du Labrador. Zagwijn [1989] affirme que pour les Pays Bas le changement climatique (associé à la remontée isostatique) durant le quaternaire avec des périodes froides répétées est responsable d'énormes taux de sédimentation (dix fois supérieurs à celui du Néogène à cause de la déforestation et de l'existence d'un permafrost. Haugwitz & Won [1993] démontrent que les facteurs contrôlant l'accumulation de sédiment de Skagerrak durant le Pléistocène supérieur sont la morphologie du socle mésozoïque décapé par les précédentes glaciations (Wechsélien supérieur ou Saalien) ainsi que les avances et retraits des glaces des Highland norvégiens.

III CONCLUSION

Nous avons mis en évidence les faits suivants.

Dans les deux cas, le facteur majeur contrôlant les dépôts (qualité et quantité) est le climat.

Les processus d'instabilité sédimentaires dépendent de la morphologie de la pente, elle même liée à la qualité (propriétés physiques, nature du sédiment) et à la quantité des apports.

Sur Verrill Canyon le climat glaciaire, par son abondante sédimentation, modèle une marge en pente douce. Les sédiments sont très cohésifs. Un séisme est nécessaire à toute déstabilisation. Le bilan sédimentaire est nettement positif.

Sur Mériadzek, le climat péri-glaciaire n'apporte que peu de sédiments. La pente conserve une morphologie anguleuse. Les sédiments arrivent par bouffées successives suivant les variations des apports. Une surcharge sédimentaire suffit à l'initiation d'une déstabilisation. Le bilan sédimentaire n'est que légèrement positif.

Dans les deux cas, les instabilités sédimentaires apparaissent en période de remontée du niveau marin (entre 13 000 et 10 000 ans B.P.), juste après une période de bas niveau marin. Ce moment correspond à l'accumulation maximum des dépôts sur la pente et est en lui-même, une cause de déstabilisation.

Notre étude des glissements connus dans la zone située au nord du 30° parallèle, nous a montré que ces observations pouvaient être étendues aux régions comparables de l'Atlantique nord.

CONCLUSION GENERALE

L'objet de cette étude était la comparaison des dynamiques sédimentaires sur deux marges de l'Atlantique Nord : la marge de Nouvelle Ecosse et la marge des Entrées de la Manche.

L'originalité de ce travail repose sur une stratégie d'approche nouvelle : afin de comprendre les différents processus d'instabilité et leur conditions d'apparition, nous avons combiné l'imagerie haute résolution (SAR) à des mesures et prélèvements réalisés *in-situ* à l'aide du module géotechnique.

Nous avons pu ainsi identifier pour chacun des dépôts sédimentaires une « signature géotechnique » caractéristique :

- Les dépôts non perturbés présentent une surconsolidation apparente (valeurs de résistance à la pointe atteignant 250 kPa à 50 cm, soit une cohésion de 25 kPa). La cimentation des sédiments lors de la fabrication de terriers par les vers marins pourrait expliquer cette surconsolidation apparente. Il s'agit néanmoins d'un phénomène de diagenèse précoce mis en évidence uniquement dans les cent cinquante premiers centimètres de la colonne sédimentaire.

- Une coulée de débris présente une courbe caractéristique de la résistance à la pointe qui reste faible et constante malgré l'augmentation de la profondeur. Cette « sous-consolidation » correspond à la déstructuration des sédiments lorsqu'ils sont remaniés par un glissement de type coulée. Dans les séries superficielles reconnues, l'effet du remaniement est conservé.

- La signature géotechnique des turbidites est particulièrement caractéristique. Un pic positif de la résistance à la pointe associé à un pic négatif de la surpression interstitielle induite révèle la présence d'une passée sableuse drainante. La succession de ces pics sur une faible épaisseur indique le dépôt de plusieurs turbidites.

- La présence de niveaux anciens à l'affleurement se traduit par l'existence de sédiments surconsolidés dès la surface. Contrairement à la surconsolidation apparente, la « vraie » surconsolidation augmente avec la profondeur. Elle est proportionnelle à la profondeur d'enfouissement originelle de la couche sédimentaire observée actuellement en surface. On peut en déduire l'épaisseur de la couche de sédiments disparus.

Cette dernière observation nous a permis d'attribuer à chaque réflecteur identifié (sur l'échosondeur 3,5 kHz du SAR) et daté, une valeur du poids volumique ainsi qu'une valeur de la cohésion déduite de la résistance à la pointe *in-situ*. Grâce à des stations de mesures (2 m de pénétration) effectuées sur différents affleurements anciens, nous avons reconstitué un profil synthétique des cohésions sur 30 mètres de profondeur. Cette extrapolation nous a permis d'évaluer les risques d'instabilité *in-situ* et de les comparer à ceux obtenus à partir de données « laboratoire ». Les sédiments en équilibre stable sur la pente d'après les mesures obtenues sur les carottes, seraient au contraire susceptibles de glisser si l'on considère les données *in-situ*. Ce résultat souligne la difficulté d'interprétation des analyses de stabilité.

Fondée sur ces nouveaux résultats et les travaux antérieurs, nous proposons une reconstruction de l'histoire quaternaire récente pour chacune des zones étudiées.

La pente de Verrill Canyon est une portion de marge grasse. Elle est affectée par des mouvements en masse de type glissement plan, évoluant en coulée de débris puis en courant de turbidité. Un apport sédimentaire exceptionnel résulte de la proximité des glaciers durant le Quaternaire récent : 90 cm/1000 ans pour les 30 000 dernières années.

Le mécanisme de rupture est la sismicité associée au réajustement isostatique post-glaciaire. Deux glissements ont été identifiés sur la période des 48 000 dernières années.

La pente continentale de Mériadzek, portion de marge maigre, a subi des glissements en masse et des courants de densité durant tout le Quaternaire. L'apport sédimentaire, comparativement faible, résulte de sa position dans l'aire péri-glaciaire : les glaciers restent au nord de l'Europe et des Iles Britanniques. Le taux de sédimentation est de l'ordre de 11 cm/1000 ans pour les 30 000 dernières années, dont 18 cm / 1000 ans entre le Würm 3 et le Würm 2 (sur le bas de l'Eperon d'après les données de l'échosondeur) et 3 cm / 1000 ans du Würm 3-4 à l'Holocène (au milieu de l'Eperon en KS02). La surcharge sédimentaire reste cependant le mécanisme de rupture.

Pour ces deux zones situées à des latitudes très voisines mais dans des contextes climatiques différents, la comparaison des deux dynamiques sédimentaires révèle les faits suivants :

- les processus de dépôt et de rupture sont d'abord contrôlés par les propriétés physiques des dépôts. Les sédiments déposés dans un contexte glaciaire possèdent une cohésion particulièrement élevée associée à une masse volumique également élevée ($C_u = 7,5 \text{ kPa}$ à 2 m ; $d = 1,7$ à $1,9 \text{ g/cm}^3$) tandis que les sédiments déposés en contexte péri-glaciaire sont caractérisés par une cohésion de l'ordre de $C_u = 5 \text{ kPa}$ à 2m et une masse volumique variant de 1,3 à $1,5 \text{ g/cm}^3$,

- les séismes sont des conditions nécessaires à l'apparition d'instabilités sédimentaires sur des marges glaciaires étant donné la grande cohésion des sédiments, tandis qu'une simple surcharge sédimentaire suffit dans le cas d'une marge péri-glaciaire, lorsque la pente est suffisante,

- les instabilités sédimentaires observées se produisent lors du début de la remontée du niveau marin (entre 13 000 et 10 000 ans B.P.), période où le volume de sédiment stocké est maximum sur la pente.

Dans le cas de Verrill Canyon, les processus sédimentaires transportent dans le bassin 22% du volume initial des sédiments déposés sur la pente durant les 75 000 dernières années.

Sur la pente supérieure de Mériadzek 64 % des apports sédimentaires sur les 48 000 dernières années auraient été entraînés par des phénomènes gravitaires.

Sachant que le volume de sédiments déposés (estimé à partir des taux de sédimentation) est huit fois plus important sur Verrill Canyon (climat glaciaire) que sur Mériadzek (climat péri-glaciaire) : le bilan sédimentaire est donc largement positif pour Verrill alors qu'il l'est tout juste dans le cas de Mériadzek. La morphologie de ces marges oscille autour d'une position d'équilibre acquise dès le Tertiaire par le fait combiné de la tectonique et du climat : la marge maigre des Entrées de la Manche reste maigre tandis que la marge grasse de Nouvelle Ecosse reste grasse.

Ces observations semblent pouvoir s'étendre à toutes les régions de l'Atlantique Nord ayant subi un climat glaciaire ou péri-glaciaire durant le Quaternaire.

Ainsi, paradoxalement, ce n'est ni la pente, ni le volume sédimentaire qui déterminent les conditions de rupture mais plutôt la qualité du sédiment : une

relativement faible épaisseur de sédiments péri-glaciaires (4 m à 7 m) est susceptible de glisser sous le simple fait de la surcharge sédimentaire, alors qu'une épaisseur importante de sédiments glaciaires (25 m à 30 m) reste stable tant qu'il n'y a pas de séisme.

La compréhension de l'origine de la cohésion d'un sédiment (pourcentage des fines, rôle de la matière organique, existence de liaisons argilo-organiques) permettrait d'envisager sous un nouvel angle les risques d'apparition d'instabilité : à chaque type d'alimentation sédimentaire pourrait être associé un facteur « déclencheur » privilégié.



BIBLIOGRAPHIE

Bibliographie thématique (les numéros renvoient à la bibliographie alphabétique)....	185
Bibliographie alphabétique (liste des articles et revues cités dans le texte).....	189
Bibliographie complémentaire.....	199

BIBLIOGRAPHIE THÉMATIQUE

INTRODUCTION

[10], [47], [54], [60], [83], [92], [95], [102], [103], [110].

Partie 1 : OUTILS ET METHODES UTILISEES

I LES OUTILS

[11], [77].

II DETERMINATION ET UTILISATION DES DONNEES GEOTECHNIQUES

II-1 Définitions

[5].

II-2 Détermination de l'état de consolidation d'un sol

[28], [31], [39], [40bis], [67], [79], [118], [119].

II-3 Détermination de la cohésion C_u : nouvelle approche

[2], [5], [32], [44], [70], [120], [121], [123], [134].

Partie 2 : LA NOUVELLE - ECOSSE

I CADRE MORPHOSTRUCTURAL

I-1 Rappels sur les Etages stratigraphiques quaternaires

[49], [55], [125], [136].

I-2 Contexte morphostructural

[66], [97], [111], [138].

I-3 L'hydrologie

[58], [97], [115], [142].

I-4 La sédimentation glaciaire

[18], [36], [40], [91], [92], [139], [140].

I-5 Deux éléments remarquables : les Pockmarks et les diapirs de boue

[65], [141].

II CARACTERISATION DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DES ZONES VERRILL CANYON ET ALBATROSS

[62], [91], [100].

LA ZONE VERRILL CANYON

II-1 La caractérisation acoustique

[13], [45], [64], [68], [71], [72], [91], [92], [96], [100], [101], [106].

II-2 Caractérisation géotechnique

[39].

ZONE de ALBATROSS

[15], [18], [61], [126].

II-3 Conclusion partielle**III DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE****III-1 Processus de dépôt**

[17], [38], [39], [43], [91], [96], [98], [106], [126], [129].

III-2 Les processus de ruptures

[6], [7], [17], [57], [59], [74], [75], [85], [88], [89], [90], [91], [100], [104], [108], [113], [117], [130], [132], [133].

IV CONCLUSION DE LA PARTIE 2

[72], [125].

Partie 3 : LES ENTREES DE LA MANCHE**I CADRE MORPHOSTRUCTURAL**

[19], [20], [21], [22], [26], [47], [136].

I -1 Le contexte morphostructural :

[24], [49], [52], [110], [128], [135], [137].

I-2 La sédimentation au quaternaire supérieur

[10], [14], [33], [34], [36], [51], [54], [82], [105], [110].

I-3 Hydrologie :

[10], [53].

II CARACTERISATION DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE

[10], [12], [23], [54], [112], [122], [135].

II-1 Caractérisation acoustique

[10], [12], [63], [94], [110].

II-2 Corrélation réflecteurs-carottes

[54].

II-3 Caractérisation géotechnique

[109], [122].

II-4 Conclusion

[109].

III DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

III-1 Processus de dépôt

[34], [54].

III-2 Processus de rupture

[8], [16], [54], [90].

III-3 Conclusion

IV RECONSTRUCTION DE L'HISTOIRE QUATERNAIRE

Partie 4 : ETUDE COMPAREE DE LA MARGE DE NOUVELLE ECOSSE ET DE LA MARGE DES ENTrees DE LA MANCHE

I COMPARAISON DES DEUX ZONES

I-1 Les contextes morphostructuraux

[47].

I-2 Les couvertures sédimentaires

[1], [5], [25], [42], [70], [114], [134].

I-3 Les dynamiques sédimentaires

[9], [27], [100].

I-4 Bilan sédimentaire / Volumes

I-5 Discussion : les facteurs de contrôle de la dynamique sédimentaire

[131].

II EXTENSION DES RESULTATS

[69], [96], [136].

II-1 Exemples ponctuels

[3], [4], [30], [35], [48], [46], [50], [57], [73], [78], [80], [81], [84], [86], [87], [93], [99], [107], [116], [124], [127].

II-2 Atlantique Nord-Ouest

[29].

II-3 Atlantique Nord-Est

[69].

III CONCLUSION

[56], [60], [143].

CONCLUSION GENERALE

ANNEXES

ANNEXE 1

[2], [32], [37], [41], [44], [123], [134].

ANNEXE 2

[76].

- [1] Aarseth, I. & Lonne, O., Submarine slides in glaciomarine sediments in some western norwegian fjords., 1989.
- [2] Aas, G., Lacasse, S., Lunne, T. & Hoeg, K., Use of in situ tests for foundation design on clay, 166, *Norwegian Geotechnical Institute*, 1986.
- [3] Aksu, A. E., Subaqueous debris flow deposit in Baffin Bay., *Geo-Marine Letters*, 4, 83-90, 1984.
- [4] Aksu, A. E. & Hiscott, R. N., Slides and debris flows on the high latitude continental slopes of Baffin Bay, *Geology*, 17, 885-888, 1989.
- [5] Almagor, G., A review: marine geotechnical studies at continental margins, *MG/3/79*, *geological survey of Israel*, July 1979, 1979.
- [6] Almagor, G., Benneth, R. H. & Mc Gregor, B. A., Stability studies of superficial sediments in the Wilmington-Lindenokhl Canyons Area, Eastern U.S. margin., *GML*, 2, 129-134, 1982.
- [7] Almagor, G. & Wiseman, G. H., Analysis of submarine slumping in the continental slope of the southern coast of Israel, *Marine geotechnology, marine slope stability*, 2, 349-380, 1977.
- [8] Arthur, M., Vonrad, V., Conford, C., McCoy, F. & Starnthein, M., Evolution and sedimentary history of the cape Bojador continental margin, Northwestern Africa, v.47, pt 1, Initial Reports of the deep Sea Drilling project in : Vonrad V. et Ryan W. et al. 1979, 1979.
- [9] Auffret, G. & Pastouret, L., Sur les modalités de la sédimentation profonde dans le Golfe de Gascogne, *Bulletin de la Société Géologique de France*, XIX, 2, 243-248, 1977.
- [10] Auffret, G. A., Dynamique sédimentaire de la marge continentale Celtique, *Thèse d'état*, Bordeaux I, 1983
- [11] Augustin, J. M. & Voisset, M., Images sonar et cartographie en géologie, *Imagerie à vision latérale*, 69, 20-27, 1989.
- [12] Baltzer, Cartographie et interpretation des faciès acoustiques haute fréquence sur la Terrasse de Mériadzek, *U.B.O., D.E.A.*, 1990.
- [13] Barrie, C. Q. & Piper, D. J. W., Late Quaternary marine geology of Makkovik Bay, Labrador., *Geological Survey of Canada*, Paper 81-17, 37, 1982.
- [14] Bazille, F., Les lignes de rivage quaternaire du Languedoc méditerranéen., La préhistoire française, Editions C.N.R.S, Paris, 1976.
- [15] Belderson, R. H. & Kenyon, N. H., Long range sonar views of submarine canyons., *Marine geology*, 22, 69-74, 1976.
- [16] Berger, W. H. & Johnson, T. C., Deep-sea carbonates : dissolution and mass wasting on ontong-java plateau., *Science, U.S.A.*, 192, 4241, 785-787, 1976.
- [17] Berry, J. A., A detailed study of a debris flow on the Scotian Rise., *Master Sciences Thesis*, Dalhousie University, 1992
- [18] Berry, J. A. & Piper, D. J. W., Seismic stratigraphy of the central Scotian Rise: A record of continental margin glaciation., *Geomarine letters*, 13, 197-206, 1993.

- [19] Berthois, L., Contribution à l'étude de la sédimentation et de la géologie sous-marine dans le Golfe de Gascogne, *Rev. Trav. Inst. Pêches Marit., Nantes*, 19 (4), 501-579, 1955.
- [20] Berthois, L. & Brenot, R., La morphologie sous-marine du talus continental entre le sud de l'Irlande et le cap Ortegal (Espagne), *Jour. Cons. Int. Explor. Mer., Copenhague*, 25 (2), 111-114, 1960.
- [21] Berthois, L. & Brenot, R., Cartes bathymétriques du talus du plateau continental en onze feuilles, 1966
- [22] Berthois, L., Duprat, J., Gonthier, E., Pujol, C. & Pujos-Lamy, A., Résultats préliminaires de l'étude effectuée par l'I.G.B.A. concernant la mission Géogas (5 au 1117 Novembre 1972) au nord-ouest du Golfe de Gascogne., *Bull. Inst. géol Bassin d'Aquitaine, Bordeaux*, 14, 143-177, 1973.
- [23] Berthois, L. & Romanovsky, V., Campagne du Jean Charcot 1967. Observations sur l'existence de rides dans un canyon de la pente continentale du Golfe de Gascogne., *Trav. Centre Rech. Et. Oceanogr. (Paris)*, 1968.
- [24] Beurrier, M., Bles, J. L., Gros, Y., Lozes, J. & Marit, A., Etude de la partie occidentale du massif granitique de Quintin. Pétrographie, chimie, fracturation., *Bull. Bur. rech. Geol. Min.*, 1, n°4, ISSN 0007-6104, 317-336, 1979.
- [25] Biarez, J. & Rudelle, M., Etude de mécanique des sols en mer profonde, *C.N.E.X.O.*, 1977.
- [26] Boillot, G., Montadert, L., Lemoine, M. & Biju-duval, B., La marge continentale des entrées de la Manche, Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, 1984.
- [27] Booth, D. B. & Haller, B., Channel networks carved by subglacial water. Observation and reconstruction in the eastern Puget Lowland of Washington., *Geological Society of American Bulletin*, 671-682, 1993.
- [28] Booth, J., Recent history of mass wasting on the upper continental slope, northern gulf of Mexico, as interpreted from the consolidation states of the sediment, *Geology of Continental slopes, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 1979.
- [29] Booth, J. S. & O'Leary, D. W., A statistical overview of mass movements characteristics on the North American Outer Continental Margin, *Marine geotechnology*, 10, 1-18, 1991.
- [30] Bugge, T., Belderson, R. H. & Kebyon, N. H., The Storegga slide., *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 325, 357-388, 1988.
- [31] Campanella, R. G., Robertson, P. K. & Gillespie, D., Cone penetration testing in deltaic soils, *Revue Canadienne de Géotechnique*, 20, 1, 22-35, 1982.
- [32] Cancelli, A., Penetration tests on cohesive soils in Northern Italy, *Symposium international d'essais en place*, Paris, 1983.
- [33] Caralp, M., Essai de stratigraphie du Pléistocène marin terminal d'après les paléoclimats observés dans les carottes du Golfe de Gascogne, *Bulletin de la Société géologique de France*, XII, 3, 403-412, 1970.

- [34] Caralp, M., Klingebiel, A., Latouche, C., Moyes, J. & Prud'homme, R., Bilan cartographique des études effectuées sur le plateau continental aquitain au 28 Février 1972, *Bulletin de l'Institut géologique du Bassin d'Aquitaine*, N° spéciale, 8 cartes, 25., 1972.
- [35] Carlson, P. R., Holocene slump on the continental shelf off Malaspina glacier, Gulf of Alaska., *AAPG Bull.*, 62, 12, 2412-2426, 1978.
- [36] Chappell, J. & Veeh, H. H., Late Quaternary tectonic movements and sea level changes at Timor and Atauro Island, *Geological Society of America Bulletin*, 89, 356-368, 1974.
- [37] Chassefière, B. & Monaco, A., On the use of Atterberg limits on marine soils, *Marine geotechnique*, 5, 2, 153-180, 1983.
- [38] Christian, H. A. & Morgenstern, N. R., Compressibility and stress history of Holocene sediments in the Canadian Beaufort Sea, *Third Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering*, St John's, Newfoundland, 1986.
- [39] Christian, H. A., Piper David, J. W. & Armstrong, R., Strength and consolidation properties of surficial sediments, Flemish Pass: effects of biological processes, *Deep-Sea Research*, 38, 663-676, 1991.
- [40] Clark, D. L., Vincent, J. S., Jones, G. A. & Morris, W. A., Correlation of marine and continental glacial and interglacial events, Arctic Ocean and Banks Island, *Nature*, 311, 147-149, 1984.
- [40bis] Cochonat, P., Bourillet, J.F., B., Dodd, L. & Savoye, B., Geotechnical characteristics and instability of submarine slope sediments, the Nice slope, *Marine Georesources and Geotechnology*, 11, 131-151, 1993.
- [41] Colliot, V., Traitement des données géophysiques marines : application à l'Atlantique Nord-est., *INTECHMER*, Mémoire de DTS, Avril-Aout 1991, 1991.
- [42] Cortijo, E., Labeyrie, L., Cremer, M., Lalou, C. & Reynaud, J. Y., Analyse de réflectance des sédiments marins : application à l'étude des événements climatiques rapides dans l'Atlantique Nord., *A.S.F.1993*, Lille, 1993.
- [43] Coutellier, Mise en évidence et rôle des mouvements gravitaires, 1985
- [44] Couture, R., Mesures géotechniques in-situ au large de nice (campagne Cyana, module géotechnique), 90-06, *IFREMER*, 1990.
- [45] Dreimanis, A., Synchronisme contre diachronisme dans es fluctuations en marge des glaciations dans le Wisconsin supérieur d'Amérique du nord, 1982.
- [46] Edgers, L., Soils flows generated by submarine slides - case studies and consequences., *N.G.B.*, N.R. 143, 1-10, 1982.
- [47] Emery, K. O., Stratigraphy and structure of pull-apart margins., *Geology of continental margins*, *A.A.P.J. continuing Education Course Note Series*, 1977.
- [48] Field, M. E., Submarine landslides associated with shallow seafloor gas and gas hydrates off Northern California., *5th Circum Pacific energy and mineral resources conference*, Hilton Hawaiian villager, Honolulu, Hawaii, 1990.
- [49] Fulton, R. J., Summary: Quaternary stratigraphy of Canada, Quaternary stratigraphy of Canada-a Canadian contribution to IGCP project 24, *Geological Survey of Canada*, 1984.

- [50] Gardner-Taggart, J. M. & Barminski, R. F. J., Short period wave generation in moss landing harbor caused by offshore landslides induced by the Loma Prieta earthquake., *Geoph. Res. Lett.*, 18, 7, 1277-1280, 1991.
- [51] Garrard-Dobson, The nature and maximum extent of glacial sediments off the West Coast Wales, *Marine Geology, Amsterdam.*, 16, 31-34, 1974.
- [52] Godefroy, P., Apport des mécanismes au foyer à l'étude sismotectonique de la France, *Bulletin BRGM français*, 2, IV, 119-128, 1980.
- [53] Gould, W. J. & McKee, W. D., Verticale structure of semi-diurnal tidal currents in the Bay of Biscay, *nature*, 244, 88-91, 1973.
- [54] Grousset, F., Etude géologique du quaternaire terminal de la zone Mériadzek-Trévelyen (Golfe de Gascogne), *Bulletin de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine*, 22, 75-122, 1977.
- [55] Harland, W. B., Cox, A. V., Llewellyn, P. G., Pickton, C. A. G., Smith, A. G. & Walters, R., A geological time scale, *Cambridge University Press*, 1982.
- [56] Haugwitz & Won, Multiple Pleistocene ice advance into the Skagerrak: a detailed seismic stratigraphy from high resolution seismic profiles, *Marine Geology*, III, 189-207, 1993.
- [57] Hawkins, A. B., Introduction on submarine slope failure., *Seabed Mechanics, Graham and Trotman*, 1984.
- [58] Heezen, B., Ewing, M. & Johnson, G., The Gulf of Corinth floor, *Deep sea research*, 13, 381-411, 1966.
- [59] Heezen, B. C. & Ewing, M., Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake, *American Journal of Sciences*, 250, 849-873, 1952.
- [60] Hesse, R., Continental slope sedimentation adjacent to an ice margin. Seismic facies of labrador slope, *Geomarine letter*, 12, 189-199, 1992.
- [61] Hill, P. R., Morphology of a small area on the Scotian Slope at 63°W, *Marine Geology*, 53, 55-76, 1983.
- [62] Hill, P. R., Sedimentary facies of the Nova Scotian upper and middle continental slope, offshore Eastern Canada, *Sedimentology*, 31, 293-309, 1984.
- [63] Hollister, C. D., Flood, R. D., Johnson, D. A., Lonsdale, P. & Southard, J. B., Abyssal furrows and hyperbolic echo traces on the Bahama Outer ride, *Geology*, 2, 395-400, 1974.
- [64] Hovland, M. & Gudmestad, O. T., Potential influence of gaz-induced erosion on seabed installations., *Seabed Mechanics, Graham & Trotman*, London, 1984.
- [65] Hovland, M. & Judd, A. G., Seabed Pockmarks and Seepages. Impact on Geology, Biology and the Marine Environment, *Kluwer Academic Publishers Group*, London/Dordrecht/Boston, 1988.
- [66] Jansa, L. F. & Wade, J. A., Paleogeography and sedimentation in the Mesozoic and Cenozoic, southeastern Canada, Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, *Canadian Society of Petroleum Geologists*, 1975.

- [67] Jones, R. E. & Rust, E., Piezometer probe for suboil identification, *Symposium International d'essais en place*, Paris, 1983.
- [68] Josenhaus, W. H., Klassen, R. A. & Zevenhuizen, J., Quaternary geology of the Labrador Shelf, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23, 1190-1213, 1986.
- [69] Kenyon, N. H., Mass wasting features on the continental slope of Northwest Europe, *Marine Geology*, 174, 57-77, 1987.
- [70] Khatib, M., Pression intersticielle dans les sols marins : mesures et interprétations, *Docteur de l'I.N.P.L. en génie géologique et minier.*, Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy, 1987
- [71] King, L. H., Aspect o regional surficial geology related to site investigation requirements, Offshore Site Investigations, *Society of Underwater Technology, Graham and Trotman*, London, 1980.
- [72] King, L. H. & Fader, G. B., Wisconsinian glaciation on the Continental Shelf - Southeast Atlantic Canada, *Geological Survey of Canada Bulletin*, 363, 1986.
- [73] Knebel, H. & Carson, B., Smaall scale slumps deposit, middle Atlantic continental slope, offeastern United states, *Marine Geology*, 29, 221-236, 1979.
- [74] Kuenen, P. H., Estimated size of the Grand Banks turbidity currents, *American Journal of Society*, 250, 874-884, 1952.
- [75] Kuenen, P. H., *Marine Geology*, New-York, 1966.
- [76] Laforgue, T., Les écoulements facteurs de risques en Géologie : nature et modélisation, *B.R.G.M.*, Mai 1990, 1990.
- [77] Le Drezen, E., Le dépouillement des données sonar latéral à l'IFREMER - Utilisation du logiciel TRIAS-, *Mémoire*, Octobre 1988, 1990.
- [78] Lee, H. J. & Edwards, B. D., Regional method to assess offshore slope stability., 1984.
- [79] Lunne, R., Christoffersen, H. P. & Tjelta, T. I., Engineering use of piezocone data in North sea clays, 163, *Norwegian Geotechnical Institute*, 1986.
- [80] Mac Gregor, B. A. & Bennet, R. H., Continental slope sediment instability northeast of Wilmington canyon., *AAPG Bull.*, 61, 6, 918-922, 1977.
- [81] Mac Gregor, B. A. & Bennett, R. H., Mass movement of sediment on the continental slope and rise seaward of the Baltimore canyon trough., *Marine geol.*, 33, 163-174, 1979.
- [82] Mac Intyre, A., Kipp, N. G., Be, A. W. H., Crowley, T., Kellog, T., Gardner, J. V., Prell, W. & Ruddiman, W. F., Glacial north Atlantic 18 000 years ago; a climap reconstruction, *Bull. Geol. Soci. Am.*, 145, 43-76, 1976.
- [83] Mac Intyre, I. G. & Milliman, J. D., Physiographic features on the outer shelf and upper slope, Atlantic continental margin, southeastern United States, *Geological Society of America Bulletin*, 81, 2577-2598, 1970.

- [84] Mc Hugh, C. M., Ryan, W. B. F. & Hecker, B., Contemporary sedimentary processes in the Monterey canyon-fan system., *Marine Geol.*, 107, 35-50, 1992.
- [85] McIver, R. R., Hydrates of natural gas-important agents in geologic processes, *Geological Society of America*, 9, abstracts with programs, 1089, 1977.
- [86] McKenna, G. T., Luternauer, J. L. & Kostaschuk, R. A., Submarine landslides at the mouth of the Fraser river, Canada., *5th Circum Pacific energy and mineral resources conference*, Hilton Hawaiian villager, Honolulu, Hawaii, 1990.
- [87] Molnia, B. F., Sediment instability in the Northeastern Gulf of Alaska., *5th Circum Pacific energy and mineral resources conference*, Hilton Hawaiian villager, Honolulu, Hawaii, 1990.
- [88] Moore, D. G., Submarine slumps, *Journal of sedimentary petrology*, 31, 343-357, 1961.
- [89] Moran, K. & Hurlbut, S., Analysis of potential slope instability due to wave loading on the Scotian Shelf, *Proceedings of the third Canadian Conference on Marine Geotechnology*, St John's, Newfoundland, 1986.
- [90] Morgenstern, N. R., Submarine slumping and the initiation of turbidity currents, *Marine Geotechnique*, *University of Illinois press*, Urbana, 1967.
- [91] Mosher, D., Late Quaternary Sedimentology and sediment Instability of a small Area on the Scotian Slope., *Master of Science*, Memorial University of Newfoundland, 1987
- [92] Mosher, D., Piper, D. J. W., Vilks, G. V., Aksu, A. E. & Fader, G. B., Evidence for Wisconsinan Glaciations in the Verrill Canyon Area, Scotian Slope, *Quaternary Research*, 31, 27-40, 1989.
- [93] Mulder, T. & Cochonat, P., Enquête sur les cas d'instabilités sous-marines connus, *DRO/GM 92-18, IFREMER/CLAROM, CLAROM projet "Mers profondes"*, Decembre 1992, 1992.
- [94] Muller, Données biostratigraphiques des carottes du Golfe de Gascogne et de la Méditerranée, *Rueil Malmaison*, 1987.
- [95] Normark, W. R. & Piper, D. W., Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record, *Spec. Publi. Soc. Ecom. Paleont Miner, Tulsa*, 46, 207-230, 1991.
- [96] O'Leary, D. W., Structure and morphology of submarine slabslides, *Marine geotechnology*, 10, 53-59, 1991.
- [97] Piper, D. J. W., Géologie du Quaternaire, Géologie de la marge continentale de l'Est Canada, *Commission Géologique du Canada*, 1990.
- [98] Piper, D. J. W. & Aksu, A. E., The source and origin of the Grand Banks turbidity current inferred from sediment budgets, *Geo-marine Letters*, 7, 177-182, 1987.
- [99] Piper, D. J. W., Cochonat, P., Ollier, G., Le Drezen, E., Morrisson, M. & Baltzer, A., Evolution progressive d'un glissement rotationnel vers un courant de turbidité : cas du séisme de 1929 des Grands Bancs, *Compte Rendu à l'Académie des Sciences*, 1992.

- [100] Piper, D. J. W., Farre, J. A. & Shor, A., Late quaternary slumps and debris flows on the Scotian Slope, *Geology Society of America Bulletin*, 96, 1508-1517, 1985.
- [101] Piper, D. J. W., Letson, J. R. J., de Iure, A. M. & Barrie, C. Q., Sedimentation accumulation in low-sedimentation, wave-dominated, glaciated inlets, *Sedimentary Geology*, 36, 195-215, 1983.
- [102] Piper, D. J. W., Normark, W. R. & Sparkes, R., Late Cenozoic stratigraphy of the Central Scotian Slope, eastern Canada, *Canada Bulletin of Petroleum Geology*, 35, 1-11, 1987.
- [103] Piper, D. J. W. & Sparkes, R., Proglacial sediment instability features on the Scotian Slope at 63°W, *Marine Geology*, 76, 15-31, 1987.
- [104] Potter, P., Marine slope instability of the continental slope off New Jersey, *CE 5990, Technical University of Nova Scotia*, 1989.
- [105] Pratt, R. M. & Dill, R. F., Deep eustatic terraces levels :further speculations, *Geology, U.S.A.*, 2 n°3, 155-159, 1974.
- [106] Prior, D. B. & Bornhold, B. D., Depositional characteristics of a submarine debris flow, 1984.
- [107] Prior, D. B., Bornhold, B. D. & Johns, M. W., Active sand transport along a fjord bottom channel, Bute inlet, British Columbia., *Geology*, 14, 581-584, 1986.
- [108] Prior, D. B. & Coleman, J. M., Active slides and flows in underconsolidated marine sediments on the slopes of Mississippi delta., *Marine slides and other Mass Movements, Plenum press, New-York*, 1982.
- [109] Pujol, C., Planktonic foraminifera in biostratigraphy modelisation of biozonation in a Quaternary model., *International Symposium Conception Methods o Paleontology*, Barcelona, 1981.
- [110] Pujol, C., Stratigraphie des carottes quaternaires des campagnes GASCOR et SARGAS. Analyse des foraminifères planctoniques, *I.G.B.A.*, 1986.
- [111] Rabinowitz, P. D. & Eittreim, S. L., Bottom current measurements in the Labrador Sea, *Journal Geophysical Research*, 79, 4085-4090, 1974.
- [112] Regnier, T., Exploitation des données (SAR Système Acoustique Remorqué). Campagne SARGAS : zone 2, 88-11, *IFERMER*, Juin 88, 1988.
- [113] Rhoads, C., Organism-sediment relations on the muddy sea floor., *Oceanographic Marine Biological Annual Review*, 12, 263-300, 1974.
- [114] Richards, A. F., Investigations of deep-sea sediment cores II. Mass physical properties, *TR-106, U.S. navy Hydrographic Office Technical*, 1962.
- [115] Richardson, M. J., Wimbush, M. & Mayer, L., Exceptionnally strong near-bottom flows on the continental rise of Nova Scotia, *Science*, 213, 897-898, 1981.
- [116] Richmond, W. C. & Burdick, D. J., Geological hazard and constraints of offshore northern and central California., *Proc. of Offshore Tech. Conf.*, Houston; 1981.

- [117] Rowe, G. T., The effect of the benthic fauna on the physical properties of Deep Sea Sediments, Deep sea sediments, *Plenum Publishing Co*, New York, 1974.
- [118] Rutter, N. W., Dating methods of Pleistocene deposits and their problems., *Geosciences Canada, reprint series 2*, 87, 1985.
- [119] Sandven, R., Senneset, K. & Janbu, N., Interpretation of piezocone test in cohesive soils, *Penetration testing, 1988, ISOPT-1*, 1988.
- [120] Sanglerat, G., The penetrometer and soil Exploration., Amsterdam, 1972.
- [121] Sangrey, D. A., Marine Geotechnology-state of the art, *Marine Geotechnology*, 2, 45-80, 1977.
- [122] Schieb, T., Caractéristiques géotechniques de sondages carottes provenant de la marge continentale de la mer celtique, *D.E.A., Institut National Polytechnique de Lorraine*, 1986
- [123] Schieb, T., Faciès géotechniques et état de consolidation des sédiments de la pente continentale niçoise (Baie des Angès), *I.N.P.L., Nancy*, 1992
- [124] Schwab, W. C. & Lee, H. J., Causes of two slope-failure types in continental-shelf sediment, northeastern gulf of Alaska, *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 1-11, 1975.
- [125] Shackleton, N. J., Oxygen-isotopes ice volume and sea level, *Quaternary Sciences reviews*, 6, 183-190, 1987.
- [126] Shor, A. N. & Piper, D. J. W., A large Late Pleistocene blocky debris flow on the central Scotian slope, *Geomarine letter*, 9, 153-160, 1989.
- [127] Shor, A. N., Piper, D. J. W., Hughes Clarke, J. E. & Mayer, L. A., Giant flute-like scour and other erosional features formed by the 1929 Grand Banks turbidity current., *Sedimentology*, 37, 631-645, 1990.
- [128] Sibuet, J. C., Mathis, B. & Hunter, P., La ride Pastouret (plaine abyssale de porcupine) : une structure Eocène, *CRAS*, 299, 1391-1396, 1984.
- [129] Silva, A. J. & Jordan, S. A., Consolidation properties and stress history of some deep sea sediments, *Graham, Trotham*, 1984.
- [130] Stanley, D. J. & Silverberg, N., Recent slumping on the continental slope of Sable Island, southeast Canada, *Earth and Planetary Science Letters*, 6, 123-133, 1969.
- [131] Stein, S., Sleep, N. H., Geller, R. J., Wang, S. & Kroeger, G. C., Earthquakes along the passive margin of eastern Canada, *Geophysical Res. Letters*, 6, 537-540, 1979.
- [132] Summerhayes, C., Bornhold, B. & Embley, R. W., Surficial slides and slumps on the continental slope and rise of southwest Africa, *Marine Geology*, ss. presse, 1978.
- [133] Terzaghi, K., Varieties of submarine slope failures., 25, *Norwegian Geotechnica Institute*, Publication, 1957.
- [134] Tisot, J. P., Propriétés géomécaniques des sédiments ds grands fonds océaniques, *thèse d'état*, ENSG-INPL, 1986

- [135] Vaillant, P., La marge continentale de Nord Gascogne, *Thèse de doctorat*, Université de Bretagne Occidentale, 1988
- [136] Vanney, J. R. & Stanley, D. J., Shelfbreak physiography : an overview, SEPM special publication, 1983.
- [137] Vignerresse, J. L., La fracturation post-hercynienne du Massif armoricain d'après les données géophysiques, *Géologie de la France*, 4, 1-10, 1988.
- [138] Wade, J. A. & MacLean, B. C., Géologie de la marge continentale du sud-est du Canada, Géologie de la marge continentale de l'Est Canada, *Commission Géologique du Canada*, 1990.
- [139] Walcott, R. I., An isostatic origin for basement uplifts, *Canadian journal of Earth Sciences*, 7, 931-937, 1970.
- [140] Walcott, R. I., Crustal flexure and growth of sedimentary basins at a continental edge., *Geological Society of America*, 83, 1845-1848, 1972.
- [141] Withjack, M. O. & Sheiner, C., Fault patterns associated with domes - An experimental and analytical study, *A.A.P.G. Bulletin*, 66, 302-316, 1982.
- [142] Worthington, L. V., On the North Atlantic circulation, The John Hopkins Oceanographic studies, *The John Hopkins University Press*, Baltimore, 1976.
- [143] Zagwijn, W. H., The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary: a case history of coastal lowland evolution, *Géologie en Mijnbouw*, 68, 107-120, 1989.

Bibliographie complémentaire

- Almagor, G., Benneth, R. H., Lambert, D. N. & Forde, L. S., Analysis of slope stability, Wilmington and Lindkohl Canyons, U.S. Atlantic margin, Seabed Mechanics, *Graham and Trotman*, Bodmin, 1984.
- Anderson, E. D. & Libby, W. F., Natural radiocarbon from cosmic radiation, *Physical Review*, 72, 10, 931-936, 1947.
- Atterberg, A., Über die physikalische Bodenuntersuchung und über die plastizität der Torfe, *Int. Mitt. für Limn. Oceanogr.*, 1, 10-43, 1911.
- Auffret, G.-A., Berthois, L. & Douville, J.-L., Observations sur les rides sous-marines du plateau continental, *La houille blanche*, 7/8, 467-478, 1975.
- Auffret, G.-A. & Sicler, B., Régime sédimentaire holocène en deux sites de la marge continentale de l'Atlantique nord-est., *Bulletin de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine*, 31, 181-193, 1982.
- Auffret, G. A., Berthois, L., Cabioch, L., Douville, J. L. & Kenyon, N. H., Aperçu des structures sédimentologiques à grande et petites échelle et les processus sédimentaires actuels au sud de la manche occidentale, *Annales de L'Institut Océanographique (extrait, Tome XLVIII-1971-1972-Fascicul 2*, 1971.
- Baltzer A., Cochonat P., Piper, D.J.W. In situ geotechnical characterization of sediments on the Nova Scotian slope, eastern canadian continental margins, *soumis à Marine Geology*.
- Bard, E., Hamelin, B. & Fairbanks, R. G., U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from barbados: sea level during the past 130 000 years, *Nature*, 346, 456-458, 1990.
- Barrie, J. V., Lewis, C. F., Parrott, D. R. & Collins, W. T., Submersible Observations of an Iceberg Pit and Scour on the Grand Banks of Newfoundland, *Geo-marine letters*, 12, 1-6, 1992.
- Belderson, R. H., Pingree, R. D. & Griffiths, D. K., Low sea-level tidal origin of celtic sea sand banks-evidence from numerical modelling of M2 tidal streams, *Marine geology*, 73 (1986), 99-108, 1986.
- Bennett, R. H. & Nelsen, J. A., Seafloor characteristics and dynamics affecting geotechnical properties at shelfbreak, SEPM special publication, 1983.
- Berger, R., Taylor, R. E. & Libby, W. F., Radiocarbon content of marine shells from the California and Mexican West coast, *Science*, 153, 3738, 864-866, 1966.
- Biarez, J., Mécanique des sols en mer profonde, *C.N.E.X.O.*, 1977.

- Bien, G. S., Rakestraw, N. W. & Suess, H. E., Radiocarbon dating of deep water of the Pacific and Indian Ocean, *Bulletin de l'Institut Océanographique de Monaco*, 61, 1278, 1-16, 1963.
- Bjerrum, L., Subaqueous slope failures in norwegian fjords, *Norge Geotechnical Bulletin*, 88, 1-8, 1971.
- Boillot, G., La pente continentale des marges stables et son évolution, *Géologie des marges continentales*, 1990.
- Booth, J. S., Sangrey, D. A. & Fugate, J. K., A nomogram for interpreting slope stability of fine grained sediments deposits in modern and ancient marine environments., *Journal of Sedimentary Petrology*, 5, 29-36, 1985.
- Booth, J. S., Silva, A. J. & Jordan, S. A., Slope-stability Analysis and Creep Susceptibility of Quaternary Sediments on the Northeastern United States Continental Slope., *Seabed Mechanics, Graham and Trotman*, Bodmin, 1984.
- Bouysse, P., Horn, R., Lapierre, F. & Le lann, F., Etude des grands bancs de sable du Sud Est de la mer Celtique, *Marine Geology*, 20 (1976) 251-275, 1976.
- Bouysse, P., Le lann, F. & Scolari, G., Les sédiments superficiels de approches occidentales de la Manche, *Marine Geology*, 29107-135, 1979.
- Boyd, R., Scott, D. B. & Douma, M., Glacial tunnel valleys and the quaternary history of the Scotia Shelf, *Nature*, 333, 61-64, 1988.
- Buckley, D. E., Deposition and diagenetic alteration of sediments in Emerald Basin, the Scotian Shelf, *Continental Shelf Research*, 11, 1099-1122, 1990.
- [Caralp, M., Les foraminifères planctoniques du Pléistocènes terminal dans le Golfe de Gascogne. Interprétation biostratigraphique et paléo-climatique, *Bull. Inst. Bassin d'Aquitaine*, 11/1, 1-191, 1971.
- Caralp, M., Duprat, J., Moyes, J. & Pujol, C., La stratigraphie du Pléistocène supérieur et de l'Holocène dans le Golfe de Gascogne. Essai de synthèse des critères actuellement utilisables, *Boreas, Oslo*, 3, 35-40, 1974.
- Caralp, M. & Vigneaux, M., Données actuelles sur la sédimentation récente dans le Golfe de Gascogne, *Bulletin interne du C.N.R.S.; Bulletin INST. Geol. bassin d'Aquitaine*, 31, 411-422, 1976.
- Carlson, P. R., Herman, A. K., Edwards, B. D., Gardner, J. V. & Hall, R., Submarine slumps, slides and flows dominate sculpting of Beringian margin, Alaska., *5th Circum Pacific energy and mineral resources conference*, Hilton Hawaiian villager, Honolulu, Hawaii, 1990.

- Carruthers, J. N., History, sand waves and near-bed currents of La chapelle Bank, *Nature*, Vol.197,N°4871, Mars 9,1963, 942-946, 1963.
- Casagrande, A., Research on Atterberg limits of soils :, *Public roads*, 13, 121-130, 1932.
- Casagrande, A., Classification and identifcaion of soils, *American Soc. Civil Eng. Trans. Pap*, 113, 2351, 901-930, 1948.
- Chappell, J. & Polach, H. A., Relationship between Holocene sea level change and coral reef growth at Huon Peninsula, New Guinea, *Bulletin of Geological Society of America*, 87, 235-240, 1976.
- Chappell, J. & Shackleton, N. J., Oxygen isotopes and sea level, *Nature*, 324, 137-140, 1986.
- Clarke, J. E. H., Late Stage Slope Failure in the Wake of the 1929 Grand Banks Earthquake, *Géomarine Letters*, 10, 69-79, 1990.
- Cochonat, P., Damy, G., Meunier, J., Harmegnies, F. & Floury, L., Deep Water Geotechnical Testing, *Colloque ISM 90*, 1990.
- Cochonat, P., Piper, D.J.W., Compte rendu de la mission HUDSAR. Processus sédimentaires et instabilités sur les pentes, *Rapport DRO-GM 90-14*, 1990.
- Cochonat, P., Le Suavé, R., Charles, C., Greger, B., Hoffert, M., Lenoble, J. P., Meunier, J. & Pautot, G., First in-situ studies of nodule distribution and geotechnical measurements of associated deep-sea clay (Northeastern Pacific Ocean), 103, 373-380, 1992.
- Craig, H., Carbon 13 in plants and the relationships between carbon 13 and carbon 14 variations in nature, *Journal Géologique*, 62, 115-149, 1954.
- Cymor, I., Modelé sous-marin de la marge septentrionale du golfe de Gascogne, *Bulletin de a Société Géologique de France*, 7, t XXVI, n°1, 81-92, 1984.
- De Rutter, J., The use of in situ testing for Noth sea studies, *Offshore Europe Conference*, Aberdeen, 1975.
- Declerck, H., Stratigraphie sismique haute résolution sue le talus continental, *IFREMER, IFP*, 1990.
- Dingle, R. V., Large allochthonous sediment masses and their role in the construction of the continental slope and rise of Southwestern Africa, *MG*, 37, 333-354, 1980.
- Dodds, D. J. & Fader, G. B., A combined seismic reflexion profiler and sidescan sonar system for deep ocean geological surveys, *Progress in Underwater Acoustics*, Plenum, New York, 1987.

Egloff, J. & Johnson, G. L. 1.-1., Growth fault on insular slope/rise of Western Iceland; comparison with SE Greenland canyons and slumps., *Geo-Marine Letters*, 2, 143-148, 1982.

Einsele, G., Deep -Reaching Liquefaction Potential of Marine Slope sediments as a prerequisite for Gravity MASS-flow ? (Results from the D.S.D.P.), *Marine Geology*, 91, 267-279, 1990.

Embley, R. W., Anatomy of some Atlantic margin sediment slides and some comments on ages and mechanisms, *N.A.T.O. workshop*, Algrave, 1982.

Emery, K. O. & Uchupi, E., Western North Atlantic Ocean; topography, rocks, structure, water, life, and sediments, *AAPG*, 17, 1972.

Emery, K. O., Uchupi, E., Phillips, J. D., Bowin, C. O., Bunce, E. T. & Knott, S. T., Continental rise off Eastern North America., *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54, 44-108, 1970.

Evans, C. D. R. & Hughes, M. J., The Neogene succession of the South Western Approaches, Great Britain, *J.geol. Soc. London*, Vol.141,1984, 315-326, 1984.

Faugères, J. C., Gayet, J. & Gonthier, E., Microphysiographis des dépôts quaternaires dans le détroit de Makassar (océan Indien). Opposition entre une marge stable (Bornéo, Kalimantan) et une marge active (Célèbes, Sulawesi), *Bulletin de la Société géologique de France*, (8), t V, 807-818, 1989.

Ferentinos, G., Recent gravitative mass movements in a highly tectonically active arc system: the Hellenic arc, *Marine Geology*, 104, 93-107, 1992.

Fukushima, Y., Parker, Gary & Pantin, H. M., Prediction of ignitive turbidity currents in Scripps submarine canyon, *Marine geology*, 67, 55-81, 1985.

Funnel, B. M., Studies in North Atlantic Geology and Palaeontologie : upper cretaceous, *Geol. mag.*, Vol.101, N°5, 1965 ?

Gipp, M. R. & Piper, D. J. W., Chronology of late Wisconsinan glaciation, Emerald Basin, Scotian Shelf, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26, 333-335, 1989.

Giresse, P. & Barusseau, J. P., Quaternary accumulation rates by hemipelagic and gravity current sedimentation on the Atlantic margin of Africa: control factors of advective and vertical flows, *MG*, 89, 279-297, 1989.

Gosselin-Vuillemer, J., Gonthier, E. & Klingebiel, A., Application de l'exoscopie à l'étude de la dynamique de sédiments de la marge continentale : exemple du canyon Gascogne (Golfe de Gascogne), *C. r. Acad. Sc., Paris*, t. 323, 1625-1628, 1976.

Graciansky P. C., e. a., Leg 80 of R.V. Glomar Challenger in the N.E. Atlantic, *C.R. Acad Sc. Paris*, t.294 29 Mars 1982, 793 -798, 1982.

- Hadley, M. L., The Continental Margin Southwest of the English Channel, *Deep-sea Research*, Vol.11 (1964), 767-779, 1964.
- Hamilton, D., Sommerville, J. H. & Stanford, P. N., Bottom currents and shelf sediments, southwest of Britain, *Sedimentary geology*, 26 (1980), 115-138, 1980.
- Heathershaw, A. D. & Codd, J. M., Depth-controlled changes in grain size and carbonate content on a shelf edge sand bank, *Marine geology*, 72(1986), 211-224, 1986.
- Henkel, B. C., The role of waves in causing submarine landslides, *Geotechnique*, 20, 1, 75-80, 1970.
- Hévin, G., Analyse sédimentologique du bassin d'Arkonz et sa bordure orientale (Mer Baltique) - Campagne Poséidon, module géotechnique., 93-02, *IFREMER*, Rapport de stage de maîtrise., Janvier/Mars 1993, 1993.
- Hill, P. R., Moran, K. M. & Blasco, S., Creep deformation of slope sediments in the Canadian Beaufort Sea, *Geomarine Letters*, 2, 163-170, 1983.
- Hooper, J. R. & Prior, D. B., Regional analysis of slope stability for deepwater engineering, 1990.
- Hubert, J. F., Textural evidence for deposition of many western North Atlantic Deep-sea sands by Ocean bottom currents rather than turbidity currents, *Jour. Geol.*, 73, 757-785, 1964.
- Josenhans, H. W., Barrie, J. V. & Kiely, L. A., Mass wasting along the Labrador shelf margin: submersible observations, *Geo-marine Letters*, 7, 199-205, 1987.
- Kayen, R. E., Schwab, W. C., Lee, H. J., Torresan, M. E., Hein, J. R., Quinterno, P. J. & Levin, L. A., Morphology of sea-floor landslides on horizon guyot : application of steady-state geotechnical analysis., *Deep-Sea Res.*, 36, 12, 1817-1839, 1989.
- Kenyon, N. H. & Stride, A. H., The crest length and sinuosity of some marine sand waves, *Journal of sedimentary Petrology*, Vol.38, Mars 1968, 1968.
- Kenyon, N. H. & Stride, A. H., The tide-swept continental shelf sediments between the Shetland isles and France, *Sedimentology*, 14 (1970), 159-173, 1970.
- King, L. H., Surficial Geology of the Halifax - Sable Island Map area, *Marine Science Paper 1*, Department Energy Mines and Resources, Canada., 1970, 1970.
- Kjemperud, A. & Fjeldsaar, W., Pleistocene glacial isostasy-implications for petroleum geology, Structural and Tectonic Modelling and its Application to Petroleum Geology, *Norwegian Petroleum Society Special Publication*, Amsterdam, 1992.

- Konrad, J. M., Undrained shear strength from piezocone tests, *Revue Canadienne de géotechnique*, 24, 3, 392-405, 1987.
- Loutit, T. S., Hardenbol, J., Vail, P. & Baum, G. R., Condensed sections, the key to age determination and correction of continental sequences, *Sea Level Changes, an integrated Approach of the Society of Economic Paleontology Mineralogist Special Publication*, 1988.
- Mauviel, A., La bioturbation actuelle dans le milieu abyssal de l'Océan Atlantique nord., *thèse de troisième cycle*, Université de Bretagne Occidentale, 1982
- McCave, I. N., Erosion, transport and deposition of fine grained marine sediments, Geological Society of London, Special publication, 1984.
- Meadows, P. S., Biological activity and seabed sediment structure, *Nature*, 323, 207, 1986.
- Montadert, L., Roberts, D. G., Auffret, G. A., Bock, W., DuPeuble, P. A., Hailwood, E. A., Harrisoon, W., Kagami, H., Lumsden, D. N., Muller, C. *et al.*, Rifting and subsidence on passive continental margins in the North East Atlantic, *Nature*, 268, 5618, 305-309, 1977.
- Morton, R., Attributes and origine of ancient submarine slides . Gulf coast Basin, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77, 6, 1064-1081, 1993.
- Mulder, T., Estimation de l'épaisseur de sédiment impliquée dans les glissements sous-marins à partir des données sur l'état de consolidation. Application à la Baie des Anges (SE de la France), *CRAS*, t 315 série II, 1703-1709, 1992.
- Murray, J. W., Weston, J. F. & Sturrock, S., Sedimentary indicators of water movement in the western approaches to the English Channel, *Continental shelf research*, Vol.1 N°4, pp339-352, 1983.
- Pantin, H. M. & Evans, C. D. R., The quaternary history of the central and southeastern celtic sea, *Marine Geology*, 57, 259 -293, 1984.
- Parez, L. & Fauriel, R., Le piezocone, amélioration apportées à la reconnaissance des sols, *Revue Française de Géotechnique*, 44, 13-28, 1988.
- Pascal, A., Rio, M. & Vanney, J. R., Les surfaces durcies des pentes de Nouvelles Calédonie., *Bulletin de la Société Géologique de France*, t163 n°3, 271-280, 1992.
- Pascal, F., Minéralogie, géochimie et dynamique sédimentaire des carbonates actuels et récents du bassin des Loyauté (Nouvelle-Calédonie, Pacifique Sud-Ouest), *thèse de doctorat*, Université de Lyon, 1990

- Pastouret, L. & Auffret, G. A., Observation sur les microfaciès des roches sédimentaires prélevées sur la marge armoricaine., *Revue de l'I.F.P.*, 31, n°3, 401-404, 1976.
- Piper, D. J. W., Seabed geology of the Canadian eastern continental shelf, *Continental shelf research*, 11, 1013-1035, 1991.
- Piper, D. J. W. & Normark, Late Cénozoic sea-level changes, 1989.
- Posamentier, H. W. & Vail, P. R., Eustatic control on clastic deposition, II-sequence and system tract models, Sea Level Changes, *an integrated Approach of the Society of Economic Paleontology Mineralogist Special Publication*, 1988.
- Prior, D. B., Bornhold, B. D., Wiseman, W. J. & Lowe, D. R., Turbidity current activity in a british Columbia fjord., *Science*, 237, 1330-1333, 1987.
- Prior, D. B. & Coleman, J. M., Lateral movements of sediments., *Ocean Sciences Engineering*, 8, 113-155, 1983.
- Prior, D. B. & Doyle, E. H., Intra-slope canyon morphology and its modification by rockfall processes, U.S. Atlantic continental margin., *Marine Geol.*, 67, 177-196, 1986.
- Richards, A. F., Oien, K., Keller, G. H. & Lai, J. Y., Differential piezometer probe for an in situ measurement of the sea-floor pore pressure, *Geotechnique*, 25, 2, 229-238, 1975.
- Rio, M., Roux, M., Guérin, H. & Calsub équipe, Le substrat géologique et les processus sédimentaires sur les pentes bathyales observées lors de la campagne Calsub, Environnement carbonaté bathyal en Nouvelle Calédonie, *Document et travaux - IGAL*, 1991.
- Robb, J. M., Hampson, J. C., Kirby, J. R. & Twichell, D. C., Geology and potential hazards of the continental slope between Lindenkohl and South Toms Canyons, offshore mid-Atlantic states, 81-600, *U.S. Geol Survey*, Open file, 1991.
- Salisbury, M. H. & Keen, C. E., Listric faults imaged in ocean crust, *Geology*, 21, 117-120, 1993.
- Sangrey, D. A., Obtaining strength profiles with depth for marine soils deposits using disturbed samples, *74 e Annual meeting American*, 1972.
- Savoye, B., Cochonat, P. & Piper, D. J., Seismic evidence for a complex slide near the wreck of the Titanic : model of an instability corridor for non channeled gravity events, *Marine geology*, 91, 281-298, 1990.

- Savoie, B., Cochonat, P. & Piper, D. J. W., Seismic evidence for a complex slide near the wreck of the Titanic : model of an instability corridor for non-channeled gravity events., *Marine Geol.*, 91, 281-298, 1990.
- Shackleton, N. J., Imbrie, J. & Pisias, N. G., The evolution of oceanic oxygen isotope variability in the North Atlantic over the past three millions years, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. B.*, 318, 679-688, 1988.
- Sheidegger, A. E., On the tectonic setting of submarine slides, *N.A.T.O.*, 1982.
- Simkin, T., Tilling, R. I., Taggart, J. N., Jones, W. J. & Spall, H., This dynamic planet: world map of volcanoes, earthquakes, and plate tectonics, 1989
- Skempton, A. W., The structure of inorganic soil (discussion), *Proc. American Soc. Civil Engineers*, 80, separate 487, 19-22, 1954.
- Skempton, A. W., Long term stability of clay slope, *Geotechnique*, 14, 77-102, 1964.
- Skempton, A. W., Long term stability of clay slope., *geotechnique*, 14, 77-102, 1969.
- Sleep, N. H. & Blanpied, M. L., Creep, compaction and the weak rheology of major faults., *Nature*, 359, 687-692, 1992.
- [237] Swift, D. J. P., Tidal sand ridges and shoal-retreat massifs, *Marine Geology*, 18, 105-134, 1975.
- Swift, D. J. P., Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; PhD. thesis, *Technical Paper 85-34, Woods Hole Oceanographic Institution*, 1985.
- Swiths, S. A., Late Quaternary sedimentation on the continental slope and rise off western Nova Scotia, *Geological Society of America Bulletin*, 96, 832-841, 1985.
- Syvitski, J. P. & Praeg, D. P., Quaternary sedimentation in the St-Lawrence estuary and adjoining areas, eastern Canada: a overview based on high resolution seismo-stratigraphy, *Geological survey of Canada*, 43, 3, 291-310, 1989.
- Terzaghi, K., Principles of final soil classification, *Publication Roads*, 8, 3, 41-53, 1927.
- Trincardi, F. & Field, M. E., Collapse and flow of lowstand shelf margin deposits: An example from the eastern Tyrrhenian Sea, Italy, *Marine Geology*, 105, 77-94, 1992.
- Wetzel, A., Interrelationships Between Porosity and other Geotechnical Properties of Slowly Deposited, Fine-grained Marine Surface Sediments, *Marine Geology*, 92, 105-113, 1990.

Wetzel, A. & Balson, P., Sedimentology of fine grained turbidites inferred from continuously recorded physical properties data, *Marine geology*, 104, 165-178, 1992.

Wingfield, R., The Origin of Major Incisions Within the Pleistocene Deposits Of the North Sea, *Marine Geology*, 91 (1990) 31-52, 1990.

Wingfield, R. T. R., Glacial incisions indicating Middle and Upper pleistocene ice limits off Britain, *Terra Research*, 1, 538-548, 1989.

Yamamoto, T., Wave-induced instability in seabed., *Proc. ASCE Special Conference on Coastal Sediments*, 1977.

Yoon, S. H., Cough, S. K., Thiede, J. & Werner, F., Late pleistocene sedimentation on the Norwegian continental slope between 67°N and 71° N, *Marine Geology*, 99, 187-207, 1991.

Young, R. A. & Southard, J. B., Erosion of fine-grained marine sediment: sea-floor and laboratory experiments., *Geological Society of American Bulletin*, 89, 663-672, 1978.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION.....	3
Partie 1 : OUTILS ET METHODES UTILISEES	7
I LES OUTILS	8
I-1 La sismique haute résolution :	8
I-1-1 Le canon à air (50 -1000 Hz):.....	8
I-1-2 L'échosondeur 3,5 kHz du N/O HUDSON	9
I-2 Le Carottier « long coring facility »	9
I-3 Le SAR (Système Acoustique Remorqué)	9
I-4 Le sondeur multifaisceaux EM12-DUAL.....	11
I-5 Le Module Géotechnique.....	12
II DETERMINATION ET UTILISATION DES DONNEES	
GEOTECHNIQUES.....	13
II-1 Définitions	13
II-2 Détermination de l'état de consolidation d'un sol.....	15
II-2-1 Correction à apporter à Q_c	15
II-2-2 Méthode classique	16
II-2-3 Méthode des diagrammes de Booth	17
II-3 Détermination de la cohésion C_u : nouvelle approche.....	19
II-3-1 Perturbations lors du carottage.....	19
II-3-2 Détermination de la cohésion.....	19
Partie 2 : LA NOUVELLE - ECOSSE.....	25
I CADRE MORPHOSTRUCTURAL.....	26
I-1 Rappels sur les Etages stratigraphiques quaternaires.....	26
I-2 Contexte morphostructural.....	27
I-3 L'hydrologie	31
I-4 La sédimentation glaciaire	32
I-5 Un élément remarquable : les Pockmarks ou cratères de dégazage... 34	34
II CARACTERISATION DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DES	
ZONES VERRILL CANYON ET ALBATROSS.....	36
LA ZONE VERRILL CANYON.....	37
II-1 La caractérisation acoustique.....	37
II-1-1 Les profils sismiques (canons à air)	37
II-1-2-1 Définition des réflecteurs	39

II-1-2-2 Cartographie des réflecteurs.....	39
II-1-2-3 Cartographie de la série transparente	40
II-1-2-4 Définition du glissement	41
II-1-3 L'imagerie SAR:.....	44
II-1-3-1 Le haut de pente :	44
II-1-3-2 La pente moyenne	44
II-1-3-3 Le bas de pente.....	46
II-2 Caractérisation géotechnique.....	47
II-2-1 Mesures géotechniques in-situ	47
II-2-1-1 La station HMG 6 (1-2-3-4) : fig. 2-14	47
II-2-1-2 La station HMG 7 (1-2-3) : fig. 2-16	51
II-2-1-3 La station HMG 8 (1-2-3-4-5) : fig. 2-18.....	53
II-2-2 Mesures géotechniques de laboratoire	55
II-2-2-1 Le groupe 1 : sédiments intacts	56
II-2-2-2 Le groupe 2 : réflecteur orange	58
II-2-2-3 Le groupe 3 : réflecteur vert.....	59
II-2-2-4 Le groupe 4 : le réflecteur jaune.....	60
II-2-2-5 Le groupe 5 : le réflecteur bleu	60
ZONE de ALBATROSS	65
II-3 Conclusion partielle.....	68
III DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE.....	69
III-1 Processus de dépôt	69
III -1-1 Les dépôts intacts.....	70
III-1-2 Les affleurements anciens.....	73
III-1-3 Les dépôts gravitaires	74
III-1-3-1 Le glissement	74
III-1-3-2 Les turbidites ou coulées sableuses.....	75
III-2 Les processus de ruptures.....	76
III-2-1 La bioturbation.....	77
III-2-2 Le gaz.....	77
III-2-3 Les diapirs de boue	77
III-2-4 Les surcharges sédimentaires.....	77
III-2-5 Les séismes	83
III-3 Conclusion partielle:	87
IV CONCLUSION de la partie 2	91

Partie 3 : LES ENTREES DE LA MANCHE	93
I CADRE MORPHOSTRUCTURAL.....	93
I-1 Le contexte morphostructural :	94
I-2 La sédimentation au quaternaire supérieur	97
I-3 Hydrologie :	100
II CARACTERISATION DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE.....	101
II-1 Caractérisation acoustique.....	101
II-1-1 Vue d'ensemble (sondeur multifaisceaux EM12)	101
II-1-2 La zone Mériadzek	105
II-1-2-1 Les faciès acoustiques du sondeur 3,5 kHz bateau	105
II-1-2-2 Stratigraphie des carottes.....	107
II-1-3 La zone sud-ouest de l'Eperon Berthois (SAR).....	110
II-1-3-1 Les faciès :	110
II-1-3-2 Les figures de transport et d'érosion.....	117
II-2 Corrélation réflecteurs-carottes	120
II-2-1 Stratigraphie des dépôts de la Terrasse Mériadzek	120
II-2-2 Stratigraphie des dépôts de l'Eperon Berthois.....	122
II-3 Caractérisation géotechnique.....	127
II-3-1 Les résultats de l'étude de Schieb [1986]	127
II-3-2 Etude de l'état de consolidation du sol	129
II-4 Conclusion	131
III DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE.....	134
III-1 Processus de dépôt	134
III-1-1 Mode d'alimentation « turbiditique ».....	135
III-1-2 Mode d'alimentation de type « hémipélagique »	136
III-2 Processus de rupture.....	136
III-2-1 Les carottes du haut de l'éperon (KS05 et KS03)	136
III-2-2 Les carottes du milieu de l'Eperon (KS06 et KS02)	139
III-2-3 Les niches d'arrachement de la vallée transversale.....	141
III-3 Conclusion.....	141
IV RECONSTRUCTION DE L'HISTOIRE QUATERNAIRE	145

Partie 4 : ETUDE COMPAREE DE LA MARGE DE NOUVELLE ECOSSE ET DE LA MARGE DES ENTREES DE LA MANCHE	147
I COMPARAISON DES DEUX ZONES	149
I-1 Les contextes morphostucturaux	149
I-1-1 Similitudes	149
I-1-2 Différences	150
I-2 Les couvertures sédimentaires	150
I-2-1 Similitudes	150
I-2-2 Différences	151
I-3 Les dynamiques sédimentaires	155
I-3-1 Nouvelle Ecosse	155
I-3-2 La marge de Nord-Gascogne	157
I-3-3 Différences	161
I-3-4 Similitudes	162
I-4 Bilan sédimentaire / Volumes	162
I-4-1 Verrill : estimation des volumes sédimentaires mis en jeu	162
I-4-2 Mériadzek: estimation des volumes sédimentaires	164
I-4-3 Comparaison des volumes	165
I-5 Discussion : les facteurs de contrôle de la dynamique sédimentaire	166
II EXTENSION DES RESULTATS	169
II-1 Exemples	169
II-2 Atlantique nord-Ouest	172
II-3 Atlantique nord-Est	173
II-4 Conséquences de ces observations	175
III CONCLUSION	178
CONCLUSION GENERALE	179
BIBLIOGRAPHIE	183
ANNEXES	209

LISTE DES FIGURES

Partie 1

Fig. 1-1 : Morphologie des pentes continentales	2
Fig. 1-2 : Le Système Acoustique Remorqué	10
Fig. 1-3 : Acquisition des données du sondeur multifaisceaux EM12	11
Fig. 1-4 : A) Description détaillée du système. B) .Mise en oeuvre du Module.	12
Fig. 1-5 : Allure des courbes de résistance à la pointe suivant la contrainte verticale	14
Fig. 1-6 : Allure des courbes Qc suivant l'état de consolidation du sol.	16
Fig. 1-7 : Sédiment surconsolidé de 0 à 4 m, qui tend à rejoindre un état de consolidation	18
Fig. 1-8 : a) Détermination des gradients suivant les lithologies	22
b) Corrélation déterminée à partir des données de Gd et Nk.	22

Partie 2

Fig. 2-1: Etages stratigraphiques de l'Amérique du Nord. Compilation d'après Fulton	27
Fig. 2-2 : Physiographie du sud-est du Canada.....	28
Fig. 2-3 : Courbes isochrones du socle sous la plateforme néo-écossaise	29
Fig. 2-4 : Coupe géologique D D' de la plateforme de La Have au sous bassin de sable.....	30
Fig. 2-5 : Coupes océanographiques de la marge de Nouvelle Ecosse	32
Fig. 2-6 : Avancées et reculs des glaciers durant le Wisconsinien.	33
Fig. 2-7 : Localisation des zones d'études.	36
Fig. 2-8 et 2-9 Verrill Canyon : réflecteurs références et écorché géologique	38
Fig. 2-10a : Faciès transparent à hyperboles.....	40
Fig. 2-10b : Faciès transparent sans hyperboles	40
Fig. 2-11 : Carte des isopaques du glissement	41
Fig. 2-12 : Coupe longitudinale du glissement du nord au sud	42
Fig. 2-13 : Mosaique SAR sur Verrill Canyon	45
Fig. 2-14 : HMG 6 : signature géotechnique de la surconsolidation apparente.....	48
Fig. 2-15 : Données géotechniques de la carotte de HMG 6-5.....	49
Fig. 2-16 : HMG 7 : signature géotechnique d'une coulée de débris.....	50
Fig. 2-17 : Données géotechniques de la carotte de la station HMG 7-3	51
Fig. 2-18 : HMG 8 : signature géotechnique de la surconsolidation	52
Fig. 2-19 : Données géotechniques de la carotte de la station HMG 8-4	53
Fig. 2-20 : Localisation des carottes sur Verrill Canyon	54
Fig. 2-21 : Comparaison des propriétés physiques des sédiments intacts	56
Fig. 2-22 : Comparaison des données in-situ / labo pour le réflecteur marron	57
Fig. 2-23 : Comparaison des propriétés physiques pour le réflecteur orange.....	58
Fig. 2-24 : Comparaison des données physiques in-situ du réflecteur vert.	59
Fig. 2-25 : Détermination de la cohésion pour le réflecteur jaune.....	60
Fig. 2-26 Comparaison des données physiques in-situ / labo pour le réflecteur bleu	60

Fig. 2-27 : Corrélation des réflecteurs marron et orange aux données géotechniques	62
Fig.2-28 : Corrélation des réflecteurs vert et bleu aux données géotechniques	63
Fig. 2-29 : Mosaïque SAR sur la zone Albatross	64
Fig. 2-30 : HMG 9 : signature géotechnique des turbidites.....	66
Fig. 2-31 : Données géotechniques du module HMG 9-2	67
Fig. 2-32 : Diagrammes de Booth sur données modules de Verrill et Albatross	71
Fig. 2-33 : Graphe "Carbone organique /Azote" dans les Zoophycos.....	72
Fig. 2-34 : Etude de la stabilité des sédiments pour la carotte 90-15	79
Fig. 2-35 : Etude de la stabilité des sédiments pour la carotte 818	79
Fig. 2-36 : Graphes synthétiques de la cohésion en fonction de la profondeur.....	80
Fig. 2-37 : Extrapolation de l'étude d'instabilité	81
Fig. 2-38 : Facteur de sécurité en fonction de la pente	84
Fig. 2-39 : Interprétation du profil sismique 90-2 (Verrill Canyon).....	86
Fig. 2-40 : Position des glissements en fonction de la position d'avancée des glaciers	88
Fig. 2-41 : Reconstitution de la sédimentation quaternaire sur Verrill Canyon	90
Fig.2-42 : Localisation des séismes survenus entre 1960 et 1989	94

Partie 3

Fig. 3-1 : Morphostructure de la marge Nord Gascogne	93
Fig. 3-2 : Echelle des étages stratigraphiques	94
Fig. 3-3 : Cartes morphostructurales de la Manche et de la zone Mériadzek.....	95
Fig. 3-4 : Interprétation de coupe sismique. Localisation "théorique" du forage 401.....	
Fig. 3-5 : Reconstitution paléoclimatique.....	99
Fig. 3-6 : Mosaïque EM12 sur Mériadzek.....	102
Fig. 3-7 : Interprétation de l'imager EM12	103
Fig. 3-8 et 3-9 : Cartographie des faciès 3,5 kHz coque et profils caractéristiques.....	106
Fig 3-10 : Logs stratigraphiques sur l'Eperon Berthois	108
Fig. 3-11 : Logs stratigraphiques sur la ride Aégis.....	109
Fig. 3-12 : Interprétation de la mosaïque SAR sur l'Eperon Berthois	111
Fig. 3-13 : Profils sériés du sondeur 3,5 kHz du SAR sur l'Eperon Berthois	112
Fig. 3-14 : Affleurements éocènes	114
Fig. 3-15 : La vallée transversale	115
Fig. 3-16 : Limite nord-ouest de la vallée.....	116
Fig. 3-17 : Figures d'érosion sur le fond de la vallée	118
Fig. 3-18 : Stries d'érosion	119
Fig. 3-19 : Corrélation profils 3,5 kHz / carotte 72101	121
Fig 3-20 : Identification des réflecteurs acoustiques	123
Fig. 3-21 : Dépôts mis en place par courants gravitaires.....	124
Fig. 3-22 : Passage du faciès Eperon au faciès Terrasse.....	126
Fig. 3-23 : Paramètres physiques de laboratoire des carottes de l'Eperon Berthois	128
Fig. 3-24 : Carottes KS03 et KS05 : Surconsolidation en surface.....	129
Fig. 3-25 : Diagrammes de Booth. Une légère surconsolidation apparait en	130
Fig. 3-26 : Stratigraphie déduite des paramètres géotechniques des carottes de l'Eperon.....	133
Fig. 3-27 : Analyse de stabilité sur pente infinie pour KS05	138
Fig. 3-28 : Analyse de stabilité sur pente infinie pour KS03.....	138
Fig.3-29 : Analyse de la stabilité sur pente infinie pour KS06.....	139
Fig.3-30 : Analyse de stabilité sur pentes pour la carotte KS02.....	140
Fig. 3-31 : Reconstitution des étapes sédimentaires de la zone Mériadzek.....	144

Partie 4

Fig. 4-1 et 4-2 : Localisations des profils utilisés pour le MNT	148
Fig. 4-3 : Niveaux marins relatifs sur l'Atlantique nord.	149
Fig. 4-4 Profil d'une marge maigre et d'une marge grasse (d'après Emery, 1977).	150
Fig. 4-5 Diagramme de classification de Casagrande. Echantillons de Verrill Canyon.....	151
Fig. 4-6 : Diagramme de Casagrande . Echantillons de la zone Mériadzeck	151
Fig. 4-7 : Zone Verrill Canyon : carte des paléo-bathymétries.....	154
Fig. 4-8 : Zone Verrill Canyon : Cartes des épaisseurs sédimentaires	156
Fig. 4-9 : Zone Mériadzek : carte des paléo-bathymétries.....	158
Fig. 4-10 : Zone Mériadzek : carte des épaisseurs sédimentaires.....	160
Fig. 4-11: Schéma de calcul des volumes de sédiments mis en jeu.....	163
Fig. 4-12 : Distribution des ceintures climatiques majeures au Quaternaire	168
Fig. 4-13 : Estimation du volume de pente continentale érodée par des glissements	173
Fig. 4-14 : Répartition des séismes de magnitudes comprises entre 4 et 7,5.....	174
Fig. 4-16 : Section de la pente continentale entre les canyons Lindenkohl et South Toms d'après Robb <i>et al.</i> [1981].....	176
Fig. 4-15 : Morphologie des pentes continentales sur les marges ayant subi un climat glaciaire ou péri-glaciaire durant le Quaternaire.	177

ANNEXES

Annexes : table des matières

Annexe I	I
An.I-I Géotechnique	I
An.I-I-1 Détermination de N_k (facteur de cohésion) d'après Aas <i>et al.</i> [1986]	I
An.I-I-2 Détermination de C_u et Q_c à l'aide du logiciel « Mathématica »	VII
An.I-I-3 Détermination de N_k suivant Cancelli [1983]	X
An.I-I-4 Nouvelle approche des courbes Q_c	XI
An.I-I-5 : Conclusion	XVII
An.I-II Utilisation du logiciel bluepack	XIX
An.I-II-1 Présentation du logiciel Bluepack	XIX
An.I-II-2 Numérisation	XXI
An.I-II-3 Création d'un fichier résultat	XXI
An.I-II-4 Création de la grille de Modèle Numérique de Terrain	XXII
An.I-II-5 Visualisation	XXII
An.I-II-6 Conclusion	XXIII
Annexe II	XXV
An.II-I Rappels : processus gravitaires	XXV
An.II-II Rappels : classification des sédiments	XXVII
An.II-III Comparaison des échelles d'intensité des séismes	XXVIII
An.II-IV Position des carottages	XXIX
An.II-V Limites d'Atterberg et calcul de n_k graphiquement suivant la méthode de Aas <i>et al.</i> [1986]	XXXI
Annexe 3	XXXIII
An.III-I Comparaison des données brutes et calculées pour HMG 6-5 et HMG 8-4	XXXIII
An.III-II Portions sélectionnées pour la détermination des gradients de pente G_d	XXXVII
An. III-III Données et calculs des diagrammes de Booth	XXXIX
An.III-IV Données et calculs des diagrammes d'instabilité	LXIX

Annexes : liste des figures

Fig. An.I-1 Détermination de N_k connaissant I_p	I
Fig. An.I-2 : Détermination de N_k d'après le diagramme de Aas <i>et al.</i> [1986] pour les échantillons de Mériadzek	II
Fig. An.I-3 : Valeurs de N_k suivant la nature de l'échantillon	II
Fig. An.I-4 : Comparaison des données mesurées et calculées en prenant $N_k =$ 16,65 (déterminée d'après Aas <i>et al.</i> [1986])	III
Fig. An.I-5 : Comparaison des résistance à la pointe Q_c brutes (in situ) et Q_c calculées à partir de C_u (labo.) avec et sans le poids des terres	III
Fig. An.I-6a : Comparaison des valeurs de résistance à la pointe mesurées et calculées avec Mathematica	V
Fig. An.I-6b : Comparaison des valeurs de résistance à la pointe mesurées et calculées avec Mathematica	VI
Fig. An.I-7 : Comparaison des valeurs de résistance à la pointe mesurées et calculées avec Mathematica sur les carottes de MONICYA (Nice).....	VIII
Fig. An.I-8 : Relations entre les caractéristiques du sol et l'environnement sédimentaire, modifié par Shieb [1992] d'après le diagramme de Chassefière & Monaco [1983].....	IX
Fig. An.I-9 : Détermination de N_k suivant Cancelli [1983] pour les différentes stations du module géotechnique lors de la mission HUDSAR	XII
Fig. An.I-10 : Comparaison des valeurs mesurées et calculées avec les différentes méthodes	XIII
Fig. An.I-11 : Détermination des gradients G_d en fonction de la lithologie	XIV
Fig. An.I-12 : Corrélation entre le gradient de pente de Q_c (in situ) et N_k	XV
Fig. An.I-13 : Corrélation du facteur N_k en fonction du gradient de pente de la lithologie	XVI
Fig. An.I-14 : Création de cartes de « paléobathymétrie » (isopaques)	XX
Fig. An.II-I-1 : Les processus de transports sédimentaires d'après Middleton [1977].....	XXVI
Fig. An.II-III-1 : Comparaison des différentes échelles d'intensité (d'après Godefroy & Levret, <i>in</i> Davidovici [1985]) et définitions des niveaux d'intensité sur l'échelle de Mercalli Modifiée (M.M.)	XXVIII

Annexes : liste des tableaux

Tableau An.I-1 : Corrélation de la lithologie et du facteur Nk	XI
Tableau An.I-2 : Corrélation des valeurs de Nk suivant les gradients de pente.....	XV
Tableau An.II-1 : Classification d'après la thèse de Grousset [1977]	XXVII
Tableau An.II-2 : Classification des sédiments d'après leur granulométrie	XXVII
Tableau An.II-3: Position des carottages sur Verril Canyon.....	XXIX
Tableau An. II-3 : Position des carottages sur Mériadzek	XXX
Tableau An. II-4 : Données pour Mériadzek.....	XXXI
Tableau An.II-6 : Données pour Verrill Canyon.....	XXXI
Tableau An.II-7 : Données suivant la nature des sédiments pour les deux zones	XXXI

ANNEXE I

An.I-I Géotechnique

Nous avons appliqué plusieurs méthodes de détermination du paramètre k afin d'utiliser la plus adéquate dans notre cas d'étude.

An.I-I-1 Détermination de N_k (facteur de cohésion) d'après Aas *et al.* [1986]

La première méthode testée fut celle de Aas *et al.* [1986] car elle présentait l'avantage de pouvoir déterminer N_k à partir d'une valeur relative à la lithologie (I_p) différente de la cohésion. En effet, Aas *et al.* observent que N_k varie linéairement avec l'indice de plasticité I_p (fig. 1-1).

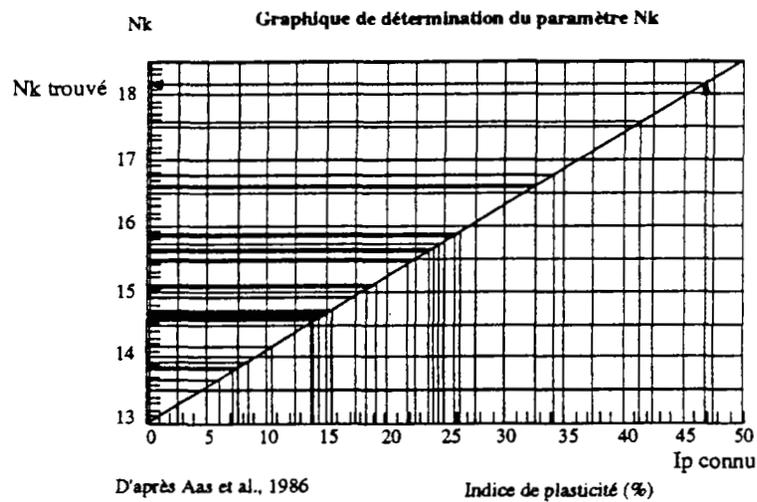


Fig. An.I-1 Détermination de N_k connaissant I_p

Ces auteurs trouvent des valeurs de N_k comprises entre 13 ± 2 et $18,5 \pm 2$ lorsque I_p passe de 0 à 50 %. Nous avons donc dans un premier temps intégré les indices de plasticité de nos échantillons (provenant des 2 zones) dans le diagramme de classification des sols (fig. 1-2).

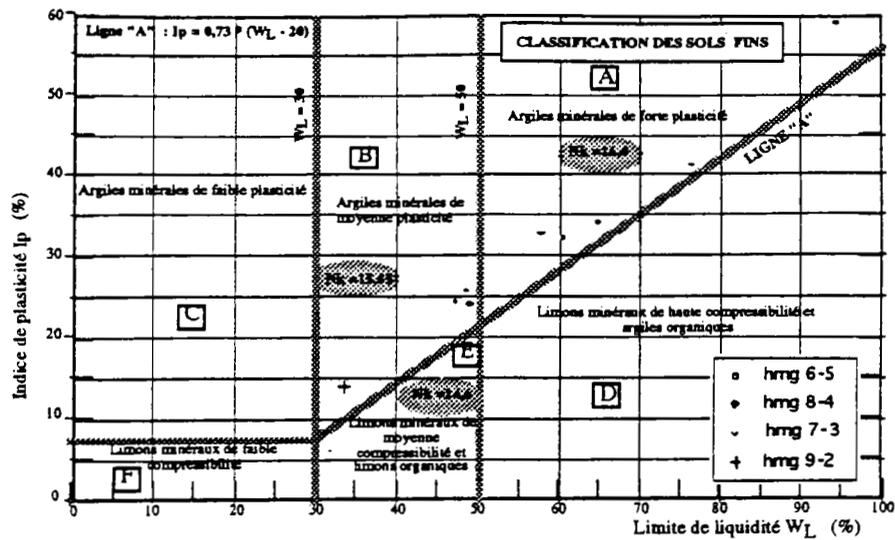
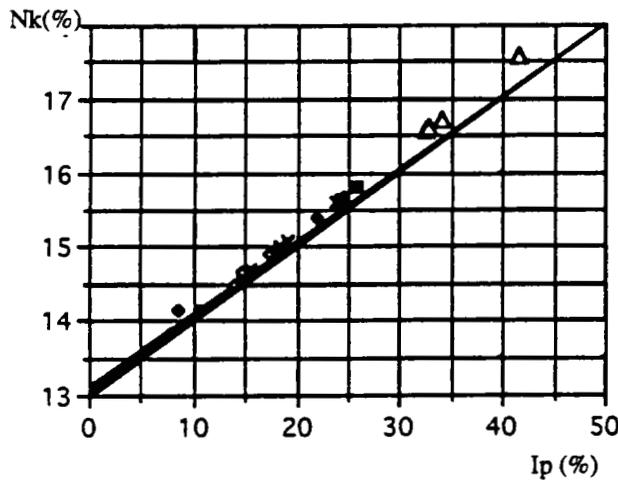


Fig. 1 : Détermination de Nk d'après le diagramme de Aas et al. (1986) pour les échantillons de Mériadzek

Les valeurs moyennes de Nk suivant la nature du sédiment apparaissent dans le graphique suivant :

Nk=f(Ip) en fonction de la nature du sédiment :
(A,B,D,E)



- △ Nka=f(IpA)
- NkB=f(IpB)
- × NkD=f(IpD)
- ◻ NkE=f(IpE)

A : argiles minérales de forte plasticité
 $y = 12,930 + 0,11216x \quad R^2 = 0,997$

B : argiles minérales de moyenne plasticité
 $y = 13,114 + 0,10449x \quad R^2 = 0,993$

D : limons minéraux de haute compressibilité et argiles organiques
 $y = 13,021 + 0,10838x \quad R^2 = 1,000$

E : limons minéraux de moyenne compressibilité et limons organiques
 $y = 12,969 + 0,11194x \quad R^2 = 0,991$

Fig. An.I-3 : Valeurs de Nk suivant la nature de l'échantillon

NkA : varie de 16,5 à 17,5 (3 valeurs à 16,5 pour 1 à 17,5) ; pour des argiles minérales de forte plasticité (A)

Nk B : 15,5 et 14 (2 groupes de valeurs) ; pour des argiles minérales de moyenne plasticité (B)

NkD : 14,5 à 15,5 pour des limons minéraux de haute compressibilité et argiles organiques (B).

NkE : 14,6 pour des limons minéraux de moyenne compressibilité et limons organiques (E).

Comparaison des cohésions mesurées (labo) et calculées

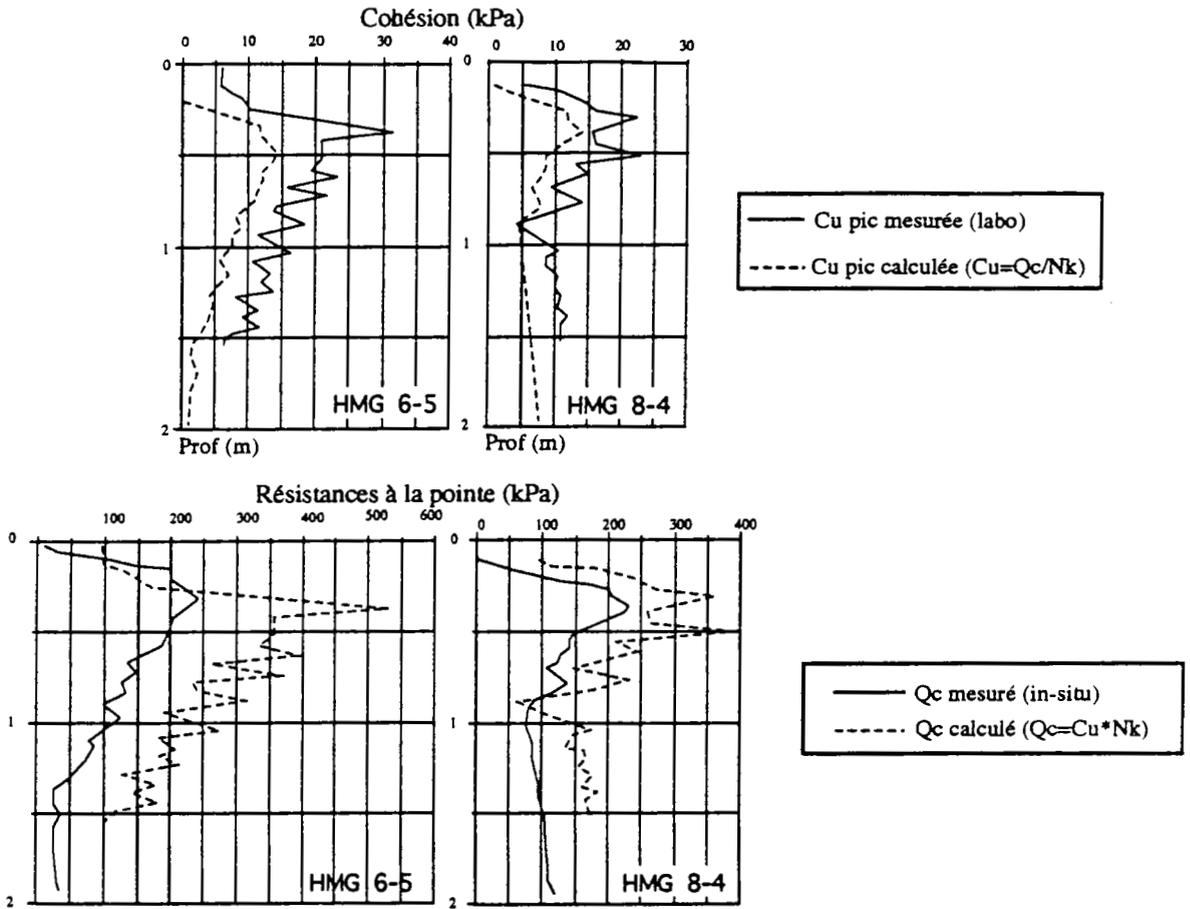


Fig. An.1-4 : Comparaison des données mesurées et calculées en prenant $N_k = 16,65$ (déterminée d'après Aas *et al.*, 1986).

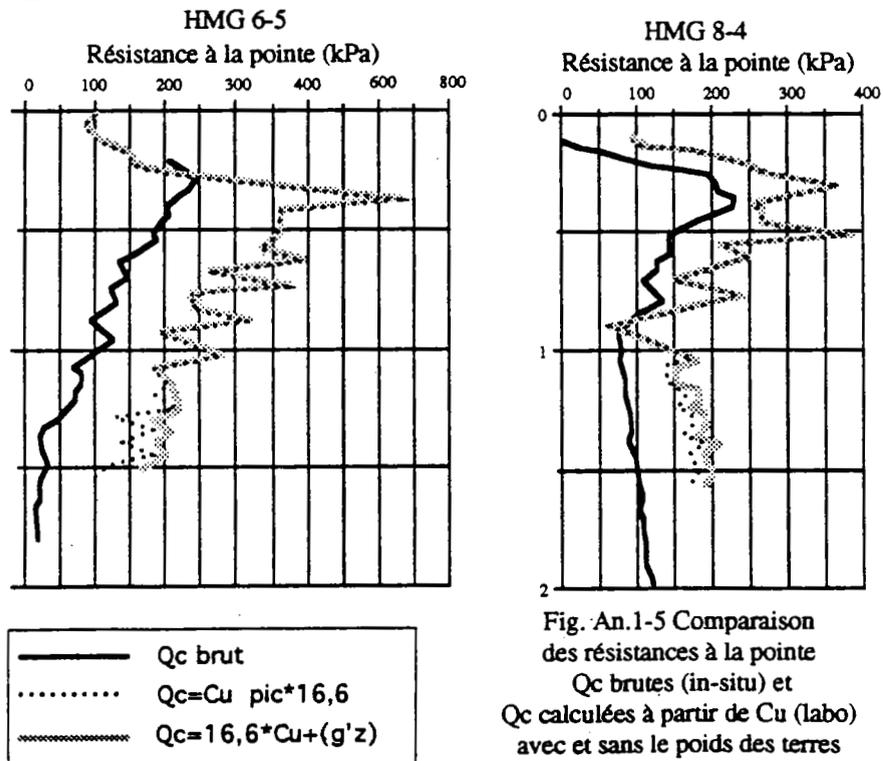


Fig. An.1-5 Comparaison des résistances à la pointe Q_c brutes (in-situ) et Q_c calculées à partir de C_u (labo) avec et sans le poids des terres

Ces valeurs de N_k varient peu d'un groupe à l'autre, soit de 14,5 à 17,5. Si l'on fait abstraction de $N_{kB} = 14$ (valeur curieuse), on constate un classement croissant des valeurs du type E au type A.

Nous allons utiliser ces valeurs de N_k pour calculer la cohésion à partir des données de résistance à la pointe. Nous prendrons comme exemple deux stations géotechniques HMG 6-5 et HMG 8-4 qui correspondent à des carottages¹. Nous appliquons une valeur $N_k = 16,65$ pour ces deux stations (fig. 1-4). Les cohésions calculées à partir de l'équation simplifiée $C_u = Q_c / 16,65$ où Q_c est la valeur brute déterminée in-situ, ainsi que l'opération inverse, c'est à dire le calcul de Q_c à partir des mesures de cohésion $C_{u\text{ pic}}$ effectuées en laboratoire, ne sont pas parfaitement satisfaisantes : les valeurs de Q_c calculées sont supérieures à celles de terrain. De même, les valeurs $C_{u\text{ pic}}$ trouvées sont inférieures à celles obtenues en laboratoire !

Nous avons donc affiné notre calcul sur la station HMG 8-4 (moins perturbée par l'existence des terriers) :

- en appliquant un N_k différent à suivant la lithologie observée
- en ajoutant le poids des terres ($\gamma \cdot z$) d'où

$$(1) \quad Q_c = C_{u\text{ pic}} * 16,65 + (\gamma * z)$$

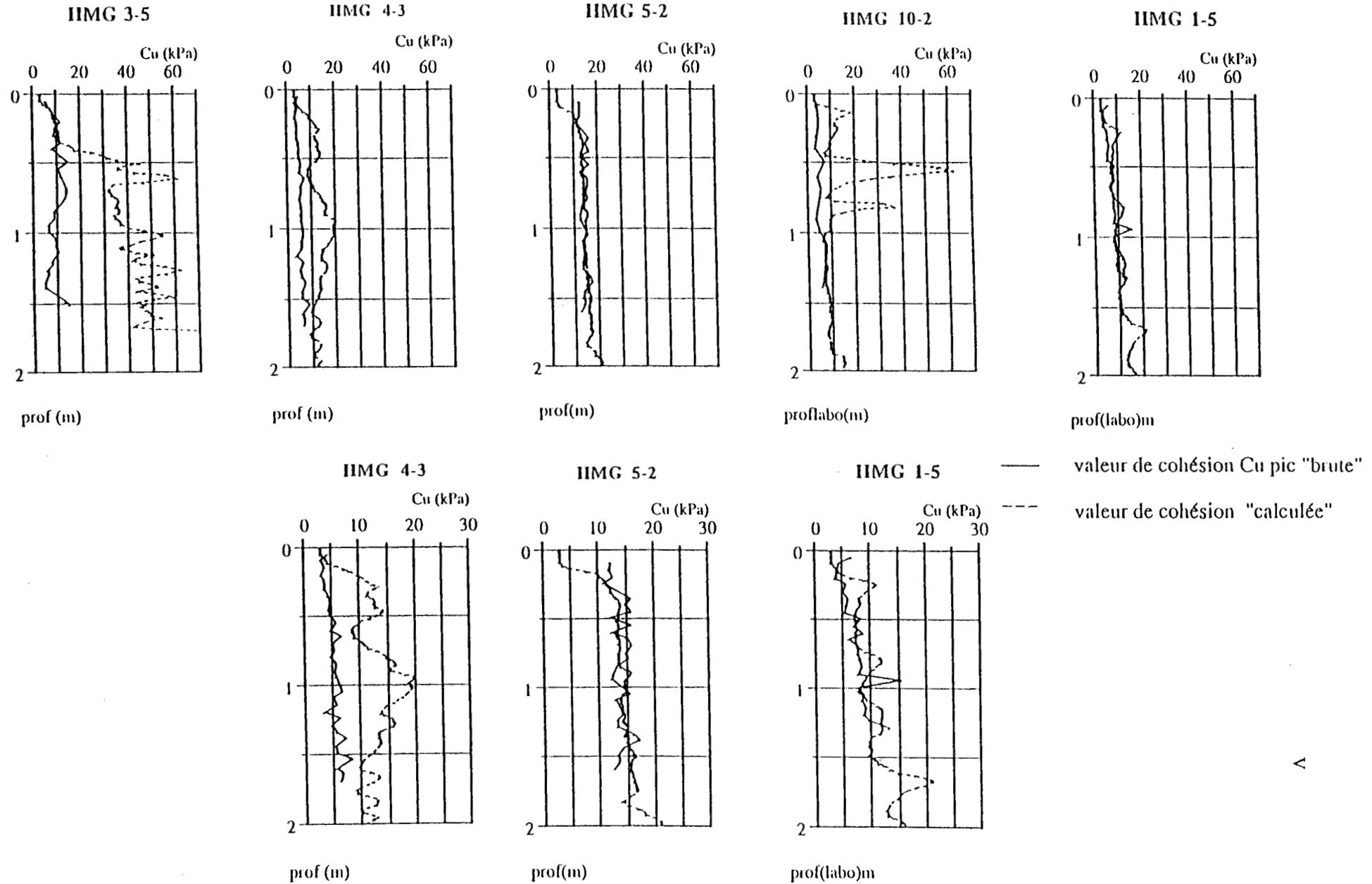
Il n'y a pas de changement notable (fig. 1-5). On peut cependant remarquer que l'effet du poids des terres, visible seulement à plus d'un mètre est effectivement négligeable.

Les auteurs, comme nous l'avons vu au paragraphe précédent soulignent le fait que la cohésion obtenue en laboratoire par un scissomètre, est inférieure à celle obtenue *in situ*. : or nous observons l'inverse. Les cohésions calculées sont systématiquement inférieures de 5 kPa aux mesures de $C_{u\text{ pic}}$ laboratoire. Les valeurs de Q_c calculées à partir des données laboratoire sont, elles, systématiquement supérieures de 150 kPa. On peut difficilement mettre en cause la valeur des cohésions au pic laboratoire : elles ont été réalisées à bord, à l'aide d'un scissomètre de laboratoire, reconnu par plusieurs auteurs dont Tisot [1986] comme un outil fiable, immédiatement après la récupération des carottes, évitant ainsi des erreurs de mesures dues au stockage.

La seule source d'erreur possible est donc la valeur $N_k = 16,65$. La Méthode de Aas *et al.* ne peut s'appliquer dans le cas de nos sédiments : parce qu'ils sont légèrement consolidés ou de part leur nature ? Nous ne pouvons apporter ici de réponse.

La seule constatation que nous puissions faire est que nos valeurs calculées sont décalées linéairement par rapport aux données brutes, et que la valeur obtenue s'approche de la cohésion scissométrique résiduelle mesurée. Nous avons donc cherché une droite de régression entre la courbe de valeurs « brutes » et la courbe de

¹ Ces stations ont été effectuées sur la marge de Nouvelle Ecosse. Leur localisation précise ainsi que leur description sont données dans le chapitre II-2-2



Comparaison de la cohésion Cu pic "brute" et "calculée"

$$Cu_{calculée} = 2.938 + 1.204 * Oc/15.5$$

pour $N_k = 15.5$

Fig. 1-6a : Comparaison des valeurs de résistance à la pointe mesurées et calculées avec Mathematica.

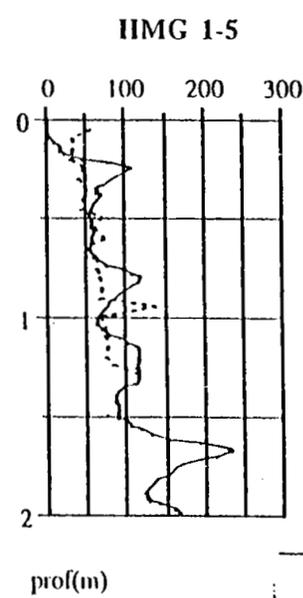
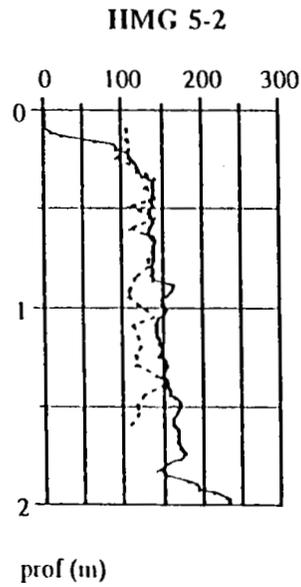
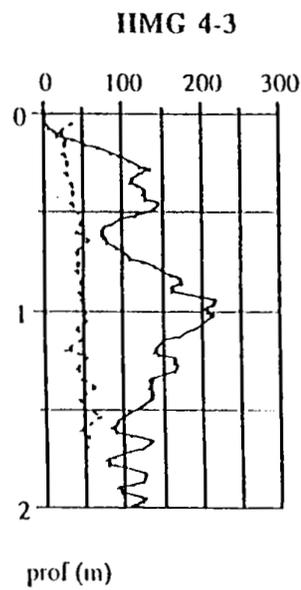
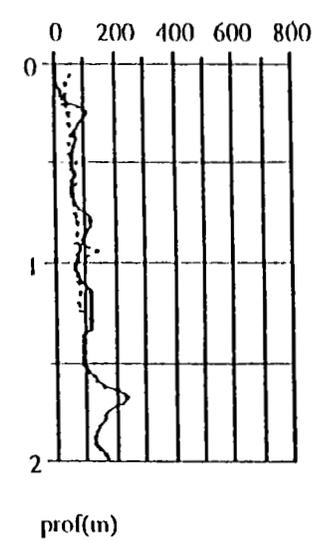
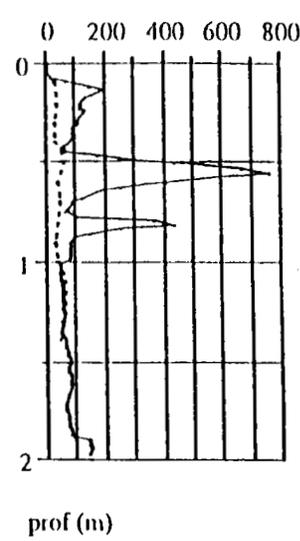
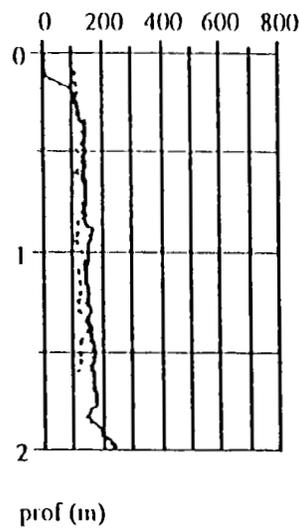
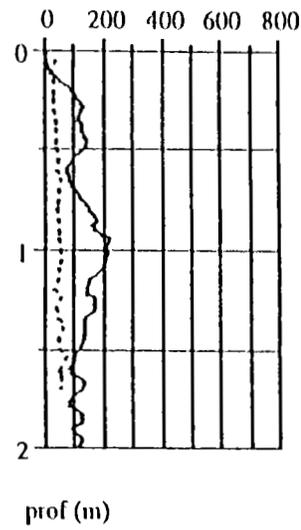
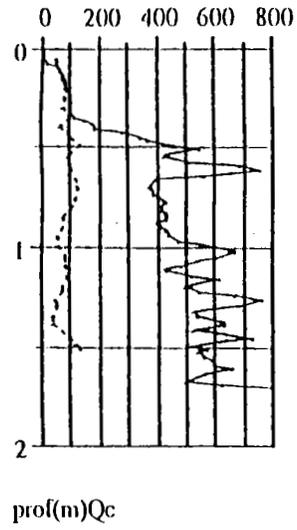


Fig. 1-6b : Comparaison des valeurs de cohésion mesurées et calculées avec Mathematica.

— valeur de résistance à la pointe Qc "brute"
 - - - valeur de résistance à la pointe "calculée"

Comparaison de la résistance à la pointe Qc "brute" et "calculée"

$$Q_c \text{ calculée} = -5 + 0,59 * (C_u * 15,5)$$

pour Nk=15,5

valeurs « calculées » aussi bien dans le cas du calcul de la cohésion que dans celui de la résistance à la pointe. Pour cela nous avons utilisé un puissant logiciel de calcul : « Mathematica ».

An.I-I-2 Détermination de Cu et Qc à l'aide du logiciel « Mathematica »

Les « droites de régression » déterminées par ce logiciel permettent de passer d'une courbe à une autre grâce à une équation de droite. Nous cherchons donc une équation qui nous permette de passer d'une courbe de cohésion calculée « grossièrement » (a) à une courbe de cohésion « vraie » (b). La courbe (a) est déterminée par l'équation $Cu = Qc_{\text{brut}} / Nk$ en prenant Nk d'après le diagramme de Aas *et al.* [1986]. La courbe (b) correspond à une courbe de cohésion, déterminée en laboratoire sur la carotte du module prélevée à l'endroit même de la station de mesures de Qc . Nous admettrons que ces mesures de cohésion sont fiables et qu'elles reflètent bien la réalité ².

Soit les équations :

(b) $Cu = f(z) + z0$: équation <<Y1>> de la cohésion mesurée en laboratoire

(a) $Cu_{\text{cal Aas}} = Qc_{\text{brut}} / Nk$: équation <<Y2>> de la droite calculée par la méthode de Aas *et al.*

On cherche une droite telle que $Y1 = f(Y2)$. La droite donnée par Mathematica est :

$$Cu_{\text{cal régression}} = 2,938 + 1,204 * (Qc_{\text{brut}} / Nk)$$

La démarche inverse, c'est à dire l'évaluation d'une résistance au cisaillement calculée à partir de données laboratoires de la cohésion donnent les équations :

(b) $Qc_{\text{brut}} = f(z) + x0$: équation <<Y1>> de la résistance à la pointe in-situ

(a) $Qc_{\text{cal Aas}} = Cu_{\text{pic}} * Nk$: équation <<Y2>> de la droite calculée .

On cherche une droite telle que $Y1 = f(Y2)$. La droite donnée par Mathematica est :

$$Qc_{\text{calculé}} = -5 + 0,59 * (Cu_{\text{pic}} * Nk)$$

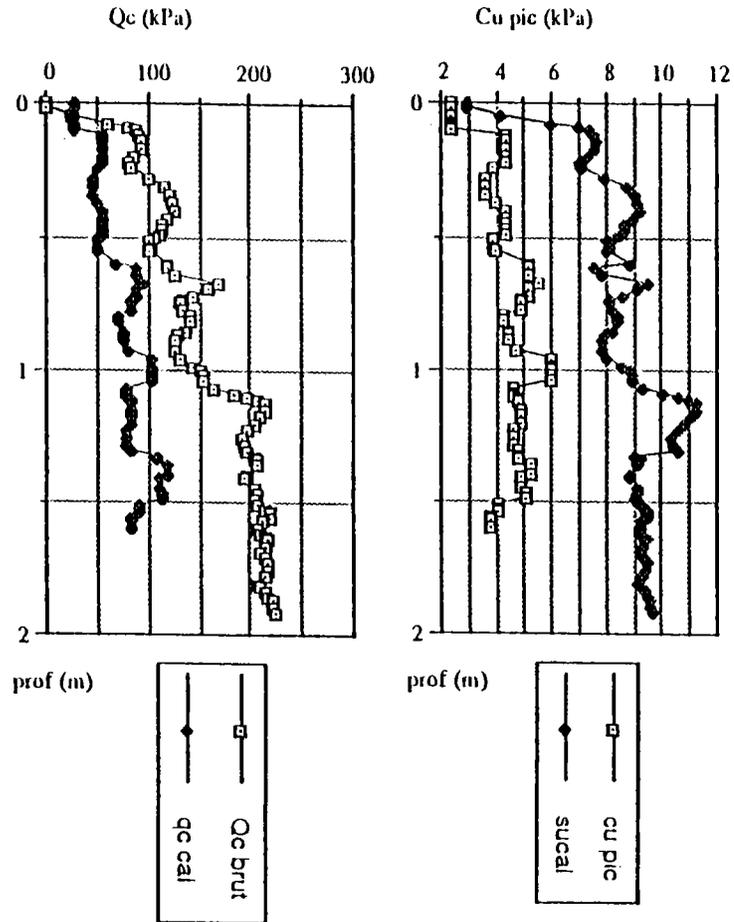
Déterminées sur la station HMG 8-4, ces deux droites de régressions donnent des résultats tout à fait satisfaisants dans le cas de HMG 6-5 (fig. 1-10).

Nous avons alors appliqué ces équations « empiriques » sur toutes les mesures effectuées lors de la mission Hudsar en prenant une valeur de $Nk = 15,5$ (moyenne des valeurs observées) pour toutes les stations (fig. 1-6). Nous observons que les courbes obtenues ne sont pas superposables dans tous les cas. Elles sont parfaitement adéquates dans les cas de HMG 5-2, HMG 1-5 ; le léger décalage que l'on observe est du aux problèmes de compaction lors du carottage. Pour HMG 3-5, HMG4-3 et HMG

² Elles ont été mesurées juste après leur récupération par un outil performant.

MG 1-02 (Monicya, 90)

Nk = 24 de 0 à 0,6 m
 Nk = 31 de 0,6 à 0,3 m
 Nk = 40 de 1,3 à 1,55 m



MG 3-09 (Monicya, 90)

Nk = 4 de 0 à 0,3 m
 Nk = 13,61 de 0,3 à 1,4m

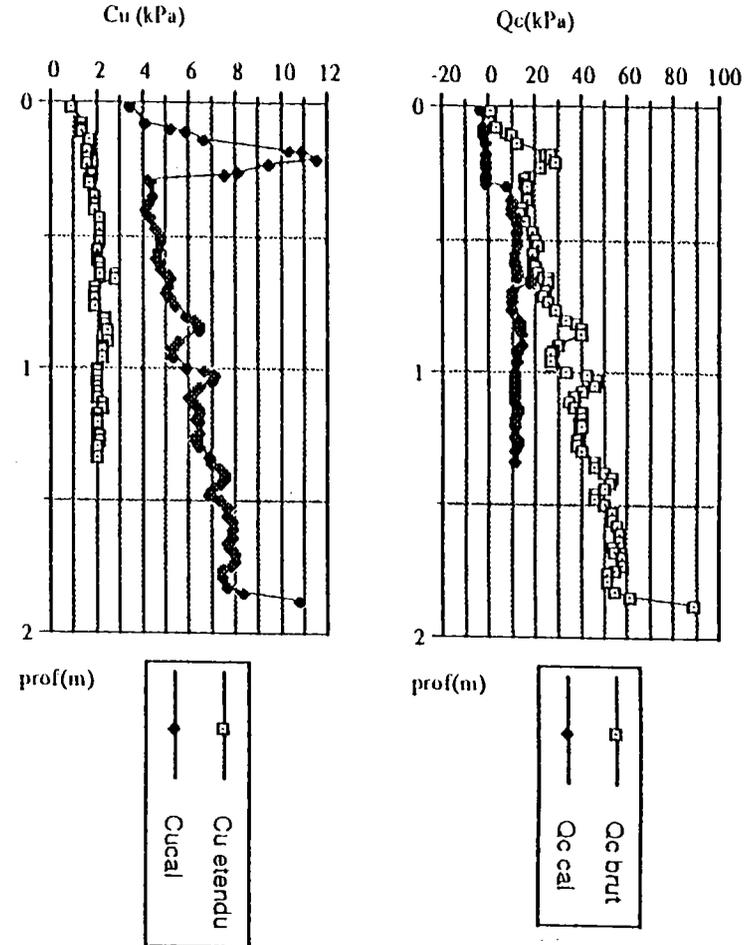


Fig. 1-7 : Comparaison des valeurs mesurées et calculées avec "Mathématica" sur les carottes de MONICYA (Nice).

10-2 elles reflètent une valeur moyenne aussi bien de la cohésion au pic (fig. 1-6b) que de la résistance à la pointe (fig. 1-6a) mais ne respectent pas les variations dues à des lithologies « trop » différentes : fausses valeurs de la cohésion pour les passées sableuses de 10-2.

Cette approche nous donne un résultat relativement concluant.

La vérification de cette méthode sur la carotte MG 1-02, prélevée lors de la campagne Monycia près de Nice, n'est pas probante (fig. 1-7). Nous avons auparavant vérifié que la pointe pénétrométrique du module n'avait pas changé entre les campagnes Hudsar et Monycia. Plusieurs causes peuvent être invoquées :

- les mesures de cohésion ont été faites longtemps après les prélèvements.
- les valeurs de N_k données par Couture ne sont pas déterminées selon leur indice de plasticité, mais par la méthode de Cancelli [1983]. Même dans le cas de MG 3-09 où N_k (13,61) est peu différent des valeurs déterminées pour Hudsar (14 à 17), le résultat n'est pas satisfaisant.
- Ces échantillons correspondent à des sédiments de type deltaïques ou pro-deltaïques en Méditerranée (fig. 1-8) Ce sont donc des sédiments existant dans un contexte différent de celui observé sur notre zone de Nouvelle Ecosse.

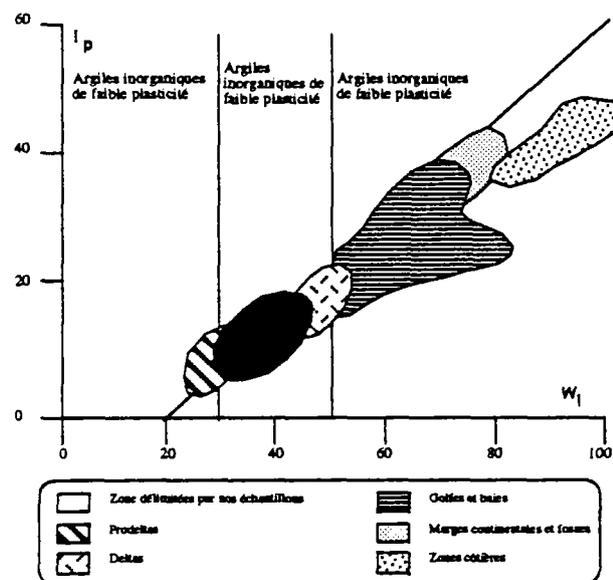


Fig. 1-13

Fig. An.I-8 : Relations entre les caractéristiques du sol et l'environnement sédimentaire, modifié par Shieh [1992] d'après le diagramme de Chassefière & Monaco [1983].

En conclusion, l'application de cette méthode est restreinte aux sédiments fins (argiles, limons) ayant un facteur $Nk = 15,5 \pm 1$ déterminé à partir du diagramme de Aas *et al.* [1986]. Son intérêt est d'obtenir rapidement des valeurs de cohésion directement à partir des mesures de résistance à la pointe³, donc en s'affranchissant des problèmes de carottage. Pour des matériaux plus grossiers (silto-sableux ou sableux), il n'y a pas de signification à rechercher⁴.

Néanmoins cette méthode doit être validée par d'autres données du module géotechnique sans quoi elle restera trop ponctuelle (l'étendre à l'Atlantique Nord par exemple) pour être utilisée.

Notre dernière démarche vise donc à généraliser la « conversion *in situ*-laboratoire » à des lithologies et des lieux différents. Pour cela nous nous sommes inspirés des travaux de Couture [1990].

An.I-I-3 Détermination de Nk suivant Cancelli [1983]

Couture, dans son étude sur les résultats géotechniques de la campagne Monycia (Nice), souligne qu'il n'existe pas une seule valeur de Nk pour l'ensemble de la carotte, mais une valeur pour chaque lithologie dans une même carotte. Dans ce but il utilise la méthode de Cancelli que nous adopterons à notre tour.

Cancelli utilise une représentation graphique bi-logarithmique de la cohésion (mesurée en laboratoire) en fonction de la résistance à la pointe (in-situ) (fig. 1-9). Elle permet de déterminer graphiquement le facteur Nk d'après la relation :

$$(2) C_u = Q_c / N_k .$$

Pour chaque graphique, on divise la valeur moyenne de Q_c par la valeur moyenne de C_u . On obtient ainsi Nk . Plus les points seront groupés, plus Nk sera représentatif. S'ils sont trop espacés, il convient de déterminer plusieurs Nk révélant bien des lithologies différentes. Contrairement aux valeurs de Nk trouvées précédemment (variant de 14,5 à 16,5), cette méthode donne une fourchette de valeurs allant de $Nk = 7,5$ à 50 (tableau 1). Nous observons une valeur⁵ de $Nk = 10$ pour la station HMG 8-4, valeur nettement différente de celle trouvée précédemment ($Nk = 17$) !

Après intégration de cette nouvelle valeur du facteur de cohésion dans l'équation (2), nous obtenons les courbes de la figure 1-10. Une excellente superposition des valeurs calculées (trait épais gris foncé) et brutes (trait épais noir) apparaît dans le cas de HMG 8-4. Un léger décalage s'observe pour HMG 6-5 car la valeur de Nk doit être légèrement inférieure à 10. Nous n'appliquerons pas cette

³ et *vice-versa*.

⁴ Les corrélations ne sont recherchées que lorsque le comportement est celui d'un matériau cohésif, seul cas où Nk est significatif.

⁵ Cette valeur est également rapportée par Barakat *et al.* [1983] ; Konrad & Law [1987] donnent des valeurs entre 10 et 15 pour des argiles normalement consolidées, et 15 et 20 pour les argiles surconsolidées .

méthode à toutes les stations, car il est inévitable à partir du moment où Nk est correctement choisi, d'avoir une excellente adéquation des deux courbes.

On voit que les résultats obtenus ici apportent des résultats équivalents en précision à notre méthode développée avec Mathématica. Ils sont de plus fiables pour des sédiments de natures diverses.

L'inconvénient de ce procédé est qu'il nécessite la connaissance des 2 types de mesures ; il est impossible de déduire les valeurs de cohésion des courbes « brutes » Qc. Ainsi la validité de Nk dépend directement de la qualité des mesures de la cohésion. Comme nous l'avons déjà signalé, ces dernières sont souvent peu représentatives en fin de carotte. Une première idée qui s'impose serait de faire un catalogue de diverses lithologies couplées à la valeur Nk correspondante. Ceci sous-entend que l'on utilise la même pointe pénétrométrique et qu'une importante série de données doit exister pour valider (calibrer) ces mesures de Nk. Nous présentons ici l'amorce de ce catalogue, en complétant les données de Couture par les nôtres...

station	Lithologie
Monycia 3-09	Boue
hudsar 1-5	vase silteuse
hudsar 5-2	vase
hudsar 10-2	vase (sable)
hudsar 8-4	argiles
Monycia 2-02	Vase
Monycia 2-02	Boue
Monycia 1-02	vases I
Monycia 1-02	vases II
hudsar 3-5	vase bioturbée

Tableau An.I-1 : Corrélation de la lithologie et du facteur Nk

Dans le but de s'affranchir des mesures de la cohésion en laboratoire, nous avons essayé de relier les valeurs des gradients observés sur les courbes de Qc (qui doivent refléter la lithologie) avec des valeurs de Nk.

An.I-I-4 Nouvelle approche des courbes Qc

La figure 1-11 montre que les différentes lithologies reconnues dans les carottes correspondent à des gradients différents de la courbe Qc in-situ.

Nous avons donc essayé de voir s'il n'existait pas une relation simple entre ces gradients et les valeurs de Nk. La difficulté majeure reste de bien délimiter une portion de la courbe de résistance à la pointe, qui soit représentative d'une couche sédimentaire le plus homogène possible.

Cinq des six stations de Hudsar (la station HMG 4-3 présentent en effet des niveaux de graviers qui perturbent la courbe), et 3 stations de Monicya: Mg 1-02,

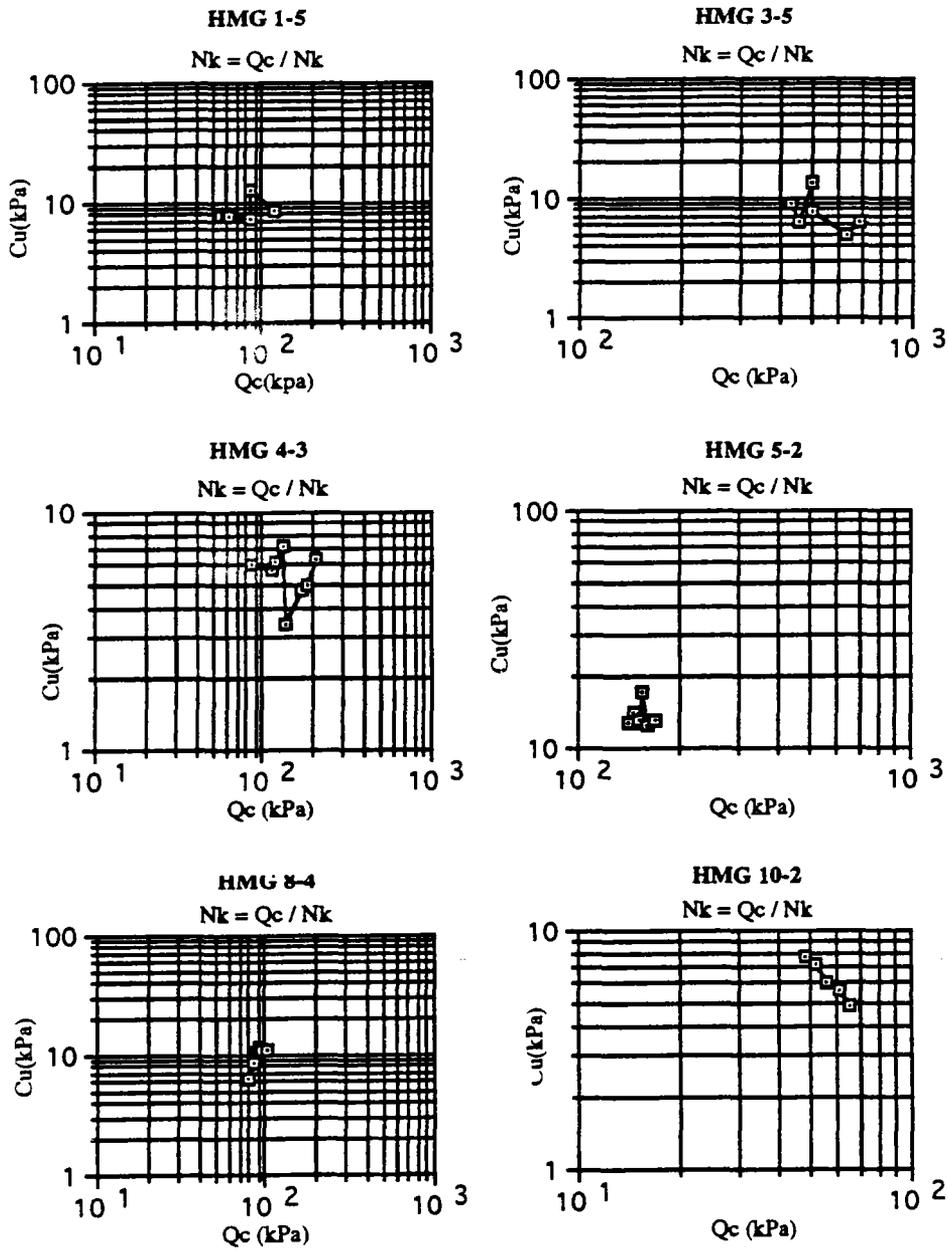


Fig. 1-9 : Détermination de N_k suivant Cancelli (1983) pour les différentes stations du module géotechnique lors de la mission HUDSAR.

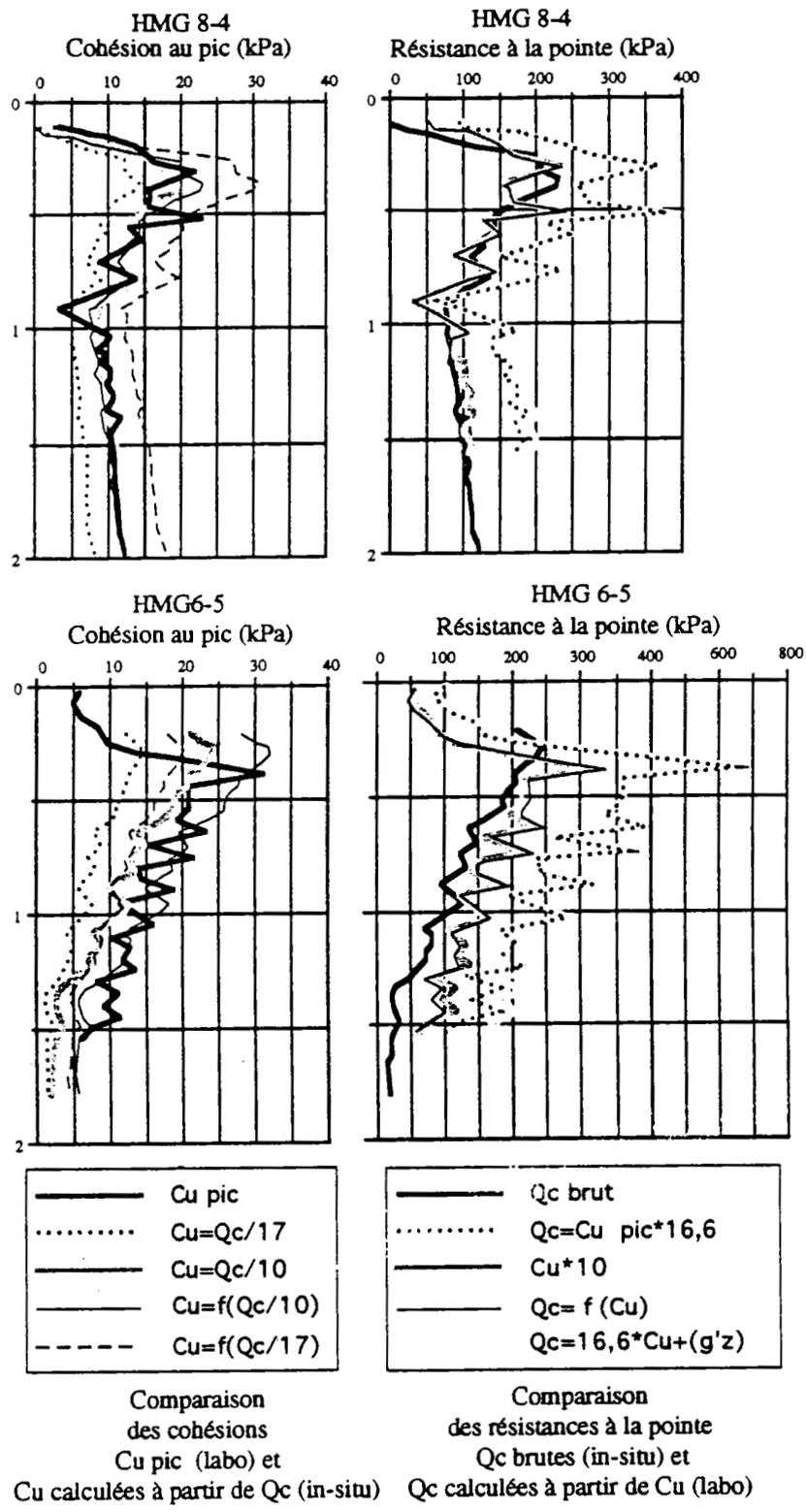
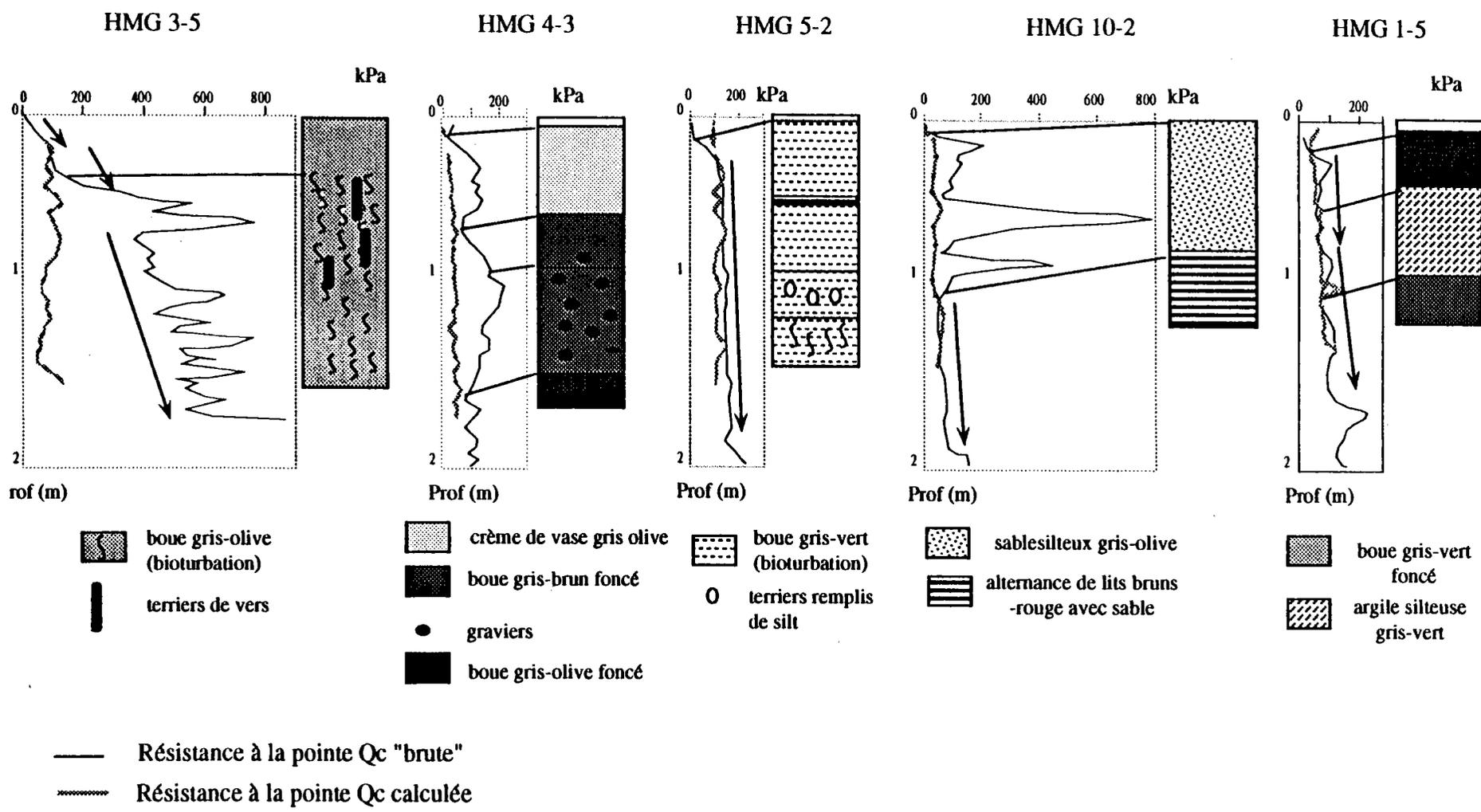


Fig. 1-10 : Comparaison des valeurs mesurées et calculées avec les différentes méthodes.



Comparaison des valeurs de Résistance à la pointe brutes et calculées à l'aide de la droite de régression
 $Q_c \text{ calculé} = -5 + 0,59 * (C_u / 15,5)$

Fig. 1-11 : Détermination des gradients Gd en fonction de la lithologie

Mg2-02 et Mg 3-03 (fig. 1-11)⁶. constituent la base des données. L'ensemble des valeurs est regroupé dans le tableau suivant⁷. Les limites supérieures et inférieures des couches sont précisées

station	Lithologie	> (m)	< (m)	Equation svf prof. (m)	gradient	Qc min et sup.(kPa)	Nk
Monicya 3-09	Boue	0	1,6	$Qc = 7,57+24,6*z$	24,6	10,0-50,0	7,42
Hudsar 1-5	vase silteuse	0,32	1,49	$Qc = 46,44 + 25,3*z$	25,303	75,0-125,0	7,5
Hudsar 5-2	vase	0,96	1,76	$Qc = 103,92+38,45*z$	38,453	75-125	10
Hudsar 10-2	vase (sable)	1,02	1,89	$Qc = 6,92+38,13*z$	38,139	75-150	10
Hudsar 8-4	argiles	1,04	1,98	$Qc=39,17+40,35*z$	40,348	75,0-125	10
Monicya 2-02	Vase	0	0,55	$Qc = 78,58+68,46*z$	68,46	55,0-150,0	20
Monicya 2-02	Boue	0,5	1,9	$Qc = 10,60+82,00*z$	82	50,0-150,0	23,8
Monicya 1-02	vases I	0,8	1,4	$Qc = 79,98+74,30*z$	74,3	125-175	31,3
Monicya 1-02	vases II	0	0,6	$Qc = 53,81+131,36*z$	131	50-125	40
hudsar 3-5	vase bioturbée	0,45	1,68	$Qc = 293,76+137,96*z$	137,96	375,0-575,0	50

Tableau An.I-2 : Corrélation des valeurs de Nk suivant les gradients de pente

Les coefficients de corrélation se révélant corrects, nous avons tracé Nk en fonction du gradient de pente de Qc.

Recherche de corrélation Nk - Gradient

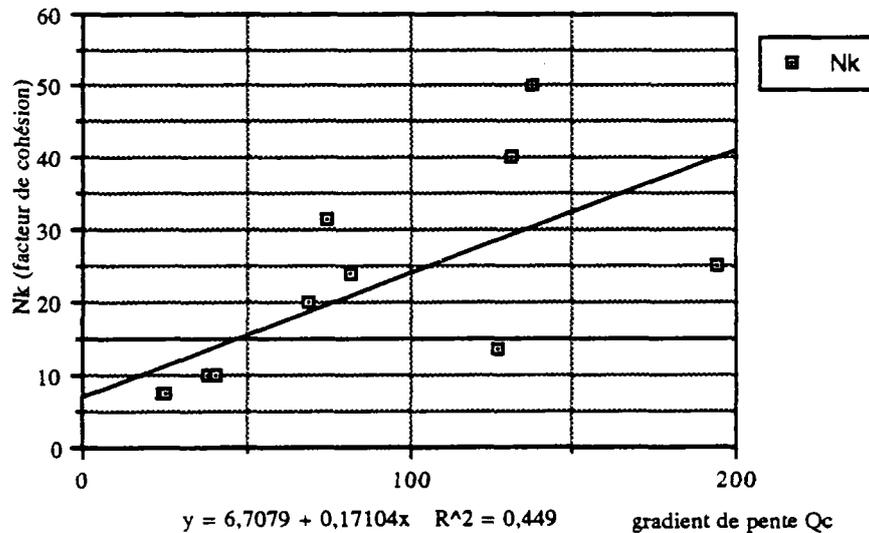


Fig. An.I-12 : Corrélation entre le gradient de pente de Qc (*in situ*) et Nk

⁶ D'après Couture [1990].

⁷ Les limites inférieures et supérieures des couches lithologiques sont précisées.

La droite de régression obtenue ci-dessus n'est pas très probante : le coefficient de corrélation est inférieur à 0,5. Deux points semblent « erronés » ; ils correspondent à des valeurs négatives de Q_c pour l'intercepte $z = 0$ m (voir tableau). Ceci traduit soit un mauvais étalonnage du pénétromètre soit un état de sousconsolidation important. On note de plus que les épaisseurs des couches intéressées sont faibles dans les 2 cas, 30 cm (Mg1-02) et 20 cm (Mg3-09), et correspondent à des extrémités de carotte.

Il est donc justifié de refaire le calcul en écartant ces valeurs. Une corrélation très satisfaisante apparaît ; l'équation est de la forme

$$(3) N_k = - 3.6759 + 0.37 * Gd_{Q_c}^8$$

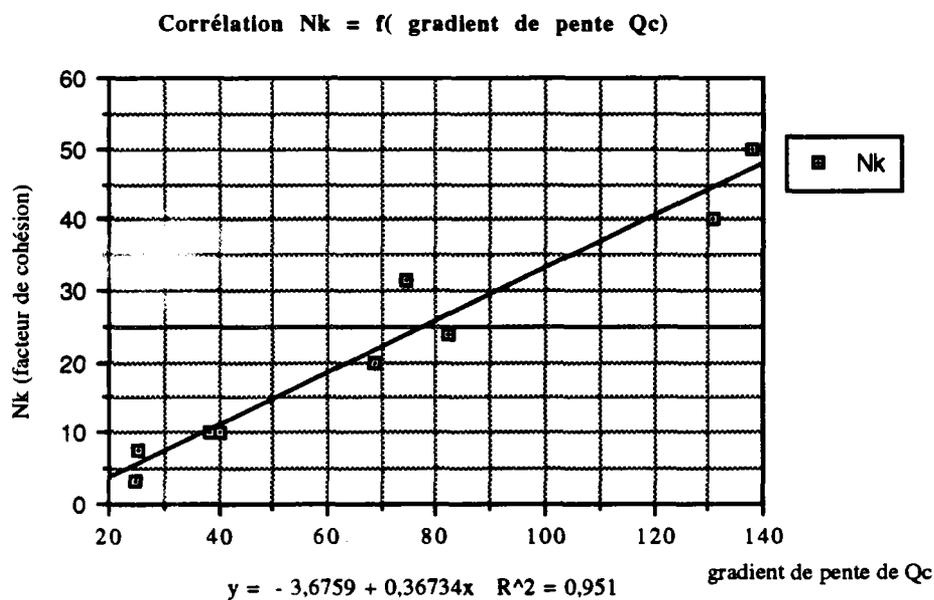


Fig. An.I-13 : Corrélation du facteur N_k en fonction du gradient de pente de la lithologie

Ce résultat semble particulièrement intéressant. Il nous permet de déterminer des valeurs de N_k directement à partir des courbes brutes de résistance à la pointe.

Il est possible alors de calculer directement la cohésion d'après la formule : $C_u = Q_c / N_k$.

Cette méthode offre elle aussi l'avantage important de s'affranchir des données de cohésion en laboratoire. Elle donne une idée plus fine de la lithologie. Elle semble de plus pouvoir s'appliquer de façon plus générale : aussi bien en Méditerranée qu'en Atlantique Nord!

⁸ Gd_{Q_c} : gradient de pente de Q_c .

Remarquons cependant que ceci n'est valable que pour les 2 premiers mètres où le poids des terres ne joue qu'un rôle négligeable.

Il faudrait donc vérifier sur les futures stations du module réalisées la validité de cette hypothèse⁹.

An.I-1-5 : Conclusion

Essentielles dans les calculs d'instabilité, les mesures de cohésion déterminées en laboratoire restent généralement inférieures aux cohésions réelles in-situ¹⁰ Ceci est principalement du aux problèmes de carottage, et de façon systématique et inévitable aux changements d'ordre physique (décompression, réchauffement) qui interviennent lors de la remontée des carottes en surface.

Le Module Géotechnique offre l'avantage de prélever une carotte à l'endroit même où s'effectuent les séries de mesures géotechniques. Il nous est alors possible de comparer avec un minimum d'erreur, des données in-situ (la résistance à la pointe) et des mesures de laboratoire (cohésion mesurée sur la carotte).

L'équation de base utilisée pour passer de la résistance à la pointe à la cohésion est

$$(A) \quad C_u = Q_c / N_k$$

Or la détermination du facteur N_k (appelé aussi facteur de cohésion) fait l'objet de théories nombreuses et variées¹¹. Basées sur deux d'entre elles, nous proposons deux méthodes simples de calcul permettant de convertir directement les données de résistance à la pointe en valeurs de cohésion « in-situ ».

Notre première méthode ne s'applique qu'à des sédiments ayant une valeur de N_k comprise entre 14,5 et 16,5 suivant le diagramme de Aas *et al.* [1986]. Elle concerne donc des sédiments de type argileux. Connaissant les valeurs « brutes » de résistance à la pointe Q_c , on obtient les valeurs de cohésion par l'équation (9) :

$$C_u \text{ cal} = 2,938 + 1,204 * (Q_c / N_k)$$

Inversement, à partir des valeurs de la cohésion, on peut calculer des valeurs de résistance à la pointe par l'équation

$$Q_c \text{ cal} = -5 + 0,59 * (C_u \text{ pic} * N_k)$$

Cette méthode présente l'avantage d'être très rapide, mais reste limitée à peu de valeurs de N_k .

Notre deuxième méthode semble pouvoir s'employer de façon plus générale. Basée sur plusieurs déterminations de N_k suivant Cancelli [1983], nous avons établi

⁹Gardons cependant toujours à l'esprit que la résistance à la pointe pénétrométrique est une mesure verticale tandis que la cohésion en labo est une mesure horizontale. Nous comparons donc des données qui ne sont pas faites dans le même plan. Ainsi à moins que le sédiment soit isotrope, il est normal de voir de légères différences.

¹⁰ Cette remarque est faite par de nombreux auteurs dont Sangrey [1977], Tisot [1983], Shieb [1992].

¹¹ Cancelli [1983] ; Aas *et al.* [1986] ; Tavenas et Leroueil [1987] ; Konrad et Law [1987] ; Rad et Lunne [1988] ; Larochelle *et al.* [1988].

une équation reliant les valeurs de N_k aux valeurs de gradient de pente de la courbe Q_c . Dans un premier temps, il s'agit donc de repérer sur la courbe des résistance à la pointe, les différentes parties présentant un même gradient de pente. Chaque « tranche lithologique » ainsi identifiée sur la courbe Q_c , on écrit son équation de la forme $Q_c = a + b * z$ avec

a intercepte de Q_c avec $z = 0$ m

b gradient de pente GdQ_c

Si a est négatif, alors la valeur de b ne peut être prise en compte. Dans les autres cas, le gradient de pente reflète la nature du sédiment. On introduit alors GdQ_c dans l'équation (4) :

$$(4) N_k = -3,676 + 0,367 * GdQ_c$$

N_k étant ainsi calculé, il suffit d'effectuer le calcul de cohésion suivant l'équation (A). La seule limite à priori de cette méthode est la bonne détermination de GdQ_c . Elle ne peut cependant pas s'appliquer à des sédiments nettement sous-consolidés ($a < 0$).

Grâce à ces méthodes, on s'affranchit des erreurs généralement commises en laboratoire. Ainsi, à partir des données de résistance à la pointe du Module Géotechnique, on accède à des valeurs de cohésion « in-situ » qui assurent aux calculs d'instabilité des résultats fiables. De futures campagnes géotechniques devront néanmoins valider ces méthodes.

An.I-II Utilisation du logiciel bluepack

A partir d'un ensemble de profils sismiques (3.5 kHz dans le cas présent) où sont pointés des réflecteurs « références », on se propose de reconstruire une paléobathymétrie correspondant au toit de la couche représentée par ces réflecteurs (fig. 1). Les données de base regroupent donc :

- une carte de positionnement des profils
- les profils correspondants « pointés ».

Ainsi, si les réflecteurs sont datés, on obtiendra une visualisation de la bathymétrie fossile au temps t. Une reconstitution de la sédimentation sur la zone étudiée peut ainsi être approchée...

Après une présentation du logiciel Bluepack, les 4 étapes de réalisation de ce projet seront abordées successivement . La numérisation des données constitue la première, suivie par la mise en forme des données (étape de loin la plus pénible). Nous consacrerons ensuite plusieurs lignes à l'interpolation qui représente l'étape primordiale. Enfin l'étape finale de visualisation permet de sélectionner les différents types de représentation¹².

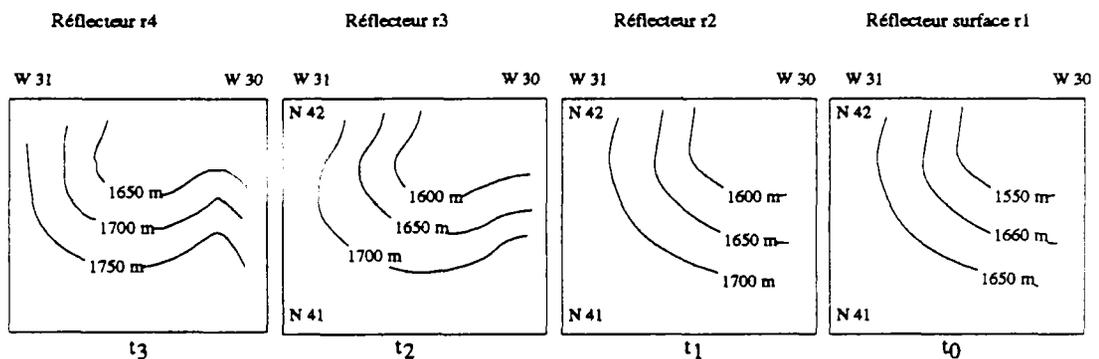
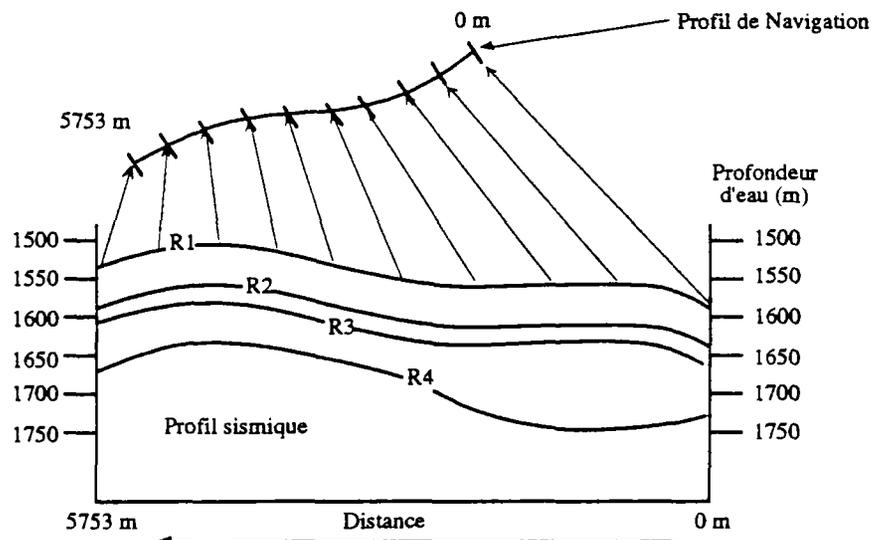
An.I-II-1 Présentation du logiciel Bluepack

Le logiciel Bluepack, développé dans le centre de géostatistique de l'Ecole des Mines de Paris, permet l'exploitation de données en traçant des cartes contourées d'isovaleurs [Colliot, 1991]. Ce système est installé sur le réseau SUN de l'IFREMER Brest. Bluepack comprend un module de gestion des données spatialisées, plusieurs modules de calculs statistiques et géostatistiques, une reconnaissance des structures, l'estimation de grilles, de polygones et de volumes ainsi qu'une simulation numérique.

Avertissement :

Pour l'obtention d'un résultat correct, il est absolument nécessaire de disposer d'une série de profils répartis de façon homogène, à défaut de quoi l'extrapolation conduite sur la grille M.N.T. sera soit impossible, soit très fantaisiste.

¹² Utilisé pour la première fois dans cette optique au laboratoire , nous avons passé beaucoup de temps avec Mr J.F. Bourillet à le "debugger". Le protocole mis au point fait l'objet d'un rapport interne. Nous ne reprendrons ici que les étapes essentielles.



Cartes paléobathymétriques

Fig. An.I-14 : Création de cartes de « paléobathymétrie » (isopaques)

Le résultat s'avérera donc probant si :

- le rapport « épaisseur couches / dénivelé » est égal ou supérieur à 50%. Les données de type sismique très haute résolution (2,5 KHz, 3,5 KHz, 12 KHz?) peuvent être traitées si le maillage des profils est suffisamment resserré¹³.

- les données de type sismique profonde, la puissance des couches atteignant alors de la centaine de mètres ne doivent poser aucun problème.

¹³ Nos deux zones d'étude recouvrent des portions de pente continentale. Le dénivelé reste donc assez important pour l'épaisseur des couches sédimentaires déterminées à partir des profils 3,5 kHz. Néanmoins notre étude présente un cas acceptable d'utilisation étant donné le maillage de ces profils.

An.I-II-2 Numérisation

Nous insisterons d'abord sur le fait que les 2 types de profils doivent être numérisés dans le même sens, à savoir du N vers le Sud ou de l'Est vers l'Ouest sous peine de surprises !!!

Notre but est d'associer une valeur physique (ici la profondeur d'un réflecteur) à un point géographique . Le profil de navigation fournit les données géographiques qui seront liées par l'intermédiaires des abscisses curvilignes aux valeurs des différents réflecteurs (fig. PPPP). Dans notre cas l'abscisse curviligne est la distance cumulée depuis le début du profil.

Il s'avère bien plus facile de numériser la navigation en premier Elle fixe le point de départ des abscisses curvilignes (0 m = point le plus Nord ou Est) et d' arrivée (ici 1000 m = le point le plus S ou W).

2 cas se présentent :

- soit la trajectoire du profil reste pratiquement rectiligne, auquel cas peu de points suffiront à « canaliser » le profil
- soit la trajectoire est curviligne, plusieurs points échantillonnés régulièrement le long de la trajectoire seront alors nécessaires.

La numérisation des réflecteurs s'effectue de la même façon¹⁴. Soulignons que le soin apporté à ce travail est déterminant pour la qualité du résultat!!

An.I-II-3 Création d'un fichier résultat

Les calculs sont effectués à partir des données terrain exprimées dans un repère orthonormé (x,y). Les points numérisés sont eux repérés par rapport à un cadre géographique (Φ, G).

C'est à ce stade que l'on fusionne ces 2 fichiers. Le sous-programme « Mgprof » va simultanément interpoler les données de navigation et des réflecteurs, afin d'avoir un pas d'échantillonnage fixe. D'un fichier de navigation à n profils, et d'un fichier de réflecteurs possédant $n * r$ sondages on génère un fichier à n sondages et r variables à un pas donné. Le fichier résultat se présente donc sous la forme suivante :

profil 1 (x, y, r1, r2, r3, r4)

profil 2 (x, y, r1, r2, r3, r4) et ainsi de suite....

Nous sommes à la fin de cette étape en possession d'un fichier contenant les échantillons pour l'interpolation de la grille.

¹⁴Attention : on digitalise dans le même sens que la navigation.

An.I-II--4 Création de la grille de Modèle Numérique de Terrain

Cette étape se fait en 3 temps. Tout d'abord la création de la grille elle même, puis l'évaluation du modèle¹⁵ à utiliser lors du remplissage de la grille ; enfin le krigeage.

La définition de la grille de calcul définit : la position, le nombre de noeuds en x et en y, la taille en x et y,. La taille de ce maillage doit être choisie en fonction du plan d'échantillonnage et de sa géométrie.

L'évaluation du modèle le plus adéquat s'effectue par une reconnaissance automatique de la structure (module B3DRM). Elle permet de voir si les données sont stationnaires, c'est à dire si une moyenne locale sur les mesures est valable ailleurs. Dans la cas contraire, c'est qu'il existe une dérive générale. Trois cas sont autorisés : dérive d'ordre 0 (données stationnaires), dérive d'ordre 1 et dérive d'ordre 2. Le programme teste les 3 dérives et propose un choix selon des critères précis. Puis il teste plusieurs combinaisons linéaires (constante, linéaire, sphérique, spline et cubique) de fonctions élémentaires pour estimer la variables ; là encore le programme propose son choix. L'utilisateur peut imposer la solution qui lui convient, même si elle ne correspond pas à l'optimum mathématique. Cette opération est la phase la plus importante de l'interpolation. La définition de la recherche des voisins reste déterminante. Bluepack permet de minimiser une mauvaise répartition des échantillons par un système de pondération (équilibre) du poids des échantillons voisins. Cette pondération se fait en tenant compte de la géométrie des points de mesure, c'est à dire la distance entre le point à interpoler et les points voisins ainsi que la distance entre les différents voisins. De plus on peut obliger l'interpolateur à prendre des voisins sur d'autres profils même s'ils ne sont pas les plus proches du point à interpoler. Une fois le meilleur ordre de dérive choisi , l'exécution des calculs commence. Les résultats de l'interpolation et des calculs d'erreurs sont stockés afin de mieux évaluer la justesse de l'interpolation.

Le remplissage de la grille (krigeage) est assuré par le module B3dm. Il interpole les données du fichier résultat dans la grille M.N.T. Cette opération se répète autant de fois qu'il y a de réflecteurs.

An.I-II--5 Visualisation

Enfin, la visualisation par l'intermédiaire d'un sous programme d'imagerie (mgimag essentiellement dans notre cas), permet de contrôler le résultat de l'interpolation sous la forme de cartes contourées. Une carte de variance sur laquelle sont visualisées les points de mesures est également disponible. Elle indique que la variance, erreur commise par l'interpolation, devient de plus en plus grande lorsque l'on s'éloigne des points de mesure. Par la suite on ne retient que les points où la variance est faible. Ainsi une clef de sélection est crée sur l'erreur, qui sélectionne la variance inférieure ou égale à celle délimitant le mieux la zone de mesure.

¹⁵ Etant donné l'importance du choix du modèle pour la validité des résultats, nous détaillerons plus cette phase.

An.I-II--6 Conclusion

L'exemple utilisait ici la variable profondeur mais il est possible de prendre n'importe quel type de données physique, chimique etc. Ce protocole peut ainsi servir à cartographier n'importe quelle propriété d'un sédiment ou échantillon de quelque nature que ce soit (Ce protocole bien que long à première vue s'accomplit relativement rapidement. Ce sont les premières étapes de numérisation et de mise en forme des données qui prennent 80 % du temps de réalisation du projet.

Le résultat obtenu, dans notre cas quatre étapes de la sédimentation sur la pente pour chaque zone, permet d'associer le paramètre temps au paramètre espace. Ce travail de base permet de mieux appréhender la « construction » d'une morphologie.

Enfin, l'exemple utilisait ici la variable profondeur, mais il est possible de cartographier ainsi n'importe quel type de données physique, chimique, biologique, (des petites bêtes par exemple), à condition qu'elle soit numérique ...

ANNEXE II

An.II-I Rappels : processus gravitaires

Nous allons rappeler ici les principaux types de glissements gravitaires, classés d'après leur comportement [Laforgue, 1990].

Chute de blocs (*rockfall*) : Chute de blocs individuels ou morceaux de terrain le long d'une pente forte. C'est un éboulement.

Glissement (*slide*) : - **translationnel (*glide*)** : glissement le long d'un plan de cisaillement avec très peu de déformation interne et de rotation.

- **rotationnel (*slump*)** : glissement accompagné de rotation le long de surfaces de glissement avec très peu de déformation.

Dans les deux cas, le comportement est élastique. Quelques déformations plastiques peuvent apparaître en tête ou en queue de glissement.

Coulée de débris (*debris flow*) : La force de cisaillement est distribuée dans toute la masse du sédiment. La résistance est principalement due au contenu argileux qui forme une matrice. Le comportement est essentiellement plastique.

Coulée de boue (*mud flow*) : Il s'agit de matériaux sans cohésion supportés par la pression interstitielle. La coulée peut avoir un comportement plastique ou liquide suivant sa concentration en particules. Ce phénomène nécessite généralement des pentes relativement fortes.

Coulée liquéfiée (*liquefied flow*) : Sédiment sans aucune cohésion supporté par des déplacements de fluide au fur et à mesure de la désagrégation des particules (défloculation). Ce processus à comportement fluide visqueux nécessite des pentes d'angle supérieur à 3°.

Coulée fluide (*fluidized flow*) : Sédiment sans cohésion supporté par une poussée vers le haut engendrée par l'expulsion d'eau. Ce processus n'affecte qu'une mince tranche de sédiment (< 10 cm) et reste très court dans le temps. Il s'agit là aussi d'un comportement fluide visqueux.

Courant de turbidité (*turbidity current*) : Le matériel est entièrement supporté par la turbulence. Le comportement se rapproche de plus en plus de celui d'un fluide.

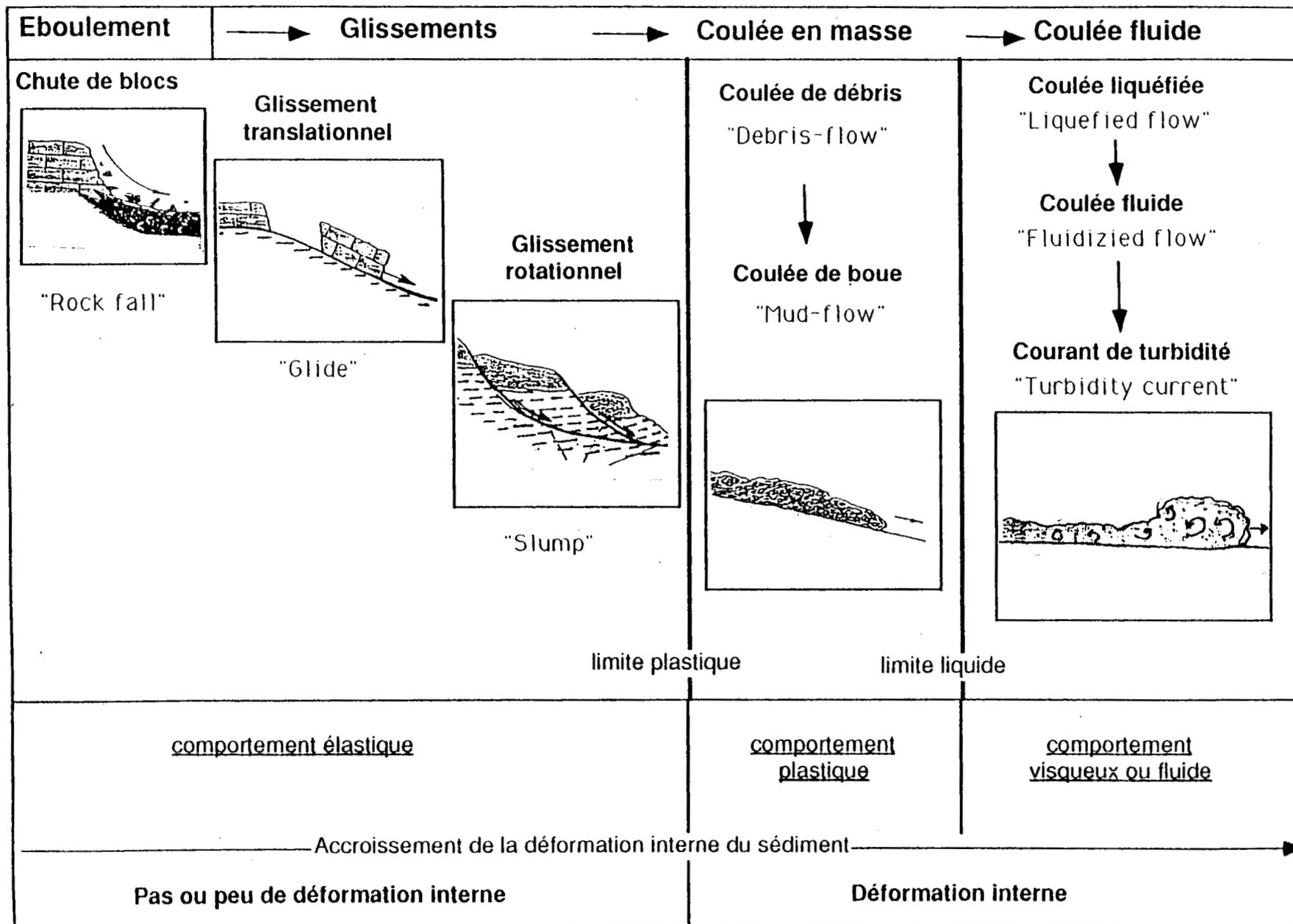


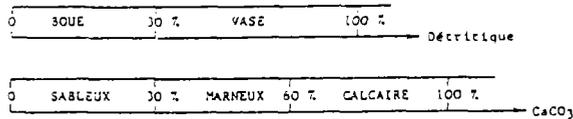
Fig. An.II-I-1 : Les processus de transports sédimentaires d'après Middleton [1977].

An.II-II Rappels : classification des sédiments

Les descriptions de faciès présentées en V.I.2.2, en montrent la grande variété. Cependant il est possible de les regrouper en 9 familles principales, définies à partir des critères suivants :

- teneur en CaCO₃, silts et argiles
- structure des dépôts
- couleur

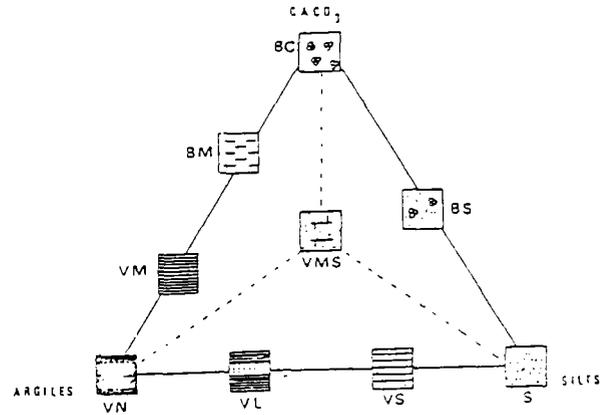
Nous reprendrons en partie les critères proposés par **OLAUSSON (1960)** :



Ces neuf faciès sont les suivants :

- 1) Boue calcaire : elle contient plus de 60 % de carbonates composés essentiellement de tests planctoniques, déposés par décanccation.
- 2) Boue marneuse : elle ne contient seulement que 30 à 60 % de carbonates, déposés dans une matrice argileuse.
- 3) Boue sableuse : c'est le même faciès que le précédent mais ici les silts et sables sont dominants.
- 4) Vase marneuse : elle contient plus de 30 % de détritiques péliciques déposés par décanccation ou par courant de turbidité ; la teneur en carbonate est faible.
- 5) Vase sableuse : c'est le même faciès pélicique, mais beaucoup plus silteux (plus de 30 %).

- 6) Vase à lamines silteuses : Une nuance est apportée au faciès vase sableuse : la structure en lits ou lamines, typiques des turbidités.
- 7) Vase noire : Ce faciès très particulier regroupe des vases marneuses ou silteuses, la couleur noire due aux monosulfures uniformisant ces faciès.
- 8) Vase marno-silteuse : Argiles, carbonates et silts sont ici en proportions équivalentes.
- 9) Sables ou silts : Ce faciès est invoqué lorsque la teneur en silts dépasse 50 %.



Légende :
 BC : Boue Calcaire - BM : Boue Marneuse - BS : Boue Sableuse
 VM : Vase Marneuse - VMS : Vase Marno-Sableuse - VL : Vase à Lamines sableux
 VS : Vase Sableuse - VN : Vase "Noire" - S : Sable et Silt.

Tableau An.II-1 : Classification d'après la thèse de Grousset [1977]

		9	8	7	6	5	4	3	2	1	0	-1	-2	-3	-4	-5	-6	-7	-8	-9	Unités Φ					
		PÉLITES																			N.M. STRAKHOV					
		10 μm		ALEURITES		100 μm		SABLES		1 mm		GRAVIERS		10 mm		GALETS		100 mm		BLOCS						
COLLOÏDES	PRÉ-	2 μm		LIMONS		20 μm		SABLONS		200 μm		SABLES		2 mm		GRAVILLONS		20 mm		GALETS OU CAILLOUX		200 mm		BLOCS		A. CAILLEUX
		1/26 mm		SILTS		1/6 mm		SANDS (SABLES)		2 mm		GRANULES		4 mm		PEBBLES (GRAVIERS, PETITS CAILLOUX)		64 mm		256 mm		BOULDERS (BLOCS)				
CLAYS (ARGILES)		39 μm																						C.K. WENTWORTH		
		LUTITES		ARÉNITES		RUDITES																				

Tableau An.II-2 : Classification des sédiments d'après leur granulométrie

An.II-III Comparaison des échelles d'intensité des seismes

Rossi-Forel (1873)	Mercalli (1902)	Mercalli Cancani Sieberg (1917)	Mercalli modifiée (1931) (Woolf-Neumann)	OBS Central Japon (1932) (Shimoko)	Mercalli Cancani Sieberg (1942) (modifiée Rothe)	OBS Central Japon (1951) (modifiée Kawasumi)	Gröfvan URSS (1953) (Medvedev)	Mercalli modifiée (1956) (Richier)	Mercalli modifiée New-Zealand (1965) (Eiby)	EMI (Echelle macro-sismique internationale)	MSK (1964) (Medvedev Sponheuer Karnik)
I	I	I	I	0	I	0	I	I	I	I	I
II	II	II	II	I	II	I	II	II	II	II	II
III	III	III	III	II	III	II	III	III	III	III	III
IV	IV	IV	IV	III	IV	III	IV	IV	IV	IV	IV
V	V	V	V	IV	V	IV	V	V	V	V	V
VI	VI	VI	VI	V	VI	V	VI	VI	VI	VI	VI
VII	VII	VII	VII	VI	VII	VI	VII	VII	VII	VII	VII
VIII	VIII	VIII	VIII	VII	VIII	VII	VIII	VIII	VIII	VIII	VIII
IX	IX	IX	IX	VIII	IX	VIII	IX	IX	IX	IX	IX
X	X	X	X	IX	X	IX	X	X	X	X	X
		XI	XI	X	XI	X	XI	XI	XI	XI	XI
		XII	XII	XI	XII	XI	XII	XII	XII	XII	XII

TYPES DE CONSTRUCTIONS

- Type A: Constructions en pierre tout venant, constructions rurales; maisons en pisé, argile, briques crues.
- B: Constructions en brique ordinaire ou en blocs de béton; constructions mixtes maçonnerie et bois; constructions en pierre taillée.
- C: Constructions armées; constructions de qualité en bois.

Définition des quantités

- Une ou quelques: 5% environ
- Nombreuses: 50% environ
- La plupart: 75% environ

Classification des dommages aux constructions

- 1er Degré: Dommages légers: Légères fissures dans les plâtres; chute de petits débris de plâtre.
- 2e Degré: Dommages modérés: Petites fissures dans les murs; chute d'esset gros débris de plâtre; chute de tuiles; fissuration de cheminées ou chute de parties de cheminées.
- 3e Degré: Sériex dommages: L'étrécos larges et profondes dans les murs; chute de cheminées.
- 4e Degré: Destruction: Fissures dans les murs; des parties de constructions peuvent s'effondrer; destruction de la cohésion entre différentes parties d'une construction; effondrement de cloisons intérieures ou de remplissages de murs.
- 5e Degré: Dommage total: Effondrement total des constructions.

Effets considérés dans l'échelle. Dans tous les paragraphes, les lettres d'introduction sont utilisées comme suit:

- a: Effets sur les personnes et leur environnement;
- b: Effets sur les ouvrages de toute nature;
- c: Effets sur les sites naturels

INTENSITE.

- I. Secousse non perceptible
 - a: L'intensité de la vibration se situe au-dessous du seuil de perception humaine; la secousse est seulement décelée et enregistrée par les sismographes.
- II. Secousse à peine perceptible
 - a: La vibration est seulement ressentie par quelques personnes au repos à l'intérieur des maisons, plus particulièrement aux étages supérieurs des immeubles.
- III. Secousse faible ressentie de façon partielle
 - a: La secousse est ressentie par quelques personnes à l'intérieur des constructions et n'est ressentie à l'extérieur qu'en cas de circonstances favorables. La vibration ressemble à celle que cause le passage d'un camion léger. Des observateurs attentifs notent un léger balancement des objets suspendus, balancement un peu plus accentué aux étages supérieurs.
- IV. Secousse largement ressentie
 - a: La secousse est ressentie par de nombreuses personnes à l'intérieur des constructions et par quelques personnes à l'extérieur. De nombreux débris sont révélés mais personne n'est effrayé. La vibration est comparable à celle qui est due au passage d'un camion lourdement chargé. Les fenêtres, les portes et les autres tremblent. Les planchers et les murs finit entendre des craquements. Le mobilier commence à être secoué. Les objets suspendus oscillent légèrement. Les liquides contenus dans des récipients ouverts s'agitent légèrement. La secousse est ressentie dans des voitures à l'arrêt.
 - b: De légers dommages du 1er degré sont possibles dans des constructions du type A.
 - c: Quelques, multiplication du débit des sources.
- V. Effrayé
 - a: La secousse est ressentie par la plupart des personnes, à l'intérieur et à l'extérieur des bâtiments. De nombreuses personnes sont effrayées et se recroquent derrière. Quelques personnes perdent l'équilibre. Les animaux domestiques s'émouvent de leur état. Dans quelques cas, des assiettes et de la verrerie peuvent se briser, des livres tomber. Certains meubles peuvent se déplacer et, dans les clichés, les petites échettes peuvent tomber.
 - b: Dommages du 1er degré dans quelques constructions du type B et dans de nombreuses constructions du type A. Dommages du 2e degré dans quelques bâtiments de type A.
 - c: Dans quelques cas, on peut observer dans le sol quelques crevasses d'une largeur atteignant 1 cm. Parfois, des glissements de terrain se produisent. On observe des changements dans le débit des sources et dans le niveau des puits.

VII Dommages aux constructions

- a: La plupart des personnes sont effrayées et se recroquent au dehors. Beaucoup ont de la difficulté à se lever. La vibration est observée par les personnes conduisant des voitures automobiles. De grosses échettes à sonner.
- b: Dans de nombreux bâtiments du type C, dommages du 1er degré; dans de nombreux bâtiments dommages du 2e degré. De nombreux bâtiments du type A sont endommagés au 3e degré et quelques-uns au 4e degré. Dans quelques cas, affaissement des routes sur des pentes abruptes; fissures dans les rochers de canalisations endommagées; fissures dans les murs de pierre.
- c: Des vagues se forment sur l'eau et celle-ci est troublée par la boue mise en mouvement. Le niveau de la mer et le débit des sources changent. Dans quelques cas, des sources tarées se remettent à couler; sources existantes se tarissent. Dans des cas isolés, des talus de sable ou de gravier s'éboulent partie.

VIII Destruction de bâtiments

- a: Panique et panique; les personnes conduisant des voitures automobiles sont, elles aussi, effrayées; des branches d'arbres cassent. Le mobilier, même lourd, se déplace et une partie se renverse. Les pendules sont en partie endommagées.
- b: De nombreuses constructions du type C subissent des dommages du 2e degré et quelques-unes du 3e degré. De nombreux bâtiments du type B subissent des dommages du 3e degré et quelques-uns du 4e degré. Des monuments et des colonnes tombent; les murs de pierre se déforment ou tombent sur eux-mêmes. Des sables (uniquement se renversent). Des murs de pierre se déforment.
- c: Petits glissements de terrain dans les pentes et sur les routes en talus, sur de fortes pentes; les creux se remplissent de boue. Des puits s'assèchent et des puits existants se tarissent. Dans des cas, changement dans le débit et le niveau de l'eau.

IX Dommages généralisés aux constructions

- a: Panique générale; dégâts considérables au mobilier. Les animaux affolés courent dans toutes les directions.
- b: De nombreuses constructions du type C subissent des dommages du 3e degré, quelques-uns du 4e degré. De nombreux bâtiments du type B subissent des dommages du 4e degré, quelques-uns du 5e degré. Des monuments et des colonnes tombent; considérables aux réservoirs; ruptures partielles des canalisations souterraines. Dans quelques cas, chemins de fer sont courbés, et des routes endommagées.
- c: Des débordements d'eau, de sable et de boue sont souvent observés en terrain plat. Les crevasses atteignent 10 cm; elles dépassent 10 cm sur les pentes et les berges des rivières; en outre, un grand nombre de crevasses s'observent dans le sol; chutes de rochers. Nombreux glissements de terrain et de grandes vagues sur l'eau. Des puits s'assèchent et des puits existants s'assèchent.

X Destruction partielle des constructions

- a: De nombreuses constructions du type C subissent des dommages du 4e degré et quelques-unes du 5e degré. De nombreux bâtiments du type B subissent des dommages du 5e degré; la plupart des bâtiments du type A sont détruits (catégorie 5); dommages dangereux aux barrages et aux digues; graves dégâts aux ponts. Les chemins de fer sont légèrement tordus. Les canalisations souterraines sont rompues ou tordues. La largeur des crevasses du sol peut atteindre plusieurs décimètres, parfois jusqu'à 1 mètre. Il se produit de grands glissements de terrain parallèles aux cours d'eau. Les terres recouvertes s'éboulent le long des pentes. Dans les zones littorales, déplacement de sable et de boue; changement du niveau de l'eau dans les puits, des lacs, des rivières, etc., est projeté sur la terre. De nouveaux lacs se créent.

XI Catastrophe

- a: Dommages sérieux même aux bâtiments bien construits, aux ponts, aux barrages et aux lignes de fer; les grandes routes deviennent inutilisables; les canalisations souterraines sont détruites.
- b: Le terrain est considérablement déformé par de larges crevasses aussi bien que par des mouvements de terrain horizontaux et verticaux; nombreux glissements de terrain et éboulements de rochers. La notion de l'intensité du tremblement de terre nécessite une recherche spéciale.

XII Catastrophe de passage

- a: Presque tous les ouvrages au-dessus et au-dessous du sol sont gravement endommagés ou détruits.
- b: La topographie est bouleversée. D'énormes crevasses accompagnées d'importants déplacements horizontaux sont observées. Des chutes de rochers et des affaissements de berges de rivières et de lacs sont observés. Des vallées sont barrées et transformées en lacs; des cascades apparaissent et des rivières s'assèchent. L'intensité de secousse doit faire l'objet d'une recherche spéciale.

Fig.. An.II-III-1 : Comparaison des différentes échelles d'intensité (d'après Godefroy & Levret, in Davidovici [1985]) et définitions des niveaux d'intensité sur l'échelle de Mercalli Modifiée (M.M.)

An.II-IV Position des carottages

CAROTTES	TYPE	Jour-Heure	Longitude	Latitude	Profondeur	Longueur
1 3	HMG 6-5	205-1353	61 36,94 W	42 47,88 N	1335 m	159 cm
Hudsar 90015	Mod. Géotech.					
1 4						
Hudsar 90015	HMG 7-3	206-1520	61 49,25 W	42 55,12 N	578 m	155 cm
1 5						
Hudsar 90015	Long core	206-1749	61 37,13 W	42 47,89 N	1347 m	110 cm
1 6						
Hudsar 90015	HMG 8-4	207-1530	61 41,69 W	42 37,88 N	1976 m	162 cm
1 7						
Hudsar 90015	Long core	207-1826	61 39,02 W	42 46,52 N	1407 m	498 cm
2 1						
Dw 82004-01	Long core		61 40,76 W	42 56,73 N		641 cm
3 2						
Dw83012-02	Long core		61 34,89 W	42 44,63 N		877 cm
3 3						
Dw83012-03	Long core		61 37,74 W	42 44,28 N		539 cm
3 4						
Dw83012-04	Long core		61 38,92 W	42 41,84 N		700 cm
3 6						
Dw83012-06	Long core		61 40,02 W	42 39,10 N		471 cm
3 7						
Dw83012-07	Long core		61 43,85 W	42 47,22 N		287 cm
3 10						
Dw83012-10	Long core		61 49,06 W	42 38,61 N		674 cm
5 1						
Dw85001-01	Long core		61 37,20 W	42 47,95 N		610 cm
5 2						
Dw85001-02	Long core		61 35,02 W	42 50,95 N		725 cm
5 4						
Dw85001-04	Long core		61 41,30 W	42 44,71 N		840 cm
5 5						
Dw85001-05	Long core		61 42,54 W	42 44,60 N		1099 cm
5 6						
Dw85001-06	Long core		61 32,12 W	42 42,83 N		122 cm

Tableau An.II-13: Position des carottages sur Verril Canyon

Position des carottages sur MERIADZEK

Mission GASCOR 1986

	Latitude	Longitude	prof.
Gascor KS02	47°41,33	8°07,10	1105 m
Gascor KS03	47°46,49	7°58,17	575 m
Gascor KS04	47°37,9	8°24,28	1585 m
Gascor KS05	47°49,82	7°52,48	360 m
Gascor KS06	47°44,90	8°09,13	1020 m

An.II-V LLimites d'Atterberg et calcul de nk graphiquement suivant la methode de Aas *et al.* [1986]

prof(ks02)	WL ks02	lpc0 ks02	Nk calcul	Nk ks02
0,20	59,00	25,06	15,72	15,63
0,70	59,00	25,06	15,72	15,63
1,65	57,00	26,73	15,90	15,81
2,90	32,00	10,92	14,18	14,15
3,70	41,00	14,35	14,56	14,50
5,55	42,50	22,88	15,48	15,41
prof ks06	WL ks6	lpc0 ks06	Nk calcul	Nk ks06
0,09	60,00	27,25	15,95	16,00
1,12	58,30	26,94	15,92	15,98
2,82	31,50	7,59	13,82	0,00
3,40	26,50	7,59	13,82	13,81
4,87	30,50	8,94	13,97	13,97
5,40	29,70	8,11	13,88	13,90
prof ks03	WL ks03	lpc0 ks03	Nk calcul	Nk ks03
0,50	45,00	15,60	14,68	14,60
1,30	55,00	24,75	15,67	15,71
2,37	65,20	24,75	15,67	15,71
3,55	60,00	19,14	15,07	15,10
4,60	58,90	19,97	15,16	15,20
prof ks05	WL ks05	lpc0 ks05	Nk calcul	Nk ks05
0,40	46,50	17,99	14,94	14,95
2,49	44,60	15,18	14,64	14,68
4,80	47,90	15,39	14,66	13,98
prof ks04	WL ks04	lpc0 ks04	Nk calcul	Nk ks04
0,30	62,30	15,72	13,62	13,78

Tableau An. II-4 : Données pour Mériadzek

prof (7-3)	WL 7-3	lpc0 7-3	Nk calcul	Nk 7-3
0,70	31,60	6,10	13,66	13,68
Prof (6-5)	WL 6-5	lpc0 6-5	Nk calcul	Nk 6-5
1,10	47,20	24,60	15,67	15,70
0,90	60,40	32,40	16,51	16,59
0,50	76,40	41,40	17,49	17,58
prof(8-4)	WL 8-4	lpc 8-4	Nk calcul	Nk 8-4
1,50	48,50	25,80	15,80	15,82
1,10	49,00	24,00	15,60	15,62
0,45	57,70	32,70	16,54	16,60
0,20	64,80	34,10	16,70	16,72
prof(9-2)	WL9-2	lpc 9-2	Nk calcul	Nk 9-2
0,00	0,00	0,00		0,00
0,70	33,80	14,10	14,53	14,55

Tableau An.II-6 : Données pour Verrill Canyon

Prof A	WL A	lpc A	Nk A
0,5	76,40	41,40	17,58
0,2	64,80	34,10	16,72
0,9	60,40	32,40	16,59
0,45	57,70	32,70	16,60
Prof (B)	WL B	lpc B	Nk B
1,10	49,00	24,00	15,62
1,50	48,50	25,80	15,82
1,10	47,20	24,60	15,68
5,50	42,50	22,88	15,41
2,90	32,00	10,92	14,15
5,40	29,70	8,11	13,85
4,87	30,50	8,94	14,15
Prof(D)	WL D	lpc D	Nk D
1,30	55,00	24,75	15,60
2,37	65,20	24,75	15,60
3,55	60,00	19,14	15,02
4,60	58,90	19,97	15,10
0,30	62,30	15,72	14,70
1,65	57,00	26,73	15,81
0,70	59,00	25,06	15,63
Prof(E)	WL E	lpc E	Nk E
0,40	46,50	17,99	14,90
2,49	44,60	15,18	14,60
4,80	47,90	15,39	14,65
3,70	41,00	14,35	14,50

Tableau An.II-7 : Données suivant la nature des sédiments pour les deux zones

ANNEXE 3

An.III-I Comparaison des données brutes et calculées pour HMG 6-5 et HMG 8-4

Comparaison des données brutes et calculées								
				HMG 6-5				
Qc 1 = Qc brut			Qc 2 = Cu pic * Nk					
La profondeur est corrigée de 20 cm pour faire coïncider Qc in-situ et la lithologie.								
prof (-40 cm)	prof(-20 cm)	Qc1	prof (m)	Qc2=Cu*17	Supeak	Cu=Qc1/17	Qc1=f(Qc2)	Cu=Qc/10
0.01	0.21	209.63	0.03	96.36	5.67	12.33	55.30	20.96
0.03	0.23	217.61	0.05	86.86	5.11	12.80	49.10	21.76
0.05	0.25	227.69	0.07	87.64	5.16	13.39	49.61	22.77
0.07	0.27	241.23	0.08	89.43	5.26	14.19	50.77	24.12
0.09	0.29	244.03	0.11	98.69	5.81	14.35	56.82	24.40
0.11	0.31	239.28	0.14	111.28	6.55	14.08	65.05	23.93
0.13	0.33	233.54	0.18	137.69	8.10	13.74	82.30	23.35
0.16	0.36	222.42	0.19	145.78	8.58	13.08	87.58	22.24
0.17	0.37	218.46	0.23	154.57	9.09	12.85	93.32	21.85
0.20	0.40	208.50	0.23	155.81	9.17	12.26	94.13	20.85
0.22	0.42	204.71	0.25	167.78	9.87	12.04	101.95	20.47
0.24	0.44	206.78	0.27	213.42	12.55	12.16	131.76	20.68
0.26	0.46	198.15	0.29	228.30	13.43	11.66	141.48	19.82
0.28	0.48	192.38	0.38	529.65	31.16	11.32	338.31	19.24
0.30	0.50	192.32	0.43	358.94	21.11	11.31	226.81	19.23
0.32	0.52	185.52	0.53	357.90	21.05	10.91	226.13	18.55
0.34	0.54	189.80	0.56	345.14	20.30	11.16	217.80	18.98
0.36	0.56	181.13	0.59	332.95	19.59	10.65	209.84	18.11
0.38	0.58	173.99	0.64	392.22	23.07	10.23	248.55	17.40
0.40	0.60	159.63	0.68	259.89	15.29	9.39	162.11	15.96
0.42	0.62	149.75	0.74	367.82	21.64	8.81	232.61	14.97
0.44	0.64	136.26	0.79	236.82	13.93	8.02	147.05	13.63
0.46	0.66	140.99	0.81	234.86	13.82	8.29	145.76	14.10
0.48	0.68	145.46	0.82	242.28	14.25	8.56	150.61	14.55
0.51	0.71	148.26	0.84	240.63	14.15	8.72	149.53	14.83
0.53	0.73	140.33	0.89	315.43	18.55	8.25	198.39	14.03
0.54	0.74	127.08	0.94	190.73	11.22	7.48	116.94	12.71
0.57	0.77	127.86	1.04	276.50	16.26	7.52	172.96	12.79
0.59	0.79	131.40	1.09	178.38	10.49	7.73	108.88	13.14
0.61	0.81	133.47	1.15	203.73	12.93	7.85	125.43	13.35
0.63	0.83	121.38	1.19	183.18	11.63	7.14	112.01	12.14
0.65	0.85	109.05	1.24	211.32	13.42	6.41	119.68	10.91
0.67	0.87	98.18	1.29	125.66	7.98	5.78	69.14	9.82
0.69	0.89	99.53	1.34	179.48	11.40	5.85	100.90	9.95
0.71	0.91	110.13	1.39	140.47	8.92	6.48	77.88	11.01
0.73	0.93	115.70	1.44	181.45	11.52	6.81	102.06	11.57
0.75	0.95	125.75	1.49	119.76	7.60	7.40	65.66	12.57
0.77	0.97	124.89	1.50	108.01	6.86	7.35	58.73	12.49
0.79	0.99	112.32	1.54	100.52	6.38	6.61	54.31	11.23

HMG-5 (suite).

Qc 1 = Qc brut		Qc 2 = Cu pic * Nk						
prof (-40)	prof(-20)	Qc1	prof (m)	Qc2=Cu*17	Supeak	Cu=Qc1/17	Qc1=f(Qc2)	Cu=Qc/10
0.81	1.01	103.47				6.09		10.35
0.83	1.03	92.61				5.45		9.26
0.85	1.05	82.97				4.88		8.30
0.88	1.08	73.49				4.32		7.35
0.90	1.10	83.13				4.89		8.31
0.91	1.11	83.07				4.89		8.31
0.93	1.13	81.24				4.78		8.12
0.95	1.15	82.08				4.83		8.21
0.97	1.17	71.22				4.19		7.12
0.99	1.19	70.37				4.14		7.04
1.02	1.22	71.87				4.23		7.19
1.04	1.24	63.03				3.71		6.30
1.06	1.26	56.97				3.35		5.70
1.08	1.28	48.78				2.87		4.88
1.10	1.30	40.61				2.39		4.06
1.12	1.32	31.97				1.88		3.20
1.14	1.34	25.71				1.51		2.57
1.16	1.36	22.97				1.35		2.30
1.18	1.38	23.57				1.39		2.36
1.20	1.40	23.94				1.41		2.39
1.22	1.42	25.44				1.50		2.54
1.25	1.45	28.74				1.82		2.87
1.27	1.47	32.27				2.05		3.23
1.29	1.49	36.54				2.32		3.65
1.31	1.51	33.00				2.10		3.30
1.32	1.52	26.12				1.66		2.61
1.35	1.55	24.24				1.54		2.42
1.37	1.57	22.37				1.42		2.24
1.39	1.59	21.27				1.35		2.13
1.41	1.61	21.90				1.39		2.19
1.43	1.63	21.74				1.38		2.17
1.45	1.65	19.91				1.26		1.99
1.47	1.67	19.29				1.22		1.93
1.49	1.69	19.49				1.24		1.95
1.51	1.71	17.82				1.13		1.78
1.53	1.73	18.92				1.20		1.89
1.55	1.75	20.25				1.29		2.03
1.57	1.77	21.11				1.34		2.11
1.59	1.79	19.31				1.23		1.93

Comparaison des données brutes et calculées

HMG 8-4							
Prof (m)	Qcbrut	Cu pic	prof (m)	Qc2=Cu*16,6	Cu=Qc/16,65	Qccalculé	Cu=Qc/10
0,11	2,33	5,58	0,12	92,47	0,14	52,76	0,23
0,14	18,07	6,13	0,14	101,47	1,09	58,64	1,81
0,16	50,90	10,62	0,15	175,85	3,06	107,22	5,09
0,18	73,48	14,39	0,21	238,28	4,41	148,00	7,35
0,20	89,50	16,37	0,26	271,16	5,38	169,47	8,95
0,22	128,61	21,86	0,31	361,96	7,72	228,78	12,86
0,24	162,91	15,68	0,38	259,59	9,78	161,92	16,29
0,26	197,21	15,26	0,39	252,75	11,84	157,45	19,72
0,28	201,96	15,86	0,41	262,63	12,13	163,91	20,20
0,30	201,87	15,97	0,46	264,45	12,12	165,09	20,19
0,32	203,49	22,91	0,51	379,46	12,22	240,21	20,35
0,34	217,21	12,73	0,56	210,84	13,05	130,08	21,72
0,36	230,59	14,56	0,61	241,05	13,85	149,81	23,06
0,38	229,41	8,83	0,70	146,19	13,78	87,85	22,94
0,40	217,32	13,96	0,77	231,14	13,05	143,34	21,73
0,43	199,62	10,68	0,81	176,90	11,99	107,91	19,96
0,44	186,14	3,62	0,89	59,99	11,18	31,54	18,61
0,47	177,39	6,36	0,96	105,31	10,65	61,15	17,74
0,49	164,36	10,40	1,04	172,27	9,87	104,89	16,44
0,50	150,85	8,58	1,06	142,10	9,06	85,18	15,08
0,53	141,90	8,73	1,14	137,31	9,04	78,84	14,19
0,55	141,49	10,33	1,17	162,35	9,01	76,01	14,15
0,57	143,32	10,42	1,21	163,81	9,13	90,78	14,33
0,59	143,68	9,75	1,24	153,23	9,15	91,65	14,37
0,61	136,47	10,80	1,27	169,76	8,69	85,40	13,65
0,63	127,59	11,07	1,31	174,02	8,13	95,16	12,76
0,65	128,16	10,29	1,35	161,73	8,16	97,67	12,82
0,67	124,21	11,87	1,39	186,53	7,91	90,42	12,42
0,69	114,00	10,78	1,42	169,51	7,26	105,05	11,40
0,71	110,21	10,88	1,43	170,97	7,02	95,01	11,02
0,73	115,28	11,24	1,51	176,63	7,34	95,87	11,53
0,75	122,73	11,41	1,52	179,42	7,82	99,21	12,27
0,77	137,17	11,08	1,55	174,20	8,74	100,86	13,72
0,80	137,78				8,78		13,78
0,81	123,81				7,89		12,38
0,84	108,96				6,94		10,90
0,85	95,97				6,11		9,60
0,88	87,96				5,60		8,80
0,90	83,68				5,33		8,37
0,91	74,60				4,75		7,46
0,94	77,65				4,95		7,76
0,96	77,52				4,94		7,75
0,98	79,03				5,03		7,90
1,00	78,42				4,99		7,84

1,02	77,31				4,92		7,73
HMG 8-4							
Prof (m)	Qcbrut	Cu pic	prof (m)	Qc2=Cu*16,6	Cu=Qc/16,65	Qccalculé	Cu=Qc/10
1,04	78,41				4,99		7,84
1,06	79,50				5,06		7,95
1,08	82,06				5,23		8,21
1,10	83,44				5,31		8,34
1,12	84,78				5,40		8,48
1,14	85,59				5,45		8,56
1,17	85,95				5,47		8,60
1,19	85,34				5,44		8,53
1,21	86,68				5,52		8,67
1,22	89,31				5,69		8,93
1,25	88,87				5,66		8,89
1,26	91,50				5,83		9,15
1,29	91,58				5,83		9,16
1,31	92,96				5,92		9,30
1,33	96,98				6,18		9,70
1,35	92,88				5,92		9,29
1,37	92,51				5,89		9,25
1,39	92,70				5,90		9,27
1,41	95,22				6,07		9,52
1,43	96,77				6,16		9,68
1,45	97,62				6,22		9,76
1,47	99,44				6,33		9,94
1,49	100,78				6,42		10,08
1,51	105,58				6,72		10,56
1,54	104,44				6,65		10,44
1,56	103,58				6,60		10,36
1,57	106,18				6,76		10,62
1,60	107,48				6,85		10,75
1,61	106,94				6,81		10,69
1,64	106,25				6,77		10,62
1,66	106,12				6,76		10,61
1,68	106,24				6,77		10,62
1,70	107,83				6,87		10,78
1,72	108,92				6,94		10,89
1,74	108,31				6,90		10,83
1,76	109,40				6,97		10,94
1,78	109,76				6,99		10,98
1,80	110,13				7,01		11,01
1,82	109,30				6,96		10,93
1,84	110,12				7,01		11,01
1,86	109,26				6,96		10,93
1,89	113,04				7,20		11,30
1,90	113,48				7,23		11,35
1,93	114,50				7,29		11,45
1,95	117,79				7,50		11,78
1,96	123,60				7,87		12,36

An.III-II Portions selectionnees pour la determination des gradients de pentE Gd

Segments sélectionnés pour la détermination des gradients Gd									
Prof(m)	Qc 1-4	Prof(m)	Qc3-5	Prof (m)	Qc 4-3	Prof(m)	Qc 5-2	Prof(m)	Qc 6-5
0.25	107.18	0.45	344.97	0.54	95.70	0.96	149.17	0.21	209.63
0.27	101.56	0.47	368.41	0.56	85.45	0.98	149.66	0.23	217.61
0.76	94.24	0.66	396.00	0.58	74.95	1.00	151.37	0.25	227.69
0.78	110.11	0.68	378.42	0.59	71.29	1.02	153.56	0.27	241.23
0.80	117.43	0.70	366.46	0.61	73.24	1.04	151.61	0.29	244.03
0.82	114.99	0.71	374.76	0.64	75.44	1.06	145.51	0.31	239.28
0.84	108.40	0.74	384.28	0.66	78.37	1.08	140.63	0.33	233.54
1.13	103.76	0.88	396.97	0.68	92.29	1.10	141.36	0.36	222.42
1.15	112.55	0.90	410.89	0.70	99.85	1.12	142.33	0.37	218.46
1.17	115.97	0.92	429.93	0.72	102.05	1.15	143.31	0.40	208.50
1.19	116.46	0.95	439.70	0.74	110.35	1.16	144.29	0.42	204.71
1.21	116.21	0.97	476.56	0.76	126.71	1.19	146.00	0.44	206.78
1.23	115.48	1.09	484.38	0.78	143.31	1.21	147.22	0.46	198.15
1.60	131.35	1.11	425.78	0.80	152.59	1.23	147.71	0.48	192.38
1.62	154.79	1.13	432.86	0.82	160.89	1.25	145.75	0.50	192.32
1.75	169.43	1.21	493.16	0.84	171.14	1.26	143.80	0.52	185.52
1.77	161.38	1.50	499.02	0.86	173.58	1.28	150.15	0.54	189.80
1.79	155.76	1.68	496.09	0.88	161.62	1.31	154.30	0.56	181.13
1.81	152.83			0.90	162.84	1.33	151.61	0.58	173.99
1.83	138.92			0.93	196.78	1.35	148.93	0.60	159.63
1.85	133.06			0.94	217.04	1.37	150.15	0.62	149.75
1.93	130.13			0.97	214.36	1.39	156.25	0.64	136.26
1.95	140.87			0.98	205.32	1.41	155.03	0.66	140.99
				1.01	207.52	1.43	156.74	0.68	145.46
				1.03	214.11	1.45	157.96	0.71	148.26
				1.05	205.57	1.47	163.57	0.73	140.33
				1.07	200.44	1.49	170.90	0.74	127.08
						1.52	172.85	0.77	127.86
						1.54	167.97	0.79	131.40
						1.56	163.33	0.81	133.47
						1.58	161.87	0.83	121.38
						1.60	160.64	0.85	109.05
						1.62	163.57	0.87	98.18
						1.63	166.99	0.89	99.53
						1.66	167.48	0.91	110.13
						1.68	169.19	0.93	115.70
						1.70	169.43	0.95	125.75
						1.72	172.36	0.97	124.89
						1.74	175.05	0.99	112.32
						1.76	179.20	1.01	103.47

Segments sélectionnés pour la détermination des gradients Gd (suite)								
Prof(m)	Qc 6-5	Qc 8-4	Prof(m)	Qc 10-2	Prof (m)	Qc mg1-02	Prof(m)	Qc mg1-2
1,03	92,61	78,41	1,02	47,12	134,15	0,74	196,69	1,23
1,05	82,97	79,50	1,05	43,21	132,10	0,75	190,49	1,26
1,08	73,49	82,06	1,07	45,41	134,86	0,78	193,53	1,29
1,10	83,13	83,44	1,09	47,12	140,93	0,80	197,63	1,31
1,11	83,07	84,78	1,11	49,32	140,68	0,82	203,08	1,33
1,13	81,24	85,59	1,13	48,58	136,03	0,85	207,73	1,34
1,15	82,08	85,95	1,15	48,58	128,87	0,87	206,46	1,35
1,17	71,22	85,34	1,17	50,54	125,07	0,89	195,45	1,39
1,19	70,37	86,68	1,19	51,27	125,41	0,93	195,37	1,41
1,22	71,87	89,31	1,21	52,98	131,58	0,96	204,32	1,44
1,24	63,03	88,87	1,23	54,44	144,22	0,99	206,53	1,46
1,26	56,97	91,50	1,25	56,40	152,39	1,00	203,82	1,49
1,28	48,78	91,58	1,27	57,37	154,50	1,02	207,26	1,51
1,30	40,61	92,96	1,30	55,42	154,60	1,04	213,57	1,52
1,32	31,97	96,98	1,32	52,73	164,48	1,07	218,26	1,53
1,34	25,71	92,88	1,33	50,29	183,04	1,09	218,51	1,55
1,36	22,97	92,51	1,36	47,85			211,83	1,57
1,38	23,57	92,70	1,38	49,32			207,90	1,59
1,40	23,94	95,22	1,40	60,30			209,59	1,61
1,42	25,44	96,77	1,41	63,72			213,27	1,63
1,45	28,74	97,62	1,44	65,67			217,81	1,64
1,47	32,27	99,44	1,46	68,85			213,11	1,66
1,49	36,54	100,78	1,48	72,51			210,29	1,68
1,51	33,00	105,58	1,50	75,93			213,11	1,71
1,52	26,12	104,44	1,52	76,42			216,52	1,73
1,55	24,24	103,58	1,54	74,71			216,02	1,75
1,57	22,37	106,18	1,56	73,73			213,14	1,78
1,59	21,27	107,48	1,58	75,44			205,97	1,80
1,61	21,90	106,94	1,60	76,42			210,21	1,82
1,63	21,74	106,25	1,62	76,17			214,10	1,84
1,65	19,91	106,12	1,65	76,42			217,16	1,85
1,67	19,29	106,24	1,67	73,97			222,01	1,87
1,69	19,49	107,83	1,69	69,34			221,65	1,90
1,71	17,82	108,92	1,71	62,99			224,91	1,92
1,73	18,92	108,31	1,73	59,57				
1,75	20,25	109,40	1,74	62,26				
1,77	21,11	109,76	1,76	64,70				
1,79	19,31	110,13	1,79	68,12				
		109,30	1,81	69,34				
		110,12	1,83	71,53				
	1,86	109,26	1,85	74,95				
	1,89	113,04	1,87	79,35				
	1,90	113,48	1,89	89,60				
	1,93	114,50						
	1,95	117,79						

An. III-III Données et calculs des diagrammes de Booth

Données de HMG 6-1 (Verrill)				
Prof (m) 6-1	Qt	Poids vol. dej.	Qt-tercu/10	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m ³)	(m)	(m)
0.02	0.00	3.63	-0.01	0.04
0.04	0.00	3.63	-0.01	0.08
0.06	0.00	3.63	-0.02	0.11
0.08	0.00	3.63	-0.03	0.15
0.10	3.42	3.63	0.31	-0.66
0.12	4.64	3.63	0.42	-0.93
0.14	7.32	5.13	0.68	-1.11
0.16	13.43	5.13	1.28	-2.15
0.18	24.66	5.13	2.39	-4.10
0.20	39.06	5.13	3.82	-6.61
0.23	52.00	5.13	5.11	-8.86
0.25	62.50	5.13	6.14	-10.68
0.27	87.89	5.94	8.67	-13.07
0.29	121.34	5.94	12.01	-18.15
0.31	148.19	5.94	14.68	-22.22
0.33	169.92	5.94	16.84	-10.51
0.35	190.19	5.94	18.85	-11.78
0.37	198.24	5.94	19.65	-12.26
0.39	207.28	5.94	20.54	-12.82
0.41	210.45	6.29	20.84	-12.27
0.43	203.61	6.29	20.15	-11.84
0.45	206.05	6.29	20.38	-11.95
0.47	220.70	6.29	21.83	-12.81
0.49	246.34	6.29	24.38	-14.33
0.51	245.61	6.29	24.30	-14.26
0.54	233.40	6.29	23.06	-13.49
0.56	225.34	6.29	22.24	-12.97
0.58	225.34	6.34	22.23	-12.84
0.60	226.07	6.34	22.29	-12.86
0.62	218.02	6.34	21.47	-12.35
0.64	207.03	6.34	20.36	-11.66
0.66	202.64	6.34	19.91	-11.37
0.68	206.05	6.34	20.24	-11.55
0.70	202.64	6.34	19.88	-11.31
0.72	199.22	6.37	19.53	-11.03
0.74	192.38	6.37	18.83	-12.22
0.76	190.19	6.37	18.60	-12.04
0.78	189.70	6.37	18.53	-11.97
0.80	187.26	6.37	18.28	-11.78
0.82	187.01	6.37	18.24	-11.73
0.84	182.62	6.37	17.79	-11.40
0.86	181.88	8.52	17.70	-8.47
0.88	179.44	8.52	17.44	-8.32
0.90	172.12	8.52	16.69	-7.92
0.93	155.03	8.52	14.96	-7.01
0.94	146.73	8.52	14.12	-6.56
0.97	136.96	8.52	13.12	-6.03

Données de HMG 6-1 (Verrill) (suite)				
Prof (m) 6-1	Qt	Poids vol. dej.	Qt-tercu/10	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m ³)	(m)	(m)
1.03	146.97	8.52	14.07	-6.45
1.05	142.09	8.52	13.56	-7.16
1.07	123.29	8.52	11.67	-6.04
1.09	101.81	6.77	9.50	-5.98
1.11	95.95	6.77	8.90	-5.52
1.13	98.39	6.77	9.13	-5.66
1.15	103.52	6.77	9.63	-6.01
1.17	107.91	6.77	10.06	-6.31
1.19	107.18	6.77	9.97	-6.22
1.21	97.90	6.77	9.03	-5.51
1.23	101.56	6.38	9.38	-6.09
1.25	106.93	6.38	9.90	-6.48
1.27	97.41	6.38	8.94	-5.71
1.29	90.09	6.38	8.19	-5.11
1.32	84.47	6.38	7.62	-4.64
1.34	72.51	6.38	6.41	-3.67
1.35	57.86	6.38	4.93	-2.51
1.38	56.15	6.38	4.75	-2.34
1.39	58.59	6.38	4.98	-2.50
1.42	55.18	6.38	4.62	-2.20
1.44	55.66	6.38	4.66	-2.21
1.46	65.92	6.38	5.67	-2.98
1.48	70.56	6.38	6.12	-3.31
1.50	66.89	6.38	5.74	-2.99
1.52	73.49	6.38	6.39	-3.47
1.54	81.30	6.38	7.16	-4.06
1.56	81.54	6.38	7.17	-4.04
1.58	74.95	6.38	6.49	-3.49
1.60	74.22	6.38	6.41	-3.41
1.62	65.43	6.38	5.52	-2.69
1.65	59.33	6.38	4.89	-2.18
1.66	57.37	6.38	4.69	-2.00
1.69	58.59	6.38	4.79	-2.06
1.70	58.59	6.38	4.78	-2.04
1.73	58.84	6.38	4.79	-2.02
1.75	57.62	6.38	4.66	-1.90
1.77	57.62	6.38	4.64	-1.87
1.79	60.30	6.38	4.90	-2.05
1.81	62.01	6.38	5.06	-2.15
1.83	67.63	6.38	5.61	-2.56
1.85	66.65	6.38	5.50	-2.45
1.87	66.65	6.38	5.48	-2.42
1.89	65.92	6.38	5.40	-2.33
1.91	64.45	6.38	5.23	-2.18
1.93	65.92	6.38	5.37	-2.27
1.95	77.88	6.38	6.55	-3.17
1.97	96.92	6.38	8.44	-4.63
1.99	105.47	6.38	9.29	-5.26

Données de HMG 6-2 (Verrill)

Prof	Qt/10	Poids vol. dej.	(Qt-tercu)/10	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m3)	(kpa)	(m)
0.01	-0.01	3,63	-0.03	0,03
0.03	-0.04	3,63	-0.07	0,09
0.05	-0.06	3,63	-0.12	0,15
0.08	-0.09	3,63	-0.16	0,21
0.09	-0.11	3,63	-0.20	0,27
0.12	-0.14	3,63	-0.25	0,33
0.14	0.15	3,63	0.17	-0.01
0.16	0.49	5,13	0.68	-0.29
0.18	0.99	5,13	1.41	-0.70
0.20	1.80	5,13	2.62	-1.40
0.22	2.84	5,13	4.17	-2.30
0.24	3.54	5,13	5.21	-2.90
0.26	5.91	5,13	8.75	-4.98
0.28	8.78	5,94	13.04	-6.47
0.30	9.94	5,94	14.77	-7.34
0.32	10.50	5,94	15.60	-7.74
0.34	12.70	5,94	18.88	-9.41
0.36	13.85	5,94	20.61	-10.27
0.38	14.79	5,94	22.00	-13.75
0.40	15.43	5,94	22.95	-14.34
0.42	15.65	6,29	23.27	-13.72
0.44	16.14	6,29	23.98	-14.13
0.47	16.46	6,29	24.46	-14.40
0.49	16.85	6,29	25.02	-14.72
0.50	17.04	6,29	25.30	-14.87
0.52	16.92	6,29	25.10	-14.73
0.54	16.63	6,29	24.66	-14.44
0.57	16.09	6,29	23.83	-13.92
0.59	15.54	6,34	22.99	-13.28
0.61	14.53	6,34	21.47	-12.35
0.63	13.89	6,34	20.49	-11.75
0.65	12.81	6,34	18.86	-10.74
0.67	12.35	6,34	18.15	-10.30
0.69	12.60	6,34	18.52	-10.50
0.71	12.61	6,34	18.52	-10.49
0.73	12.03	6,37	17.64	-9.89
0.75	11.76	6,37	17.22	-9.61
0.77	10.43	6,37	15.21	-9.71
0.79	10.18	6,37	14.83	-9.43
0.82	10.41	6,37	15.16	-9.63
0.83	10.47	6,37	15.24	-9.66
0.86	10.32	6,37	14.99	-9.47
0.88	9.98	8,52	14.47	-6.80
0.90	9.32	8,52	13.46	-6.26
0.92	9.13	8,52	13.16	-6.09
0.94	8.54	8,52	12.26	-5.61
0.96	9.33	8,52	13.43	-6.19

Données de HMG 6-2 (Verrill) suite				
Prof	Qt/10	Poids vol. dej.	(Qt-tercu)/10	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m ³)	(kpa)	(m)
0.98	9.67	8.52	13.91	-6.42
1.00	9.10	8.52	13.04	-5.95
1.02	8.47	8.52	12.09	-6.32
1.04	8.43	8.52	12.01	-6.26
1.06	8.10	8.52	11.49	-5.93
1.08	6.81	8.52	9.53	-4.77
1.10	5.64	6.77	7.77	-4.69
1.12	5.67	6.77	7.79	-4.68
1.15	6.06	6.77	8.38	-5.09
1.16	5.99	6.77	8.26	-4.99
1.19	5.46	6.77	7.44	-4.37
1.20	4.69	6.77	6.28	-3.49
1.23	4.70	6.77	6.27	-3.46
1.25	4.96	6.38	6.66	-3.95
1.27	4.92	6.38	6.58	-3.87
1.29	4.20	6.38	5.48	-3.00
1.31	4.15	6.38	5.39	-2.91
1.33	3.92	6.38	5.04	-2.61
1.35	3.15	6.38	3.87	-1.68
1.37	2.29	6.38	2.57	-0.65
1.39	3.02	6.38	3.65	-1.46
1.41	3.91	6.38	4.97	-2.48
1.43	4.11	6.38	5.25	-2.67
1.45	3.48	6.38	4.30	-1.91
1.47	3.24	6.38	3.93	-1.60
1.49	2.68	6.38	3.08	-0.92
1.51	1.99	6.38	2.03	-0.08
1.53	1.68	6.38	1.55	0.31
1.56	1.32	6.38	1.00	0.77
1.58	1.15	6.38	0.73	1.00
1.60	1.16	6.38	0.73	1.02
1.62	1.18	6.38	0.75	1.02
1.64	1.34	6.38	0.97	0.87
1.66	1.39	6.38	1.04	0.84
1.68	1.74	6.38	1.55	0.46
1.70	2.05	6.38	1.99	0.14
1.72	2.12	6.38	2.10	0.07
1.74	2.24	6.38	2.26	-0.03
1.76	2.07	6.38	1.99	0.20
1.78	2.13	6.38	2.06	0.17
1.80	2.49	6.38	2.59	-0.23
1.82	3.02	6.38	3.37	-0.82
1.84	3.52	6.38	4.10	-1.37
1.86	3.72	6.38	4.41	-1.59
1.88	3.80	6.38	4.50	-1.64
1.91	3.74	6.38	4.39	-1.53
1.93	3.86	6.38	4.56	-1.64
1.95	3.93	6.38	4.66	-1.70
1.97	3.99	6.38	4.73	-1.73
1.99	4.14	6.38	4.95	-1.88

Données de HMG 6-3 (Verrill)

Prof (m)	Qt (kPa)	Poids vol. dej. (kN/m ³)	(Qt-terc)/10 (kPa)	Booth (m)
0.00	0.98	3.63	0.06	0.04
0.02	1.46	3.63	0.09	0.02
0.04	1.22	3.63	0.07	0.07
0.06	1.46	3.63	0.08	0.08
0.08	1.46	3.63	0.08	0.11
0.10	1.46	3.63	0.07	0.13
0.12	1.22	5.13	0.05	0.14
0.14	1.46	5.13	0.06	0.15
0.16	1.46	5.13	0.05	0.17
0.18	1.46	5.13	0.05	0.20
0.20	15.14	5.13	0.95	-0.58
0.23	29.79	5.13	1.92	-1.42
0.25	38.33	5.94	2.48	-1.64
0.27	42.72	5.94	2.76	-1.84
0.29	51.76	5.94	3.36	-2.28
0.31	72.02	5.94	4.70	-3.29
0.33	107.42	5.94	7.05	-5.08
0.35	139.16	5.94	9.16	-6.67
0.37	146.48	5.94	9.64	-8.84
0.39	156.98	6.29	10.33	-8.96
0.41	170.41	6.29	11.22	-9.74
0.43	178.71	6.29	11.76	-10.21
0.45	190.92	6.29	12.57	-10.92
0.47	203.86	6.29	13.42	-11.68
0.49	220.46	6.29	14.52	-12.65
0.51	230.71	6.29	15.20	-13.24
0.54	229.25	6.29	15.09	-13.12
0.55	232.42	6.34	15.29	-13.19
0.58	237.06	6.34	15.59	-13.43
0.60	237.30	6.34	15.60	-13.42
0.62	239.01	6.34	15.71	-13.49
0.64	224.85	6.34	14.75	-12.62
0.65	217.29	6.34	14.24	-12.14
0.67	218.26	6.34	14.30	-12.17
0.70	224.85	6.37	14.73	-12.47
0.72	224.85	6.37	14.72	-12.44
0.74	210.94	6.37	13.78	-11.58
0.76	205.81	6.37	13.43	-12.97
0.78	199.22	6.37	12.98	-12.50
0.80	192.63	6.37	12.54	-12.02
0.82	183.35	6.37	11.91	-11.35
0.84	180.66	8.52	11.72	-8.33
0.86	183.35	8.52	11.89	-8.44
0.88	187.50	8.52	12.15	-8.62
0.91	187.01	8.52	12.11	-8.56
0.93	184.33	8.52	11.91	-8.39
0.94	173.10	8.52	11.16	-7.80

Données de HMG 6-3 (Verrill) suite				
Prof	Qt	Poids vol. dej.	(Qt-terc)/10	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m ³)	(kPa)	(m)
0.96	169.43	8.52	10.90	-7.58
0.98	152.59	8.52	9.77	-6.69
1.00	132.08	8.52	8.39	-5.61
1.02	125.00	8.52	7.90	-5.22
1.05	121.09	8.52	7.63	-5.82
1.07	116.21	6.77	7.29	-6.93
1.09	122.07	6.77	7.68	-7.34
1.11	121.83	6.77	7.65	-7.28
1.13	123.78	6.77	7.77	-7.39
1.15	124.27	6.77	7.79	-7.40
1.17	121.34	6.77	7.59	-7.16
1.19	111.57	6.77	6.93	-6.41
1.21	113.77	6.38	7.07	-6.93
1.23	107.42	6.38	6.64	-6.41
1.25	97.17	6.38	5.94	-5.58
1.27	97.90	6.38	5.98	-5.61
1.30	115.72	6.38	7.16	-6.96
1.32	120.85	6.38	7.50	-7.33
1.34	112.06	6.38	6.90	-6.61
1.36	99.61	6.38	6.06	-5.61
1.38	85.94	6.38	5.14	-4.52
1.40	83.50	6.38	4.97	-4.30
1.42	89.36	6.38	5.35	-4.72
1.44	91.31	6.38	5.47	-4.85
1.46	104.49	6.38	6.34	-5.84
1.48	103.27	6.38	6.26	-5.72
1.50	92.04	6.38	5.50	-4.81
1.52	88.62	6.38	5.26	-4.51
1.54	79.35	6.38	4.63	-3.76
1.56	72.27	6.38	4.15	-3.18
1.58	67.87	6.38	3.85	-2.80
1.60	72.51	6.38	4.15	-3.14
1.62	74.22	6.38	4.26	-3.24
1.64	74.22	6.38	4.25	-3.21
1.67	79.59	6.38	4.60	-3.59
1.69	75.68	6.38	4.33	-3.26
1.71	73.97	6.38	4.20	-3.09
1.73	74.71	6.38	4.24	-3.12
1.75	73.24	6.38	4.14	-2.97
1.77	72.51	6.38	4.08	-2.89
1.79	73.00	6.38	4.10	-2.89
1.81	70.80	6.38	3.95	-2.69
1.83	71.78	6.38	4.01	-2.74
1.85	70.07	6.38	3.88	-2.58
1.87	66.41	6.38	3.63	-2.26
1.89	63.72	6.38	3.44	-2.02
1.91	60.30	6.38	3.21	-1.72
1.93	60.30	6.38	3.20	-1.69
1.95	61.77	6.38	3.29	-1.77
1.97	61.77	6.38	3.28	-1.74
1.99	59.81	6.38	3.14	-1.56

Données de HMG6-4 (Verrill)				
prof	Qt	Poids vol. dej.	(Qt-terc)/10	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m ³)	(kPa)	(m)
-0.01	-3.91	3.63	-0.39	0.57
0.01	-0.24	3.63	-0.03	0.06
0.03	-0.24	3.63	-0.04	0.09
0.06	-0.49	3.63	-0.07	0.16
0.07	-0.24	3.63	-0.05	0.15
0.09	-0.24	3.63	-0.06	0.18
0.11	-0.24	5.13	-0.07	0.16
0.14	-0.24	5.13	-0.08	0.19
0.16	1.95	5.13	0.13	-0.01
0.18	21.24	5.13	2.05	-2.02
0.20	32.96	5.13	3.21	-3.23
0.22	49.80	5.13	4.88	-4.98
0.24	76.42	5.94	7.53	-6.70
0.26	101.32	5.94	10.01	-8.95
0.28	109.86	5.94	10.85	-9.70
0.30	124.27	5.94	12.28	-10.98
0.32	156.74	5.94	15.51	-13.92
0.34	188.96	5.94	18.73	-16.84
0.36	210.21	5.94	20.84	-18.74
0.38	220.21	6.29	21.82	-18.54
0.40	219.97	6.29	21.79	-18.49
0.43	235.84	6.29	23.36	-19.83
0.44	243.41	6.29	24.11	-20.46
0.46	247.07	6.29	24.46	-20.74
0.49	244.63	6.29	24.20	-20.50
0.51	233.40	6.29	23.07	-19.49
0.52	233.40	6.29	23.05	-19.47
0.55	227.78	6.34	22.48	-18.80
0.57	232.91	6.34	22.98	-19.21
0.59	232.42	6.34	22.92	-19.13
0.61	230.22	6.34	22.68	-18.91
0.63	216.06	6.34	21.25	-17.67
0.65	209.47	6.34	20.58	-17.07
0.67	200.68	6.34	19.69	-16.28
0.69	198.00	6.37	19.41	-15.95
0.71	192.87	6.37	18.88	-15.47
0.73	194.58	6.37	19.04	-15.58
0.75	204.59	6.37	20.03	-16.41
0.77	200.20	6.37	19.58	-16.00
0.79	198.00	6.37	19.34	-15.78
0.82	187.01	6.37	18.23	-14.81
0.84	162.35	8.52	15.75	-9.47
0.85	154.79	8.52	14.98	-8.97
0.87	143.55	8.52	13.84	-8.22
0.89	134.52	8.52	12.92	-7.61
0.92	127.69	8.52	12.21	-7.14

Données de HMG6-4 (Verrill) suite				
prof	Qt	Poids vol. dej.	(Qt-terc)/10	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m ³)	(kPa)	(m)
0.94	128.17	8.52	12.24	-7.14
0.96	138.18	8.52	13.23	-7.74
0.98	145.26	8.52	13.92	-8.17
1.00	141.60	8.52	13.53	-7.90
1.02	129.15	8.52	12.27	-7.07
1.04	114.01	8.52	10.74	-6.08
1.06	112.30	6.77	10.56	-7.48
1.08	112.55	6.77	10.56	-7.46
1.10	123.05	6.77	11.60	-8.27
1.12	132.81	6.77	12.56	-9.03
1.14	135.25	6.77	12.80	-9.20
1.17	135.01	6.77	12.75	-9.14
1.19	126.46	6.77	11.89	-8.42
1.21	113.28	6.38	10.55	-7.78
1.23	107.67	6.38	9.98	-7.27
1.25	110.35	6.38	10.24	-7.47
1.26	106.69	6.38	9.86	-7.12
1.28	101.32	6.38	9.31	-6.64
1.31	88.38	6.38	8.00	-5.50
1.33	76.42	6.38	6.79	-4.45
1.35	74.22	6.38	6.56	-4.23
1.37	87.16	6.38	7.84	-5.30
1.39	101.32	6.38	9.24	-6.47
1.41	89.36	6.38	8.03	-5.42
1.43	86.91	6.38	7.77	-5.18
1.45	83.01	6.38	7.37	-4.82
1.47	86.91	6.38	7.75	-5.12
1.49	84.47	6.38	7.49	-4.88
1.51	74.46	6.38	6.48	-4.00
1.54	73.97	6.38	6.41	-3.92
1.56	79.35	6.38	6.94	-4.35
1.57	72.75	6.38	6.27	-3.76
1.60	71.04	6.38	6.08	-3.58
1.62	61.77	6.38	5.14	-2.75
1.64	59.81	6.38	4.93	-2.56
1.66	58.84	6.38	4.82	-2.44
1.68	53.96	6.38	4.32	-1.99
1.70	52.98	6.38	4.21	-1.88
1.72	59.57	6.38	4.86	-2.41
1.74	63.72	6.38	5.26	-2.73
1.76	65.92	6.38	5.47	-2.89
1.78	72.27	6.38	6.09	-3.39
1.80	78.37	6.38	6.68	-3.88
1.82	75.93	6.38	6.43	-3.65
1.84	76.66	6.38	6.49	-3.67
1.86	74.71	6.38	6.28	-3.48
1.89	70.07	6.38	5.80	-3.05
1.91	61.28	6.38	4.91	-2.27
1.92	55.18	6.38	4.29	-1.72
1.95	58.84	6.38	4.64	-2.00
1.97	66.16	6.38	5.36	-2.59
1.99	69.82	6.38	5.71	-2.87

Données HMG 6-5 (Verrill)

Prof (m)	Qt (kPa) (kPa)	Poids vol. dej. (kN/m ³)	Qc-tercum/10 (kPa)	Booth (m)
0.00	0.47	3.63	0.05	-0.04
0.02	0.89	3.63	0.08	-0.05
0.04	0.51	3.63	0.04	0.01
0.06	0.14	3.63	-0.01	0.07
0.08	-0.27	3.63	-0.06	0.13
0.10	-0.36	3.63	-0.07	0.16
0.12	-0.72	3.63	-0.12	0.22
0.14	-1.34	5.13	-0.19	0.22
0.16	-1.71	5.13	-0.24	0.27
0.19	-2.12	5.13	-0.29	0.32
0.21	7.28	5.13	0.64	-0.21
0.22	25.01	5.13	2.40	-1.24
0.25	54.15	5.13	5.31	-2.94
0.27	85.02	5.94	8.38	-4.09
0.29	112.77	5.94	11.15	-5.49
0.31	139.46	5.94	13.80	-6.83
0.33	178.16	5.94	17.66	-8.79
0.35	197.57	5.94	19.59	-9.75
0.37	197.93	5.94	19.61	-12.23
0.39	199.10	5.94	19.72	-12.28
0.41	209.63	6.29	20.76	-12.21
0.43	217.61	6.29	21.54	-12.67
0.45	227.69	6.29	22.54	-13.24
0.47	241.23	6.29	23.88	-14.03
0.49	244.04	6.29	24.14	-14.17
0.51	239.28	6.29	23.66	-13.86
0.53	233.54	6.29	23.07	-13.48
0.56	222.42	6.29	21.94	-12.78
0.57	218.46	6.34	21.54	-12.42
0.60	208.50	6.34	20.53	-11.79
0.62	204.71	6.34	20.13	-11.54
0.64	206.78	6.34	20.33	-11.63
0.66	198.15	6.34	19.45	-11.09
0.68	192.38	6.34	18.86	-10.71
0.70	192.32	6.34	18.85	-10.69
0.72	185.52	6.37	18.15	-10.19
0.74	189.80	6.37	18.56	-10.42
0.76	181.13	6.37	17.68	-9.87
0.78	173.99	6.37	16.96	-10.89
0.80	159.63	6.37	15.51	-9.88
0.82	149.75	6.37	14.51	-9.17
0.84	136.26	6.37	13.15	-8.23
0.86	140.99	8.52	13.60	-6.36
0.88	145.46	8.52	14.03	-6.56
0.91	148.26	8.52	14.29	-6.67
0.93	140.33	8.52	13.48	-6.24
0.94	127.08	8.52	12.14	-5.54

Données HMG 6-5 (Verrill)				
Prof	Qt (kPa)	Poids vol. dej.	Qc-tercum/10	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m ³)	(kPa)	(m)
0.97	127.86	8.52	12.20	-5.54
0.99	131.40	8.52	12.54	-5.70
1.01	133.47	8.52	12.73	-5.77
1.03	121.38	8.52	11.50	-5.12
1.05	109.05	8.52	10.25	-5.21
1.07	98.18	8.52	9.14	-4.55
1.09	99.53	6.77	9.26	-5.79
1.11	110.13	6.77	10.31	-6.54
1.13	115.70	6.77	10.86	-6.93
1.15	125.75	6.77	11.84	-7.63
1.17	124.89	6.77	11.75	-7.53
1.19	112.32	6.77	10.47	-6.58
1.21	103.47	6.77	9.58	-5.90
1.23	92.61	6.38	8.48	-5.38
1.25	82.97	6.38	7.50	-4.60
1.28	73.49	6.38	6.54	-3.83
1.30	83.13	6.38	7.49	-4.55
1.31	83.07	6.38	7.47	-4.52
1.33	81.24	6.38	7.28	-4.34
1.35	82.08	6.38	7.35	-4.38
1.37	71.22	6.38	6.25	-3.50
1.39	70.37	6.38	6.15	-3.40
1.42	71.87	6.38	6.28	-3.48
1.44	63.03	6.38	5.39	-2.77
1.46	56.97	6.38	4.77	-2.26
1.48	48.78	6.38	3.94	-1.59
1.50	40.61	6.38	3.11	-0.92
1.52	31.97	6.38	2.23	-0.22
1.54	25.71	6.38	1.59	0.30
1.56	22.97	6.38	1.30	0.54
1.58	23.57	6.38	1.35	0.52
1.60	23.94	6.38	1.38	0.52
1.62	25.44	6.38	1.51	0.44
1.65	28.74	6.38	1.83	0.22
1.67	32.27	6.38	2.17	-0.03
1.69	36.54	6.38	2.58	-0.33
1.71	33.00	6.38	2.21	-0.02
1.72	26.12	6.38	1.51	0.54
1.75	24.24	6.38	1.31	0.72
1.77	22.37	6.38	1.11	0.90
1.79	21.27	6.38	0.99	1.01
1.81	21.90	6.38	1.04	0.99
1.83	21.74	6.38	1.01	1.04
1.85	19.91	6.38	0.81	1.21
1.87	19.29	6.38	0.74	1.29
1.89	19.49	6.38	0.75	1.30
1.91	17.82	6.38	0.56	1.47
1.93	18.92	6.38	0.66	1.41
1.95	20.25	6.38	0.78	1.34
1.97	21.11	6.38	0.85	1.30
1.99	19.31	6.38	0.66	1.47

Données HMG7-1 (Verrill).

Prof	Qt	Poids vol. dej.	(Qc-tercu)/10	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m ³)	(kPa)	(m)
0.02	1.22	7.70	0.11	-0.04
0.04	1.22	7.70	0.09	-0.01
0.06	2.93	7.70	0.25	-0.08
0.08	28.56	7.70	2.79	-1.55
0.10	53.47	7.70	5.27	-2.98
0.12	56.88	7.42	5.59	-3.27
0.14	53.96	7.42	5.29	-3.06
0.16	48.34	7.42	4.71	-2.69
0.19	41.75	7.42	4.03	-2.26
0.21	36.38	7.42	3.48	-1.90
0.22	31.98	7.42	3.03	-1.61
0.25	28.81	7.42	2.69	-1.38
0.27	28.08	7.32	2.61	-1.33
0.29	28.81	7.32	2.66	-1.34
0.31	29.54	7.32	2.72	-1.36
0.33	34.67	7.32	3.22	-1.64
0.35	36.38	7.32	3.38	-1.73
0.37	38.09	7.32	3.53	-1.79
0.39	38.82	7.32	3.59	-1.81
0.41	35.40	7.46	3.23	-1.54
0.43	31.25	7.46	2.81	-1.27
0.45	29.79	7.46	2.64	-1.14
0.47	30.27	7.46	2.67	-1.14
0.49	33.69	7.46	3.00	-1.32
0.51	36.62	7.46	3.28	-1.46
0.53	33.69	7.46	2.97	-1.26
0.56	30.03	7.46	2.59	-1.01
0.58	28.08	7.44	2.38	-0.86
0.59	28.81	7.44	2.44	-0.88
0.62	27.34	7.44	2.27	-0.76
0.63	29.05	7.44	2.43	-0.84
0.66	29.79	7.44	2.49	-0.85
0.67	28.32	7.44	2.33	-0.73
0.70	26.12	7.44	2.09	-0.57
0.72	24.90	8.24	1.95	-0.41
0.74	24.90	8.24	1.94	-0.39
0.76	28.32	8.24	2.26	-0.55
0.78	28.08	8.24	2.22	-0.50
0.80	28.32	8.24	2.23	-0.48
0.82	28.32	8.24	2.21	-0.45
0.84	27.59	8.24	2.12	-0.38
0.86	28.08	9.74	2.15	-0.32
0.88	30.52	9.74	2.37	-0.40
0.91	32.71	9.74	2.57	-0.47
0.92	32.23	9.74	2.51	-0.42
0.95	31.25	9.74	2.38	-0.34
0.96	30.76	9.74	2.32	-0.30

Données HMG7-1 (Verrill). suite				
Prof	Qt	Poids vol. dej.	(Qc-tercu)/10	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m ³)	(kPa)	(m)
0.99	30.52	9.74	2.27	-0.25
1.01	32.47	9.74	2.45	-0.31
1.02	33.20	9.74	2.50	-0.32
1.05	34.67	9.74	2.63	-0.35
1.07	33.20	9.74	2.46	-0.25
1.09	31.74	9.74	2.29	-0.16
1.11	28.81	9.14	1.98	0.01
1.13	29.54	9.14	2.04	0.00
1.15	31.74	9.14	2.24	-0.08
1.17	36.38	9.14	2.69	-0.28
1.19	44.43	9.14	3.47	-0.64
1.21	56.88	9.14	4.70	-1.23
1.23	67.87	9.14	5.78	-1.74
1.25	73.73	9.14	6.34	-2.00
1.28	66.16	9.14	5.57	-1.60
1.29	58.35	9.14	4.77	-1.19
1.32	54.93	9.35	4.41	-0.96
1.34	57.13	9.35	4.61	-1.04
1.36	56.40	9.35	4.51	-0.97
1.37	53.22	9.35	4.18	-0.79
1.40	48.58	9.35	3.69	-0.53
1.42	49.07	9.35	3.72	-0.53
1.44	52.49	9.35	4.05	-0.66
1.46	51.51	9.35	3.93	-0.59
1.48	52.25	9.35	3.98	-0.59
1.50	60.06	9.35	4.75	-0.94
1.52	66.16	9.35	5.34	-1.21
1.54	70.80	9.35	5.78	-1.40
1.56	72.02	9.35	5.88	-1.42
1.58	78.61	9.35	6.52	-1.71
1.60	106.93	9.35	9.34	-3.05
1.62	142.09	9.35	12.83	-4.71
1.65	151.12	9.35	13.72	-5.12
1.67	130.86	9.35	11.67	-4.11
1.68	107.67	9.35	9.34	-2.97
1.70	98.39	9.35	8.39	-2.49
1.73	85.69	9.35	7.10	-1.84
1.75	85.21	9.35	7.03	-1.79
1.76	85.45	9.35	7.04	-1.78
1.79	83.98	9.35	6.87	-1.68
1.81	94.48	9.35	7.90	-2.15
1.83	100.83	9.35	8.52	-2.43
1.85	96.44	9.35	8.06	-2.18
1.87	91.31	9.35	7.52	-1.91
1.89	94.24	9.35	7.80	-2.02
1.91	98.39	9.35	8.19	-2.19
1.93	98.14	9.35	8.15	-2.15
1.95	97.66	9.35	8.08	-2.09
1.97	91.31	9.35	7.43	-1.76
1.99	79.35	9.35	6.21	-1.15

Données de HMG 7-2 (Verrill).

Prof	Qt	Poids vol. dej.	(Qt-tercu)/10	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m ³)	(kPa)	(m)
0,01	0,98	7,70	0,09	-0,04
0,03	0,98	7,70	0,07	-0,01
0,05	0,98	7,70	0,06	0,02
0,07	1,22	7,70	0,07	0,04
0,09	1,22	7,70	0,05	0,07
0,12	7,32	7,42	0,64	-0,27
0,14	36,62	7,42	3,56	-2,02
0,16	82,28	7,42	8,11	-4,76
0,18	132,08	7,42	13,07	-7,76
0,20	164,79	7,42	16,33	-9,71
0,22	144,29	7,42	14,26	-8,44
0,24	115,48	7,42	11,37	-6,66
0,26	93,26	7,32	9,13	-5,35
0,28	89,11	7,32	8,70	-5,06
0,30	94,48	7,32	9,22	-5,37
0,32	93,75	7,32	9,14	-5,29
0,34	91,06	7,32	8,85	-5,10
0,36	93,26	7,32	9,05	-5,20
0,38	90,09	7,32	8,72	-4,97
0,40	86,43	7,46	8,34	-4,63
0,42	75,20	7,46	7,21	-3,93
0,45	58,84	7,46	5,55	-2,90
0,47	50,29	7,46	4,68	-2,36
0,48	42,24	7,46	3,86	-1,85
0,51	40,28	7,46	3,65	-1,70
0,53	43,70	7,46	3,98	-1,87
0,55	47,85	7,46	4,38	-2,10
0,57	56,88	7,44	5,26	-2,62
0,59	74,95	7,44	7,06	-3,68
0,61	116,94	7,44	11,24	-6,20
0,63	142,82	7,44	13,81	-7,74
0,65	119,38	7,44	11,45	-6,29
0,67	141,36	7,44	13,63	-7,59
0,69	183,59	7,44	17,84	-10,11
0,71	175,54	8,24	17,02	-8,66
0,73	130,13	8,24	12,46	-6,14
0,75	143,31	8,24	13,76	-6,83
0,77	147,95	8,24	14,21	-7,06
0,80	121,58	8,24	11,56	-5,59
0,82	96,44	8,24	9,03	-4,18
0,83	83,25	8,24	7,69	-3,44
0,86	75,44	9,74	6,89	-2,51
0,88	78,86	9,74	7,21	-2,64
0,90	84,72	9,74	7,78	-2,88
0,92	83,25	9,74	7,61	-2,79
0,94	72,75	9,74	6,54	-2,28
0,96	63,23	9,74	5,57	-1,80

Données de HMG 7-2 (Verrill). suite				
Prof	Qt	Poids vol. dej.	(Qt-tercu)/10	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m ³)	(kPa)	(m)
0,98	55,66	9,74	4,79	-1,42
1,00	52,25	9,74	4,43	-1,23
1,02	50,78	9,74	4,26	-1,13
1,04	52,73	9,74	4,44	-1,20
1,06	54,44	9,74	4,59	-1,24
1,08	56,15	9,74	4,74	-1,29
1,10	59,08	9,14	5,01	-1,49
1,12	76,90	9,14	6,78	-2,34
1,15	81,30	9,14	7,20	-2,53
1,16	68,12	9,14	5,86	-1,85
1,19	72,75	9,14	6,31	-2,05
1,20	82,03	9,14	7,22	-2,48
1,22	73,97	9,14	6,39	-2,05
1,25	45,90	9,14	3,56	-0,63
1,27	46,63	9,14	3,62	-0,64
1,29	51,51	9,14	4,09	-0,85
1,31	57,86	9,35	4,70	-1,11
1,33	60,30	9,35	4,93	-1,20
1,35	59,33	9,35	4,81	-1,12
1,37	55,66	9,35	4,43	-0,91
1,39	52,25	9,35	4,06	-0,72
1,41	47,12	9,35	3,53	-0,44
1,43	42,72	9,35	3,08	-0,21
1,45	42,97	9,35	3,08	-0,18
1,47	44,19	9,35	3,18	-0,21
1,49	46,88	9,35	3,43	-0,31
1,51	46,88	9,35	3,42	-0,29
1,53	45,41	9,35	3,25	-0,19
1,55	46,39	9,35	3,33	-0,20
1,58	47,12	9,35	3,38	-0,20
1,60	47,36	9,35	3,38	-0,18
1,62	48,34	9,35	3,46	-0,20
1,64	51,27	9,35	3,74	-0,32
1,66	53,71	9,35	3,96	-0,40
1,68	56,40	9,35	4,21	-0,50
1,70	55,42	9,35	4,09	-0,42
1,72	57,86	9,35	4,32	-0,51
1,74	62,99	9,35	4,81	-0,73
1,76	70,07	9,35	5,50	-1,04
1,78	71,78	9,35	5,65	-1,09
1,80	74,71	9,35	5,93	-1,20
1,82	69,82	9,35	5,42	-0,94
1,84	64,21	9,35	4,84	-0,64
1,86	60,79	9,35	4,48	-0,45
1,89	63,23	9,35	4,70	-0,53
1,91	66,41	9,35	5,00	-0,65
1,92	67,87	9,35	5,13	-0,70
1,95	66,65	9,35	4,99	-0,61
1,97	64,45	9,35	4,75	-0,47
1,99	62,01	9,35	4,48	-0,32

Données HMG 8-1 (Verrill)

Prof	Qt	Poids vol. dej	(Qt-tercu)/10	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m ³)	(kPa)	(m)
0.02	-0.34	4.91	-0.04	0.06
0.04	-0.71	4.91	-0.09	0.12
0.06	-1.08	4.91	-0.14	0.18
0.08	4.86	6.68	0.44	-0.22
0.10	29.43	6.68	2.89	-1.78
0.12	81.55	6.68	8.08	-5.13
0.14	125.12	6.68	12.43	-7.92
0.16	138.18	6.68	13.72	-8.74
0.19	123.61	6.68	12.25	-7.76
0.21	124.22	6.68	12.29	-7.77
0.23	146.07	7.19	14.46	-8.51
0.25	159.37	7.19	15.78	-9.28
0.27	165.10	7.19	16.34	-9.60
0.29	176.70	7.19	17.48	-10.27
0.30	191.29	7.19	18.93	-11.12
0.33	196.22	7.19	19.41	-11.39
0.35	196.58	7.19	19.43	-11.38
0.37	195.27	7.19	19.28	-11.27
0.39	192.25	6.42	18.97	-12.39
0.41	186.23	6.42	18.35	-11.95
0.43	184.60	6.42	18.18	-11.81
0.45	182.28	6.42	17.93	-11.62
0.47	180.20	6.42	17.71	-11.45
0.49	174.22	6.42	17.10	-11.02
0.51	169.69	6.42	16.63	-10.69
0.54	167.37	6.52	16.39	-10.34
0.55	164.60	6.52	16.10	-10.12
0.57	164.51	6.52	16.08	-11.82
0.60	163.82	6.52	15.99	-11.73
0.62	167.36	6.52	16.33	-11.97
0.64	176.26	6.52	17.21	-12.63
0.66	185.90	6.52	18.16	-13.34
0.67	195.62	6.00	19.12	-15.29
0.70	207.13	6.00	20.26	-16.22
0.72	216.60	6.00	21.19	-16.99
0.74	221.29	6.00	21.65	-17.34
0.76	225.56	6.00	22.06	-17.67
0.78	225.43	6.00	22.04	-17.63
0.80	224.57	6.00	21.94	-17.53
0.82	220.33	6.00	21.50	-17.14
0.84	212.36	6.75	20.69	-14.62
0.86	217.15	6.75	21.16	-14.95
0.88	225.36	6.75	21.97	-15.53
0.91	234.44	6.75	22.86	-16.17
0.92	236.83	6.75	23.09	-16.32
0.95	230.04	6.75	22.39	-15.78
0.96	225.80	6.75	21.95	-15.44

Données HMG 8-1 (Verrill) suite				
Prof	Qt	Poids vol. dej	(Qt-tercu)/10	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m ³)	(kPa)	(m)
0,99	221,97	6,58	21,56	-15,51
1,00	219,72	6,58	21,32	-15,32
1,03	223,19	6,58	21,65	-15,54
1,05	232,34	6,58	22,55	-16,21
1,07	239,29	6,58	23,23	-16,71
1,09	242,58	6,58	23,55	-16,93
1,11	245,14	6,58	23,79	-17,10
1,13	245,75	6,82	23,84	-16,50
1,15	246,60	6,82	23,91	-16,53
1,17	245,74	6,82	23,81	-16,43
1,19	248,06	6,82	24,03	-16,57
1,21	250,94	6,82	24,30	-16,76
1,23	255,41	6,82	24,74	-16,47
1,25	257,20	6,82	24,90	-16,56
1,28	260,25	7,22	25,19	-15,82
1,29	263,58	7,22	25,51	-16,01
1,32	261,71	7,22	25,31	-15,85
1,34	258,89	7,22	25,01	-15,63
1,35	260,55	7,22	25,16	-15,72
1,38	262,79	7,22	25,37	-15,84
1,40	268,77	7,22	25,95	-16,21
1,42	272,55	7,22	26,32	-16,43
1,44	274,13	6,19	26,46	-19,27
1,46	272,06	6,19	26,24	-19,08
1,48	275,35	6,19	26,56	-19,31
1,50	287,26	6,19	27,74	-20,22
1,52	270,21	6,19	26,02	-18,84
1,54	278,95	6,19	26,88	-19,51
1,56	274,36	6,19	26,41	-19,11
1,58	274,96	6,19	26,46	-19,13
1,60	282,16	6,19	27,16	-19,66
1,62	284,23	6,19	27,36	-19,79
1,65	286,55	6,19	27,58	-19,95
1,67	296,19	6,19	28,53	-20,67
1,68	291,98	6,19	28,10	-20,32
1,70	295,28	6,19	28,41	-20,55
1,73	294,59	6,19	28,33	-20,46
1,75	291,08	6,19	27,97	-20,15
1,77	296,78	6,19	28,52	-20,57
1,79	297,63	6,19	28,59	-20,60
1,81	295,55	6,19	28,37	-20,41
1,83	299,57	6,19	28,76	-20,69
1,85	300,18	6,19	28,81	-20,71
1,87	298,10	6,19	28,59	-20,52
1,89	298,22	6,19	28,59	-20,50
1,91	291,01	6,19	27,86	-19,90
1,93	291,62	6,19	27,90	-19,92
1,95	292,72	6,19	28,00	-19,97
1,97	296,98	6,19	28,42	-20,28
1,99	301,74	6,19	28,88	-20,62

Données HMG8-2 (Verrill).

Prof (m)	Qt/10 (kPa)	Poids vol. dej. (kN/m ³)	Qc-tercu/10 (kPa)	Booth (m)
0.01	-0.03	4,91	-0.05	0.06
0.03	-0.06	4,91	-0.10	0.13
0.05	-0.08	4,91	-0.15	0.18
0.07	0,01	6,68	-0.03	0.08
0.09	0,93	6,68	1,34	-0.79
0.12	2,89	6,68	4,27	-2.66
0.14	5,27	6,68	7,83	-4.95
0.16	6,97	6,68	10,37	-6.57
0.18	8,80	6,68	13,10	-8.32
0.20	9,76	6,68	14,52	-9.22
0.22	9,08	7,19	13,48	-7.92
0.24	9,84	7,19	14,60	-8.58
0.26	10,87	7,19	16,13	-9.48
0.28	12,57	7,19	18,68	-11.00
0.30	15,31	7,19	22,77	-13.44
0.32	16,37	7,19	24,34	-14.36
0.34	16,48	7,19	24,50	-14.43
0.36	14,90	7,19	22,11	-12.98
0.38	12,53	6,42	18,54	-12.10
0.40	10,81	6,42	15,96	-10.34
0.43	8,52	6,42	12,50	-7.99
0.45	7,31	6,42	10,67	-6.73
0.47	7,29	6,42	10,62	-6.68
0.49	7,57	6,42	11,03	-6.94
0.51	7,40	6,42	10,76	-6.74
0.53	7,21	6,52	10,47	-6.41
0.55	7,17	6,52	10,40	-6.35
0.57	7,36	6,52	10,67	-6.51
0.59	7,58	6,52	10,99	-7.88
0.61	7,56	6,52	10,94	-7.82
0.63	7,59	6,52	10,97	-7.83
0.65	7,58	6,52	10,95	-7.78
0.67	7,49	6,00	10,80	-8.32
0.69	7,57	6,00	10,91	-8.39
0.71	7,64	6,00	11,00	-8.44
0.73	7,84	6,00	11,29	-8.67
0.75	8,01	6,00	11,53	-8.85
0.77	8,16	6,00	11,74	-9.00
0.80	8,24	6,00	11,85	-9.07
0.82	8,31	6,00	11,94	-9.13
0.84	8,47	6,75	12,16	-8.27
0.85	8,76	6,75	12,59	-8.56
0.88	9,44	6,75	13,60	-9.29
0.90	10,23	6,75	14,77	-10.15
0.92	10,70	6,75	15,45	-10.63
0.94	10,82	6,75	15,62	-10.74
0.96	10,65	6,75	15,35	-10.52

Données HMG8-2 (Verrill). suite				
Prof	Qt/10	Poids vol. dej.	Qc-tercu/10	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m ³)	(kPa)	(m)
0.98	10.49	6.58	15.10	-10.58
1.00	10.52	6.58	15.13	-10.58
1.02	11.53	6.58	16.64	-11.71
1.04	13.15	6.58	19.05	-13.54
1.06	15.90	6.58	23.15	-16.66
1.08	19.61	6.58	28.72	-20.89
1.10	16.90	6.58	24.64	-17.75
1.12	13.90	6.82	20.12	-13.76
1.15	12.80	6.82	18.46	-12.51
1.17	12.19	6.82	17.53	-11.81
1.19	12.46	6.82	17.92	-12.07
1.21	12.91	6.82	18.57	-12.54
1.22	13.20	6.82	19.00	-12.83
1.25	13.17	6.82	18.93	-12.31
1.27	13.00	7.22	18.66	-11.42
1.29	12.79	7.22	18.34	-11.19
1.31	12.59	7.22	18.03	-10.96
1.33	12.37	7.22	17.68	-10.70
1.35	12.18	7.22	17.38	-10.48
1.37	12.05	7.22	17.17	-10.32
1.39	12.12	7.22	17.26	-10.36
1.41	12.42	7.22	17.69	-10.63
1.43	12.43	6.19	17.70	-12.39
1.45	13.02	6.19	18.57	-13.05
1.47	13.45	6.19	19.20	-13.53
1.49	13.05	6.19	18.59	-13.03
1.51	15.42	6.19	22.14	-15.80
1.54	13.07	6.19	18.59	-12.98
1.55	13.11	6.19	18.64	-13.01
1.57	13.05	6.19	18.55	-12.92
1.59	13.13	6.19	18.64	-12.97
1.62	13.15	6.19	18.66	-12.96
1.63	13.39	6.19	19.01	-13.22
1.65	13.82	6.19	19.64	-13.69
1.68	15.21	6.19	21.72	-15.31
1.70	14.76	6.19	21.02	-14.73
1.72	14.96	6.19	21.32	-14.96
1.74	15.08	6.19	21.48	-15.06
1.76	14.86	6.19	21.14	-14.77
1.78	14.66	6.19	20.83	-14.50
1.80	14.47	6.19	20.53	-14.24
1.82	14.42	6.19	20.44	-14.16
1.84	14.44	6.19	20.46	-14.15
1.86	14.51	6.19	20.55	-14.20
1.88	14.59	6.19	20.66	-14.27
1.91	14.62	6.19	20.70	-14.27
1.92	14.69	6.19	20.78	-14.32
1.95	14.66	6.19	20.72	-14.25
1.96	14.38	6.19	20.29	-13.89
1.99	13.68	6.19	19.23	-13.03

Données HMG 8-3 (Verrill).

Prof	Qt	Poids vol. dej.	(Qt-tercu)/10	Booth
(m)	(kPa)	kN/m ³	(kPa)	(m)
0.00	-3.91	4.91	-0.39	0.35
0.02	-0.24	4.91	-0.03	0.05
0.04	-0.24	4.91	-0.04	0.08
0.06	-0.24	6.68	-0.06	0.09
0.08	-0.24	6.68	-0.07	0.12
0.10	8.54	6.68	0.79	-0.42
0.12	37.60	6.68	3.69	-2.28
0.14	71.53	6.68	7.07	-4.44
0.16	110.60	6.68	10.96	-6.94
0.19	152.59	6.68	15.14	-9.63
0.21	175.05	7.19	17.37	-10.28
0.23	183.84	7.19	18.24	-10.78
0.25	187.50	7.19	18.59	-10.97
0.27	192.63	7.19	19.09	-11.25
0.28	184.57	7.19	18.27	-10.74
0.31	164.31	7.19	16.23	-9.48
0.33	156.49	7.19	15.43	-8.99
0.35	170.65	7.19	16.83	-9.81
0.37	190.43	6.42	18.80	-12.29
0.39	215.33	6.42	21.27	-13.93
0.41	215.82	6.42	21.31	-13.94
0.43	207.03	6.42	20.42	-13.32
0.45	189.94	6.42	18.69	-12.14
0.47	172.85	6.42	16.97	-10.95
0.49	166.75	6.42	16.35	-10.51
0.51	155.52	6.52	15.21	-9.57
0.54	140.14	6.52	13.66	-8.52
0.55	130.86	6.52	12.72	-7.88
0.58	126.95	6.52	12.31	-8.91
0.60	141.85	6.52	13.79	-10.03
0.62	156.01	6.52	15.19	-11.09
0.64	162.35	6.52	15.81	-11.55
0.66	150.88	6.00	14.66	-11.56
0.67	133.06	6.00	12.86	-10.04
0.70	119.14	6.00	11.46	-8.84
0.72	108.64	6.00	10.39	-7.93
0.74	104.25	6.00	9.94	-7.53
0.76	101.56	6.00	9.66	-7.27
0.78	106.93	6.00	10.19	-7.69
0.80	113.53	6.00	10.83	-8.21
0.82	122.80	6.75	11.75	-7.97
0.84	138.67	6.75	13.32	-9.12
0.86	142.33	6.75	13.67	-9.37
0.88	140.87	6.75	13.51	-9.22
0.91	139.40	6.75	13.35	-9.08
0.93	141.36	6.75	13.53	-9.19
0.95	142.58	6.75	13.64	-9.25

Données HMG 8-3 (Verrill). suite				
Prof	Qt	Poids vol. dej.	(Qt-tercu)/10	Booth
“(m)	(kPa)	kN/m ³	(kPa)	(m)
0,96	134,77	6,58	12,85	-8,87
0,99	129,15	6,58	12,27	-8,41
1,01	133,06	6,58	12,65	-8,67
1,02	146,97	6,58	14,03	-9,71
1,05	163,09	6,58	15,62	-10,91
1,07	169,68	6,58	16,27	-11,39
1,09	169,92	6,58	16,28	-11,38
1,11	168,46	6,82	16,12	-10,82
1,13	171,39	6,82	16,40	-11,01
1,15	171,63	6,82	16,41	-10,99
1,17	171,39	6,82	16,37	-10,94
1,19	172,85	6,82	16,50	-11,02
1,21	174,56	6,82	16,66	-11,12
1,23	177,25	6,82	16,92	-11,29
1,25	180,66	7,22	17,24	-10,48
1,28	178,96	7,22	17,06	-10,33
1,29	179,20	7,22	17,07	-10,32
1,32	176,76	7,22	16,81	-10,12
1,34	177,25	7,22	16,84	-10,12
1,35	179,93	7,22	17,10	-10,28
1,38	178,71	7,22	16,96	-10,16
1,40	180,91	7,22	17,16	-10,28
1,42	184,81	6,19	17,54	-12,28
1,44	185,55	6,19	17,60	-12,31
1,46	184,33	6,19	17,47	-12,17
1,48	184,08	6,19	17,43	-12,13
1,50	184,08	6,19	17,42	-12,09
1,52	185,79	6,19	17,58	-12,20
1,54	184,33	6,19	17,41	-12,05
1,56	181,40	6,19	17,11	-11,79
1,58	181,40	6,19	17,10	-11,77
1,60	180,66	6,19	17,01	-11,67
1,62	180,66	6,19	17,00	-11,64
1,65	181,40	6,19	17,06	-11,67
1,66	183,11	6,19	17,22	-11,78
1,69	184,81	6,19	17,37	-11,88
1,71	189,70	6,19	17,85	-12,23
1,73	193,60	6,19	18,23	-12,51
1,74	197,27	6,19	18,58	-12,77
1,77	207,76	6,19	19,62	-13,56
1,79	215,58	6,19	20,39	-14,14
1,81	215,82	6,19	20,40	-14,13
1,83	217,77	6,19	20,58	-14,26
1,85	218,75	6,19	20,67	-14,30
1,87	221,68	6,19	20,95	-14,50
1,89	224,85	6,19	21,25	-14,72
1,91	224,12	6,19	21,17	-14,63
1,93	219,48	6,19	20,69	-14,24
1,95	217,53	6,19	20,48	-14,05
1,97	223,39	6,19	21,06	-14,49
1,99	233,40	4,91	22,05	-19,22

Données HMG 8-4 (Verrill)

Prof	Qt	Poids vol. dej.	Qc-tercu/10	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m ³)	(kPa)	(m)
0.01	-0.74	4.91	-0.08	0.09
0.03	-1.08	6.68	-0.13	0.11
0.05	-1.45	6.68	-0.18	0.16
0.08	-1.86	6.68	-0.23	0.22
0.09	-2.19	6.68	-0.28	0.27
0.11	2.33	6.68	0.16	0.01
0.14	18.07	6.68	1.72	-0.98
0.16	50.90	6.68	4.99	-3.08
0.18	73.48	6.68	7.23	-4.51
0.20	89.50	6.68	8.82	-5.52
0.22	128.61	7.19	12.72	-7.45
0.24	162.91	7.19	16.13	-9.49
0.26	197.21	7.19	19.55	-11.53
0.28	201.96	7.19	20.01	-11.78
0.30	201.87	7.19	19.98	-11.75
0.32	203.49	7.19	20.13	-11.82
0.34	217.21	7.19	21.49	-12.61
0.36	230.59	7.19	22.81	-13.39
0.38	229.41	6.42	22.68	-14.88
0.40	217.32	6.42	21.46	-14.04
0.43	199.62	6.42	19.67	-12.81
0.44	186.14	6.42	18.31	-11.88
0.47	177.39	6.42	17.42	-11.26
0.49	164.36	6.42	16.11	-10.35
0.50	150.85	6.42	14.75	-9.41
0.53	141.90	6.52	13.84	-8.64
0.55	141.49	6.52	13.78	-8.58
0.57	143.32	6.52	13.95	-8.67
0.59	143.68	6.52	13.97	-10.17
0.61	136.47	6.52	13.24	-9.58
0.63	127.59	6.52	12.34	-8.87
0.65	128.16	6.52	12.38	-8.88
0.67	124.21	6.00	11.98	-9.30
0.69	114.00	6.00	10.94	-8.40
0.71	110.21	6.00	10.55	-8.06
0.73	115.28	6.00	11.05	-8.46
0.75	122.73	6.00	11.78	-9.05
0.77	137.17	6.00	13.21	-10.22
0.80	137.78	6.00	13.26	-10.24
0.81	123.81	6.75	11.85	-8.04
0.84	108.96	6.75	10.35	-6.90
0.85	95.97	6.75	9.04	-5.91
0.88	87.96	6.75	8.22	-5.27
0.90	83.68	6.75	7.78	-4.92
0.91	74.60	6.75	6.86	-4.22
0.94	77.65	6.75	7.15	-4.42
0.96	77.52	6.75	7.12	-4.38

Données HMG 8-4 (Verrill) suite				
Prof	Qt	Poids vol. dej.	Qc-tercu/10	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m ³)	(kPa)	(m)
0.98	79.03	6.58	7.26	-4.57
1.00	78.42	6.58	7.18	-4.49
1.02	77.31	6.58	7.06	-4.37
1.04	78.41	6.58	7.15	-4.43
1.06	79.50	6.58	7.25	-4.48
1.08	82.06	6.58	7.49	-4.65
1.10	83.44	6.58	7.62	-4.72
1.12	84.78	6.82	7.74	-4.62
1.14	85.59	6.82	7.80	-4.65
1.17	85.95	6.82	7.83	-4.64
1.19	85.34	6.82	7.75	-4.57
1.21	86.68	6.82	7.87	-4.63
1.22	89.31	6.82	8.12	-4.61
1.25	88.87	6.82	8.06	-4.54
1.26	91.50	7.22	8.31	-4.44
1.29	91.58	7.22	8.30	-4.41
1.31	92.96	7.22	8.43	-4.48
1.33	96.98	7.22	8.82	-4.72
1.35	92.88	7.22	8.39	-4.41
1.37	92.51	7.22	8.34	-4.35
1.39	92.70	7.22	8.34	-4.34
1.41	95.22	6.19	8.58	-5.23
1.43	96.77	6.19	8.72	-5.32
1.45	97.62	6.19	8.79	-5.35
1.47	99.44	6.19	8.96	-5.47
1.49	100.78	6.19	9.09	-5.54
1.51	105.58	6.19	9.55	-5.89
1.54	104.44	6.19	9.43	-5.77
1.56	103.58	6.19	9.33	-5.67
1.57	106.18	6.19	9.58	-5.85
1.60	107.48	6.19	9.69	-5.92
1.61	106.94	6.19	9.63	-5.85
1.64	106.25	6.19	9.54	-5.76
1.66	106.12	6.19	9.52	-5.72
1.68	106.24	6.19	9.52	-5.70
1.70	107.83	6.19	9.66	-5.79
1.72	108.92	6.19	9.76	-5.85
1.74	108.31	6.19	9.69	-5.77
1.76	109.40	6.19	9.78	-5.82
1.78	109.76	6.19	9.81	-5.82
1.80	110.13	6.19	9.83	-5.82
1.82	109.30	6.19	9.74	-5.73
1.84	110.12	6.19	9.80	-5.76
1.86	109.26	6.19	9.70	-5.66
1.89	113.04	6.19	10.07	-5.93
1.90	113.48	6.19	10.10	-5.94
1.93	114.50	6.19	10.19	-5.98
1.95	117.79	6.19	10.51	-6.21
1.96	123.60	6.19	11.08	-6.64
1.99	122.94	6.19	11.00	-6.55

Données de HMG 9-2 (Albatross).

Prof	Qt	Poids vol. dej.	Qc-tercu/25	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m ³)	kPa	(m)
0.02	4.15	7.70	0.16	-0.11
0.04	4.15	7.70	0.15	-0.08
0.06	19.29	7.70	0.75	-0.54
0.08	89.11	7.70	3.54	-2.75
0.10	138.18	7.70	5.50	-4.30
0.12	179.69	7.70	7.15	-5.61
0.14	193.85	7.70	7.71	-6.03
0.16	172.85	7.70	6.86	-5.33
0.18	141.36	7.70	5.60	-4.30
0.21	118.90	7.70	4.69	-3.55
0.23	111.82	7.91	4.40	-3.21
0.24	123.54	7.91	4.87	-3.55
0.26	155.76	7.91	6.15	-4.53
0.29	180.66	7.91	7.14	-5.28
0.31	163.82	7.91	6.46	-4.73
0.33	138.92	7.91	5.45	-3.93
0.35	122.07	7.91	4.77	-3.38
0.37	107.42	7.85	4.18	-2.92
0.39	97.66	7.85	3.78	-2.59
0.41	99.61	7.85	3.86	-2.62
0.43	96.92	7.85	3.74	-2.51
0.45	89.11	7.85	3.42	-2.24
0.47	84.72	7.85	3.24	-2.08
0.49	87.89	7.85	3.36	-2.15
0.51	99.61	7.98	3.82	-2.46
0.54	117.43	7.98	4.53	-2.98
0.55	125.24	7.98	4.84	-3.20
0.58	124.51	7.98	4.80	-3.14
0.60	118.90	7.98	4.57	-2.95
0.62	115.97	7.98	4.45	-2.83
0.64	111.57	7.98	4.26	-2.67
0.65	104.25	7.98	3.96	-2.42
0.67	84.23	8.03	3.16	-1.76
0.70	75.20	8.03	2.79	-1.46
0.72	74.95	8.03	2.77	-1.42
0.74	74.95	8.03	2.76	-1.40
0.76	77.15	8.03	2.85	-1.44
0.78	73.97	8.03	2.71	-1.32
0.80	73.97	8.03	2.71	-1.30
0.82	78.37	8.03	2.88	-1.40
0.84	76.17	8.44	2.78	-1.24
0.86	65.92	8.44	2.36	-0.92
0.88	61.04	8.44	2.16	-0.75
0.90	62.99	8.44	2.23	-0.79
0.93	67.63	8.44	2.41	-0.89
0.95	71.29	8.44	2.55	-0.97
0.97	70.80	8.64	2.52	-0.91

Données de HMG 9-2 (Albatross). suite				
Prof	Qt	Poids vol. dej.	Qc-tercu/25	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m3)	kPa	(m)
0,99	66,41	8,64	2,34	-0,76
1,01	50,29	8,64	1,69	-0,27
1,03	35,89	8,64	1,11	0,16
1,04	32,47	8,64	0,96	0,28
1,07	29,79	8,64	0,85	0,38
1,09	28,32	8,64	0,78	0,45
1,11	27,10	8,64	0,73	0,52
1,13	28,32	8,45	0,77	0,52
1,15	66,41	8,45	2,28	-0,57
1,17	194,34	8,45	7,39	-4,28
1,19	260,01	8,45	10,01	-6,17
1,21	233,40	8,45	8,94	-5,37
1,23	191,65	8,45	7,27	-4,12
1,25	151,37	8,45	5,65	-2,92
1,28	106,45	8,45	3,84	-1,58
1,29	73,00	8,45	2,50	-0,58
1,32	64,45	8,45	2,15	-0,30
1,34	94,24	8,45	3,34	-1,15
1,36	125,24	8,45	4,57	-2,03
1,38	145,26	8,45	5,36	-2,59
1,40	234,13	8,45	8,91	-5,16
1,42	272,71	8,45	10,45	-6,26
1,44	221,19	8,45	8,38	-4,73
1,46	163,57	8,45	6,07	-3,02
1,48	125,00	8,45	4,52	-1,87
1,50	135,01	8,45	4,91	-2,14
1,52	231,45	8,45	8,76	-4,93
1,54	332,03	8,45	12,78	-7,84
1,56	349,85	8,45	13,48	-8,33
1,58	334,72	8,45	12,87	-7,86
1,60	308,11	8,45	11,80	-7,06
1,62	219,24	8,45	8,24	-4,44
1,65	139,40	8,45	5,04	-2,08
1,67	142,82	8,45	5,17	-2,16
1,68	189,45	8,45	7,03	-3,50
1,70	226,81	8,45	8,51	-4,56
1,73	276,12	8,45	10,48	-5,97
1,75	297,85	8,45	11,34	-6,58
1,77	299,32	8,45	11,39	-6,60
1,79	265,87	8,45	10,05	-5,60
1,81	219,24	8,45	8,18	-4,21
1,83	202,15	8,45	7,48	-3,68
1,85	220,21	8,45	8,20	-4,19
1,87	313,72	8,45	11,94	-6,89
1,89	340,82	8,45	13,01	-7,66
1,91	282,47	8,45	10,67	-5,93
1,93	215,33	8,45	7,98	-3,94
1,95	181,40	8,45	6,61	-2,92
1,97	181,64	8,45	6,62	-2,91
1,99	207,76	8,45	7,65	-3,64

Données HMG 9-3 (Albatross).

Prof	Qt	Poids vol. dej.	(Qc-tercu)/25	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m3)	(kPa)	(m)
0.01	2,20	7,70	0,08	-0,06
0.03	2,44	7,70	0,09	-0,04
0.05	31,49	7,70	1,24	-0,94
0.07	90,58	7,70	3,60	-2,81
0.10	157,23	7,70	6,26	-4,92
0.11	207,28	7,70	8,26	-6,50
0.14	219,97	7,70	8,76	-6,88
0.16	207,76	7,70	8,26	-6,46
0.18	184,57	7,70	7,33	-5,69
0.20	160,64	7,70	6,37	-4,90
0.22	128,91	7,91	5,09	-3,75
0.24	101,56	7,91	3,99	-2,87
0.26	90,09	7,91	3,52	-2,49
0.28	85,45	7,91	3,33	-2,32
0.30	80,81	7,91	3,14	-2,15
0.32	79,35	7,91	3,07	-2,08
0.34	70,80	7,91	2,73	-1,79
0.36	60,55	7,85	2,31	-1,45
0.38	52,98	7,85	2,00	-1,19
0.40	48,58	7,85	1,82	-1,03
0.42	56,15	7,85	2,11	-1,24
0.45	84,96	7,85	3,26	-2,12
0.46	118,65	7,85	4,60	-3,16
0.49	149,17	7,85	5,81	-4,09
0.51	230,47	7,98	9,06	-6,51
0.53	361,08	7,98	14,28	-10,52
0.55	396,97	7,98	15,71	-11,60
0.57	348,63	7,98	13,77	-10,09
0.59	286,13	7,98	11,26	-8,13
0.61	230,22	7,98	9,02	-6,37
0.63	196,53	7,98	7,66	-5,30
0.65	337,65	7,98	13,30	-9,64
0.67	650,15	8,03	25,79	-19,15
0.69	704,10	8,03	27,95	-20,78
0.71	526,12	8,03	20,82	-15,29
0.73	346,44	8,03	13,63	-9,75
0.75	215,58	8,03	8,39	-5,70
0.77	138,67	8,03	5,30	-3,31
0.79	120,36	8,03	4,56	-2,73
0.81	102,05	8,03	3,83	-2,14
0.84	78,86	8,44	2,89	-1,33
0.86	70,07	8,44	2,53	-1,05
0.87	69,58	8,44	2,51	-1,01
0.90	78,61	8,44	2,86	-1,24
0.91	93,99	8,44	3,47	-1,67
0.94	92,29	8,44	3,39	-1,59
0.96	85,94	8,64	3,13	-1,35

Données HMG 9-3 (Albatross). suite				
Prof	Qt	Poids vol. dej.	(Qc-tercu)/25	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m ³)	(kPa)	(m)
0.98	88.13	8.64	3.21	-1.39
1.00	92.04	8.64	3.36	-1.48
1.02	87.40	8.64	3.17	-1.31
1.04	84.72	8.64	3.05	-1.21
1.06	82.03	8.64	2.94	-1.11
1.08	83.50	8.64	2.99	-1.13
1.10	82.52	8.64	2.95	-1.08
1.12	78.61	8.45	2.78	-0.96
1.14	73.00	8.45	2.55	-0.77
1.16	71.04	8.45	2.47	-0.69
1.19	66.65	8.45	2.28	-0.53
1.21	67.14	8.45	2.29	-0.52
1.23	70.07	8.45	2.41	-0.58
1.24	75.68	8.45	2.62	-0.72
1.27	81.30	8.45	2.84	-0.86
1.28	85.45	8.45	3.00	-0.96
1.31	85.69	8.45	3.00	-0.94
1.33	83.25	8.45	2.90	-0.84
1.35	77.64	8.45	2.67	-0.65
1.37	75.68	8.45	2.58	-0.56
1.39	73.00	8.45	2.47	-0.46
1.41	72.02	8.45	2.42	-0.41
1.43	73.73	8.45	2.48	-0.43
1.45	76.17	8.45	2.57	-0.48
1.47	76.90	8.45	2.60	-0.48
1.49	73.49	8.45	2.45	-0.35
1.52	83.01	8.45	2.83	-0.60
1.53	95.46	8.45	3.32	-0.94
1.56	93.02	8.45	3.21	-0.84
1.58	89.36	8.45	3.06	-0.71
1.60	87.65	8.45	2.98	-0.63
1.62	86.91	8.45	2.95	-0.58
1.64	93.02	8.45	3.18	-0.74
1.66	102.78	8.45	3.57	-1.00
1.68	105.96	8.45	3.69	-1.06
1.70	106.93	8.45	3.72	-1.07
1.72	105.47	8.45	3.65	-1.00
1.74	102.78	8.45	3.54	-0.89
1.76	101.56	8.45	3.49	-0.84
1.78	102.29	8.45	3.51	-0.83
1.80	101.81	8.45	3.48	-0.79
1.82	104.00	8.45	3.56	-0.83
1.84	103.52	8.45	3.54	-0.79
1.86	98.14	8.45	3.31	-0.61
1.89	100.34	8.45	3.39	-0.64
1.91	109.62	8.45	3.76	-0.89
1.92	117.92	8.45	4.08	-1.11
1.95	125.24	8.45	4.37	-1.29
1.97	133.06	8.45	4.67	-1.50
1.98	139.40	8.45	4.92	-1.66

Données HMG 9-4 (Albatross)

Prof (m)	Qc (kPa)	Poids vol. dej (kN/m ³)	(Qc -tercu)/25 (kPa)	Booth (m)
0.00	0.98	7.70	0.04	-0.03
0.02	1.46	7.70	0.05	-0.02
0.04	1.46	7.70	0.05	0.00
0.06	1.22	7.70	0.03	0.04
0.08	10.01	7.70	0.37	-0.22
0.10	43.95	7.70	1.73	-1.28
0.12	71.53	7.70	2.82	-2.14
0.14	81.30	7.70	3.21	-2.43
0.16	74.71	7.70	2.94	-2.19
0.18	62.26	7.70	2.43	-1.77
0.20	54.69	7.91	2.13	-1.46
0.22	57.62	7.91	2.24	-1.52
0.25	60.55	7.91	2.35	-1.59
0.26	55.18	7.91	2.13	-1.40
0.29	41.50	7.91	1.57	-0.94
0.30	34.18	7.91	1.27	-0.69
0.33	22.71	7.91	0.81	-0.30
0.35	17.82	7.85	0.60	-0.13
0.37	16.36	7.85	0.54	-0.06
0.39	18.31	7.85	0.61	-0.10
0.41	23.68	7.85	0.82	-0.23
0.43	25.88	7.85	0.90	-0.28
0.45	25.15	7.85	0.86	-0.23
0.47	25.15	7.85	0.86	-0.20
0.49	28.81	7.98	1.00	-0.29
0.51	30.76	7.98	1.07	-0.32
0.53	31.74	7.98	1.10	-0.33
0.56	32.71	7.98	1.13	-0.33
0.57	43.95	7.98	1.58	-0.66
0.59	75.20	7.98	2.82	-1.60
0.62	73.00	7.98	2.73	-1.50
0.64	55.66	7.98	2.03	-0.94
0.66	35.64	8.03	1.22	-0.29
0.68	29.30	8.03	0.96	-0.07
0.70	31.98	8.03	1.06	-0.13
0.72	35.64	8.03	1.20	-0.21
0.74	36.13	8.03	1.21	-0.21
0.76	36.38	8.03	1.22	-0.19
0.78	39.06	8.03	1.32	-0.24
0.80	42.72	8.03	1.46	-0.33
0.82	41.75	8.44	1.41	-0.26
0.84	40.53	8.44	1.35	-0.20
0.86	36.87	8.44	1.20	-0.07
0.88	34.67	8.44	1.11	0.02
0.90	32.96	8.44	1.03	0.09
0.93	34.18	8.44	1.07	0.09
0.95	35.64	8.64	1.12	0.07

Données HMG 9-4 (Albatross) suite				
Prof	Qc	Poids vol. dej	(Qc -tercu)/25	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m ³)	(kPa)	(m)
0.96	39.06	8.64	1.25	-0.01
0.99	44.43	8.64	1.46	-0.13
1.01	47.12	8.64	1.56	-0.18
1.03	46.88	8.64	1.54	-0.15
1.05	47.61	8.64	1.57	-0.14
1.07	46.63	8.64	1.52	-0.09
1.09	47.36	8.64	1.54	-0.09
1.11	48.34	8.45	1.58	-0.09
1.13	47.12	8.45	1.52	-0.03
1.15	44.92	8.45	1.43	0.06
1.17	42.24	8.45	1.31	0.17
1.19	44.68	8.45	1.40	0.12
1.21	44.92	8.45	1.40	0.14
1.23	46.39	8.45	1.46	0.12
1.25	50.05	8.45	1.59	0.04
1.28	50.29	8.45	1.60	0.06
1.30	47.12	8.45	1.46	0.18
1.31	48.83	8.45	1.53	0.15
1.34	52.49	8.45	1.66	0.07
1.36	58.11	8.45	1.88	-0.07
1.37	59.81	8.45	1.95	-0.10
1.39	62.99	8.45	2.07	-0.16
1.42	74.46	8.45	2.52	-0.47
1.44	82.52	8.45	2.83	-0.68
1.46	82.03	8.45	2.80	-0.64
1.48	78.13	8.45	2.64	-0.50
1.50	72.75	8.45	2.42	-0.31
1.52	68.85	8.45	2.26	-0.17
1.54	67.38	8.45	2.19	-0.11
1.56	65.43	8.45	2.11	-0.03
1.58	65.67	8.45	2.11	-0.01
1.60	67.14	8.45	2.16	-0.03
1.62	71.29	8.45	2.32	-0.12
1.65	78.86	8.45	2.62	-0.31
1.66	84.47	8.45	2.83	-0.46
1.69	85.94	8.45	2.88	-0.47
1.71	83.25	8.45	2.77	-0.36
1.73	86.67	8.45	2.90	-0.44
1.74	91.80	8.45	3.10	-0.57
1.77	102.29	8.45	3.51	-0.84
1.79	106.69	8.45	3.68	-0.95
1.81	107.91	8.45	3.72	-0.96
1.83	100.59	8.45	3.42	-0.72
1.85	81.79	8.45	2.66	-0.14
1.87	64.70	8.45	1.97	0.38
1.89	60.55	8.45	1.80	0.52
1.91	77.64	8.45	2.48	0.06
1.93	95.95	8.45	3.20	-0.45
1.95	100.34	8.45	3.37	-0.56
1.97	87.89	8.45	2.87	-0.17

Données de HMG9-5 (Albatross)

Prof (m)	Qt (kPa)	Poids vol. dej. (kN/m ³)	(Qt-terc)/25 (kPa)	Booth (m)
0.02	1.71	7.70	0.06	-0.03
0.04	1.71	7.70	0.06	-0.01
0.06	1.71	7.70	0.05	0.02
0.08	1.71	7.70	0.04	0.05
0.10	4.15	7.70	0.13	-0.01
0.12	35.64	7.70	1.39	-0.99
0.14	48.58	7.70	1.90	-1.38
0.16	53.22	7.70	2.08	-1.50
0.18	45.41	7.70	1.76	-1.23
0.21	40.28	7.70	1.55	-1.03
0.22	41.26	7.91	1.58	-1.01
0.24	43.46	7.91	1.66	-1.06
0.27	41.50	7.91	1.58	-0.97
0.28	35.64	7.91	1.34	-0.76
0.31	26.61	7.91	0.97	-0.45
0.33	18.55	7.91	0.64	-0.17
0.35	14.16	7.91	0.46	-0.02
0.37	15.87	7.85	0.52	-0.04
0.39	19.78	7.85	0.67	-0.14
0.41	22.71	7.85	0.78	-0.20
0.43	27.10	7.85	0.95	-0.32
0.45	28.56	7.85	1.00	-0.34
0.47	27.10	7.85	0.94	-0.27
0.49	26.12	7.85	0.89	-0.21
0.51	24.41	7.98	0.82	-0.13
0.53	20.75	7.98	0.66	0.01
0.56	21.00	7.98	0.67	0.03
0.58	20.26	7.98	0.63	0.08
0.59	20.51	7.98	0.63	0.09
0.62	25.39	7.98	0.82	-0.03
0.63	29.30	7.98	0.97	-0.13
0.66	35.16	7.98	1.20	-0.28
0.67	38.09	8.03	1.31	-0.35
0.70	40.53	8.03	1.40	-0.39
0.72	41.75	8.03	1.44	-0.40
0.74	42.97	8.03	1.49	-0.42
0.76	43.21	8.03	1.49	-0.40
0.78	43.95	8.03	1.51	-0.39
0.80	45.17	8.03	1.56	-0.41
0.82	44.43	8.03	1.52	-0.36
0.84	44.43	8.44	1.51	-0.31
0.86	45.41	8.44	1.54	-0.32
0.88	47.61	8.44	1.62	-0.36
0.90	49.07	8.44	1.68	-0.38
0.93	49.56	8.44	1.69	-0.36
0.94	49.07	8.44	1.66	-0.32
0.97	50.05	8.64	1.69	-0.32

Données de HMG9-5 (Albatross)				
Prof	Qt	Poids vol. dej.	(Qt-terc)/25	Booth
(m)	(kPa)	(kN/m3)	(kPa)	(m)
0.99	50.78	8.64	1.72	-0.31
1.01	50.29	8.64	1.69	-0.28
1.02	49.56	8.64	1.65	-0.23
1.04	47.36	8.64	1.56	-0.14
1.07	46.14	8.64	1.50	-0.08
1.09	49.32	8.64	1.62	-0.15
1.11	53.71	8.64	1.79	-0.25
1.13	56.40	8.45	1.89	-0.30
1.15	56.40	8.45	1.88	-0.27
1.17	55.91	8.45	1.86	-0.23
1.19	52.49	8.45	1.71	-0.11
1.21	51.27	8.45	1.66	-0.05
1.23	55.18	8.45	1.81	-0.14
1.25	61.52	8.45	2.05	-0.30
1.28	59.57	8.45	1.97	-0.21
1.29	52.98	8.45	1.70	0.00
1.31	47.36	8.45	1.47	0.19
1.34	40.28	8.45	1.18	0.43
1.36	40.28	8.45	1.17	0.45
1.38	48.58	8.45	1.50	0.24
1.40	60.55	8.45	1.97	-0.09
1.42	76.42	8.45	2.59	-0.53
1.44	84.96	8.45	2.93	-0.75
1.46	88.62	8.45	3.07	-0.83
1.48	91.55	8.45	3.18	-0.89
1.50	87.40	8.45	3.01	-0.74
1.52	78.37	8.45	2.64	-0.45
1.54	68.12	8.45	2.22	-0.13
1.56	59.81	8.45	1.88	0.14
1.58	50.54	8.45	1.50	0.43
1.60	48.34	8.45	1.41	0.52
1.62	51.76	8.45	1.54	0.45
1.65	60.30	8.45	1.87	0.23
1.66	68.85	8.45	2.21	0.00
1.69	73.73	8.45	2.40	-0.11
1.71	75.93	8.45	2.48	-0.15
1.73	79.59	8.45	2.62	-0.24
1.75	84.23	8.45	2.80	-0.34
1.77	86.18	8.45	2.87	-0.38
1.79	86.43	8.45	2.87	-0.36
1.81	74.95	8.45	2.40	0.00
1.83	64.45	8.45	1.98	0.33
1.85	59.57	8.45	1.77	0.50
1.87	66.89	8.45	2.06	0.31
1.89	73.73	8.45	2.33	0.14
1.91	78.86	8.45	2.53	0.02
1.93	78.37	8.45	2.50	0.05
1.95	79.59	8.45	2.54	0.05
1.97	78.13	8.45	2.48	0.11
1.99	75.20	8.45	2.35	0.22

An.III-IV Données et calculs des diagrammes d'instabilité

Données de la carotte 818 (Verrill Canyon).

Prof	Poids vol.	Poids vol. dej.(G')	Cu pic	Cu rem	G'*z	Booth	Instab (i=2)	Instab (i=8)	Instab (i=12)
(m)	(kN/m ³)	(kN/m ³)	(kPa)	(kPa)	cumulé	(m)	(kPa)	(kPa)	(kPa)
0,13	18,31	8,03	9,91	4,01	1,04	-4,05	0,04	0,14	0,21
0,25	18,16	7,88	5,09	3,89	1,99	-1,94	0,07	0,27	0,40
0,35	18,38	8,10	3,21	1,87	2,80	-1,00	0,10	0,39	0,57
0,45	18,59	8,31	2,81	0,54	3,63	-0,71	0,13	0,50	0,74
0,55	17,83	7,55	3,09	0,67	4,39	-0,81	0,15	0,60	0,89
0,66	20,25	9,97	2,81	0,93	5,38	-0,42	0,19	0,76	1,11
0,75	20,54	10,26	2,54	1,34	6,41	-0,21	0,22	0,88	1,30
0,85	19,83	9,55	2,01	1,47	7,36	0,06	0,26	1,01	1,50
0,95	18,90	8,62	3,08	0,27	8,23	-0,26	0,29	1,13	1,67
1,15	18,73	8,45	4,02	1,48	9,32	-0,51	0,35	1,37	2,02
1,30	18,07	7,79	4,42	1,07	11,04	-0,51	0,39	1,53	2,25
1,40	18,97	8,69	4,69	1,20	11,91	-0,46	0,42	1,65	2,43
1,50	19,09	8,81	4,16	0,80	12,79	-0,15	0,45	1,77	2,61
1,60	18,16	7,88	5,76	1,87	13,58	-0,76	0,47	1,88	2,77
1,70	19,00	8,72	4,15	0,40	14,45	0,04	0,51	2,00	2,95
1,80	18,56	8,28	4,15	2,01	15,28	0,15	0,53	2,11	3,12
1,90	18,54	8,26	7,10	0,80	16,10	-0,96	0,56	2,22	3,28
2,00	18,74	8,46	9,11	2,95	16,95	-1,65	0,59	2,34	3,46
2,10	18,97	8,69	6,43	1,47	17,82	-0,46	0,62	2,46	3,63
2,20	18,33	8,05	6,70	1,87	18,62	-0,51	0,65	2,57	3,80
2,30	19,09	8,81	8,03	2,54	19,50	-0,88	0,68	2,69	3,98
2,40	17,29	7,01	7,50	2,01	20,20	-0,74	0,71	2,79	4,12
2,50	18,59	8,31	7,50	1,07	21,03	-0,53	0,74	2,90	4,29
2,60	17,76	7,48	3,88	2,27	21,78	1,15	0,76	3,01	4,44
2,70	18,60	8,32	6,69	2,41	22,62	-0,01	0,79	3,12	4,61
2,80	18,80	8,52	8,70	3,21	24,32	-0,61	0,82	3,24	4,78
2,90	18,83	8,55	10,71	1,74	25,17	-1,30	0,85	3,36	4,96
3,00	18,96	8,68	10,58	2,68	26,04	-1,13	0,88	3,48	5,13
3,10	18,73	8,45	12,05	3,88	26,89	-1,65	0,91	3,59	5,30
3,20	18,25	7,97	4,55	0,91	27,68	1,54	0,94	3,70	5,47
3,30	17,78	7,50	10,60	5,20	28,43	-1,00	0,96	3,81	5,62
3,40	17,17	6,89	11,20	0,61	29,12	-1,28	0,99	3,90	5,76
3,50	18,32	8,04	11,20	3,66	29,12	-1,10	1,02	4,01	5,92
3,60	18,07	7,79	11,50	2,74	29,90	-1,17	1,04	4,12	6,08
3,70	17,41	7,13	10,90	1,52	30,61	-0,89	1,07	4,22	6,23
3,80	18,78	8,50	10,60	3,35	31,47	-0,53	1,10	4,34	6,40
3,90	18,32	8,04	11,50	1,22	32,27	-0,83	1,13	4,45	6,56
4,00	17,71	7,43	9,45		33,01	0,13	1,15	4,55	6,71
4,10	18,66	8,38	10,60	1,83	33,85	-0,25	1,18	4,66	6,88
4,20	18,45	8,17	9,76		34,67	0,19	1,21	4,78	7,05
4,25	18,60	8,32	18,20	0,61	35,08	-3,20	1,22	4,83	7,14
4,40	18,89	8,61	18,20	2,44	35,08	-3,09	1,27	5,01	7,40
4,50	18,70	8,42	13,40	2,74	36,35	-1,08	1,30	5,13	7,57
4,60	18,28	8,00	11,20	2,13	37,15	-0,10	1,33	5,24	7,73

Données de la carotte 818 (Verrill Canyon). suite 1									
Prof	Poids vol.	Poids vol. dej.	Cu pic	Cu rem	G'*z	Booth	Instab (i=2)	Instab (i=8)	Instab (i=12)
(m)	(kN/m3)	(kN/m3)	(kPa)	(kPa)	cumulé	(m)	(kPa)	(kPa)	(kPa)
4,90	18,96	8,68	14,90	2,13	39,60	-1,26	1,41	5,58	8,23
5,00	18,59	8,31	12,20	0,61	40,43	-0,11	1,44	5,69	8,40
5,10	18,21	7,93	12,20	1,22	40,43	-0,12	1,47	5,80	8,56
5,20	18,14	7,86	10,90	0,61	41,21	0,54	1,50	5,91	8,72
5,30	18,22	7,94	10,90	1,22	41,21	0,54	1,52	6,02	8,88
5,40	17,70	7,42	11,80	3,96	41,96	0,26	1,55	6,12	9,03
5,50	18,41	8,13	14,30	1,52	42,77	-0,70	1,58	6,23	9,20
5,60	18,66	8,38	13,10	3,96	43,61	-0,10	1,61	6,35	9,37
5,70	18,45	8,17	15,50	2,76	44,43	-0,99	1,63	6,46	9,54
5,90	18,68	8,40	13,10	2,44	45,27	0,10	1,69	6,69	9,88
6,00	19,01	8,73					1,72	6,81	10,05
6,10	19,02	8,74					1,75	6,93	10,23
6,20	19,67	9,39					1,79	7,06	10,42
6,30	19,44	9,16					1,82	7,19	10,61
6,40	18,83	8,55					1,85	7,31	10,78
6,50	19,57	9,29					1,88	7,43	10,97
6,60	19,04	8,76					1,91	7,55	11,15
6,70	19,08	8,80					1,94	7,68	11,33
6,80	18,75	8,47					1,97	7,79	11,50
6,90	18,45	8,17					2,00	7,90	11,67
7,00	18,70	8,42					2,03	8,02	11,84
7,10	19,54	9,26					2,06	8,15	12,03
7,20	18,32	8,04					2,09	8,26	12,19
7,40	19,07	8,79					2,15	8,50	12,55
7,50	19,39	9,11					2,18	8,63	12,73
7,60	19,20	8,92					2,21	8,75	12,92
7,70	18,70	8,42					2,24	8,87	13,09
7,80	18,62	8,34					2,27	8,98	13,26
7,90	18,14	7,86					2,30	9,09	13,42
8,00	19,11	8,83					2,33	9,21	13,60
8,10	19,22	8,94					2,36	9,33	13,78
8,20	17,13	6,85					2,39	9,43	13,92
8,30	18,83	8,55					2,42	9,55	14,09
8,40	19,03	8,75					2,45	9,67	14,27
8,50	19,62	9,34					2,48	9,80	14,46
8,60	19,05	8,77					2,51	9,92	14,64
8,70	14,02	3,74					2,52	9,97	14,71

Données de la carotte 90-15 (Verrill Canyon).

Prof (m)	P.v.déj. G'	Instab (i=2) (kpa)	Instab (i=8) (kpa)	Instab(i=12) (kpa)	Prof de Cu pic (m)	Cu pic (kPa)
0.13	4.86	0.02	0.09	0.13	2.40	6.70
0.17	6.77	0.03	0.12	0.18	2.50	7.10
0.20	6.62	0.04	0.15	0.22	2.60	8.70
0.28	7.52	0.06	0.23	0.34	2.70	8.85
0.31	8.61	0.07	0.27	0.40	2.80	7.99
0.36	8.36	0.08	0.33	0.49	2.90	8.70
0.43	6.87	0.10	0.39	0.58	3.00	7.99
0.47	8.22	0.11	0.44	0.66	3.10	7.77
0.54	10.03	0.14	0.53	0.79	3.20	7.12
0.60	9.62	0.16	0.62	0.91	3.30	7.77
0.65	8.29	0.17	0.68	1.00	3.40	8.63
0.70	6.72	0.18	0.72	1.06	3.50	7.55
0.74	6.08	0.19	0.76	1.12	3.60	8.30
0.79	6.68	0.20	0.80	1.18	3.70	8.90
0.86	7.28	0.22	0.87	1.28	3.80	8.63
1.02	7.77	0.26	1.04	1.54	4.00	7.55
1.07	8.61	0.28	1.10	1.62	4.13	7.12
1.08	7.60	0.28	1.11	1.65	4.23	9.06
1.10	6.63	0.28	1.12	1.66	4.33	9.28
1.13	6.93	0.29	1.16	1.71	4.43	8.42
1.16	7.19	0.30	1.18	1.75	4.53	9.71
1.20	5.92	0.31	1.22	1.80	4.63	9.80
1.22	6.49	0.31	1.24	1.83	4.73	9.06
1.28	7.11	0.33	1.29	1.91	5.15	7.12
1.32	6.43	0.34	1.33	1.96	5.40	7.60
1.39	7.00	0.35	1.40	2.06	5.50	9.28
1.46	6.30	0.37	1.46	2.16	5.60	8.63
1.55	5.01	0.39	1.52	2.25	5.80	8.63
1.57	4.10	0.39	1.54	2.27	5.90	8.42
1.59	3.22	0.39	1.54	2.27	6.00	7.77
1.62	4.26	0.40	1.56	2.30	6.07	8.63
1.68	4.72	0.41	1.60	2.36	6.15	7.65
1.71	4.35	0.41	1.62	2.39	6.20	7.77
1.77	4.19	0.42	1.65	2.44	6.30	7.65
1.85	4.25	0.43	1.70	2.51	6.40	8.00
1.91	3.67	0.44	1.73	2.55	6.60	7.77
1.98	4.58	0.45	1.77	2.62	6.70	7.87
2.04	4.89	0.46	1.81	2.67	6.75	7.34
2.06	4.17	0.46	1.83	2.70	6.80	7.34
2.08	5.12	0.47	1.84	2.72	6.85	7.65
2.12	5.16	0.47	1.86	2.75	6.95	9.35
2.14	5.52	0.48	1.88	2.78	7.00	10.68

Données de la carotte 90-15 (Verrill Canyon). suite 1						
Prof	P.v.déj.	Instab (i=2)	Instab (i=8)	Instab(i=12)	Prof de Cu pic	Cu pic
(m)	G'	(kpa)	(kpa)	(kpa)	(m)	(kPa)
2,18	5,03	0,48	1,91	2,82	7,20	9,50
2,23	5,68	0,49	1,95	2,88	7,30	6,47
2,29	4,91	0,50	1,99	2,94	7,40	7,34
2,39	5,41	0,52	2,06	3,05	7,45	7,34
2,43	5,46	0,53	2,10	3,09	7,65	6,80
2,52	5,26	0,55	2,16	3,19	7,75	6,80
2,58	6,34	0,56	2,21	3,27	7,90	7,99
2,66	5,29	0,57	2,27	3,35	8,00	9,28
2,71	4,21	0,58	2,30	3,39	8,15	9,28
2,76	3,28	0,59	2,32	3,43	8,25	10,14
2,80	4,90	0,59	2,35	3,47	8,30	10,58
2,85	4,33	0,60	2,38	3,51	8,40	11,10
2,91	3,75	0,61	2,41	3,56	8,45	10,90
3,00	4,01	0,62	2,46	3,63	8,53	11,01
3,07	5,34	0,63	2,51	3,70	8,57	10,01
3,10	4,33	0,64	2,52	3,73	8,60	11,75
3,12	4,88	0,64	2,54	3,75	8,70	12,40
3,14	5,00	0,65	2,55	3,77	8,80	10,25
3,18	4,60	0,65	2,58	3,81	8,95	10,36
3,23	4,42	0,66	2,61	3,85	9,05	9,50
3,30	4,60	0,67	2,65	3,92	9,25	8,25
3,35	5,89	0,68	2,70	3,98	9,40	10,14
3,43	6,45	0,70	2,76	4,08	9,50	8,63
3,49	5,44	0,71	2,81	4,15	9,75	8,85
3,56	6,99	0,73	2,88	4,25	9,80	8,42
3,65	6,24	0,75	2,96	4,36	9,90	8,85
3,72	7,18	0,77	3,03	4,47	10,00	8,42
3,79	6,30	0,78	3,08	4,55	10,10	8,85
3,84	8,16	0,80	3,15	4,65		
3,89	5,76	0,81	3,19	4,70		
3,92	5,22	0,81	3,20	4,73		
3,97	3,55	0,82	3,23	4,77		
4,00	5,36	0,82	3,25	4,80		
4,01	6,55	0,82	3,26	4,81		
4,07	4,86	0,84	3,30	4,87		
4,13	5,16	0,85	3,35	4,94		
4,19	4,55	0,86	3,38	4,99		
4,22	5,21	0,86	3,41	5,03		
4,29	4,16	0,87	3,44	5,08		
4,36	5,29	0,88	3,50	5,16		
4,40	4,07	0,89	3,52	5,19		
4,46	6,55	0,90	3,57	5,27		
4,50	4,80	0,91	3,60	5,31		
4,52	4,25	0,91	3,61	5,32		
4,57	5,38	0,92	3,65	5,38		
4,60	3,92	0,93	3,66	5,41		
4,64	5,22	0,93	3,69	5,45		
4,65	4,92	0,94	3,70	5,46		

Données de la carotte 90-15 (Verrill Canyon). suite 2						
Prof	P.v.déj.	Instab (i=2)	Instab (i=8)	Instab(i=12)	Prof de Cu pic	Cu pic
(m)	G'	(kpa)	(kpa)	(kpa)	(m)	(kPa)
4,71	3,25	0,94	3,72	5,50		
5,07	2,91	0,98	3,87	5,71		
5,11	5,08	0,99	3,90	5,75		
5,13	4,34	0,99	3,91	5,77		
5,23	2,26	1,00	3,94	5,82		
5,22	4,16	1,00	3,94	5,81		
5,27	4,69	1,00	3,96	5,85		
5,30	4,21	1,01	3,98	5,88		
5,33	5,34	1,01	4,01	5,92		
5,39	5,65	1,03	4,06	5,99		
5,40	6,68	1,03	4,07	6,00		
5,50	6,00	1,05	4,15	6,12		
5,63	6,76	1,08	4,27	6,30		
5,70	7,13	1,10	4,33	6,40		
5,78	6,88	1,12	4,41	6,51		
5,84	6,92	1,13	4,47	6,60		
5,90	6,54	1,14	4,52	6,68		
5,97	7,29	1,16	4,59	6,77		
6,05	7,08	1,18	4,66	6,89		
6,15	6,03	1,20	4,75	7,02		
6,18	7,12	1,21	4,78	7,06		
6,20	7,57	1,22	4,81	7,09		
6,31	7,14	1,24	4,91	7,25		
6,38	6,08	1,26	4,97	7,34		
6,45	6,11	1,27	5,03	7,42		
6,53	7,32	1,29	5,11	7,54		
6,59	8,12	1,31	5,17	7,64		
6,65	8,25	1,33	5,25	7,75		
6,72	7,36	1,35	5,32	7,85		
6,76	9,62	1,36	5,37	7,93		
6,82	8,63	1,38	5,44	8,02		
6,87	9,20	1,39	5,50	8,12		
6,93	10,52	1,42	5,59	8,25		
6,97	8,56	1,43	5,64	8,32		
7,02	8,35	1,44	5,70	8,41		
7,06	7,18	1,45	5,74	8,47		
7,12	8,38	1,47	5,80	8,57		
7,21	7,04	1,49	5,89	8,69		
7,21	8,90	1,49	5,89	8,70		
7,29	7,56	1,51	5,97	8,81		
7,32	8,27	1,52	6,01	8,88		
7,36	9,29	1,53	6,06	8,94		
7,40	9,29	1,55	6,12	9,03		
7,48	8,07	1,57	6,20	9,15		
7,65	7,63	1,62	6,38	9,42		
7,71	7,82	1,63	6,45	9,52		

Données de la carotte 90-15 (Verrill Canyon).suite 3						
Prof	P.v.déj.	Instab (i=2)	Instab (i=8)	Instab(i=12)	Prof de Cu pic	Cu pic
(m)	G'	(kpa)	(kpa)	(kpa)	(m)	(kPa)
7.78	7.44	1.65	6.51	9.61		
7.85	7.09	1.67	6.59	9.72		
7.93	6.23	1.68	6.65	9.82		
7.99	8.00	1.70	6.72	9.92		
8.06	7.57	1.72	6.79	10.02		
8.15	7.93	1.75	6.90	10.18		
8.37	6.36	1.79	7.08	10.45		
8.42	8.33	1.81	7.15	10.55		
8.50	7.20	1.83	7.22	10.66		
8.56	7.92	1.84	7.28	10.75		
8.60	7.86	1.85	7.33	10.82		
8.64	7.51	1.87	7.37	10.88		
8.73	6.68	1.89	7.45	11.00		
8.77	8.03	1.90	7.50	11.07		
8.83	8.67	1.91	7.57	11.17		
8.88	7.32	1.93	7.62	11.25		
8.94	7.27	1.94	7.68	11.34		
8.99	8.51	1.96	7.75	11.43		
9.09	8.30	1.99	7.85	11.59		
9.15	9.76	2.01	7.94	11.72		
9.22	9.34	2.03	8.03	11.85		
9.29	9.06	2.05	8.12	11.98		
9.38	5.61	2.07	8.19	12.09		
9.41	8.89	2.08	8.22	12.14		
9.53	8.37	2.12	8.36	12.35		
9.60	7.99	2.14	8.44	12.46		
9.69	7.59	2.16	8.53	12.59		
9.76	6.76	2.18	8.60	12.70		
9.83	7.40	2.19	8.67	12.80		
9.90	6.75	2.21	8.73	12.89		
10.04	7.13	2.25	8.87	13.10		
10.18	7.83	2.28	9.03	13.32		
10.25	7.57	2.30	9.09	13.42		
10.31	7.96	2.32	9.16	13.52		
10.42	6.60	2.34	9.26	13.67		
10.43	9.04	2.35	9.28	13.70		
10.49	8.09	2.36	9.34	13.78		
10.53	8.57	2.38	9.39	13.85		
10.57	7.89	2.39	9.43	13.92		
10.65	8.23	2.41	9.52	14.06		
10.74	7.78	2.43	9.62	14.19		
10.81	7.77	2.45	9.69	14.30		
10.87	8.89	2.47	9.77	14.42		
10.93	8.27	2.49	9.84	14.52		
11.01	8.05	2.51	9.93	14.66		
11.08	8.10	2.53	10.00	14.76		
11.15	8.10	2.55	10.09	14.89		
11.24	7.81	2.57	10.17	15.02		
11.30	8.91	2.60	10.26	15.14		

KS02 (Mériadzek)

prof(m)	Cu(kPa)	Poids vol. dej.	Instab (i=2)	Instab (i=8)	Instab (i=12)	Booth (m)
0,05	2,90	5,62	0,01	0,04	0,06	-2,47
0,15	2,00	5,92	0,03	0,12	0,18	-1,50
0,25	2,90	5,62	0,05	0,19	0,29	-2,26
0,35	3,10	5,72	0,07	0,28	0,41	-2,29
0,45	3,10	5,92	0,09	0,37	0,54	-2,12
0,55	3,45	5,62	0,11	0,43	0,63	-2,43
0,75	3,50	5,82	0,15	0,60	0,89	-2,19
0,85	3,70	5,82	0,17	0,68	1,01	-2,26
0,94	3,50	6,02	0,20	0,78	1,15	-1,93
1,01	4,20	5,72	0,20	0,80	1,18	-2,49
1,12	4,50	5,82	0,23	0,90	1,33	-2,59
1,22	4,50	5,92	0,25	1,00	1,47	-2,44
1,52	5,10	6,32	0,33	1,32	1,95	-2,44
1,82	5,70	5,42	0,34	1,36	2,01	-3,08
1,97	5,80	6,22	0,43	1,69	2,49	-4,35
2,03	4,20	6,72	0,48	1,88	2,77	-2,38
2,13	6,40	8,22	0,61	2,41	3,56	-3,62
2,33	6,70	8,92	0,72	2,86	4,23	-3,36
2,53	7,50	8,92	0,79	3,11	4,59	-3,76
2,73	7,90	8,32	0,79	3,13	4,62	-4,15
2,93	6,90	7,72	0,79	3,12	4,60	-3,41
3,05	8,10	7,62	0,81	3,20	4,73	-3,79
3,25	7,20	7,52	0,85	3,37	4,97	-2,91
3,45	8,40	7,52	0,90	3,58	5,28	-3,73
3,55	9,50	7,92	0,98	3,87	5,72	-4,29
3,85	9,60	7,82	1,05	4,15	6,12	-4,13
4,05	6,70	7,52	1,06	4,20	6,19	-1,49
4,25	6,00	7,62	1,13	4,46	6,59	-0,80
4,45	6,30	7,62	1,18	4,67	6,90	-0,83
4,65	6,70	7,72	1,25	4,95	7,30	-0,93
4,85	6,10	7,82	1,32	5,23	7,71	-0,26
5,09	6,40	7,72	1,37	5,41	7,99	-0,47
5,29	6,30	7,72	1,42	5,63	8,31	-0,19
5,49	6,10	7,62	1,46	5,76	8,51	1,03
5,69	6,10	7,52	1,49	5,90	8,70	1,24
5,89	7,20	8,82	1,81	7,16	10,57	0,62
6,19	6,14	7,92	1,71	6,76	9,97	1,68

Données de KS03 (Mériadzek)

G' : Poids volumique déjaugé						
Prof(m)	Cu(kPa)	G'(kN/m3)	Instab (2)	Instab (i=8)	Instab (i=12)	Booth (m)
0,04	5,40	5,62	0,01	0,03	0,05	-5,69
0,14	7,17	5,62	0,03	0,11	0,16	-7,47
0,24	7,17	6,22	0,05	0,21	0,30	-6,66
0,34	6,56	7,22	0,09	0,34	0,50	-5,14
0,44	7,42	7,12	0,11	0,43	0,64	-5,84
0,54	7,42	7,02	0,13	0,52	0,77	-5,82
0,64	7,40	7,22	0,16	0,64	0,94	-5,54
0,74	6,30	7,62	0,20	0,78	1,15	-4,30
0,84	6,30	7,62	0,22	0,88	1,30	-4,20
0,94	7,81	7,62	0,25	0,99	1,46	-5,28
1,04	8,32	7,52	0,27	1,08	1,59	-4,54
1,14	8,32	7,42	0,29	1,17	1,72	-4,50
1,24		-10,28	-0,44	-1,76	-2,59	-0,84
1,34	8,93	7,02	0,33	1,30	1,91	-5,23
1,44	11,90	6,92	0,35	1,37	2,03	-7,33
1,54	11,40	6,82	0,37	1,45	2,14	-6,98
1,64	11,14	6,72	0,38	1,52	2,24	-6,79
1,74	10,60	6,52	0,40	1,56	2,31	-6,48
1,84	10,10	6,32	0,41	1,60	2,37	-6,19
1,94	9,90	6,32	0,43	1,69	2,49	-5,93
2,04	8,70	6,32	0,45	1,78	2,62	-4,89
2,14	9,34	6,22	0,46	1,83	2,71	-5,38
2,24	9,22	6,42	0,50	1,98	2,93	-5,02
2,34	11,14	6,52	0,53	2,10	3,10	-6,31
2,44	12,57	6,62	0,56	2,23	3,29	-7,19
2,54	11,52	6,82	0,60	2,39	3,52	-6,11
2,64	11,00	6,82	0,63	2,48	3,66	-5,64
2,74	10,24	6,92	0,66	2,61	3,86	-4,91
2,84	10,37	6,72	0,67	2,63	3,88	-5,05
2,94	10,24	6,62	0,68	2,68	3,96	-4,93
3,06	9,73	6,32	0,67	2,66	3,93	-5,51
3,16	10,50	5,42	0,60	2,36	3,48	-7,10
3,26	11,30	6,22	0,71	2,79	4,12	-6,81
3,36	10,40	6,62	0,78	3,07	4,52	-5,55
3,46		-10,28	-1,24	-4,90	-7,23	-2,09
3,56	10,50	6,72	0,83	3,30	4,87	-5,61
3,66	10,20	6,62	0,84	3,34	4,93	-5,34
3,76	10,20	6,72	0,88	3,48	5,14	-5,16
3,86	10,40	6,72	0,90	3,57	5,28	-5,22
3,96	8,96	6,72	0,93	3,67	5,41	-3,94
4,06	8,90	6,72	0,95	3,76	5,55	-3,67
4,16	9,34	6,72	0,97	3,85	5,69	-3,92
4,26	9,85	6,92	1,03	4,06	6,00	-4,11
4,36	8,58	6,72	1,02	4,04	5,96	-3,11
4,46	7,55	6,62	1,03	4,07	6,01	-2,20
4,56	9,22	6,62	1,05	4,16	6,14	-3,48
4,66	9,50	6,52	1,06	4,19	6,18	-3,66
4,76	9,86	6,72	1,12	4,41	6,51	-3,75
4,86	8,95	6,72	1,14	4,50	6,64	-2,91
4,96	8,96	6,72	1,16	4,59	6,78	-2,82
5,06	8,32	6,72	1,19	4,69	6,92	-1,92
5,16	7,94	6,62	1,19	4,71	6,95	-1,55
5,26	8,32	6,72	1,23	4,87	7,19	-1,72

Données de KS05 (Mériadzek)

Prof(m)	Cu(kPa)	G'(kN/m ³)	Instab (i=2)	Instab (i=8)	Instab (i=12)	Booth (m)
0,05	5,89	7,02	0,01	0,05	0,07	-4,71
0,15	6,91	7,12	0,04	0,15	0,22	-5,36
0,25	6,66	7,22	0,06	0,25	0,37	-4,99
0,35	8,19	7,22	0,09	0,35	0,51	-6,09
0,45		7,22	0,11	0,45	0,66	0,45
0,55	8,96	7,32	0,14	0,55	0,82	-6,40
0,65	6,53	7,42	0,17	0,66	0,98	-4,36
0,75	7,17	7,42	0,19	0,77	1,13	-4,75
0,85	7,42	7,42	0,22	0,87	1,28	-4,84
0,95	6,78	7,22	0,24	0,95	1,40	-4,37
1,05	6,53	6,72	0,25	0,97	1,44	-4,52
1,15	7,58	7,02	0,28	1,11	1,64	-5,10
1,25	7,42	7,22	0,31	1,24	1,84	-4,73
1,35	7,17	7,02	0,33	1,31	1,93	-4,56
1,45	8,45	6,72	0,34	1,34	1,98	-5,77
1,55	10,75	6,72	0,36	1,44	2,12	-7,66
1,65	9,73	7,22	0,42	1,64	2,42	-6,21
1,75	8,45	6,72	0,41	1,62	2,39	-5,46
1,85	11,14	6,42	0,41	1,64	2,42	-8,05
1,95	13,31	6,92	0,47	1,86	2,74	-9,20
2,05	14,34	7,32	0,52	2,07	3,05	-9,81
2,15	9,22	7,22	0,54	2,14	3,16	-5,57
2,25		-10,28	-0,81	-3,19	-4,70	-1,38
2,35	14,00	7,02	0,58	2,27	3,36	-9,88
2,45	15,80	6,92	0,59	2,34	3,45	-11,49
2,55	9,40	6,92	0,62	2,43	3,59	-5,82
2,65	10,40	6,92	0,64	2,53	3,73	-6,59
2,75	10,40	7,12	0,68	2,70	3,98	-6,30
2,85	10,40	7,32	0,73	2,87	4,24	-6,03
2,95	10,00	7,32	0,75	2,98	4,39	-5,60
3,07	10,75	7,32	0,78	3,10	4,57	-5,77
3,17	11,78	7,32	0,81	3,20	4,72	-6,48
3,27	11,90	7,42	0,85	3,34	4,94	-6,39
3,37	11,20	7,22	0,85	3,35	4,95	-5,90
3,47	10,90	7,02	0,85	3,36	4,95	-5,72
3,57	11,05	7,12	0,89	3,50	5,17	-5,66
3,67	10,40	7,32	0,94	3,70	5,46	-4,90
3,77	11,20	7,12	0,94	3,70	5,46	-5,58
3,87	14,50	6,92	0,93	3,69	5,45	-8,41
3,97	12,70	7,12	0,99	3,90	5,75	-6,61
4,07	15,60	7,32	1,04	4,11	6,06	-9,05
4,17	12,50	7,32	1,06	4,21	6,21	-6,41
4,27	11,70	7,42	1,10	4,37	6,44	-5,58
4,37		-10,28	-1,57	-6,19	-9,14	-2,69
4,47	12,10	6,72	1,05	4,14	6,11	-6,57
4,57	10,80	7,02	1,12	4,42	6,53	-5,08
4,67	10,60	7,22	1,18	4,65	6,86	-4,67
4,77	11,05	7,22	1,20	4,75	7,00	-4,94
4,87	11,30	7,22	1,23	4,85	7,15	-5,05
4,97	14,00	7,42	1,29	5,08	7,50	-6,99
5,05	12,30	7,72	1,36	5,37	7,93	-5,83
5,15	11,05	7,72	1,39	5,48	8,09	-4,71
5,25	11,47	7,62	1,39	5,51	8,14	-5,02
5,35	11,05	7,52	1,40	5,54	8,18	-4,64
5,45	10,01	7,42	1,41	5,57	8,23	-3,71
5,55	10,01	7,42	1,44	5,67	8,38	-3,61
5,65	11,98	7,42	1,46	5,78	8,53	-5,19
5,75	11,88	7,52	1,51	5,96	8,80	-4,94
5,85	12,30	7,62	1,55	6,14	9,07	-5,12

Données de KS06 (Mériadzek)

Prof(m)	Cu(kPa)	G'(kN/m3)	Instab (i=2)	Instab (i=8)	Instab (i=12)	Booth (m)
0,04	2,82	4,82	0,01	0,03	0,04	-2,74
0,14	3,20	4,82	0,02	0,09	0,14	-3,01
0,24	3,59	4,82	0,04	0,16	0,24	-3,29
0,34	3,97	4,82	0,06	0,23	0,33	-3,57
0,54	3,71	4,82	0,09	0,36	0,53	-3,11
0,64	3,71	4,82	0,11	0,43	0,63	-3,01
0,74	4,35	4,82	0,12	0,49	0,73	-3,54
0,84	4,51	4,82	0,14	0,56	0,82	-3,60
0,94	3,84	4,82	0,16	0,62	0,92	-2,84
1,00	4,48	5,82	0,20	0,80	1,18	-2,84
1,10	4,99	5,72	0,22	0,87	1,28	-3,22
1,20	4,51	5,62	0,24	0,93	1,37	-2,76
1,30	4,74	5,62	0,25	1,01	1,49	-2,86
1,40	4,99	5,62	0,27	1,08	1,60	-2,97
1,50	5,50	5,62	0,29	1,16	1,71	-3,30
1,60	5,50	5,62	0,31	1,24	1,83	-3,20
1,70	5,89	5,62	0,33	1,32	1,94	-3,44
1,80	5,63	5,62	0,35	1,39	2,06	-3,12
1,90	5,53	5,82	0,39	1,52	2,25	-2,83
2,00	5,53	6,72	0,47	1,85	2,73	-3,31
2,10	6,56	6,22	0,46	1,80	2,66	-4,45
2,20	5,53	6,22	0,48	1,89	2,78	-3,37
2,30	6,40	7,22	0,58	2,29	3,38	-3,53
2,40	7,04	8,22	0,69	2,72	4,01	-3,47
2,50	8,45	8,12	0,71	2,80	4,13	-5,82
2,70	5,63	8,12	0,76	3,02	4,46	-3,10
2,80	7,55	8,12	0,79	3,13	4,62	-4,72
2,90	8,83	9,02	0,91	3,60	5,32	-5,18
3,05	6,53	9,12	0,97	3,83	5,66	-3,15
3,15	8,45	9,22	1,01	4,00	5,91	-4,53
3,25	8,93	9,32	1,06	4,17	6,16	-4,75
3,35	8,19	9,22	1,08	4,26	6,28	-4,12
3,55	8,19	9,12	1,13	4,46	6,59	-3,96
3,65	6,91	9,02	1,15	4,54	6,70	-2,88
3,75	6,22	7,72	1,01	3,99	5,89	-2,60
3,85	5,89	8,42	1,13	4,47	6,59	-2,01
3,95	5,75	8,52	1,17	4,64	6,85	-1,77
4,05	5,89	8,62	1,22	4,81	7,10	-1,59
4,15	6,53	8,72	1,26	4,99	7,36	-1,99
4,25	6,02	8,82	1,31	5,17	7,62	-1,46
4,35	6,27	8,72	1,32	5,23	7,72	-1,58
4,45	5,69	8,72	1,35	5,35	7,89	-1,01
4,55	6,14	8,72	1,38	5,47	8,07	-1,27
4,65	5,12	8,72	1,41	5,59	8,25	-0,36
4,75	6,02	8,72	1,44	5,71	8,42	-0,98
4,85	6,27	8,72	1,47	5,83	8,60	-1,08
4,95	5,89	8,72	1,51	5,95	8,78	-0,67
5,05	5,89	7,92	1,39	5,51	8,14	-0,75
5,15	6,14	8,32	1,49	5,90	8,72	-0,83
5,25	5,89	8,62	1,58	6,24	9,20	-0,50
5,35	6,40	8,62	1,61	6,35	9,38	-0,82
5,55	6,02	8,62	1,67	6,59	9,73	-0,30
5,65	6,02	8,62	1,70	6,71	9,91	-0,20
5,75	6,14	8,62	1,73	6,83	10,08	-0,20

RESUME

- La comparaison des dynamiques sédimentaires sur deux portions de marges continentales, Verrill Canyon en Nouvelle Ecosse et Mériadzek dans les Entrées de la Manche, révèle l'existence de multiples processus sédimentaires qui peuvent se diviser en deux grandes familles : les processus de dépôt et les processus d'érosion ou de rupture. —

La pente de Verrill Canyon est une portion de marge grasse. Un apport sédimentaire exceptionnel résulte de la proximité des glaciers durant le Quaternaire récent. Des mouvements en masse de type glissement plan, évoluant en coulée de débris puis en courant de turbidité affectent cette zone.

La pente continentale de Mériadzek est une portion de marge maigre. L'apport sédimentaire, assez faible, résulte de la position de cette zone dans l'aire péri-glaciaire : les glaciers restent au nord de l'Europe et des Iles Britanniques. Des glissements en masse et des courants de densité affectent cette pente durant tout le Quaternaire.

L'association de données SAR à des mesures géotechniques *in-situ* nous a permis d'identifier la « signature géotechnique » de différents types de dépôt : des sédiments non perturbés, des sédiments remaniés par une coulée de débris, des turbidites et des affleurements de niveaux anciens. D'autre part, grâce à plusieurs stations de mesures (2 m de pénétration) effectuées sur divers affleurements, nous avons reconstitué un profil synthétique des cohésions sur 30 mètres de profondeur. Cette extrapolation nous a permis d'évaluer les risques d'instabilité *in-situ* et de les comparer à ceux obtenus à partir de données « laboratoire ». Dans chacun des cas nous avons tenté d'identifier la cause des instabilités.

Or paradoxalement, il semble que ce ne soit ni la pente ni le volume sédimentaire qui déterminent les conditions de rupture mais plutôt la qualité du sédiment. Une forte cohésion $C_u = 7,5$ kPa à 2m ainsi qu'une forte masse volumique $d = 1,7$ à $1,9$ g/cm³ caractérisent les sédiments glaciaires. Pour les sédiments péri-glaciaires, la cohésion ne dépasse pas 5 kPa à 2 m, la masse volumique variant de 1,3 à 1,5 g/cm³ à 2 m. Ainsi même une faible épaisseur de sédiments péri-glaciaires (4 m à 7 m) est susceptible de glisser sous le simple fait de la surcharge sédimentaire (Mériadzek). Au contraire, une couche de 25 m à 30 m reste stable en l'absence de séisme sur Verrill Canyon.

Cette observation paraît se vérifier sur l'ensemble des marges de l'Atlantique nord affecté par un climat péri-glaciaire ou glaciaire lors du Quaternaire.