

# THÈSE

présentée à

**L'UNIVERSITÉ BORDEAUX I**

par

**Gilles LERICOLAIS**

pour obtenir le grade de

**DOCTEUR**

spécialité : **GÉOLOGIE MARINE**

***ÉVOLUTION DU FLEUVE MANCHE DEPUIS L'OLIGOCÈNE :  
STRATIGRAPHIE ET GÉOMORPHOLOGIE D'UNE  
PLATEFORME CONTINENTALE EN RÉGIME PÉRIGLACIAIRE***

---

Soutenue le : **4 Juillet 1997**

Après avis de : MM.

**GUILLOCHEAU F.**

**LAUTRIDOU J.-P.**

**Rapporteurs**

Devant la commission d'examen composée de :

MM.

**AUFFRET J.-P.** (Maître de Conférences à Caen)

**BERNÉ S.** (Chercheur à IFREMER Brest)

**CHAMLEY H.** (Professeur à Lille)

**FAUGÈRES J.-C.** (Professeur à Bordeaux 1)

**GUENNOC P.** (Chercheur au BRGM)

**GUILLOCHEAU F.** (Professeur à Rennes)

**LAUTRIDOU J.-P.** (Directeur CNRS à Caen)

**TASTET J.-P.** (Professeur à Bordeaux 1)

**-1997-**

# THÈSE

présentée à

**L'UNIVERSITÉ BORDEAUX I**

par

**Gilles LERICOLAIS**

pour obtenir le grade de

**DOCTEUR**

spécialité : **GÉOLOGIE MARINE**

***ÉVOLUTION DU FLEUVE MANCHE DEPUIS L'OLIGOCÈNE :  
STRATIGRAPHIE ET GÉOMORPHOLOGIE D'UNE  
PLATEFORME CONTINENTALE EN RÉGIME PÉRIGLACIAIRE***

---

Soutenue le : **4 Juillet 1997**

Après avis de : MM.

GUILLOCHEAU F.

LAUTRIDOU J.-P.

Rapporteurs

Devant la commission d'examen composée de :

MM.

AUFFRET J.-P. (Maître de Conférences à Caen)

BERNÉ S. (Chercheur à IFREMER Brest)

CHAMLEY H. (Professeur à Lille)

FAUGÈRES J.-C. (Professeur à Bordeaux 1)

GUENOC P. (Chercheur au BRGM)

GUILLOCHEAU F. (Professeur à Rennes)

LAUTRIDOU J.-P. (Directeur CNRS à Caen)

TASTET J.-P. (Professeur à Bordeaux 1)

-1997-

## REMERCIEMENTS

Tout a commencé il y a très très longtemps, c'était en fait peu de temps après mes prises de fonction au CNEXO (Centre National pour l'Exploration des Océans), et oui le CNEXO existait encore, je n'y suis pas resté longtemps; à peine 3 mois plus tard je devenais agent IFREMER.

J'étais donc jeune diplômé de l'Ecole Supérieure de l'Energie et des Matériaux, (ESEM) heureux de prendre mes fonctions sous la responsabilité d'Alain-Philippe Cressard qui fut le premier à me faire confiance, lorsque Jean-Paul Cadet, un de mes anciens professeurs orléanais, m'a suggéré une idée plutôt saugrenue celle de devenir un jour docteur !.

Les années ont passé, trop vite, hélas et après deux années passées à vérifier qu'il n'y avait pas de "gaz hazards", là où Elf Aquitaine avait décidé d'aller chercher l'Or Noir, je suis revenu à mes premières amours: le milieu privilégié qu'est le milieu de la Recherche. J'ai pu, alors, bénéficier de la formation diplômante de mon institut l'IFREMER et également de sa patience. Je me suis donc attaqué à la rédaction de cet ouvrage.....

Je tiens à remercier Monsieur le Professeur Jean-Pierre Tastet de l'Université de Bordeaux I qui a accepté de voir mon nom apparaître sur la liste de ses étudiants en thèse. Grâce à lui, j'ai pu renouer avec mes attaches bordelaises et à chaque fois que je passe la Dordogne par le Pont Eiffel de Cubzac les Ponts, je sais que je peux compter sur son accueil pour corriger mes dernières fautes de syntaxes, avant de l'écouter me parler de ses dernières découvertes sur le littoral aquitain.

Je remercie le Professeur Jean-Pierre Lautridou d'avoir bien voulu faire partie de jury de cette thèse, ses nombreux travaux sur la Seine, la Somme et le périglaciaire en France et plus particulièrement en Normandie m'ont permis d'avancer et de comprendre beaucoup de nouveaux concepts, et de vérifier que la géomorphologie était une science fondamentale, nécessaire à tout bon géologue.

Une pensée émue pour mon autre rapporteur, le Professeur François Guillocheau, maître incontesté du "taste vin" et de la tempestite, disciple de l'unité génétique, philosophe du niveau de base et adepte du "factuel". Nos dernières discussions, bien que redoutées, son influence sur le concept et sa rigueur scientifique sur l'approche sédimentologique, sont à l'origine de mes derniers malheurs, qui pourtant rendront, je l'espère, cet ouvrage scientifiquement correct.

C'est en descendant la rue d'Alger de Caen, ou sur les bords de la Tamise, ou peut-être lors d'une mission entre Nantes et Montaigne, enfin je ne sais plus très bien, que j'ai rencontré Monsieur Jean-Paul Auffret. J'ai vite compris et quelquefois à mes dépens (les courants hyperpicnaux de la rade de Brest...) que j'avais à faire à un spécimen de géologue marin unique en son genre. Malheureusement pour la communauté scientifique (heureusement pour moi), Jean-Paul Auffret n'existe pas en CD-ROM; ses connaissances générales en géologie m'ont fait comprendre pourquoi, il était tant apprécié de ses étudiants caennais. Ce fut un perceuteur géologue pour moi, et j'ai eu la grande chance de pouvoir naviguer avec lui, sur ses "terres de chasse", d'aller tout de

suite sur ces sites magiques aux quatre coins de la Manche. Il y avait Don Quichote, il y a Jean-Paul Auffret de la Manche.

"Le travail d'océanographe, plus que les autres est un travail d'équipe", cette phrase de Serge Berné résume notre longue cohabitation et quelle fut ma difficile tâche qui fut celle de marcher dans ses traces. Ce guide pyrénéen tout d'abord, mélange explosif de par ses antécédents, de force basque et de philosophe grecque est venu à la sédimentologie grâce aux Nodules lancés en direction des Centres de Recherche Scientifiques. Ses capacités impressionnantes de rédaction, d'élocution, d'imagination scientifique ont propulsé notre laboratoire "environnements sédimentaires" vers une recherche sans fin, ce qui m'a amené à faire la Manche. Je lui suis reconnaissant de m'avoir épaulé et d'avoir bien voulu passer quelques jours de ses précieux congés à lire et relire cette thèse.

Je n'oublie pas Pol Guennoc mon "coturne" de Sedimanche 1 sur l'Atalante, qui n'hésitait pas, après de longues discussions sur les tenants et les aboutissants des mouvements tectoniques, des relais et autres "poules d'apart.", à me distiller sa superbe berceuse nasale.

Je remercie les professeurs Hervé Chamley et Jean-Claude Faugères d'avoir bien voulu s'éloigner un instant de leurs activités scientifiques nombreuses pour accepter de faire partie du jury de cette thèse.

Toujours pour confirmer l'importance du travail d'équipe, j'ai pu bénéficier de l'aide et de l'amitié de nombreux collègues, je pense plus particulièrement au binôme avec qui j'ai fait très souvent équipe Eliane Le Drezen et Jean-François Bourillet. Je ne sais pas si j'ai pu faire une seule mission sans Eliane, sa gentillesse, sa disponibilité, sa présence à tous les moments que ce soit pour l'acquisition et le traitement, s'accommodent parfaitement avec son désir de tout comprendre, et de tout faire marcher, son sac, et son bureau révèlent une mine d'or, car tout est noté, souligné, classé et préservé, combien de fois, elle a sauvé nos données si précieuses. Je remercie évidemment Jean-François, pour qui j'ai beaucoup d'admiration, il excelle en cartographie, géostatistiques, il est le roi du modèle, sans lui, je n'aurai jamais vu d'origine tectonique à la Fosse Centrale, son touché de claviers effraie quelquefois, mais il est si doux de le voir jouer un concerto pour clavier et image sur un Sun ou sur une Silicon.

Je tiens à remercier mes autres collègues et compagnons de route, Michel Olagnon avec qui nous avons bricolé SITHERE et qui en a fait un véritable logiciel de traitement sismique, Pascal Pelleau l'as de la disponibilité, du debuggage et du reboot à toute heure, Jean-Pierre Mazé et Daniel Carré, qui m'ont fait rapidement comprendre par leur coup de patte, ce qu'était la PTAO, et mes charmantes secrétaires pour leurs coups de main, merci à Marie-Michèle. Evidemment, encore un grand merci à tous mes collègues de DRO/GM, à ceux des coins café qui ont du supporter mon bagout (parfois amusant !).

Je n'oublie pas tous les étudiants que j'ai encadré sur le sujet et qui ont fait avancer ce travail, sans eux je n'y serais pas arrivé : Isabelle Clément, Hervé Nouzé, Hervé Mercader, José LeMoigne et Christophe Perelle, et aux autres étudiants qui même si ils n'ont pas contribué directement à la thèse m'ont accepté au club des étudiants. Encore une pensée admirative à ceux qui font que les navires sur lesquels nous embarquons



sont si sécurisants, merci à Paul-Yves Guilcher qui a épousé la mer, il y a bien longtemps, merci à Gilles Trédunit, avec qui j'ai fait mes premières armes dans la cour des grands et un grand merci à tous les équipages du Thalia et du Suroît avec qui ce fut un plaisir de naviguer, même si mon estomac n'a pas toujours été d'accord.

Enfin et surtout un grand merci à mon épouse et à mes enfants qui ont supporté avec patience, les soirées et les week-ends où papa disparaissait au lieu de bricoler un circuit pour les billes ou une maison pour la poupée.....

# ***SOMMAIRE***

*"On étudie le fond de la mer avec une sonde, si celle-ci ramène de la vase, c'est que le fond est vaseux; si elle ramène de la boue, c'est que le fond est boueux; si elle ne ramène rien, c'est que la ficelle est trop courte"*

*Jean-Charles, La foire aux Cancres*

# **EVOLUTION DU FLEUVE MANCHE DEPUIS L'OLIGOCENE : STRATIGRAPHIE ET GEOMORPHOLOGIE D'UNE PLATEFORME CONTINENTALE EN REGIME PERIGLACIAIRE**

## **SOMMAIRE**

---

### **I-HISTOIRE REGIONALE DE LA MANCHE : ETAT DES CONNAISSANCES**

Afin de comprendre la mise en place et l'évolution du fleuve Manche, il est nécessaire de connaître l'histoire géologique de la Manche. Ce chapitre expose ce qu'est le contexte structural de la Manche, dont les contre-coups tectoniques induiront les accidents préférentiels que le fleuve empruntera. La tectonique majeure a été enregistrée par les grands bassins sédimentaires de la Manche, en particulier par la faille Aurigny-Ouessant, dont le style structural marqué par l'inversion cénozoïque de la Manche est à l'origine de la mise en place du fleuve.

Sur cette tectonique, viennent se superposer les phénomènes eustatiques du Plio-Quaternaire. Les variations du niveau de la mer depuis 2,6 Ma, sont associées à l'installation de la calotte glaciaire sur l'Arctique et à ses fluctuations liées aux forçages orbitaux. Ces variations glacio-eustatiques ont donné les phases d'érosion/sédimentation nécessaires au fonctionnement du système fluvial étudié.

Le fleuve Manche persiste actuellement par la préservation de ses tributaires à terre qui sont les grands fleuves de l'Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement: la Somme, la Seine et la Solent. Un résumé de l'histoire plio-quaternaire de ces fleuves est proposé, la reconstruction de leur paléogéographie permet d'appréhender l'existence d'un fleuve qui leur aurait servi d'exutoire lors des bas niveaux marins.

---

### **II-PRÉSENTATION DES DONNÉES ET MÉTHODES D'INTERPRÉTATION**

Nous présentons ici, les missions à la mer réalisées dans le cadre de la reconnaissance de la Manche, les outils d'acquisition et de traitement utilisés: positionnement, sondeur multifaisceaux EM1000, sismique Très Haute Résolution et les méthodes de dépouillement des données acquises.

Les méthodes d'interprétation que nous avons utilisées pour notre étude sont:

- la stratigraphie sismique dont les processus d'interprétation passent par l'analyse des séquences et des faciès sismiques afin d'obtenir une signification géologique des réflexions.

- et la stratigraphie séquentielle haute résolution, dont l'objectif est de reconstituer les géométries sédimentaires afin de les situer dans un cadre chronologique. Les modèles stratigraphiques ont été établis à partir de notions comme la notion d'accommodation et comme la notion d'unités génétiques interprétées en terme de séquence élémentaire de dépôt. La chronologie est obtenue par comparaison avec les variations eustatiques globales dont l'origine est supposée forcée par les variations orbitales.

---

### **III-INFLUENCE DES FACTEURS GÉOMORPHOLOGIQUES SUR L'ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE**

Les modèles de la stratigraphie séquentielle trouvent des limites dans l'étude des systèmes fluviaux. En effet, la réponse aux fluctuations du niveau marin sur les enregistrements continentaux devient moins évidente en amont des fleuves alors que les autres facteurs tels la tectonique et les changements climatiques deviennent prédominants. Nous avons essayé de contraindre les principes de la stratigraphie séquentielle avec les principes de la géomorphologie appliqués à l'évolution des systèmes fluviaux. L'étude géomorphologique des systèmes fluviaux et de la relation fleuve-eustatisme montre l'importance des facteurs autocycliques sur le comportement des fleuves. Nous avons donc soulevé le problème de l'influence: des érosions "régressives", de la vitesse de variation du niveau de la mer, des érosions épisodiques, du rôle de la déformation isostatique, sur la cyclicité géomorphologique relative au comportement des fleuves.

L'influence du climat, en particulier à la périphérie des glaciers, est un paramètre important négligé par les modèles de stratigraphie séquentielle. Le système d'érosion périglaciaire (mécanismes du gel dans le sol et dans les roches, mécanismes associés au dégel et à la fonte des neiges, ruissellement, vent) modèle les plateformes. Des figures d'érosion correspondant à des dépressions de thermokarst (cryokarst) ont été mises en évidence lors de la mission SEDIMANCHE 2. La plateforme de la Manche montre toutes les caractéristiques d'une plateforme périglaciaire

---

### **IV-LE PALÉOSYSTÈME FLUVIAL DE LA MANCHE**

Ce chapitre présente les résultats obtenus et leur interprétation sur les différentes zones reconnues lors de la mission SEDIMANCHE 2. Les zones sont décrites de l'Est vers l'Ouest (du bassin versant vers la zone de dépôt).

Le paléosystème de vallées en Manche centrale est représenté par les zones SAMDI et CONFLUENT. Nous présentons pour ces zones une description morpho-bathymétrique, une description de la stratigraphie et une description

---

structurale. Ces zones révèlent un remplissage polyphasé caractérisé par une succession de phases majeures érosives, de phases de remplissage agradantes, et de pulsations d'énergie plus faibles érosion/remplissage. La paléomorphologie souligne des directions tectoniques postérieures à la première incision et la morphologie du creusement montre une reprise des incisions au delà de l'isobathe -70 m.

La relation Manche centrale, Manche occidentale est présentée par l'étude des zones GUERNESEY et OMBILIC. La stratigraphie du remplissage sédimentaire diffèrent sur les deux zones. Sur la base des prélèvements de surface, il est possible (avec certaines réserves) d'appréhender l'âge du remplissage.

L'étude morphologique et bathymétrique de la terminaison occidentale de la Fosse Centrale et la paléomorphologie obtenue par la réalisation d'un modèle numérique de terrain de l'interprétation des profils sismiques, témoignent d'une origine tectonique Néogène de la fosse et d'un remplissage progradant des séquences. La mise en évidence de petites fosses décalées en relais à l'extrémité Ouest, confirme le rôle de la tectonique compressive oligo-miocène.

L'analyse des profils sismiques du banc du Kaiser-I-Hind conduit à reconsidérer l'origine des bancs sableux de la mer Celtique. Le relief sous-marin que forme le banc est constitué par la superposition d'unités acoustiques attribuable à un terme estuarien ou deltaïque.

---

## V-DISCUSSION

La discussion propose un modèle d'évolution du système fluvial de la Manche centrale. Les faits majeurs révélés par cette étude sont: la rupture de pente (W1°15) en Manche centrale/orientale, la surface d'aplanissement en Manche occidentale, l'origine tectonique de la Fosse Centrale, son rôle de lac exutoire et la charnière occidentale caractérisée par les bancs de la mer Celtique.

A partir de l'étude des incisions et du polyphasage du comblement des vallées de la Manche, il est possible d'établir une chronologie relative de la variation du niveau de base, accompagnée d'une reconstitution des profils longitudinaux du fleuve Manche lors des bas niveaux marins du Quaternaire. L'origine des fosses est également discutée (hypothèse glaciaire, hypothèse karstique, contrôle hydrodynamique et rôle de la tectonique ?). L'origine tectonique (inversion oligocène) de la Fosse Centrale et son fonctionnement comme lac exutoire du système fluvial de la Manche sont proposés. Enfin, la discussion s'achève sur une proposition de reconstitution de l'histoire géologique générale du fleuve Manche depuis l'Oligocène.

# ***INTRODUCTION***

*"Donnez-moi des nouvelles des rivières,  
J'en ai connu de bien jolies,  
Ont-elles encor cette façon si personnelle,  
De descendre dans la vallée,  
De retenir l'image de leur voyage,  
Sans consentir à s'arrêter."*

*Jules Supervielle (Le Forçat innocent)*

La dernière période glaciaire que la Terre ait connue a commencé il y a 115 ou 120 000 ans et s'est achevée voilà quelques milliers d'années seulement, après un dernier maximum de froid daté d'environ 18 000 ans. A cette époque contemporaine de l'homme de Cro-Magnon, une bonne partie du Nord de l'hémisphère Nord était écrasée sous 50 millions de km<sup>3</sup> de glace (Ruddiman et al., 1989). Une énorme calotte glaciaire, appelée Inlandsis finno-scandien, recouvrait la Scandinavie et la Finlande où elle culminait à plus de 3 000 m d'altitude, s'étendait sur l'Ecosse, la moitié de l'Angleterre et de l'Irlande, et sur la mer du Nord. Quant à l'actuel bras de mer de la Manche, il n'était occupé que par un fleuve, la mer ayant baissé de plus de 120 m par rapport à aujourd'hui. La Grande-Bretagne n'était pas encore une île !

La Seine, la Somme, la Solent et, peut-être, le Rhin et la Tamise, étaient des affluents de ce "fleuve Manche". Le Nord de la France était plongé dans un climat sibérien. De l'autre côté de l'Atlantique, une calotte glaciaire encore plus vaste, l'inlandsis des Laurentides recouvrait le Canada et les Etats-Unis, jusqu'à la latitude des grands lacs (Tedrow, 1969), on pense également qu'un autre inlandsis s'étendait sur les actuelles mers de Barents et de Kara, au Nord de la Sibérie (Katasonov, 1973).

La déglaciation s'est amorcée lentement, il y a 20 000 ans et s'est accélérée voilà 15 000 ans environ. Elle n'a rien d'un processus régulier et semble s'être déroulée en plusieurs étapes. La fonte des glaces a connu de brusques accélérations et des périodes de stagnation, voire de refroidissement de plusieurs siècles. Pour finir, l'inlandsis scandinave aurait disparu il y a 8 000 ans et celui des Laurentides vers 7 000 ans BP. Aujourd'hui encore la croûte terrestre n'en finit pas de se soulager de leur poids et continue de remonter.

Ce phénomène glaciation-déglaciation, que l'on appréhende assez précisément pour le dernier cycle quaternaire, s'était déjà produit tout au long du Pléistocène avec une cyclicité de 100 000 ans depuis le Bavélien, il y a 900 000 ans (Einsele & Ricken, 1991; Imbrie, 1993). Au niveau du continent Nord-européen, la mise en place d'un véritable climat froid a eu lieu au Prétiglien (stade isotopique 100, il y a environ 2,5 Ma) (Zagwijn, 1986). Ce phénomène marque un réel changement, la mer se retire des bassins de Paris et de Londres qui sont alors drainés par le "fleuve Manche".

A partir des synthèses existantes sur l'histoire de la Manche dont celles de Boillot (1964), Curry et al. (1971), Auffret et al. (1980), Quesney (1983) et Evans (1990) et des nouvelles données obtenues dans le cadre du programme SEDIMANCHE de l'IFREMER, ce travail se propose d'apporter de nouveaux éléments permettant de comprendre l'histoire du "fleuve Manche", bien que les rudes conditions climatiques qui affectent les régions périglaciaires n'aient laissé que quelques traces de son passé.

Pour cela, nous avons étudié les séquences de remplissage des vallées et des fosses de la Manche qui sont les dernières cicatrices préservées du fleuve. Nous avons essayé d'appliquer les méthodes de la stratigraphie séquentielle. Cependant, nous avons été confrontés aux limites de cette méthode, du fait des conditions géomorphologiques et climatiques qui ont régné sur le Nord de l'Europe tout au cours de l'histoire du fleuve depuis l'Oligocène. Cela fait plus d'un siècle que l'importance de la géomorphologie pour l'étude des fleuves a été soulignée par Davis (1899) dans sa théorie: "Normal erosion". La reconstruction de l'histoire des fleuves étaient alors basée sur les caractéristiques du relief et expliquée par des alternances de phases d'incisions et de phases de stabilité. Dès le début, ces alternances étaient attribuées à l'influence de facteurs externes tels que la tectonique, l'eustatisme et le climat (Lefèvre, 1936; Zeuner, 1959). D'un autre côté, une approche orientée cette fois, beaucoup plus sur les processus a été développée par Leopold (1953) et Hack (1960). Leur théorie sur l'équilibre dynamique des fleuves suppose une adaptation constante du fleuve aux variations externes. Schumm (1973 & 1988) a démontré que les fleuves n'avaient pas toujours une réponse déterministe aux variations des conditions externes au système, et a fait intervenir la notion d'allocyclicité et d'autocyclicité, fortement utilisée actuellement en stratigraphie séquentielle. La compréhension d'un système fluvial doit donc coupler les principes de la sédimentologie stratigraphique et les principes de la géomorphologie en général.

Le fleuve Manche, comme tous les fleuves, a emprunté, pour rejoindre la mer, des zones de faiblesse du substratum qui sont le résultat d'une activité tectonique, maintes fois reprise, ce qui fait que pour comprendre l'histoire du fleuve, il est nécessaire de connaître l'histoire de la Manche depuis la première activité tectonique qui a marqué à jamais son sol.

Afin d'étudier les séquences de remplissage plio-quaternaires des paléovallées et des fosses de la Manche et d'établir un historique de la mise en place du fleuve Manche depuis son origine à l'Oligocène, nous présenterons:

- une synthèse de l'histoire régionale tectonique et glacio-eustatique de la Manche,
- les données acquises au cours des dernières reconnaissances en mer, et les méthodes utilisées pour le dépouillement de celles-ci,
- les limites de la stratigraphie séquentielle et l'apport de la géomorphologie fluviale et des connaissances sur les facteurs érosifs en régime périglaciaire,
- l'interprétation des données et leur apport à la compréhension du fonctionnement de fleuve.



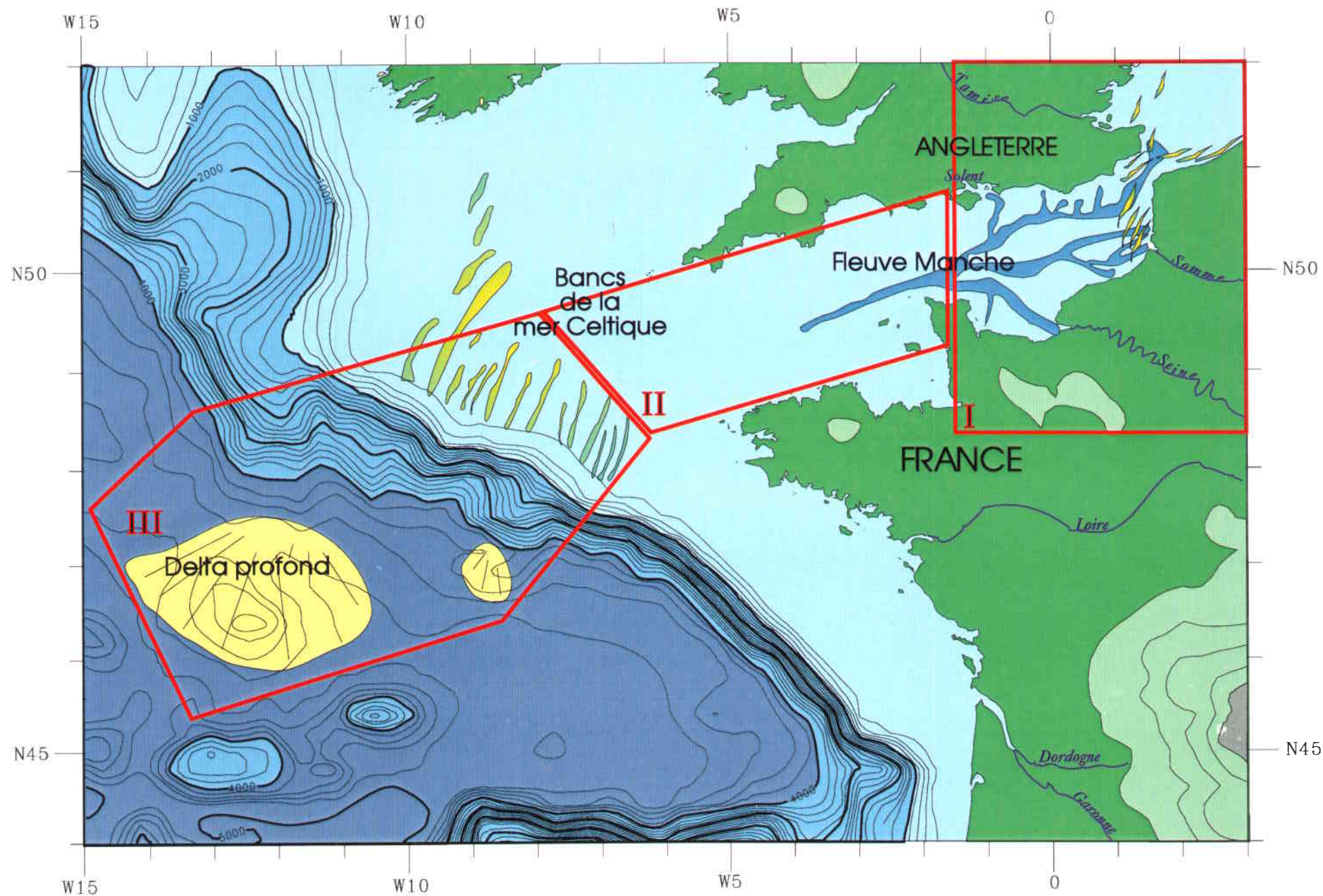
## CHAPITRE 1

---

# *HISTOIRE REGIONALE DE LA MANCHE, ETAT DES CONNAISSANCES*

*"L'astronomie est née de la superstition; l'éloquence de l'ambition, de la haine, de la flatterie, du mensonge; la géométrie de l'avarice; la physique d'une vaine curiosité; toutes, et la morale même, de l'orgueil humain"*

*Jean-Jacques Rousseau*



**Figure I.1 - Situation générale du système fluvial de la Manche**  
*I-Bassin Versant, II-Zone de transfert, III-Zone de dépôt*

Les grandes régressions marines de la fin du Tertiaire (Chattien, Messinien) sont responsables de l'émersion de la Manche actuelle (Evans, 1990; Ziegler, 1990). Au milieu de la Manche, sur les cicatrices résultantes des événements tectoniques que celle-ci a subi depuis le Précambrien (Lefort, 1991), s'est installé un fleuve coulant vers l'océan Atlantique. Ce fleuve drainait les bassins de Paris et de Londres. Les grandes glaciations et les variations eustatiques qui en découlent ont, dès la fin du Pliocène, modifié, remodelé le tracé et le comportement du fleuve Manche (Gibbard, 1988 et 1995).

Le système fluviatile plio-quadernaire de la Manche peut se décrire par (Fig. I.1):

- son grand bassin versant, constitué du Sud de la mer du Nord (le Southern Bight), de la Manche orientale, des bassins de Londres et de Paris,
- la zone de transfert commençant au droit du Cotentin par la zone de confluence des paléovallées de la Manche centrale, et se poursuivant par la Fosse Centrale de la Manche,
- la zone de dépôt constituée par l'ensemble des bancs de la mer Celtique et du delta profond situé au pied des canyons de Shamrock et de Black-Mud.

Afin de comprendre la mise en place et l'évolution du fleuve Manche, il est nécessaire de connaître l'histoire géologique de la Manche. Ceci est possible grâce à l'étude des bassins de la Manche qui ont enregistré les grands événements tectoniques depuis le Précambrien jusqu'à l'Oligocène. Il est aussi important d'établir un historique des variations eustatiques liées aux glaciations dont les premières traces sont connues au Nord de l'Europe dès le début du Pléistocène. Le passé des grands fleuves Nord-européens ayant participé au drainage du fleuve Manche nous aidera également à comprendre son histoire.

Nous présenterons donc dans ce premier chapitre,

- (1) un rappel du passé géologique des bassins de la Manche et des Approches Occidentales en soulignant les grands traits structuraux et leur influence sur l'histoire du fleuve,
- (2) les facteurs glacio-eustatiques du Quadernaire,
- (3) un résumé de l'histoire des grands fleuves Nord-européens, anciens affluents du fleuve Manche.

## I-1 CONTEXTE STRUCTURAL

Pour répondre aux questions posées sur la mise en place des fosses de la Manche et en particulier de la Fosse Centrale, dernier élément témoin du système fluvial de la Manche occidentale, il a été nécessaire de s'intéresser à l'histoire de l'accident majeur médio-Manche Aurigny-Ouessant constitué de nombreuses failles visibles en surface et dont deux éléments délimitent au Nord et au Sud la Fosse Centrale. L'histoire de cet accident est étroitement liée à l'histoire géologique des bassins de la Manche et de ses Approches occidentales. Depuis le début du siècle, les bassins sédimentaires de la mer Celtique et de la Manche ont fait l'objet de nombreuses études de la part d'équipes françaises, britanniques et irlandaises. Ce sont les résultats de ces travaux que nous reprendrons dans cette synthèse.

Après les travaux pionniers de Dangeard débutés dans les années 20 (Dangeard, 1929 et 1972) des études plus systématiques ont été effectuées sur le fond de la mer, souvent accompagnées de sismique réflexion haute résolution et monotrace (Curry et al., 1970; Blundell et al., 1971; Hamilton & Blundell, 1971; Andreieff et al., 1972; Boillot et al., 1972; Andreieff et al., 1975; Smith & Curry, 1975). Très peu de sondages profonds ont été réalisés en mer (Evans et al., 1981). En 1983, le programme d'Etude de la Croûte Continentale et Océanique par Réflexion et Réfraction Sismiques (ECORS) mettait en oeuvre de la sismique profonde (profils SWAT et WAM). Ce programme s'est intéressé à la mer Celtique, à la Manche et à la marge continentale Nord-Atlantique et les résultats ont été publiés en 1991 (Bois et al., 1991b). Toutes ces données ont permis de bâtir des synthèses de plus en plus précises sur la géologie de la Manche (Owen, 1974; Blundell, 1975; Boillot & Musellec, 1975; Bouysse et al., 1975; Naylor & Mounteney, 1975; Hamilton, 1979; Evans, 1990; Hamblin et al., 1992; Ruffell, 1995).

Depuis environ vingt cinq ans la région a aussi été le siège d'une exploration pétrolière inégalement répartie. Particulièrement intense au cours des années 70, celle-ci a beaucoup diminué depuis, bien qu'une nouvelle tendance à la reprise semble se faire de nouveau ressentir. De façon générale, les données pétrolières ont fait l'objet d'un très petit nombre de publications. L'étude la plus importante qui sert de référence sur la zone à tous les travaux plus récents, est celle du bassin des Approches Occidentales publiée par Ziegler (1987a). Il est vrai que des données de sondage et de sismique ont été utilisées avec plus ou moins de détails dans un certain nombre de synthèses. Sur les zones qui nous intéressent nous retiendrons celles de Ziegler (1982 et 1990), Smith (1985), Brooks (1986), Mascle (1987) et Evans (1990).



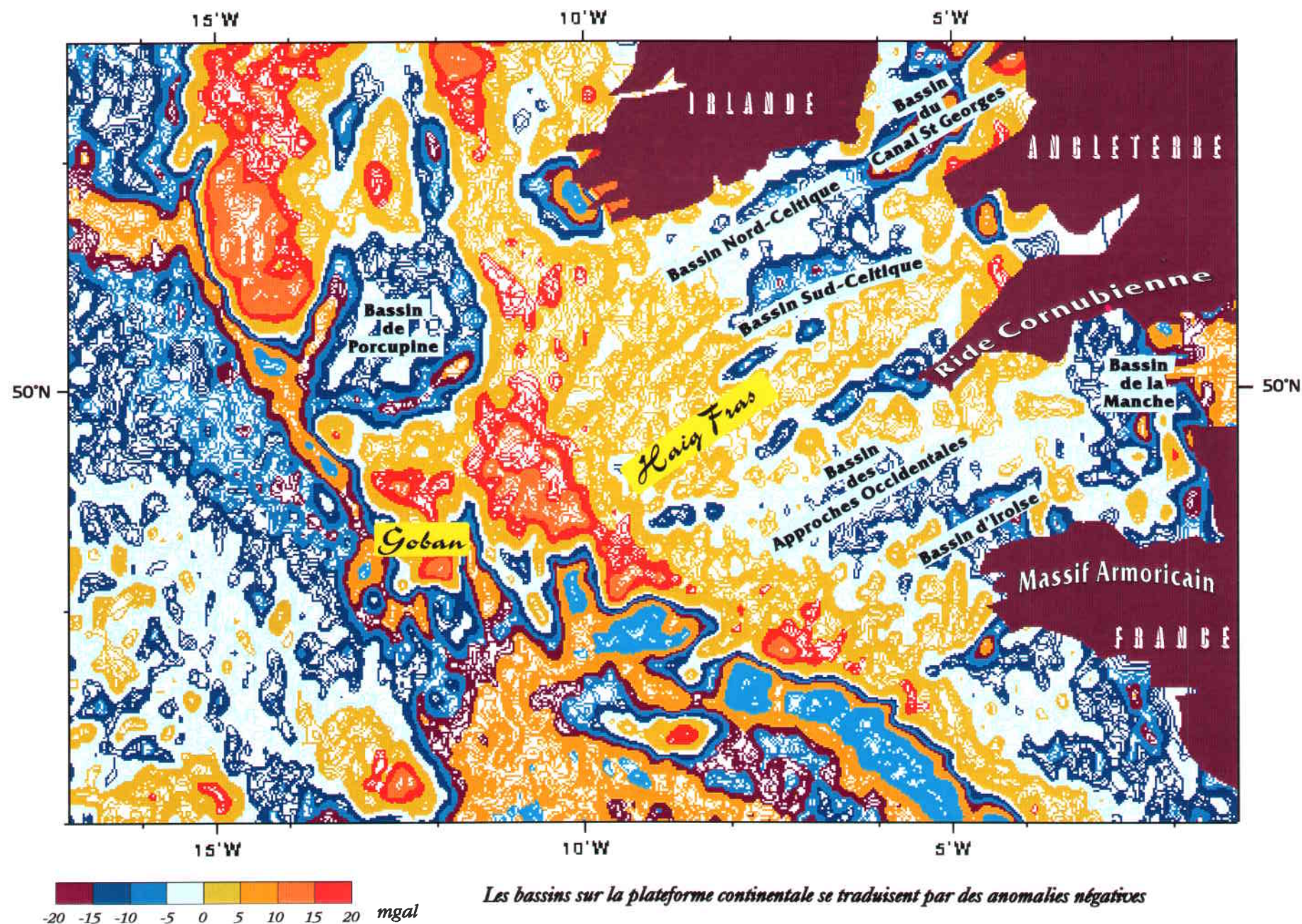


Figure I.2 - Les bassins en Manche et en mer Celtique à partir de la carte des anomalies gravimétriques (données du satellite ERS-1)  
(d'après Sandwell et Smith, 1992)



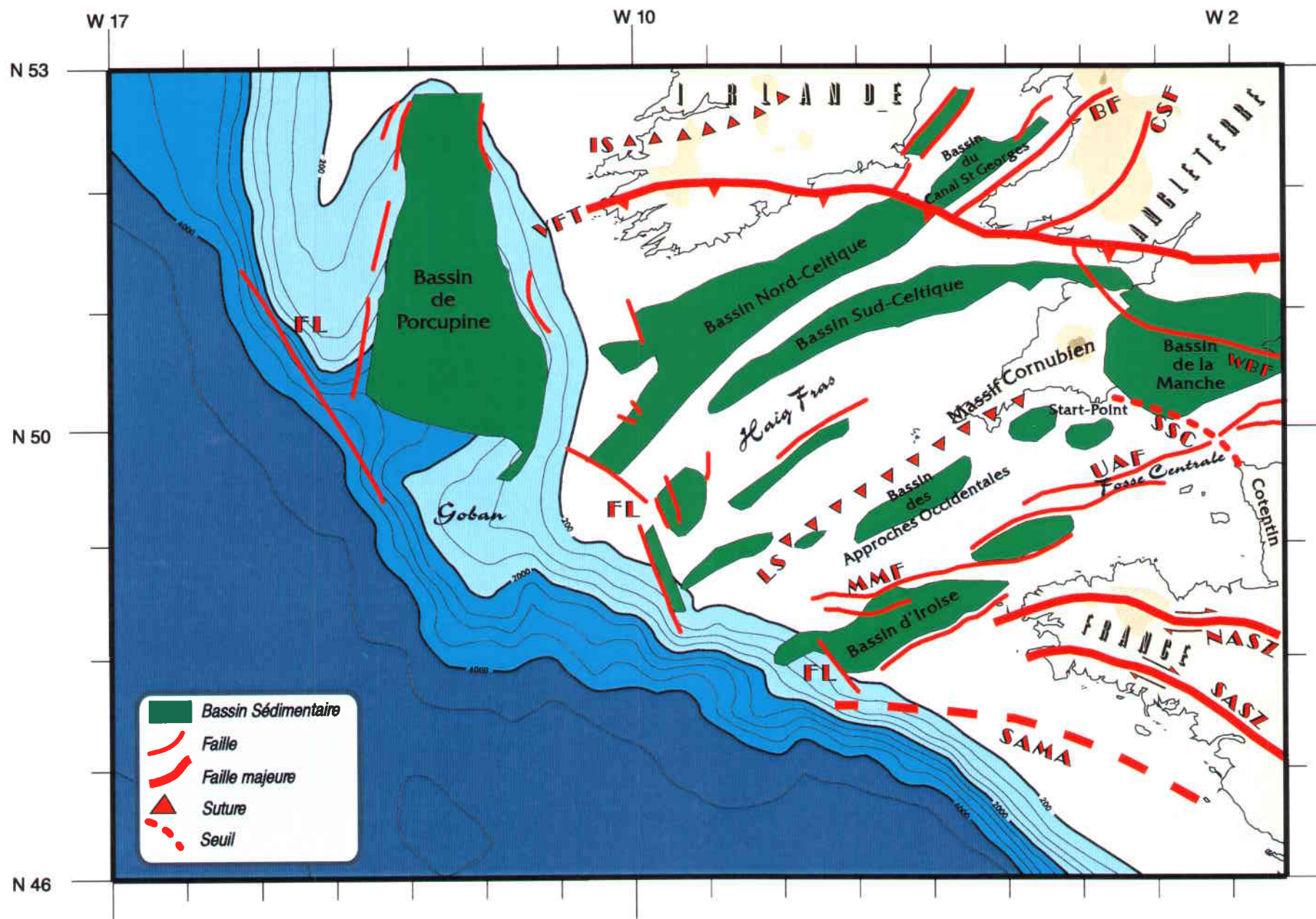


Figure I.3 - Schéma structural de la marge européenne Nord-orientale (d'après Bois et al., 1991)

BF = faille de Bala ; CSF = faille de Church Stretton ; IS = suture du Lapetus ; LS = suture du Lizard ; MMF = faille médio-Manche ; NASZ = zone broyée Nord-armoricaine ; SAMA = anomalie magnétique Sud-armoricaine ; SASZ = zone broyée sud-armoricaine ; SSC = seuil Start-Point Cotentin ; UAF = faille Aurigny-Ouessant ; FL = Failles limites de la marge ; VFT = front de déformation hercynien ; WBF = faille Wight-Pays de Bray.

## I-1.1 Situation Générale

Les marges de l'Europe du Nord-Ouest sont occupées par d'importants bassins sédimentaires (jusqu'à 10 km de profondeur) qui se sont développés au Permo-Trias et tout au long du Mésozoïque (Ziegler, 1982; Smith, 1985). La carte des anomalies gravimétriques obtenue à partir des mesures du satellite ERS-1 permet de localiser ces bassins sédimentaires (Fig. I.2; Sandwell & Smith, 1992). Les limites mises en évidence par les anomalies gravimétriques négatives sur la plate-forme continentale soulignent plus précisément les principales limites stratigraphiques des bassins reconnues à partir des données sismiques publiées (Tucker & Arter, 1987; Van Hoorn, 1987; Ziegler, 1987b), et des sondages industriels et scientifiques (Graciansky (de) & Poag, 1984; Wingfield, 1990) (Fig. I.3).

Les marges de l'Europe du Nord-Ouest sont caractérisées par des unités grossièrement orientées Est-Ouest à ENE-WSW, qui sont du nord au sud (Fig. I.3):

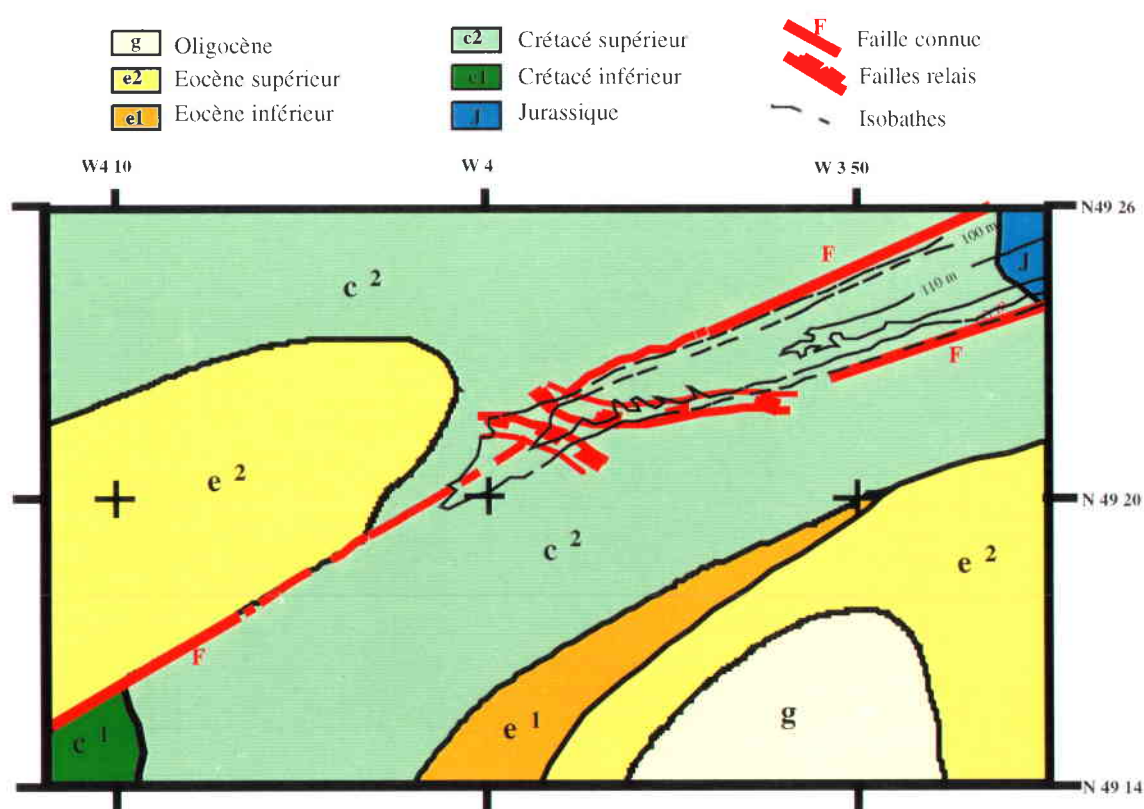
- le front de déformation hercynien (VFT) au Nord duquel s'étend un avant-pays structuré par l'orogénèse calédonienne,
- le bassin associé à la marge continentale de l'Atlantique Nord et du golfe de Gascogne (bassin de Porcupine).
- les bassins de la mer Celtique, allongés, étroits, isolés les uns des autres par des rides de socle (bassins Nord et Sud Celtique, bassin du canal de St-Georges),
- le massif cornubien dont les intrusions granitiques sont datées du Carbonifère, bordé au Sud par la suture du Lizard (LS),
- les larges bassins de la Manche situé au Nord-Est de l'accident Aurigny-Ouessant (UAF), des Approches occidentales situé au Nord du grand accident médio-Manche (MMF) et le bassin d'Iroise situé au Sud de ce dernier accident,
- le socle breton et normand comprenant des formations paléozoïques et briovériennes .

Dans la région du bassin de la Manche, des données de sismique légère indiquent la présence de failles ante-jurassiques d'orientation N130° (Wood, 1974). La dépression limitée par ces failles, pourrait ainsi résulter d'un *pull-apart* le long de telles failles.

Le remplissage des bassins des Approches occidentales et du bassin d'Iroise est contrôlé par les failles médio-Manche issues de l'orogénèse calédonienne (MMF, Fig. I.3) qui ont probablement joué en décrochement lors des inversions du Crétacé et du Tertiaire et qui sont sans doute à l'origine de l'ouverture de la Fosse Centrale. Vers l'Ouest, ces bassins sont interrompus par le faisceau d'accidents (les failles atlantiques de Van Hoorn, 1987) orientés NW-SE (FL, Fig. I.3) qui constitue la limite de la marge continentale.

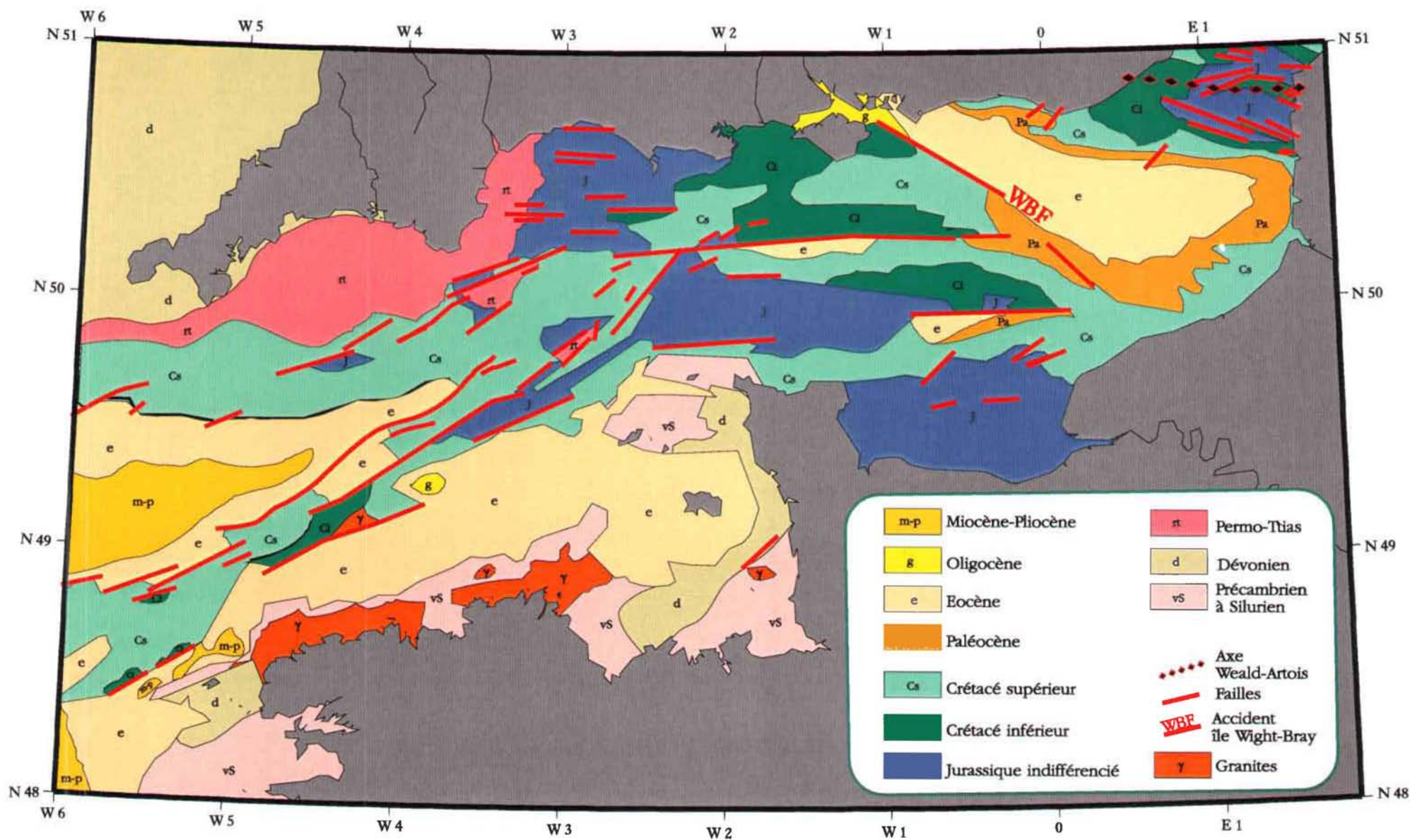
Le bassin de la Manche occidentale déformé en synforme au Crétacé Supérieur (Fig. I.4) (Boillot et al., 1974), s'ennoye vers l'Ouest Sud-Ouest. Son flanc Nord remonte en pente douce vers le Massif cornubien (Fig. I.3). Son flanc Sud est accidenté par le grand faisceau d'accidents en relais, orienté NE-SW (MMF, Fig. I.3), qui s'étend jusqu'en Manche centrale. Ce faisceau qui nous intéresse particulièrement pour son rôle joué lors de la mise en place de la Fosse Centrale est bordé au Sud par une anomalie magnétique majeure (SAMA, Fig. I.3) d'origine anté-cambrienne et qui témoigne ainsi de l'origine ancienne de la discontinuité crustale (Lefort, 1977 & 1991).

Le faisceau de failles NE-SW situé au Nord d'une zone complexe de fossés sédimentaires qu'il est convenu d'appeler bassin d'Iroise est constitué d'une part de l'ensemble "faille médio-Manche" (MMF, Fig. I.3) et d'autre part de l'ensemble "faille Aurigny-Ouessant" (UAF, Fig. I.3) qui se trouve plus à l'Est bordant la Fosse Centrale (Fig. I.5). Dans un cas comme dans l'autre il ne s'agit pas de failles continues. Le Crétacé Inférieur, le Jurassique et même le Permo-Trias affleurent par endroit le long des accidents médio-Manche et au droit du seuil Start-Cotentin (SSC, Fig. I.3). La bordure Sud du bassin de Manche occidentale est masquée par une mince couverture tertiaire qui s'étend jusque sur le socle armoricain. A l'Est, le système d'accidents médio-Manche vient buter contre le grand accident île de Wight-Pays de Bray (WBF, Fig. I.3) qui forme la limite entre la Manche centrale et la Manche orientale.



**Figure I.5** - Carte géologique de l'extrémité Ouest de la Fosse Centrale  
d'après la carte géologique au 1/250 000  
(Taylor, 1980)





*Figure I.4 - Carte de la géologie marine de la Manche d'après la carte géologique au 1/1 000 000 (Boillot, 1974)*

## I-1.2 Histoire de l'Evolution des Bassins

Les bassins sédimentaires de mer Celtique et de Manche se sont formés et ont évolué au cours d'une histoire complexe de modification des contraintes régionales qu'ils ont enregistrées. Le faisceau de failles à l'origine de la Fosse Centrale résulte de ces modifications. Le tableau I.1 (Evans, 1990; Bois et al., 1991b) résume les principaux événements tectoniques repérés en France et dans le Sud de l'Angleterre. Ils se traduisent dans les remplissages sédimentaires par des discordances plus ou moins importantes déterminant un certain nombre de méga-cycles sédimentaires.

### I-1.2.1 Le socle

La nature du socle sous les bassins est relativement mal connue et est supposée correspondre à celle connue à terre. Les roches du Massif Armoricaire présentent trois successions; (1) les Gneiss icartiens recouverts en discordance par (2) les séries métamorphiques du Briovérien, ces deux formations ont été déformées lors de l'orogénèse cadomienne (Précambrien-Cambrien) et sont recouvertes en discordance par (3) les métasédiments du Cambrien-Dévonien/Carbonifère (Chantraine et al., 1988). Des gneiss du Pentévrien ont été récupérés lors du forage pétrolier Lenket effectué dans le bassin d'Iroise (Ruffell, 1995).

### I-1.2.2 Le Permo-Trias

Les bassins se sont initialement formés lors d'une première phase de rifting et de subsidence au Permien, à la suite de la mise en place de la Pangée. L'épisode allant du Permien au Trias Terminal représente la première phase de la subsidence post-varisque, affectant le bassin des Approches Occidentales de la Manche. Dans le bassin d'Iroise, on ne trouve pas vraiment trace de cette subsidence ni de la sédimentation associée, la base de la série étant jurassique.

Dans le bassin de la Manche, Chapman (1989) a démontré qu'une série de failles synrift d'âge Permien à Trias Inférieur a été réactivée au Trias Supérieur, impliquant ainsi l'existence d'une seconde phase de rifting plus tardive. Cette seconde phase pourrait expliquer l'extension au Permien Inférieur de bassins marginaux en Atlantique Nord alors que l'ensemble montre une phase de rifting NW-SE au Trias Supérieur et quelquefois même au Jurassique Inférieur. Ce qui laisse supposer que le rifting de l'Atlantique Nord se serait donc décomposé en deux phases.

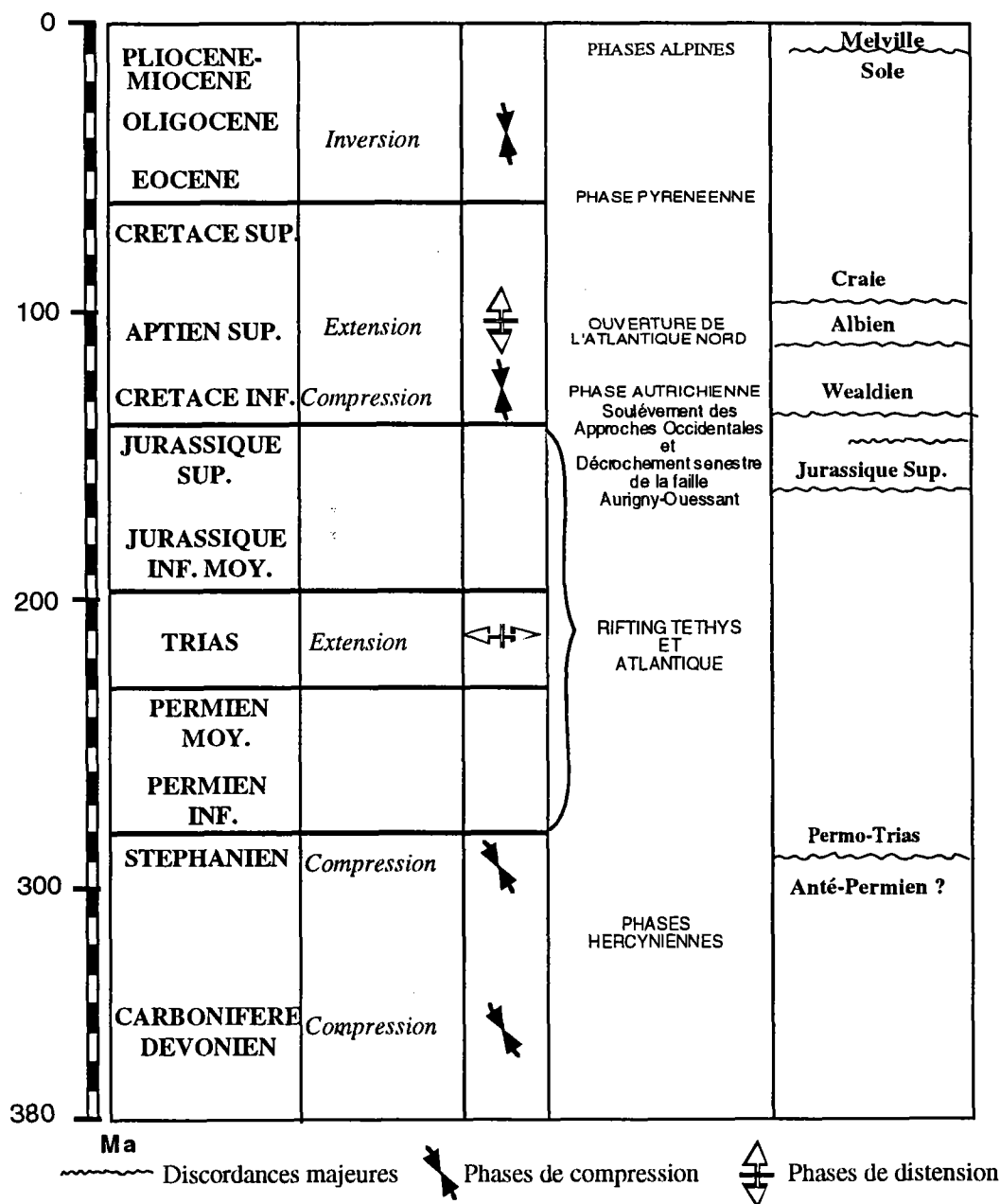


Tableau. I.1. - Principales phases de déformation en France et dans les régions voisines et discordances en mer Celtique et en Manche (d'après Bois, 1991a, corrigé d'après Evans, 1990).

### I-1.2.3 Le Jurassique

En mer Celtique, la sédimentation du Jurassique Inférieur et Moyen semble poursuivre celle du Permo-Trias. En Manche au contraire, des failles semblent actives dès le début du Jurassique, leur paroxysme tectonique est enregistré pendant la période Hettangien-Bajocien (Dogger, Jurassique Moyen) (Chadwick, 1986). Cette activité serait à associer à la phase de rifting téthysienne qui a conduit, dès la fin du Jurassique Moyen, ou dès le début du Jurassique Supérieur, à l'ouverture océanique de l'Atlantique central (Lemoine & Trumpy, 1987).

A la fin du Jurassique Moyen se produit également le soulèvement du Massif cornubien (Fig I.3) (Tucker & Arter, 1987; Van Hoorn, 1987). En mer Celtique et en Manche, les accidents demeurent actifs (Chadwick, 1986). Cette tectonique est contemporaine des phases finales du rifting de la mer du Nord où domine une direction d'extension E-W. On observe le soulèvement et l'érosion partielle du bassin Sud-Celtique, des bordures du bassin Nord-Celtique et du bassin de la Manche occidentale. Ce phénomène attribué à la phase néo-cimérienne marque assurément une modification régionale du régime de contraintes entre deux méga-cycles sédimentaires, le Trias-Jurassique et le Crétacé (Tucker & Arter, 1987). Cette modification peut avoir créé localement de véritables inversions tectoniques (Van Hoorn, 1987). Le passage d'un méga-cycle à l'autre est souligné par une baisse du niveau marin qui se fait sentir dès le Jurassique Supérieur (Tithonien, Haq et al., 1988).

#### I-1.2.4 Le Crétacé

La subsidence wealdienne des bassins Nord et Sud-Celtique et de la Manche occidentale peut-être mise en relation avec la période de rifting à l'origine de l'ouverture océanique du golfe de Gascogne allant de la fin du Jurassique à l'Aptien Supérieur (Roberts et al., 1981). La direction d'extension est sensiblement N-S. En dehors de la Manche méridionale et centrale, il n'y a pas d'évidence que les failles aient joué un rôle important dans la subsidence wealdienne.

Le Crétacé Inférieur est marqué par des événements compressifs que l'on attribue à la phase autrichienne (premières phases de collisions continentales dans les Alpes). La différence d'épaisseur de Crétacé Inférieur préservée au nord de l'accident Aurigny-Ouessant (UAF, Fig. I.3) par rapport à celle du bassin d'Iroise suggère, soit un soulèvement au Jurassique Supérieur et une érosion au Nord contrastant avec une subsidence rapide au Sud (Chapman, 1989 ; Evans et al., 1990), soit un soulèvement plus rapide au Nord qu'au Sud, immédiatement suivi du dépôt de la Craie (Crétacé Supérieur). La mise en évidence d'une activité thermique plus importante à l'Aptien-Albien (Ruffell, 1995) confirmerait cette dernière hypothèse.

A la fin de l'Albien, début du Cénomaniens, une subsidence régionale couplée à une remontée globale du niveau marin (Haq et al., 1987) entraîne l'inondation générale de la Manche occidentale. A la fin du Crétacé et au début du Tertiaire, la surrection du bassin d'Iroise contraste avec la rapide subsidence des bassins au Nord de la faille médio-Manche, ce qui est en général décrit comme l'inversion positive des bassins crétacés et la réactivation de la subsidence des dépôts-centres permien (Ziegler, 1987a). Cette surrection eut son maximum au niveau du bassin des Approches Occidentales, lors des déformations alpines supposées s'être fait ressentir au Miocène (Ziegler, 1982). Le Crétacé Supérieur est largement discordant sur l'ensemble des formations antérieures du fait d'une remontée eustatique du niveau de la mer, estimée à environ 100 m par Watts & Steckler, (1979) et 350 m par Hallam (1984).

### I-1.2.5 Le Cénozoïque Inférieur

Les mouvements de bascule de faible amplitude et de grande longueur d'onde du Lutétien suivis du raccourcissement pyrénéen de direction subméridienne de l'Eocène ou de l'Oligocène, s'accompagnent d'une reprise de la subsidence avec inondation généralisée de la Manche du Bartonien au Rupélien. Ceci se traduit ici par les inversions enregistrées dans les bassins de mer Celtique et de Manche, aussi en mer du Nord (Ziegler, 1981), et de façon plus modeste dans le bassin de Paris (Mascle & Cazés, 1987). A la fin du Rupélien, le bassin d'Iroise se trouve inversé le long de la faille médio-Manche.

Bien que les phases de serrage alpines néogènes ne semblent pas avoir eu d'écho en Manche ou en mer Celtique, l'ensemble du domaine armoricain est inondé au Miocène. Une importante plate-forme carbonatée se construit en deux étapes Chattien-Langhien et Serravallien-Tortonien (Evans & Hughes, 1984). Ces dépôts sont basculés vers l'Ouest et déformés au Tortonien-Villafranchien (Guillocheau et al., 1994).

## I-1.3 Style Structural

Tous les bassins mésozoïques de mer Celtique et de Manche occidentale sont orientés selon une direction grossièrement WSW-ENE ( $\approx N60^\circ$ ) qui correspond à la direction calédonienne. Les failles Aurigny-Ouessant, qui nous intéressent sont également de direction  $N60^\circ$ .

En Manche, les failles ont été largement remobilisées lors des inversions crétacé et tertiaire et certains indices suggèrent que les failles médio-Manche ont été déjà actives pendant la sédimentation du Jurassique (Bois et al., 1991a).

De nombreuses failles normales ont été observées dans tous les bassins. Le système médio-Manche correspond probablement à des structures crustales plus anciennes. Les failles sont planes et ont généralement des pendages élevés (Bois et al., 1991b). La plupart ont une disposition actuelle synthétique. Cependant il existe des failles antithétiques accompagnées de blocs basculés au Sud du bassin du canal Saint-Georges et au Sud du bassin de la Manche (BF et WBF, Fig. I.3) (Bois et al., 1991b).

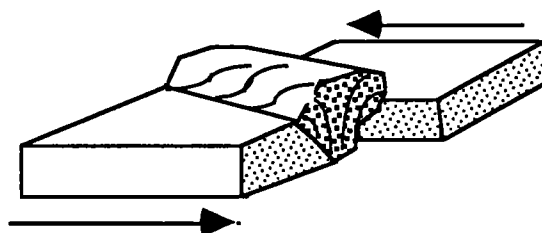
L'analyse des remplissages sédimentaires (Ruffell A.H., 1995) montre qu'en mer Celtique les failles n'ont joué qu'un rôle mineur dans la subsidence du début du Jurassique Supérieur. Jusqu'au Jurassique Supérieur, la subsidence se traduit par un enfoncement de la surface du socle conduisant à une dépression régulière. Des failles importantes apparaissent ensuite, notamment au Sud du bassin Nord-Celtique et dans le canal de Saint-Georges. En Manche, les failles ont pu jouer un rôle plus important dès le début du Jurassique.

La faille Aurigny-Ouessant forme la limite tectonique entre les bassins du Nord et du Sud en Manche occidentale.

### I-1.3.1 La faille Aurigny-Ouessant

La faille Aurigny-Ouessant (UAF, Fig. I.3) est une faille complexe. Sa géométrie, son sens de déplacement et son pendage défient la compréhension et renforcent l'hypothèse qu'il n'existe pas un seul plan de faille interprétable de section en section. Le terme zone de failles Aurigny-Ouessant semble plus approprié. Le changement de direction du rejet vertical le long de l'axe de la faille Aurigny-Ouessant peut alors s'expliquer en considérant l'ensemble comme une série de failles, dont certaines jouent en relais et d'autres en graben (Ruffell, 1995).

Les failles majeures limitant les bassins ne présentent pas de continuité sur d'importantes distances. La nature du pendage de la faille Aurigny-Ouessant est certainement atypique pour un décrochement. L'absence de structures en "bouquet de fleur" (= Flower structures, Fig. I.6) le long de la partie Nord-Est de la faille doit être soulignée. Cet ensemble de failles aurait joué comme un décrochement et des bassins en *pull-apart* se seraient alors formés au niveau de leurs zones d'inflexion.



*Figure I.6 - En transpression, il apparaît des failles inverses et des plis qui compensent par un gonflement vers la surface le rétrécissement de la zone, ces structures sont connues sous le nom de structures en bouquet de fleur (Gidon, 1987).*

### I-1.3.2 Conclusions sur les phases tectoniques

L'histoire structurale du bassin des Approches Occidentales est étroitement liée au rifting du Permo-Trias et à la séparation continentale Crétacé-Cénozoïque. La collision alpine a eu un effet limité sur le bassin de Paris, il semblerait que les contraintes aient été atténuées par le Massif armoricain (Hayward & Graham, 1989). Mais celles-ci sont à l'origine de l'inversion éocène-oligocène de la Manche. L'inversion n'a pas eu les mêmes effets, surrection des bassins au Sud de l'ensemble médio-Manche et subsidence au Nord.

Une nouvelle phase tectonique à rejeu vertical post-pliocène réutilisant les accidents N130° du Massif Armoricain a été décrite par Beurrier et al. (1979). Ces nouvelles contraintes présentent un axe compressif orienté N150° (Vignerresse, 1988). La sismicité actuelle de l'Ouest européen confirmerait que cette direction est toujours active. Dans le Massif Armoricain, ce n'est pas la seule direction, les structures hercyniennes semblant elles aussi actives (Vignerresse, 1988).

## I-1.4 L'Importance des Phénomènes d'Inversion en Manche

Les bassins de mer Celtique et de Manche ont subi des inversions au cours du Crétacé et du Tertiaire. Ces inversions se manifestent par le jeu inverse de failles normales, par la remontée de régions préalablement subsidentes, par la formation d'anticlinaux et par l'érosion importante des formations supérieures. Sur les profils de sismique profonde (SWAT, WAM et COPAREX, (Bois et al., 1991a; Lericolais et al., 1994)) on observe deux discordances régionales importantes correspondant à la compression du Crétacé Inférieur (phase autrichienne) et à l'inversion tertiaire (phase pyrénéenne). Remarquons que les deux phases tectoniques sont modérées, car les anticlinaux forment la plupart du temps de faibles bombements. Les rejets actuels des failles sont presque toujours normaux. C'est l'inversion cénozoïque qui nous intéresse car elle serait à l'origine de l'ouverture de la Fosse Centrale de la Manche (Fig. I.5).

### I-1.4.1 L'Inversion Cénozoïque de la Manche

En Manche, les premiers signes de l'inversion des bassins datent de la fin du Paléocène. Les déformations compressives qui en résultent sont à relier à l'élévation graduelle de l'axe Artois (Fig. I.4) et par conséquent à la surrection à l'Oligocène Inférieur de la barrière wealdienne-Artois qui sépare alors la Manche de la mer du Nord. L'inversion maximale du bassin de la Manche s'est déroulée à la fin de l'Oligocène et au début du Miocène (Curry & Smith, 1975; Curry et al., 1978; Ziegler, 1990).

Les strates correspondantes à l'enregistrement stratigraphique du Cénozoïque en mer Celtique et en Manche ont été érodées dans les fossés inversés mésozoïques et ne sont connues que partiellement. A partir des enregistrements stratigraphiques préservés, il est plus ou moins possible de dater l'âge de l'inversion de ces bassins de la fin de l'Oligocène et du début du Miocène (Curry et al., 1978). Les bassins de la Manche et de ses Approches Occidentales sont partiellement contrôlés par les systèmes de failles médio-Manche (MMF, Fig. I.3) et Aurigny-Ouessant (UAF, Fig. I.3) (Ziegler, 1981). Ils auraient été réactivés à l'Oligocène. Ils fonctionnaient de façon senestre au moment de l'extension crustale cénozoïque en mer Celtique et dans le canal de Bristol (Ziegler, 1987a), alors que l'inversion cénozoïque a été accompagnée d'un mouvement dextre le long des mêmes systèmes décrochant. Dans ce contexte les bassins oligocènes peuvent être considérés comme des *pull-aparts* locaux associés à des déplacements le long de cet axe de faille (Ziegler, 1987b).

Il semble bien que l'inversion des grabens des Approches Occidentales, de la mer Celtique et du canal de Bristol ait commencé au début de l'Oligocène et sûrement atteint son maximum au Miocène Inférieur Ziegler (1982). La troncature d'érosion notée au toit des sédiments du Néogène en Manche occidentale (Evans, 1990) et l'activité décrochante du Pliocène dans le Massif armoricain (Cogné, 1974) pourrait laisser supposer que la compression d'avant-pays a persisté de façon intermittente au cours du Néogène tardif.



## I-2 CONTEXTE EUSTATIQUE AU PLIO-QUATERNAIRE

Les grandes variations globales du niveau de la mer connues depuis l'Oligocène sont les régressions marines du Chattien (Oligocène-Miocène) et du Messinien (Miocène-Pliocène) et la transgression intermédiaire du Serravallien (Miocène) (Van Hinte, 1976a et b; Haq et al., 1988).

Les glaciations de l'hémisphère Nord semblent s'être installées à l'Oligocène, mais ce n'étaient que des conditions mineures qualifiées de "*preglacial*" (Shackleton & Opdyke, 1977) comparées à celles du Pliocène terminal apparues vers 2,6 millions d'années (Tabl. I.3). Elles ont été accompagnées de variations du niveau de la mer dont les amplitudes semblent avoir augmentées au Dorst vers 900 000 ans (stade isotopique 22). Ensuite s'est mis en place une cyclicité à 100 000 ans dont l'origine reste encore inexploitée.

L'histoire du fleuve Manche dépend de l'installation des glaciations de l'hémisphère Nord. Nous présentons dans ce paragraphe les grandes variations eustatiques de l'Europe du Nord-Ouest depuis 2,6 Ma.

### I-2.1 Les Variations du Niveau de la Mer depuis 2,6 Ma

Il n'existe pas pour le moment de méthode parfaite pour reconstituer les variations globales du niveau de la mer sur le globe depuis la fin du Tertiaire jusqu'au Quaternaire et la méthode la plus satisfaisante reste l'analyse du rapport isotopique  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  (Shackleton & Opdyke, 1977).

Il est certain que les variations du niveau marin au cours du Cénozoïque sont étroitement liées au volume de glace contenu dans les glaciers et que le volume global de glace peut se mesurer par le taux d'isotopes stables d'oxygène des eaux des océans enregistrés dans le carbonate de calcium des organismes marins (en l'occurrence des foraminifères) (Shackleton, 1987). Une première calibration détaillée (qui sert encore de référence) des variations du niveau marin global a été réalisée par Chappell et Shackleton (1986) pour les derniers 140 000 ans, à partir de mesures sur des foraminifères benthiques en Nouvelle Guinée. L'extrapolation des calibrations des valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  pour des périodes plus anciennes a été réalisée pour la mer du Nord et la Manche par Funnell (1995) (Tabl. I.3). Cependant, il faut savoir que des différences de température et d'altitude des glaciers au cours des âges antérieurs à 140 000 ans peuvent avoir affectées la composition isotopique ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) de la glace et donc la relation précise qui existe entre le volume global de la glace et les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  trouvées dans l'océan; cette composition est fonction de la température et de l'altitude et/ou de la profondeur d'eau. La tectonique globale et/ou régionale peut avoir, elle aussi, affecté la capacité de stockage en  $^{18}\text{O}$  des bassins et des mers avoisinantes (Aharon, 1983), la compaction et le fluage de la glace peuvent modifier les paramètres paléoclimatiques étudiés dans les bulles d'air piégées dans la glace.



## I-2.2 Le Pliocène

Jusqu'au Pliocène terminal, les Îles Britanniques étaient séparées du continent européen par la mer du Nord et il existait un vaste chenal (La Manche) qui permettait les échanges entre la mer du Nord et l'Océan Atlantique (Ruffell, 1995).

	Temps (Ma BP)	ECHELLE PALEOCLIMATOLOGIQUE CONTINENTALE EPOQUES GLACIAIRES ET INTERGLACIAIRES			
		Europe nord-occidentale		Alpes	Amérique N
EVENEMENTS PALEOGEOGRAPHIQUES & OCEANOGRAPHIQUES MAJEURS	0	Holocène	(Flandrien)	Holocène	Holocène
	0.01	Weichselien	(Tubantien)	Würm	Wisconsinien
	0.1	Eemien	(Warthien)	R/W Interglaciaire	Sangamonien
		Saalien	(Treeneen)	Riss	Illinoien
	0.2	Holsteinien	(Drenthien)	M/R Interglaciaire	Yarmouthien
	0.4	Elsterien	(Taxandrien)	Mindel	Kansien
	0.6	Complexe Cromerien		G/M Interglaciaire	Aftonien
	0.8				Nebraskien
	1.0	Ménapien		Günz	
	1.2	Waalien		D/G Interglaciaire	
	1.4	Eburonien		Donau	
	1.8	Tiglien		B/D Interglaciaire	
	2.0	Praetiglien/Brüggenien	(Icenien)	Biber	
			(Amstelien)		
	3.0	Reuvérien			
	4.0	Brunssumien			
	5.0	Susterien			

Tableau I.2. Classification paléoclimatologique continentale pour le Plio-Quaternaire (d'après Haq et al., 1987).

### I-2.2.1 La régression tardi-pliocène

La limite Reuvérien/Prétiglien du Pliocène terminal est associée à l'anomalie magnétique Gauss/Matuyama (Tabl. I.3). Le Reuvérien correspond à un haut niveau marin (Tabl. 1.2 et I.3), suivi d'une longue période de bas niveau; le Prétiglien.

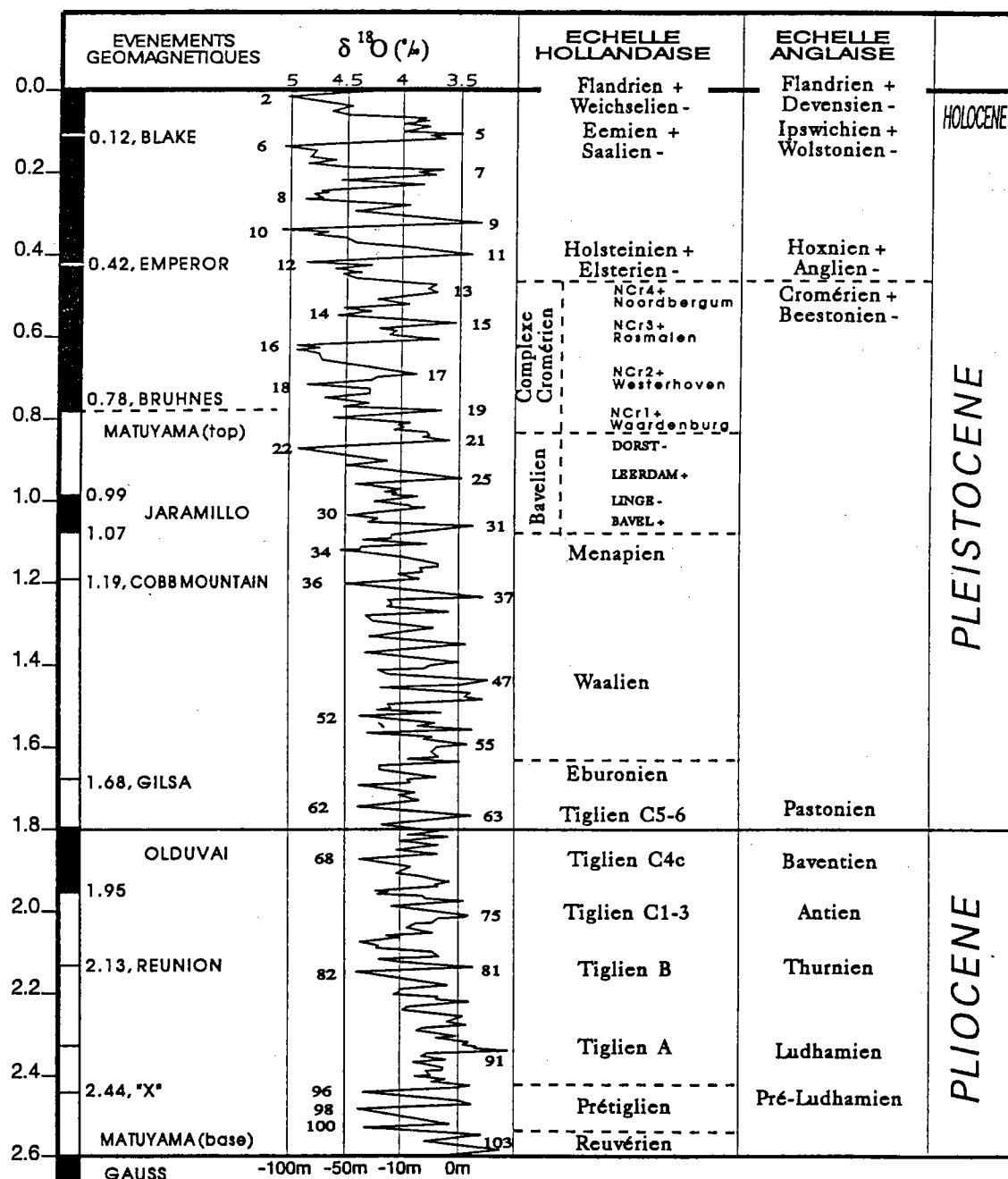


Tableau I.3. Chronostratigraphie du Nord de l'Europe versus les variations globales du niveau de la mer (d'après Shackleton N.J. et al., 1991, Valet J.-P. & Meynadier L., 1993, Funnell B.M., 1995)

Il est fort probable que le Prétiglien puisse se raccorder à l'un ou plusieurs des stades  $\delta^{18}\text{O}$ , stade 100, 98 et 96 par exemple (Tabl. I.3). Ces stades correspondent à une incursion massive dans les sédiments de débris d'origine glaciaire transportés au Tiglien jusqu'en Atlantique Nord (Gibbard, 1988).

### **I-2.2.2 Les variations du niveau de la mer au Pliocène terminal**

Les faunes marines décrites dans les formations au Sud de l'Angleterre (Funnell, 1995), laissent supposer que la mer du Nord se serait connectée au Tiglien avec l'Atlantique Nord. Les valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  du stade 91 (Tabl. I.3), indiqueraient un premier maximum haut niveau marin, le Tiglien A, succédant à celui du stade 103 (Tabl. I.3) (Gibbard et al., 1991).

Les pollens étudiés par Hunt (1989) dans le Sud de l'Angleterre indiquent qu'au Tiglien supérieur, il y a eu une alternance de périodes chaudes et froides. Le Tiglien B correspondrait à une période de régression associée à un refroidissement, le maximum régressif se situerait au stade 82. C'est à cette époque que le grand delta des Pays-Bas (Ur-Frisia) se met en place, refermant probablement la connexion entre l'Atlantique Nord et le Southern Bight (Sud mer du Nord).

Le Tiglien C1-3 (Tableau I.3) correspond à une transgression marine associée au réchauffement climatique des stades isotopiques 75 et/ou 78.

## **I-2.3 Le Quaternaire**

### **I-2.3.1 Définition du Quaternaire et limite plio-pléistocène**

Le terme "Quaternaire" fut introduit par Desnoyers J. (1829) qu'il décrit comme un ensemble de dépôts marins, pouvant constituer une formation géologique distincte, plus récente que les terrains tertiaires du bassin de la Seine. Pour Haq et Van Eysinga (1987), le Quaternaire est, après le Tertiaire, la deuxième période ou système de l'ère Cénozoïque. Le Quaternaire est divisé en deux époques, le Pléistocène (du début du Quaternaire jusqu'à 10 ka) et l'Holocène (de 10 ka jusqu'à maintenant).

L'âge de la limite inférieure du Quaternaire (limite Pliocène/Pléistocène) est toujours discuté. Elle a été, tout d'abord, définie exclusivement sur la base de critères climatiques. Forbes (1846) par exemple, avait assimilé le début des glaciations de l'hémisphère Nord à la limite entre le Pliocène et le Pléistocène. L'étude des enregistrements des isotopes d'oxygène (Keigwin, 1979; Shackleton et al., 1984) et la présence de débris d'origine glaciaire (événements de Heinrich) dans des séries sédimentaires bien datées (Bond & Lotti, 1995; Auffret et al., 1996; Vidal et al., 1996), montrent que les fortes glaciations dans l'hémisphère Nord aurait commencé vers 2,6 Ma BP, soit au Prétiglien. Aux Pays-Bas, le

Préiglacien a été choisi comme limite entre le Pliocène et le Pléistocène (Zagwijn & Doppert, 1978; Zagwijn, 1985).

Par contre, si on se réfère à la datation paléomagnétique de la section stratotype de Vrica (Sicile), Tauxe et al. (1983) placent la limite pliocène-pléistocène entre 1,65 et 1,66 Ma. Aguirre et Pasini (1985) et Odin G.S. et Odin C. (1990) donnent comme limite plio-pléistocène, la limite magnétique de l'Olduvai (Hilgen, 1991), c'est-à-dire vers 1,81 Ma BP.

Nous adopterons pour ce travail la limite définie par Aguirre E. et Pasini G. (1985) et Odin G.S. et Odin C. (1990), bien qu'elle ait été définie en Italie, elle est maintenant mondialement reconnue. Le Quaternaire se divise, alors, en Pléistocène Inférieur qui se termine avec la fin de la période Matuyama vers 0,78 Ma, en Pléistocène Moyen de 0,78 Ma à 0,12 Ma (limite Saalien-Eemien) et en Pléistocène Supérieur de 0,12 Ma à nos jours.

### I-2.3.2 Le Pléistocène Inférieur

Du Pliocène Terminal au Pléistocène Inférieur, les fleuves de l'Europe du Nord-Ouest ont vu leur débit et par conséquent leur transport par charriage augmenter (Zagwijn, 1986; Veldkamp & Van den Berg, 1993). Ceci probablement en réponse aux importantes variations climatiques associées au début des glaciations de l'hémisphère Nord. Le grand Delta (Ur-Frisia) se développe dans le sud de la mer du Nord et condamne la connexion de celle-ci avec l'Atlantique Nord.

Une alternance de climats chauds et froids a été mise en évidence par l'étude de pollens préservés dans des sédiments d'eau douce en Bretagne par Morzadec-Kerfourn (1977) et aux Pays-Bas par Zagwijn (1986). Ces études palynologiques ont permis de définir les stades, Eburonien, Waalien, Ménapien, Bavélien et le complexe Cromérien. Les stades isotopiques correspondant à ces stades palynologiques commencent au stade 64 (Tabl. I.3) qui est le premier stade froid du post-Olduvai du milieu de la période paléo-magnétique Matuyama. Ils se terminent avec le stade 20 qui correspond à la dernière période froide du stade Matuyama.

Le tableau I.3 montre que le Pléistocène Inférieur est dominé par des cycles de 40 000 ans, séparant les périodes glaciaires et interglaciaires, alors que le Pléistocène Moyen et Supérieur sont dominés par des cycles de 100 000 ans. Cette transition commencerait réellement au Bavélien (0,9 Ma) (Bassinot et al., 1994). et plus précisément lors de la période glaciaire "Dorst" définie aux Pays-Bas (stade 22).

### I.2.3.3 Les glaciations du Pléistocène Moyen et Supérieur

Les glaciers de Grande-Bretagne et de Scandinavie occupèrent la majeure partie du Sud de la mer du Nord (le Southern Bight), pendant le stade glaciaire Elsterien (stade 12). Les eaux de fonte de ces glaciers, d'abord piégées au Nord, se sont écoulées vers le Sud dans la Manche (Gibbard, 1995). Il n'est, cependant pas sur qu'une relation ait existé entre le Sud de la mer du Nord et l'Océan Atlantique au cours du stade interglaciaire Holsteinien (stade 11). Par contre, au stade interglaciaire Eemien (stade 5), il y a des évidences de l'existence d'une connexion marine par le Pas de Calais entre l'Atlantique et la mer du Nord.

A la suite du stade glaciaire Weichselien (stade 2), correspondant à une baisse du niveau marin global de plus de 100m, le retour des conditions marines par suite de la déglaciation a été bien renseigné par les datations  $^{14}\text{C}$  obtenues sur les coquilles de *Cerastoderma edule* qui se trouvaient en Manche et Sud mer du Nord vers à peu près 9500 BP (Eisma et al., 1981). Les eaux du Sud de la mer du Nord ne sont devenues salées que vers 7000 BP (Eisma et al., 1981), sûrement après la nouvelle connexion avec les eaux transgressives venues du Nord.

## I-2.4 Résumé sur les Variations Glacio-Eustatiques Plio-Quaternaires

Durant le Pliocène, les hauts niveaux marins ont permis la connexion de la mer du Nord avec l'océan Atlantique par l'intermédiaire de la Manche. Les chutes du niveau marin correspondant aux stades isotopiques  $\delta^{18}\text{O}$  100, 98 et 96, corrélables avec le Prétiglien défini aux Pays-Bas, sont à l'origine du rattachement des Îles Britanniques à l'Europe du Nord vers 2,5 et 2,6 Ma BP (Funnell, 1995).

L'expansion du grand delta de la mer du Nord (Ur-Frisia) a probablement fermé la connexion mer du Nord, océan Atlantique vers 2,3 Ma, au Tiglien. Le développement de ce delta a condamné cette connexion jusqu'à 0,5 Ma BP (Pléistocène Moyen) (Zagwijn, 1989). L'apparition d'une sédimentation marine au toit du delta semble avoir commencé au Pléistocène Moyen pour se prolonger au cours du stade Elsterien (stade 12 ou 10  $\delta^{18}\text{O} \approx 0,45$  ou 0,35 Ma BP), marqué par la rupture du seuil Weald-Artois (Pas de Calais), considérée par certains auteurs comme une rupture catastrophique due aux eaux de fonte des glaciers (Smith A.J., 1985).

L'existence de ce passage au stade interglaciaire suivant Holsteinien n'est pas évidente. Par contre, l'existence d'espèces marines de l'Atlantique dans la mer du Nord confirme la connexion au cours du stade interglaciaire Eemien (stade 5). A la suite de la glaciation du Weichselien (stade 2), la progression du niveau marin a été bien mesurée et la connexion entre les eaux de la mer du Nord et de l'Atlantique a été établie de nouveau vers 7000 ans BP.

### I-3 HISTOIRE DES GRANDS FLEUVES DE L'EUROPE DU NORD-OUEST

Le façonnement des paysages géologiques et le transport des produits d'érosion vers la mer est le résultat de l'action des fleuves (Davis W.M., 1899). Le système fluvial de l'Europe du Nord-Ouest est le témoin de l'histoire géologique et climatique de cette partie du continent européen depuis le Cénozoïque moyen. Celui qui nous intéresse est le système de drainage des bassins de Paris et de Londres qui s'est installé dès la première grande régression marine que la Manche ait connue après l'inversion oligocène. Il est constitué par le fleuve Manche dont les traces fossiles se terminent au niveau de la Fosse Centrale de la Manche et de ses affluents: la Seine, la Somme, La Solent et un paléocours issu du Pas-de-Calais, la vallée septentrionale (Fig. I.7). Ce système a évolué en réponse au développement du continent influencé par l'activité tectonique et par les variations climatiques. L'interaction de ces deux facteurs primordiaux est responsable de la forme du système fluvial actuel qui peut être considéré comme le produit d'un constant remodelage.

L'ensemble du réseau fluvial de l'Europe du Nord-Ouest a fonctionné comme un système intégré, relié par le fleuve Manche à l'Atlantique Nord. C'est pourquoi, nous donnerons dans ce chapitre un bref aperçu de l'histoire des principaux tributaires du fleuve Manche; la Somme, la Seine et la Solent (Fig. I.7).

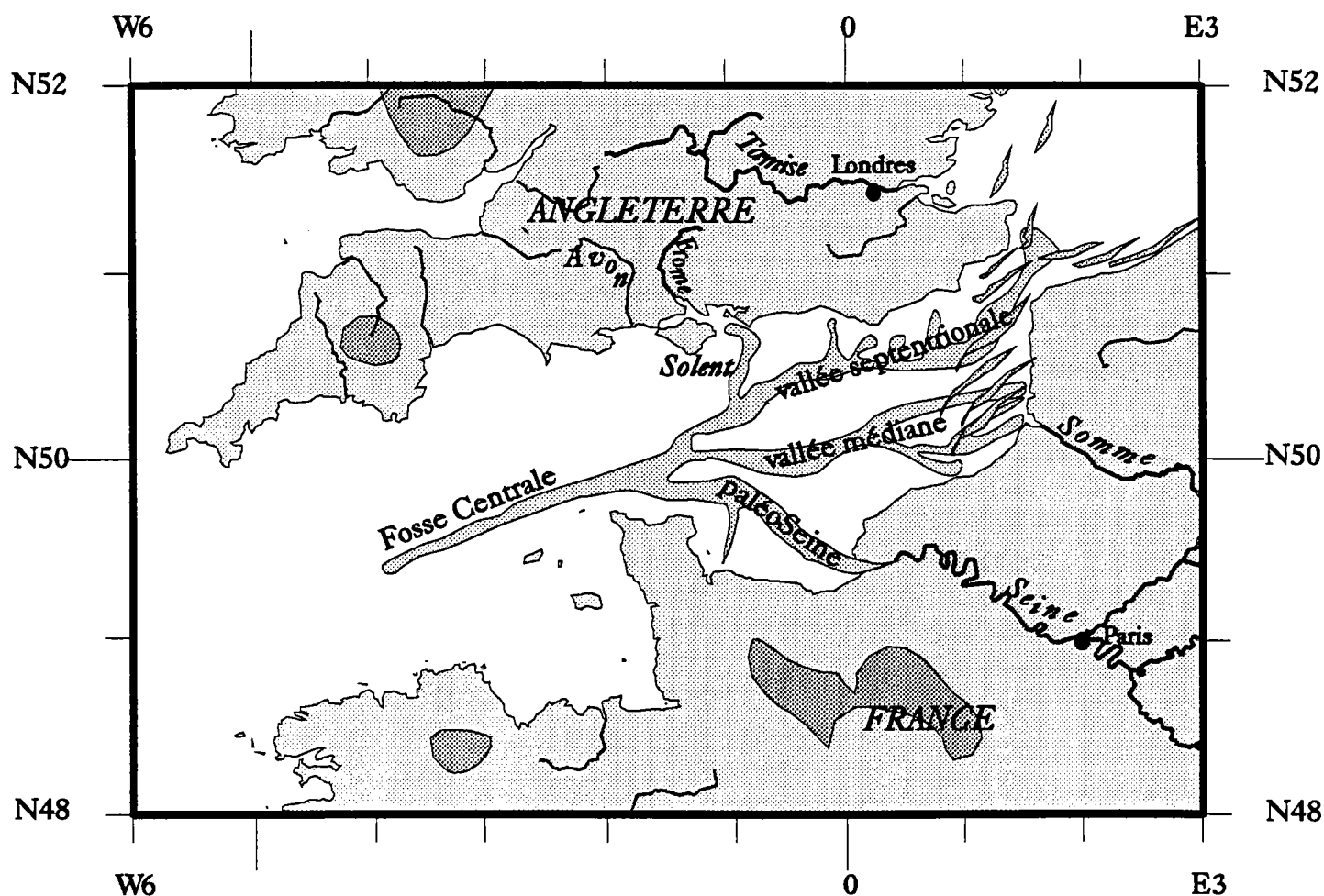


Figure I.7 - Le système fluvial de la Manche (d'après Larssonneur, 1982)

### I-3.1 Généralités sur les tributaires du fleuve Manche

#### I-3.1.1 La Somme

La Somme n'est pas strictement "un des grands fleuves de l'Europe du Nord"; mais son histoire est cependant relativement importante et la vallée médiane de la Manche orientale (Fig. I.7) prolonge l'actuelle vallée de la Somme. Le cours de la Somme est fortement relié à la structure géologique de la région. Il occupe l'axe d'un important synclinal de direction NW-SE. L'âge de cette ensemble est supposé Miocène, mais des événements tectoniques plus tardifs du Pliocène, et probablement du début du Quaternaire, semblent avoir également affectés la région (Bourdier, 1969; Bourdier & Lautridou, 1974). La vallée actuelle de la Somme est creusée dans la craie. Elle draine la vallée Picarde et la partie Nord du bassin de Paris. Elle coule grossièrement d'Est en Ouest en direction d'Amiens où son cours s'infléchit vers le Nord-Ouest et elle se prolonge en mer par la vallée médiane (Fig.I.7). Il n'existe pas de dépôts datés fin Pliocène, ni début Quaternaire dans la vallée émergée de la Somme (Bourdier, 1969; Bourdier & Lautridou, 1974; Lefebvre et al., 1994), mais sa proximité avec la vallée de la Seine laisserait cependant supposer que les deux fleuves ont eu une histoire relativement similaire. Il en résulte qu'ici aussi, la date du début de l'incision reste imprécise et commencerait, d'après Bourdier (1969), avec la mise en place des premiers climats périglaciaires et des régressions marines associées.. Lors d'une des dernières grandes régressions quaternaires (Saalien ou Elsterien ?), la paléovallée de la Somme aurait été capturée par la paléovallée septentrionale (Auffret, 1980).

#### I-3.1.2 La Seine

La Seine et ses affluents drainent la grande part du bassin Nord, Centre et Est, de Paris. Sur l'ensemble du réseau "Seine", le sous-bassement est constitué de roches d'âge mésozoïque et tertiaire. Le cours du fleuve et de ses affluents est également fortement influencé par la géologie. Comme la Somme, la Seine inférieure est incisée dans la craie de Normandie. La mise en évidence des sables fluviatiles de Lozère dans la Seine inférieure (Kuntz & Lautridou, 1974), témoignent de l'existence de la Seine au Reuvérien. Ces sables de Lozère correspondraient au delta mis en place par la Seine lorsque celle-ci drainait le Nord du Massif Central. Macaire J.J. (1984) pense que les soulèvements épirogéniques du Bassin de Paris, fin Pliocène-début Pléistocène, sont à l'origine de la création de la Seine.

Aujourd'hui, la Seine est caractérisée par ses séries spectaculaires de méandres fortement incisés. En se référant à l'histoire des sédiments du fleuve, Lefebvre (1974) pense que ces méandres se sont formés relativement tôt dans l'histoire du fleuve et ont, par conséquent, subi des modifications au cours de son histoire. Pour Lefebvre et al. (1994), le climat est le facteur unique de l'érosion et de la sédimentation dans la vallée de la Somme et en Seine moyenne, auquel se superpose en basse Seine, une érosion régressive qui ne se met en place qu'au cours des grandes régressions (> -100m).

### I-3.1.3 La Solent

La paléovallée du Sud de l'Angleterre ou paléovallée septentrionale (Fig. I.7), a enregistré également une succession de cycles sédimentaires, érosion-remplissage au cours des variations glacio-eustatiques du Quaternaire (Quesney 1983). A partir de la disposition des paléovallées (Fig.I.7), il est facile de raccorder les anciens cours de la Solent et de ses affluents à la paléovallée septentrionale qui draine la mer du Nord du Sud (Southern Bight). Cette paléovallée se prolonge jusqu'au niveau du Pas de calais qu'elle traverse (Fig. I.7) (Auffret et al., 1975) . Elle se continue par la fosse Dangeard reconnue par Destombes et al. (1975).

Le fleuve Solent, qui n'existe plus de nos jours, son cours ayant été complètement inondé lors de la dernière transgression marine post-glaciaire, coulait au Sud du bassin du Hampshire vers l'Est, à travers le Dorset. Ce fleuve correspondait à l'extension de la rivière Frome (Fig. I.7) et formait alors l'axe principal de drainage de bassin du Hampshire.

La Solent présente une succession de séquences fluviales associées aux différents changements climatiques au cours du Pléistocène. Mise à part l'influence climatique sur le comportement du fleuve, celui-ci a été fortement influencé par la structure géologique. En effet, l'anticlinal Wight-Purbeck au Sud du bassin du Hampshire a empêché le cours de la Solent et ses tributaires (telle que la rivière Avon (Fig. I.7)) de rejoindre directement la vallée septentrionale du fleuve Manche. Au lieu de cela, le cours de la Solent a d'abord pris une direction Est à l'opposé du cours du fleuve Manche avant de le rejoindre en s'infléchissant vers le Sud-Ouest, empruntant là encore, une direction structurale (Allen & Gibbard, 1993).

La Solent a été un fleuve relativement important comparable en taille à l'actuelle Tamise et était un affluent du fleuve Manche lors des périodes de bas niveau marin (stades glaciaires). Les séquences fluviales de la Solent sont comparables à celles connues dans la Tamise et dans la Seine et remonteraient vraisemblablement au début du Pléistocène. L'histoire de la Solent se termine avec la rupture de la ride Wight-Purbeck dont l'âge reste encore discuté entre le Dévensien ou le Flandrien (entre 20 000 et 10 000 ans). Mais, quelque soit l'âge de cette rupture, cette ride calcaire a subi des érosions polycycliques tels que des lessivages périglaciaires lors des périodes glaciaires et des érosions marines au cours des remontées du niveau marin. Les diverses phases d'incision-remplissage de la paléovallée de la Solent révélées par Bellamy (1995) lors des études réalisées par sismique HR se décomposent en (1) phases d'action des fleuves déposant des graviers en période périglaciaire, (2) dépôts de sédiments plus fins et organiques en phase estuarienne, (3) dépôt de tourbes lors des phases tempérées.

Les sédiments des fleuves du Sud-Est de l'Angleterre se sont principalement déposés lors des phases d'émersion et sont également remaniés par les actions marines lors des transgressions suivantes. Malgré la mise en évidence de dépôts estuariens dans le cours actuel de la Solent (Preece et al., 1990), Bellamy (1995)



pense que les processus marins des stades interglaciaires ont joué un rôle mineur dans le façonnement et le dépôt sédimentaire des fleuves du Sud-Est de l'Angleterre.

### I-3.2 Reconstruction Paléogéographique

#### I-3.2.1 Du Reuvérien au Tiglien A (Fig. I.8A)

Du Reuvérien au Tiglien A, la Manche orientale n'existait pas. Les soulèvements épirogénétiques du Bassin de Paris, fin Pliocène-début Pléistocène (Macaire J.J., 1984) seraient à l'origine de la création de la Somme et de la Seine qui rejoignaient alors le littoral au large du Havre.

L'histoire de la Solent a aussi commencé au Tertiaire. Depuis l'Eocène, l'axe Est-Ouest du bassin du Hampshire est l'axe principal de drainage du fleuve (Plint, 1982; Allen & Gibbard, 1993). L'axe structural emprunté par la Solent est hérité des soulèvements issus de l'inversion Eocène-Oligocène de la Manche.

L'océan Atlantique était séparé du Southern Bight (Sud mer du Nord) par l'anticlinal Weald-Artois, les fleuves du Nord de l'Europe (Tamise, complexe Rhin-Meuse et le fleuve Baltique) se jetaient dans la mer du Nord.

#### I-3.2.2 Complexe du Cromérien (Fig. I.8B)

Les régressions postérieures aux hauts niveaux marins du Tiglien (tel que celle enregistré au Cromérien dans le Cotentin par Clet, 1982) sont caractérisées par des incisions fluviales et accompagnées par la mise en place des conditions périglaciaires. La Somme, la Seine et la Solent étaient alors des affluents du fleuve Manche. Bien que la mer du Nord ait subi également une forte régression (la ligne de rivage à cette époque reste inconnue), il ne semble pas qu'il y ait eu de calottes glaciaires descendant suffisamment bas pour empêcher les autres fleuves du Nord de l'Europe de rejoindre la mer du Nord. Les preuves montrant que la Manche aurait fonctionné comme une baie, au cours des régressions du Pléistocène Inférieur, sont les sédiments mis en évidence à différentes hauteurs par rapport au niveau marin actuel en Cornouailles à St. Erth (Jenkins et al., 1986), à La Londe en Normandie et dans différents sites en Bretagne (Lautridou, 1982 et 1985; Lautridou et al., 1986).

Des petits vertébrés datés du stade isotopique 19 ("complexe Cromérien", Tabl. I.3, avant la limite paléomagnétique Matuyama-Brunnes à 0,78 Ma) ont été décrits par (Biquand, 1974). Bourdier et Lautridou (1974) ont mis en évidence dans les terrasses de la vallée de la Somme des dépôts présentant des déformations de cryoturbation et des affaissements par dissolution témoignant de la présence aux stades 18 et 16 d'un climat périglaciaire. La Somme empruntait alors la vallée médiane, la Seine la paléoSeine et la Solent rejoignait la vallée septentrionale en Manche orientale.

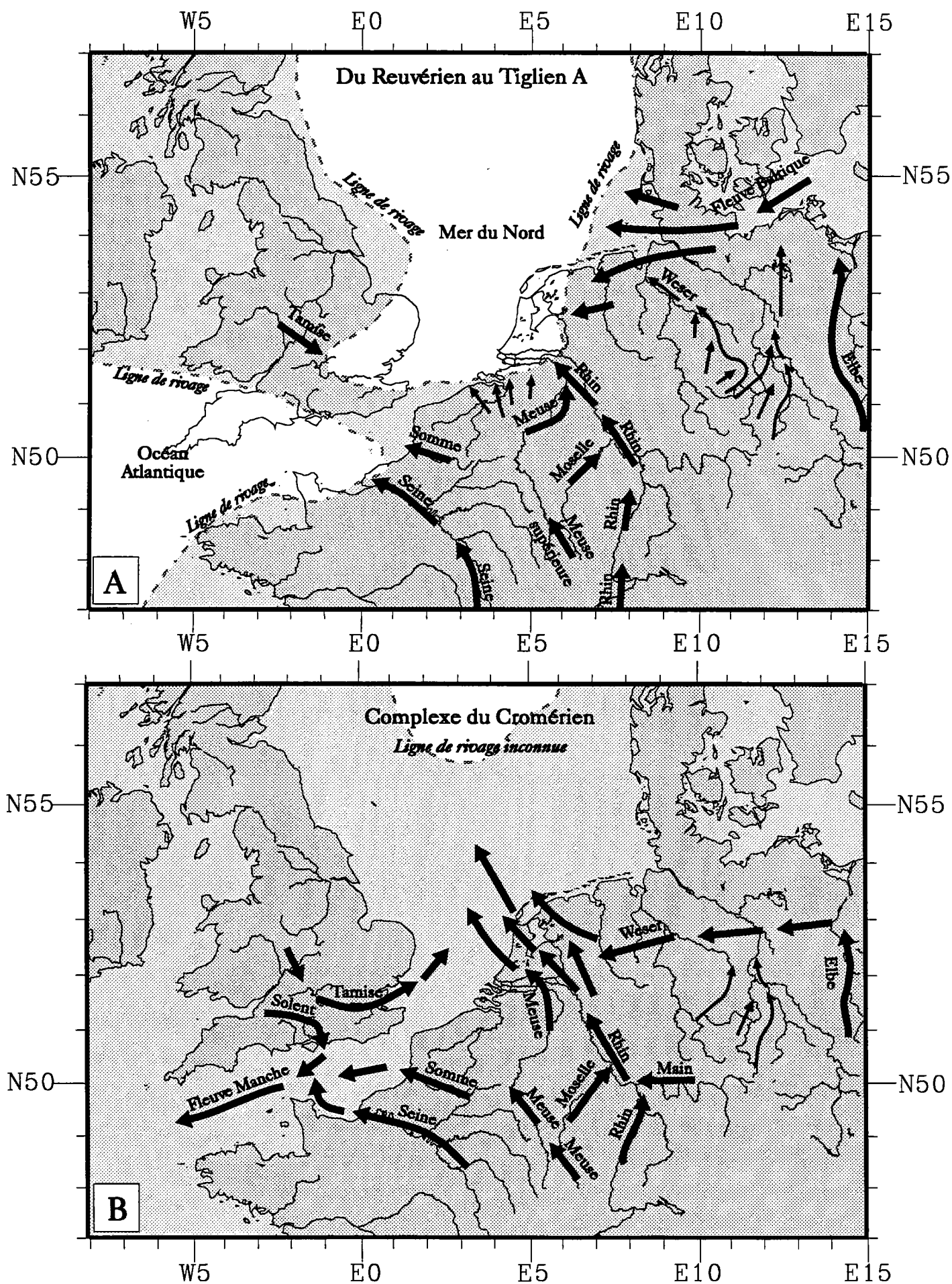
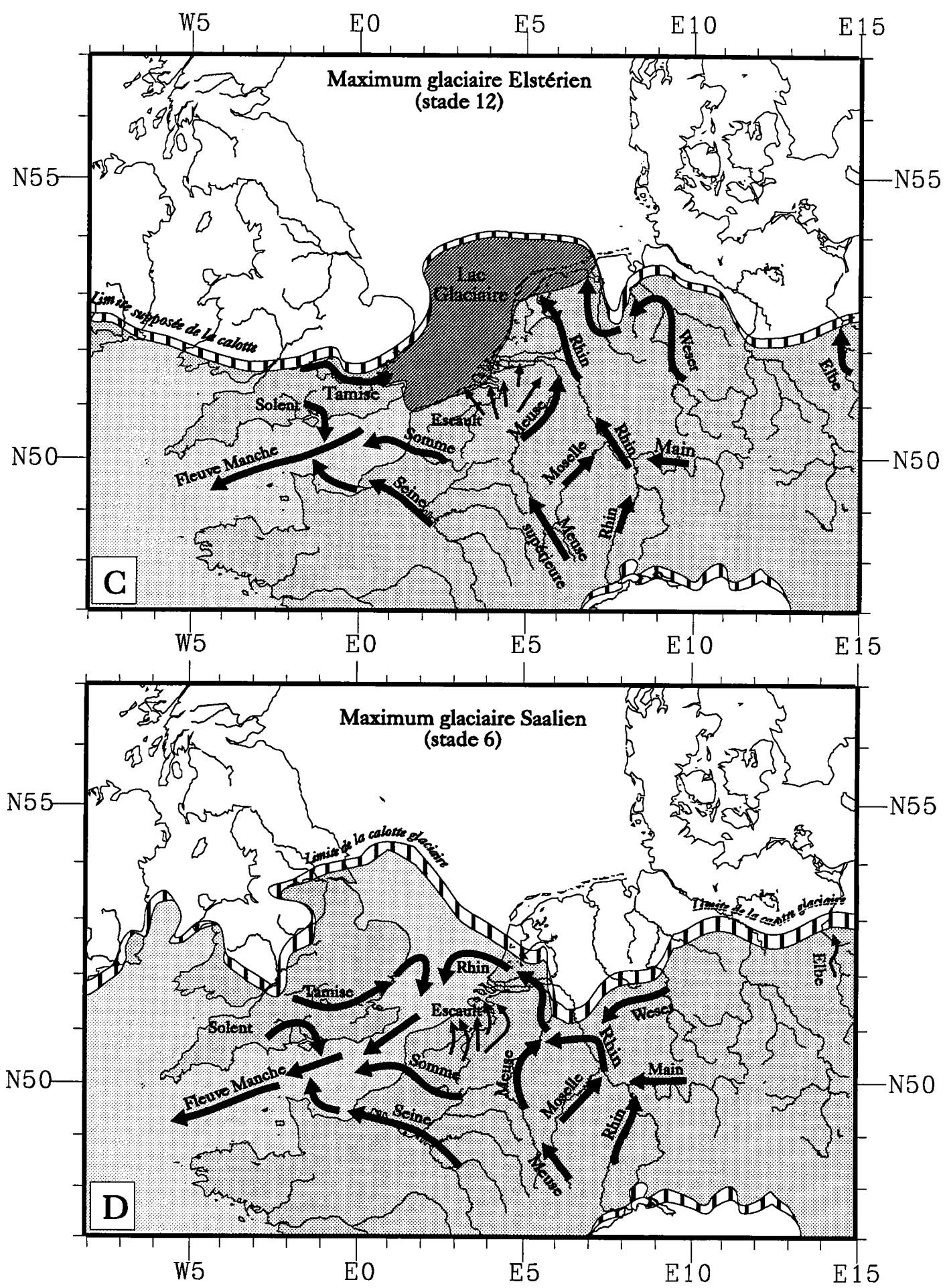


Figure I.8 - Reconstruction paléogéographique des principales lignes de drainage

A) - du Reuvérien au Tiglien A

B) - lors des bas niveaux marins du Cromérien.

(Gibbard, 1988)



**Figure I.9 - Reconstruction paléogéographique des principales lignes de drainage**  
C) - de l'Elstérien (stade isotopique 12)  
D) - du Saalien (stade isotopique 6)  
(Gibbard, 1988)

### I-3.2.3 De l'Elstérien au Weichselien (Fig. I.9 et Fig. I.10)

Bourdier F. & Lautridou J.-P. (1974) ont daté des vertébrés dans des sables d'origine estuarienne de la Somme du stade interglacial 13. Au cours du Saalien (Fig. I.9D), d'importantes incisions (>50 m) des fleuves se seraient développées. La mise en place des terrasses inférieures de la Somme et de la Seine semble avoir eu lieu encore en régime périglaciaire.

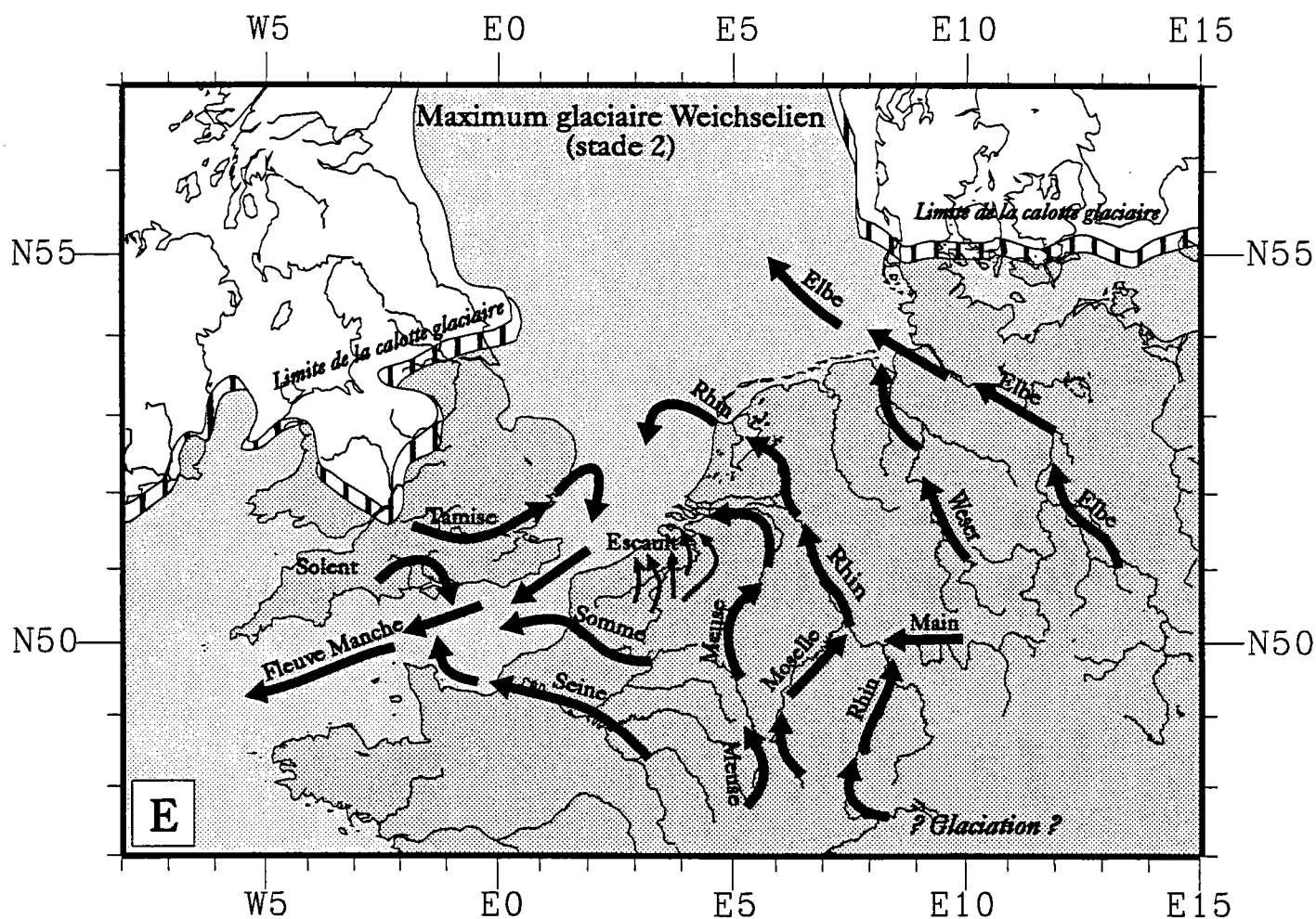


Figure I.10 - Reconstruction paléogéographique des principales lignes de drainage au Weichselien (Gibbard, 1988 modifié d'après Lambeck, 1995)

L'étude de la flore et de la faune des terrasses moyennes de la Somme permet de dater trois sous-unités (Lefebvre et al., 1994), (1) l'Elstérien (stade glaciaire 12), (2) le stade interglaciaire Holsteinien (stade isotopique 11) et (3) l'unité supérieure, d'âge Saalien (stade isotopique 6). Lefebvre et al. (1994) décrivent également pour la Seine, une succession de terrasses et de séquences aggradantes allant de l'Elstérien (stade 12) au Weichselien (stade 2). Les terrasses montrent des figures de cryoturbation d'origine périglaciaire. Les sédiments de la plus ancienne séquence d'aggradation sont datés de l'Holsteinien (stade 11) (Alduc et al., 1979). et les sables estuariens de la séquence la plus récente sont datés de l'Eemien (stade 5) (Lautridou., 1982).

A l'Elstérien (Fig. I.9C), la calotte glaciaire descendait au Sud de l'Angleterre jusqu'au niveau de la Tamise, les fleuves du Nord de l'Europe (complexe Rhin-Meuse-Wesser, Tamise et Escaut) alimentaient alors un lac glaciaire allant de la calotte au Nord et limité au Sud par le barrage de l'axe Weald-Artois (Smith, 1985; Gibbard et al., 1991).

Au Saalien (Fig. I.9D), la calotte glaciaire descendait moins au Sud qu'à l'Elstérien, les fleuves du Nord de l'Europe (complexe Rhin-Meuse-Wesser, Tamise et Escaut) étaient déviés par la calotte et arrivaient à la confluence au niveau du Pas de Calais pour se jeter ensuite dans la paléovallée septentrionale.

Au Weichselien (Fig. I.10), la discussion porte sur la présence d'une seule calotte glaciaire ou sur deux éléments situés respectivement sur l'Angleterre et la Scandinavie. Le modèle glacio-hydro-isostatique de Lambeck (1995) trancherait plutôt pour la dernière solution, les fleuves Tamise et Rhin rejoignant la vallée septentrionale, l'Elbe coulant vers le Nord rejoignant la mer du Nord.

Les reconnaissances en mer effectuées par Alduc et al. (1979) ont montré une possible continuité des nappes weichseliennes, saaliennes et probablement pré-saaliennes dans la Baie de Seine, jusqu'au niveau de la fosse centrale de Manche centrale (à ne pas confondre avec la Fosse Centrale de Manche occidentale). Les fonds des interfluves des paléovallées sont recouverts d'une fine couche sédimentaire relativement mobile (Berné et al., 1988; Berné, 1991) sous laquelle se trouve un substrat en majorité d'âge Mésozoïque (Smith & Curry, 1975; Larssonneur et al., 1979). Le Weichselien de la vallée de la Somme est représenté par des loess et par une incision pouvant aller jusqu'à 12 m dans les sédiments pré-déposés, la Somme étant redevenue un affluent du fleuve Manche (Fig. I.10).

## 1-4 CONCLUSION

Les bassins de la Manche et de ses Approches Occidentales se sont formés au Permien, lors d'une première phase de rifting et de subsidence postérieures à la mise en place de la Pangée au Carbonifère (Evans, 1990). Ensuite, l'Europe du Nord-Ouest a subi deux influences tectoniques majeures :

- Fragmentation de la plaque Eurasienne et Nord Américaine,
- Orogenèse Alpine.

Ces deux événements, responsables de la grande complexité des caractéristiques structurales et des modes de dépôts des bassins, ont joué de façon antagoniste; l'ouverture de l'Atlantique Nord est à l'origine de contraintes extensives (tensions), alors que l'orogenèse alpine due à la collision entre l'Eurasie et les plaques africaines est à l'origine de contraintes compressives (Ziegler, 1978, 1982, 1987 et 1990). De ces contraintes sont issues de nouvelles activités le long de lignes tectoniques préexistantes qui avaient déjà joué lors de phases tectoniques plus anciennes. Ces événements importants ont eu un effet profond sur les systèmes fluviaux qui ont subi de considérables modifications et réajustements afin de s'adapter à ces changements. Il existe une correspondance étroite entre les lignes de drainage des fleuves et la distribution des éléments structuraux.

D'importantes modifications de ces caractéristiques sont ensuite dues aux glaciations mises en place dès le Tiglien (2,6 Ma), aux variations du niveau de la mer consécutives et aux captures et migrations propres aux fleuves. A partir du Bavélien (1Ma, Stade 22), Les calottes ont augmenté de tailles et les variations eustatiques induites présentent des amplitudes plus importantes, découvrant, lors des grandes régressions, la Manche jusqu'au rebord du plateau (Tabl. I.3).

La morphologie de la Manche est relativement peu accidentée et présente une légère pente en direction du Sud-Ouest du Pas de Calais. Incisé dans ce substratum, se trouve le réseau complexe de paléovallées en Manche centrale et orientale. Un grand nombre de ces paléovallées présentent plusieurs séquences de remplissage dont l'origine semble polygénique, origine fluviale et érosion tidale (Hamilton & Smith, 1972).

Dingwall (1975), Larsonneur et al. (1979), Auffret et al. (1980) et Smith (1985), ont montré que ces vallées constituent un chevelu complexe de vallées fluviales anastomosées, parmi lesquelles certaines présentent des dépressions plus importantes, en particulier au niveau des zones de confluence, un caractère également noté à terre (Hutchinson, 1991). Il existe une continuité entre ces paléovallées et les fleuves anglais et français tels que la Seine, la Somme et la Solent. Elles se seraient formées lors des périodes de chute du niveau marin. Certaines évidences laisseraient penser que, lors des fortes régressions du Pleistocène Supérieur (stades isotopiques 2, 6, 10, 16, 22), le niveau de la mer se trouvait vers l'isobathe -90, -130 m (Hamilton & Smith, 1972). L'hypothèse de l'origine fluviale de ces vallées ayant fonctionné en période de bas niveau marin semble maintenant formellement acceptée et est contraire aux hypothèses glaciaires de Destombes et al. (1975), Kellaway et al. (1975).

Lors des périodes tempérées (interglaciaires), les hauts niveaux marins résultants sont mis en évidence par la présence de dépôts sédimentaires estuariens dans le cours actuel de la Solent, mais aussi au niveau d'autres sites du Sussex, et à Bembridge sur l'Ile de Wight (Preece et al., 1990).

Au Pleistocène Inférieur, la Manche n'aurait été, d'après Gibbard (1995), qu'une zone d'érosion majeure et l'absence de sédiments préservés serait probablement liée à un soulèvement qui se serait produit au niveau du bassin des Approches Occidentales de la Manche (Smith & Curry, 1975) et dans le Nord de la France (Bourdier & Lautridou, 1974; Colbeaux et al., 1980; Smith, 1985). Preece et al. (1990) a montré que si l'on reliait le Néogène terminal du Sud-Est de l'Angleterre à celui du Nord-Est de la France, il serait alors nécessaire de faire intervenir un soulèvement de l'anticlinal Weald-Artois d'à peu près 400 mètres au cours des deux derniers millions d'années. Toujours d'après Preece et al., (1990), ce soulèvement aurait affecté une partie bien plus importante de l'anticlinal Weald-Artois et représenterait une réponse isostatique à l'effondrement du bassin de la Mer du Nord.

Les érosions et les dépôts fluviaux se sont certainement mis en place de la fin du Pliocène jusqu'au Pleistocène moyen au cours des périodes de bas niveau marin. Le fleuve Manche aligné ENE-WSW le long de l'axe des bassins devait exister lors de ces périodes (Gibbard P.L., 1988). Inexistant de nos jours, il a laissé sa trace au milieu de la Manche et ses anciens affluents, la Seine, la Somme et la Solent sont là pour témoigner de son passé.

## CHAPITRE 2

---

# ***PRESENTATION DES DONNEES ET METHODES D'INTERPRETATION***

- *"Si le travail du géologue présuppose l'existence de lois de la nature, il ne saurait jamais les atteindre totalement : tout ce qu'il peut tenter, c'est d'écrire des équations qui rendront compte de certains aspects de ces lois dans le cadre d'une théorie donnée"*

*Laurent Nottale*

- *"I do not fear computers. I fear the lack of them."*

*Isaac Asimov*

- *"Inventeur (n.): Celui qui fabrique un ingénieux dispositif de rouages, de leviers et de ressorts, et s' imagine que c'est la civilisation. "*

*Ambrose Bierce (Le dictionnaire du Diable)*



Les données utilisées pour cette étude sont essentiellement sismiques et proviennent d'un ensemble de campagnes océanographiques réalisées dans le cadre du projet SEDIMANCHE de l'IFREMER, associant des équipes des universités de Lille, de Caen et de Rennes. Elles ont été acquises avec un sondeur multifaisceaux et de la sismique très haute résolution (THR).

La méthode d'analyse des profils sismiques utilisée pour ce travail s'est appuyée sur les principes de la stratigraphie sismique, qui permet de différencier les unités sismiques de dépôt entre elles. Le résultat de cette analyse se rapporte aux modèles mettant en relation la géométrie des dépôts sédimentaires avec les facteurs qui en sont la cause. Ces modèles ont été définis en stratigraphie séquentielle. Il faut bien noter la différence essentielle qui existe entre stratigraphie sismique et stratigraphie séquentielle.

La stratigraphie sismique est une méthode d'analyse des enregistrements sismiques, méthode qui a été développée dans les années 60-70 par les compagnies pétrolières afin d'approcher les pièges stratigraphiques.

Le but de la stratigraphie séquentielle est de reconstituer en détail les géométries sédimentaires afin de situer ces dernières dans un cadre chronologique rigoureux. On compare les successions stratigraphiques interprétées de la sismique aux modèles de dépôt établis en stratigraphie séquentielle.

## II-1 LES MISSIONS À LA MER

Il existe de nombreuses données obtenues sur l'étude des fonds marins de la Manche, mais de qualité relativement médiocre. L'évolution des moyens géophysiques de reconnaissance marine permet d'obtenir maintenant des données plus précises et de meilleure qualité. La campagne SEDIMANCHE 2 du projet de recherche SEDIMANCHE de l'IFREMER sur les processus et la dynamique sédimentaire de la Manche a permis de compléter les études précédentes s'intéressant au passé cénozoïque de la Manche (Curry et al., 1970; Hamilton & Smith, 1972; Auffret et al., 1975; Curry & Smith, 1975; Auffret & Colbeaux, 1977; Larssonneur et al., 1978; Hamilton, 1979; Larssonneur et al., 1979; Auffret et al., 1980; Larssonneur et al., 1982; Quesney, 1983; Auffret et al., 1986; Evans, 1990; entre autres...).

Les résultats des campagnes antérieures (anglaises et françaises) sont synthétisés et présentés dans la thèse d'A. Quesney (1983). Cet ouvrage nous a servi de base et de référence pour l'implantation des profils de la mission SEDIMANCHE 2, afin de compléter et de répondre à des questions sur l'origine des vallées de la Manche, restées en suspens après les travaux précédents.

## II-1.1 Les données antérieures

Les données sismiques acquises en Manche de 1966 à 1981 (Fig. II.1) l'ont été au cours des missions suivantes :

MISSIONS	ANNEE	LIEU	APPAREIL	Km
Bir Hacheim (BRGM)	1968	mer Celtique	sparker (7000 J)	3300
Astrolabe (BRGM)	1970	Manche occidentale	sparker	2100
Géo-Manche 1 et 2 (BRGM)	1971	Manche occidentale	sparker (3000 J)	3400
Hurd Deep survey (IGS)	1972	Manche occidentale		1300
(CNEXO)	1972	baie de St Brieuc et de Morlaix	boomer (300 J)	357
(CNEXO & Caen)	1973	Golfe normano- breton	sparker (500 à 1000 J)	1900
(CNEXO)	1981	baie de Lannion	boomer (300 J)	112

*Tableau II.1 - Données acquises entre 1968 et 1981 (d'après Quesney, 1983)*

## II-1.2 Les missions SEDIMANCHE

Nous avons réalisé de 1991 à 1993 plusieurs missions entrant dans le cadre du programme SEDIMANCHE de l'IFREMER (étude des conditions de sédimentation du système Manche et mer Celtique au Plio-Quaternaire). Ces campagnes avaient pour but la reconnaissance géophysique et géomorphologique de la partie amont du "système Manche" par la réalisation de profils bathymétrie-imagerie et de sismique très haute résolution.

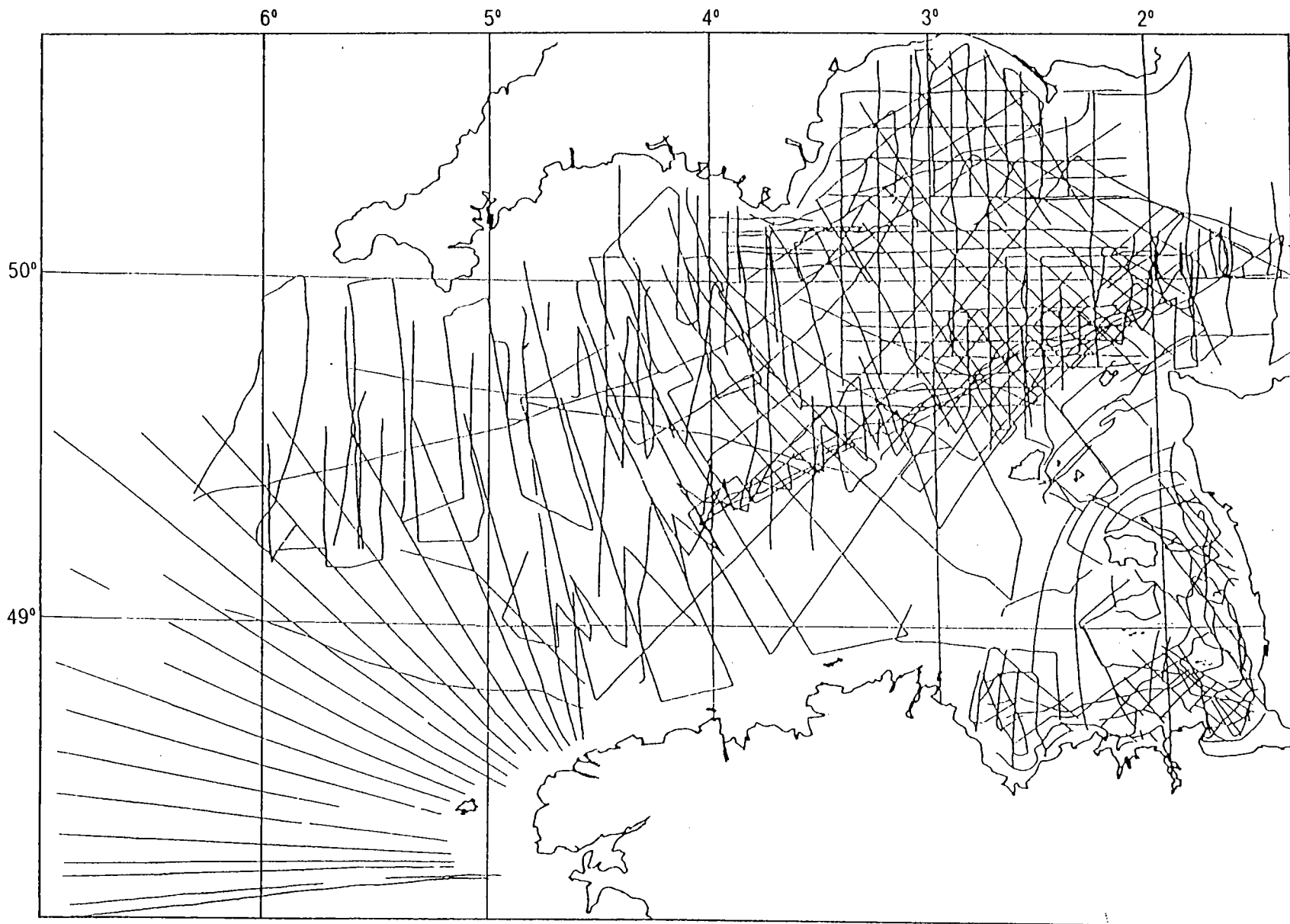


Figure II.1 : Plan des campagnes de reconnaissance de la Manche entre 1966 et 1981 (d'après A. Quesney, 1983)

Les missions SAMDI, SEDIMANCHE 1 et SEDIMANCHE 2 du programme de recherche SEDIMANCHE sont présentées dans le tableau II.13 et sur la figure II.13. Pour la mission SEDIMANCHE 1, les données du sparker 500 Joules étaient de mauvaise qualité du fait d'un accident sur le matériel et n'ont pas pu être exploitées.

La mission SEDIMANCHE 2 a été divisée en 6 zones d'étude depuis le bas de pente jusqu'à la baie de Seine (Tabl. II.2 & Fig. II.2).

MISSIONS (navire)	DATES	ZONE	APPAREILS	Km reconnus
SAMDI (Thalia)	12/5/92 au 23/5/92	N 49°44' à N 49°53' W 1°00' à W 1°25'	sparker & sonar	720
SEDIMANCHE 1 (Atalante)	4/10/92 au 24/10/92	N 47°40' à N 48°15' W 6°55' à W 6°20'	sparker & EM12	-
SEDIMANCHE 2 (Suroit) Zone KAISER-I-HIND	18/2/93 au 9/3/93	N 47°40' à N 48°15' W 6°55' à W 6°20'	sparker & EM1000	689
SEDIMANCHE 2 (Suroit) Zone OUESSANT	18/2/93 au 9/3/93	N 48°25' à N 48°35' W 5°20' à W 5°05'	sparker & EM1000	141
SEDIMANCHE 2 (Suroit) Zone FOSSE CENTRALE	18/2/93 au 9/3/93	N 49°18' à N 49°26' W 4°4' à W 3°48'	sparker & EM1000	266
SEDIMANCHE 2 (Suroit) GUERNESEY-OMBILIC	18/2/93 au 9/3/93	N 49°37' à N 49°46' W 3°12' à W 2°28'	sparker & EM1000	230
SEDIMANCHE 2 (Suroit) Zone CONFLUENT	18/2/93 au 9/3/93	N 49°57' à N 50°01' W 1°55' à W 1°43'	sparker & EM1000	101
SEDIMANCHE 2 (Suroit) Zone LEVI	18/2/93 au 9/3/93	N 49°44' à N 49°50' W 1°36' à W 1°30'	sparker & EM1000	100

Tableau II.2 - Missions SEDIMANCHE; localisation et km reconnus

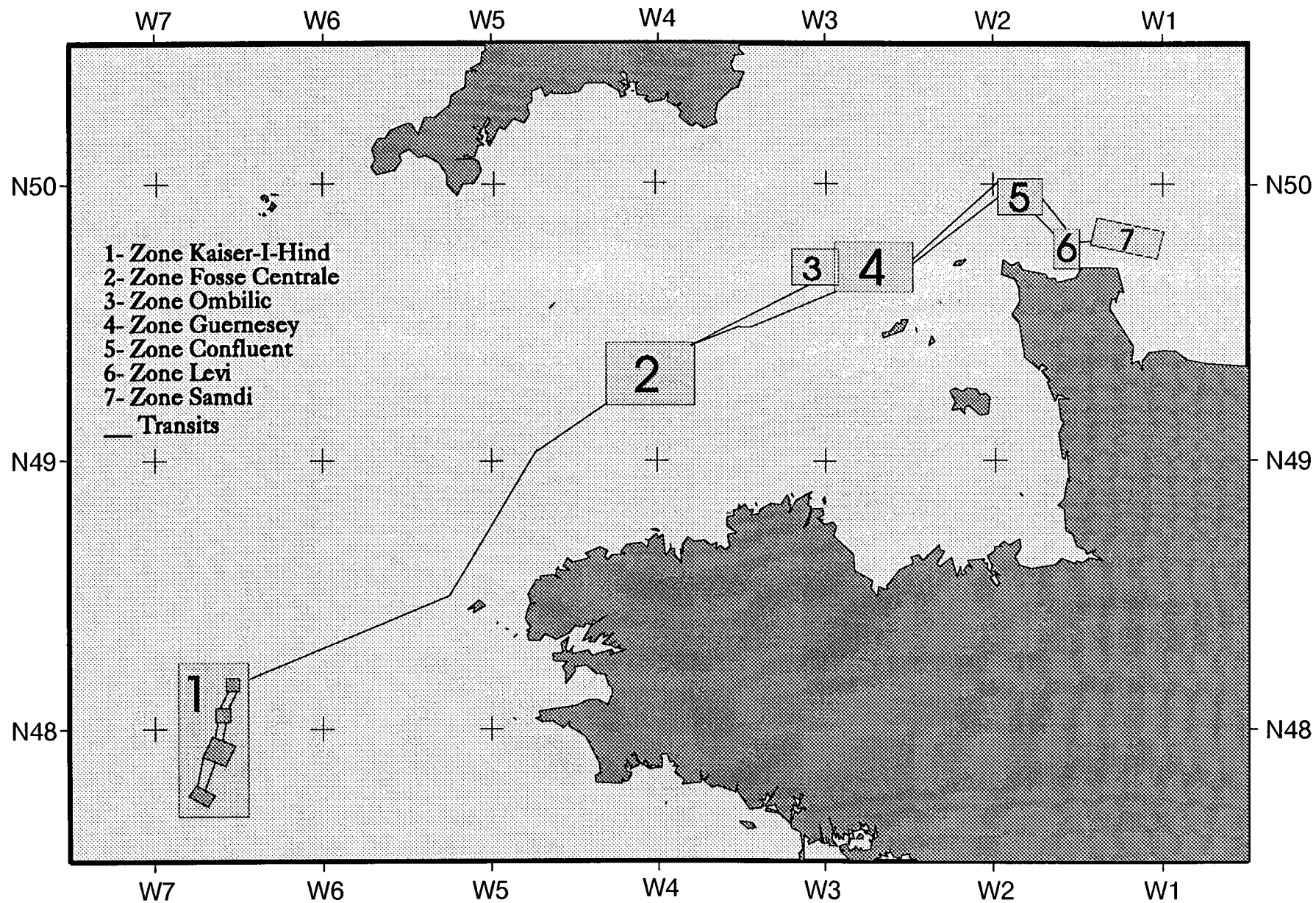


Figure II.2 - Plan de localisation des missions SEDIMANCHE

## II-2 LES OUTILS D'ACQUISITION ET DE TRAITEMENT

### II-2.1 Le Positionnement

Le positionnement était assuré par le système Sercel Navigation's NR 103 Differential GPS (Global Positionning System). Ce système calcule les corrections nécessaires grâce à des stations de références dont la position exacte est connue. La correction qui en résulte est alors transmise en temps réel à l'utilisateur en mer.

Le contrôle de la qualité du positionnement a été réalisé par l'intermédiaire du système ADOP (Acquisition des Données Océanographiques du Plateau), système d'acquisition de paramètres multiples développé par IFREMER qui fournit en temps réel les informations du GPS et les corrections différentielles.

Toutes les données de positionnement sont donc chargées sur la centrale d'acquisition ADOP. Ce système intégré permet, entre autre, l'acquisition du positionnement du bateau et des engins remorqués, l'acquisition du cap et de la vitesse du bateau, l'acquisition de la bathymétrie monofaisceau du sondeur du navire. Il fournit également une aide à la navigation (affichage de la route proposée et de la route suivie), la synchronisation des différents capteurs utilisés et l'enregistrement et l'édition des données.

### II-2.2 Le sondeur Multifaisceaux EM1000

Le sondeur Simrad EM 1000 est un outil acoustique de cartographie de précision pour les petites profondeurs, produisant des cartes topographiques du fond, et simultanément, une imagerie sonar acoustique.

Le système s'utilise pour:

- la cartographie hydrographique de chenaux de navigation, de voies navigables et de la bathymétrie côtière,
- la cartographie et à l'investigation géologiques,
- la localisation d'objets sur les fonds.

Le système peut être utilisé jusqu'à 800 m de profondeur, tandis que la profondeur minimum est de 2 m sous le sondeur. Le système cartographie le fond au moyen de 120 faisceaux étroits en forme d'éventail, chaque faisceau produisant une sonde. Les 120 sondes sont produites en deux émissions. Le secteur angulaire couvert normal est de 150°, ce qui correspond à une couverture égale à 7,4 fois la profondeur. Les faisceaux sont répartis horizontalement à équidistance, c'est-à-dire avec un écart angulaire plus dense aux extrémités qu'à la verticale.

Dans les eaux plus profondes, afin que le secteur couvert soit plus important, l'écartement des faisceaux est changé automatiquement pour que les 120 faisceaux soient toujours disponibles.

Pour les levés de zones côtières, trois modes spéciaux sont prévus, permettant d'aller jusqu'à la surface avec le faisceau extérieur dirigé à  $+5^\circ$  par rapport à l'horizontale.

L'écartement des faisceaux est équidistant sauf près des zones de haut-fond, où il est équiangle avec un écartement de 1.5 degrés.

Le système produit des données pouvant être traitées pour l'obtention de cartes bathymétriques. Une station de travail est embarquée avec les logiciels IFREMER adéquats pour l'enregistrement et la gestion/documentation du levé. Les outils de contrôle de la qualité et de l'édition des données sont également disponibles.

L'imagerie acoustique produite par le système offre une image corrigée géométriquement, telle qu'observée par la base du sondeur EM 1000 à la fréquence de 105 kHz.

La sortie est affichée sur un écran et un enregistreur couleur ou en niveaux de gris. Les données de bathymétrie sont rejouées à bord et corrigées pour permettre une première interprétation. Ces données sont stockées numériquement et traitées et rejouées ensuite à terre afin d'établir des cartes bathymétriques de grande qualité (Bourillet et al., 1996). De plus, les données numériques représentant l'image peuvent être stockées pour le traitement d'images et la réalisation de mosaïques sonar (au format TRIAS, Augustin, 1985; et traitées par le logiciel IMAGEM)

## II-2.3 La sismique THR

La sismique dite Très Haute Résolution (THR), de résolution verticale inférieure à 2 mètres, est l'un des outils de reconnaissance géophysique (méthode indirecte), les plus importants pour les études en sédimentologie marine. En effet, de par la résolution et la pénétration souvent égale à la profondeur d'eau (limitation liée au premier multiple), les outils de sismique THR - sondeur de sédiments (fréquence centrale  $F_c = 2,5$  kHz), boomers ( $800 \text{ Hz} < F_c < 2000 \text{ Hz}$ ), sparkers ( $500 \text{ Hz} < F_c < 1000 \text{ Hz}$ ) et canon à air ou eau ( $200 \text{ Hz} < F_c < 500 \text{ Hz}$ ) - permettent une reconnaissance fine des premières centaines de mètres de sédiments et sont ainsi un outil primordial pour l'étude des bassins sédimentaires et des sédiments du Plio-Quaternaire.

Ce type d'investigation à haute résolution est employé également pour les reconnaissances à caractère géotechnique pour la pose d'ouvrages en mer, mais aussi pour la prospection de ressources minérales, pour les études d'environnement et pour les programmes scientifiques d'étude des sédiments superficiels.

Autant cet outil a son importance, autant les développements technologiques qui lui étaient nécessaires n'ont pas suivi ceux concernant la sismique conventionnelle utilisée en prospection pétrolière. L'IFREMER s'est attaché depuis 1984 (Bourgeois et al., 1988) au développement de la mise en

oeuvre de l'équipement sismique, de l'acquisition numérique et du traitement spécifique de ce type de sismique. En 1987, l'IFREMER utilisait son propre système d'acquisition (Lericolais et al., 1988) et développait un logiciel de traitement spécifique à la sismique THR: SITHERE (Lericolais, 1990; Lericolais & Berné, 1990).

Depuis, et grâce aux évolutions des matériels informatiques, il existe sur le marché des systèmes d'acquisition et de traitement des données de sismique THR. Au cours des missions SEDIMANCHE, nous avons utilisé, pour l'acquisition et les premiers traitements temps réels le système DELPH2, de la société ELICS. Grâce à la passerelle développée entre les systèmes ELICS et IFREMER (Lericolais et al., 1991), les données ont été traitées par le logiciel SITHERE qui possède des séquences de traitement particulières (Lericolais et al., 1994a; Lericolais et al., 1994b). et avec lequel il est possible d'interpréter à l'écran les données avant d'établir un modèle numérique de terrain.

Les séquences de traitement les plus utilisées au cours de ce travail (outre les traitements conventionnels, tels que les gains acoustiques ou graphiques, les "notchs"... ) sont:

- Le filtrage passe-bande. Nous avons utilisé un filtrage Butterworth spécifique (ordre du filtre prédéfini) développé par ELICS (Nouzé, 1993) (Fig. II.3),
- Les filtres de houle. Les filtres utilisés ELICS et IFREMER (écrit par M. Olagnon), nous ont permis de pouvoir tirer le maximum d'informations des profils sismiques (Fig. II.4),
- Cohérence spatiale et déconvolution. Sur certains cas, profils très bruités, nous avons pu récupérer l'information grâce à l'augmentation de la cohérence spatiale (Nouzé, 1993). La déconvolution homomorphique utilisée pour la suppression des multiples (Nouzé, 1993; Lericolais et al., 1994b), relativement coûteuse en temps calcul, n'a été appliquée qu'à très peu de cas.

*Rque: Pour l'interprétation des profils, nous avons pris comme vitesse moyenne dans les sédiments 1800 m/s.*



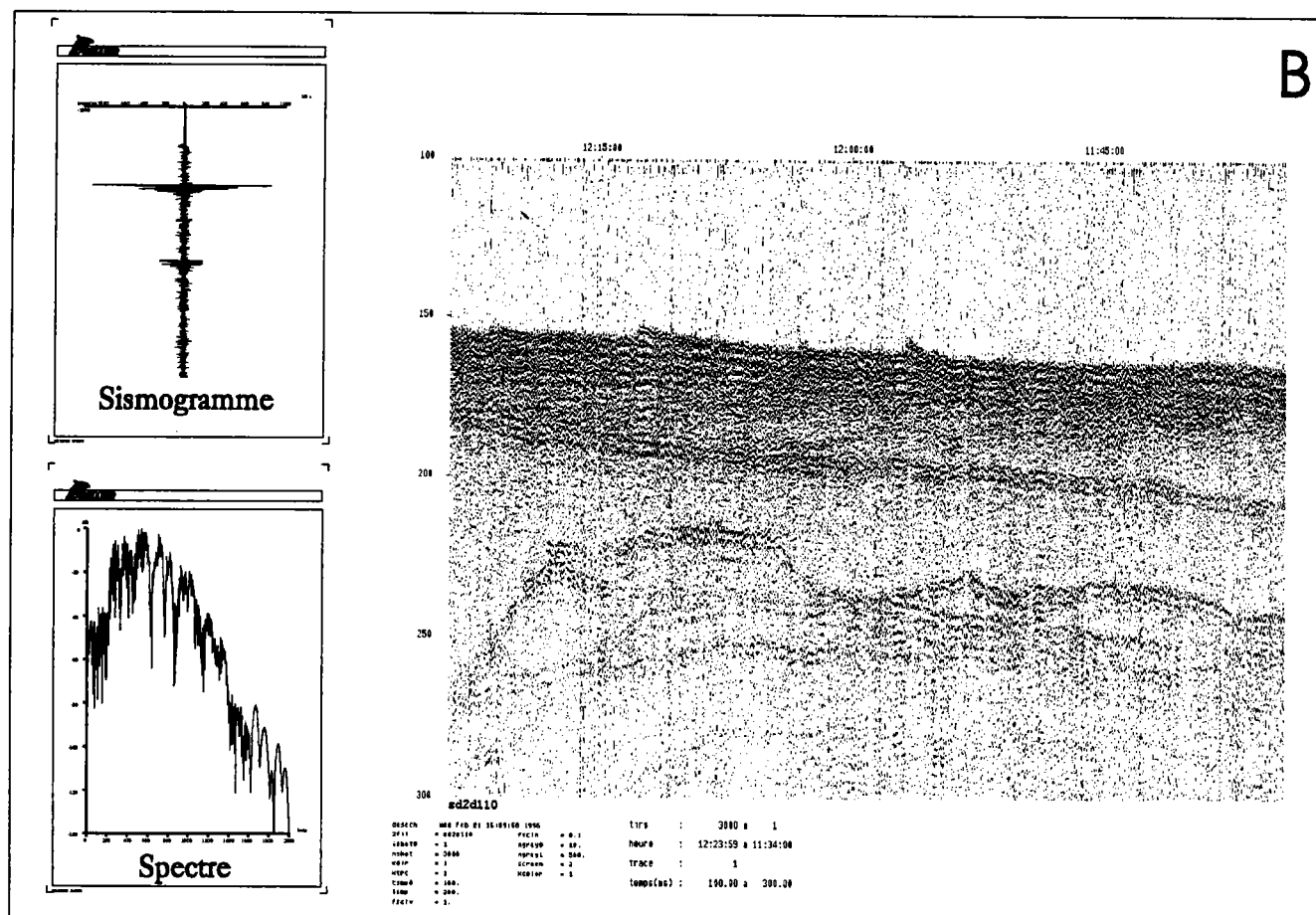
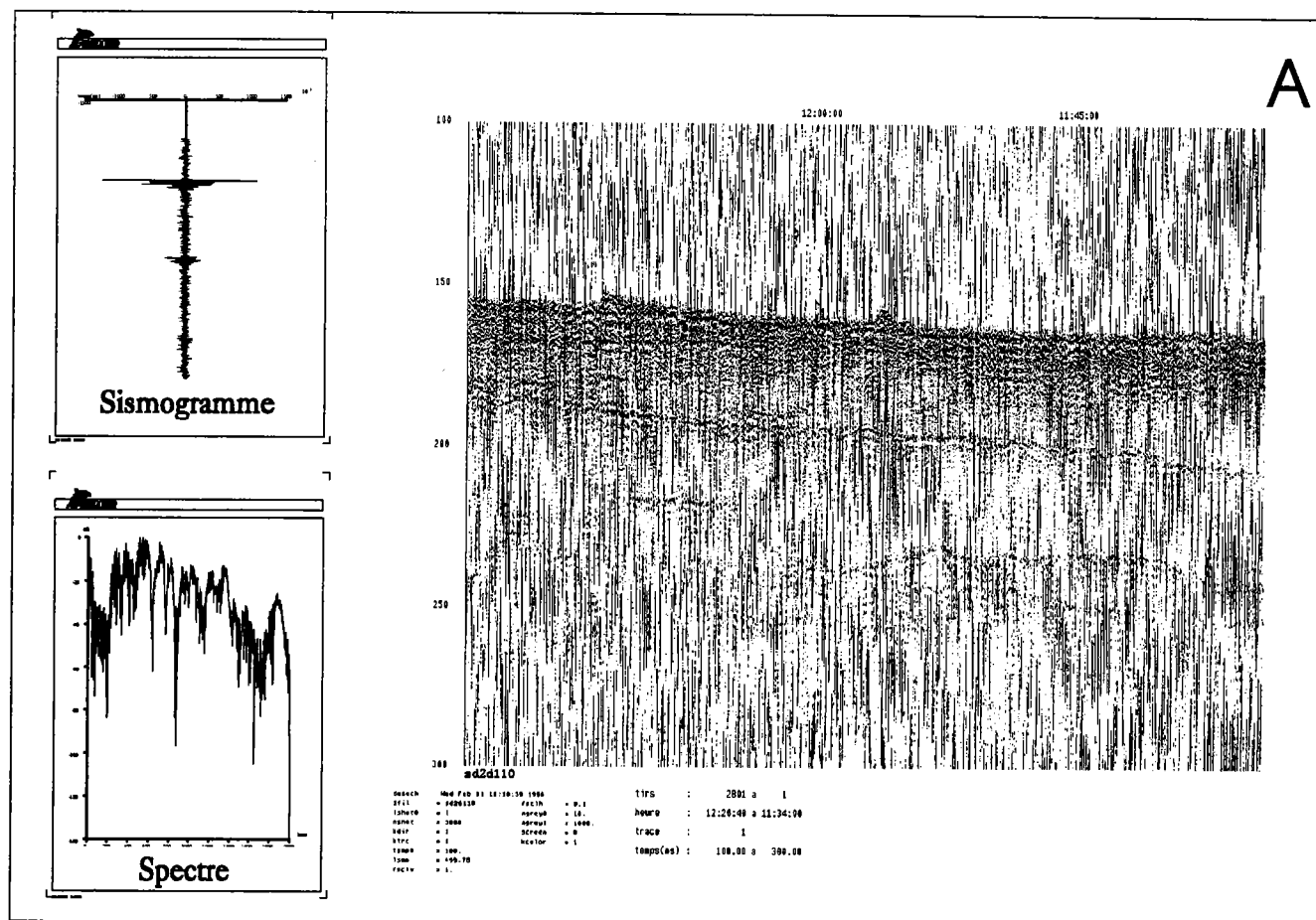
## II-2.3 Les Modèles Numériques de Terrain

Les Modèles Numériques de Terrain (MNT) de bathymétrie sont réalisés à l'aide du logiciel TRISMUS de l'IFREMER. Les cartes bathymétriques et les blocs diagrammes résultants sont issus de ces MNT (Bourillet et al., 1996), et sont visualisés par le logiciel AVS.

Les lignes reconnues sur les zones étudiées au cours du programme SEDIMANCHE ont bénéficié d'un espacement permettant une couverture totale : les profils multifaisceaux sont jointifs. La sismique THR a été tirée simultanément, permettant ainsi d'interpoler les réflecteurs entre profils et d'établir leur carte d'isochrones à partir de leur MNT.

Après traitement par SITHERE, les profils ont été interprétés et pointés sur écran grâce au module de pointé de SITHERE qui permet d'attribuer, après mixage avec le fichier de navigation, à chaque marque sur le profil sismique, les coordonnées géographiques et une profondeur en millisecondes au format BLUEPACK directement.

Le logiciel BLUEPACK est un logiciel d'interpolation par méthode géostatistique développé par l'Ecole des Mines de Paris. Ce logiciel prend en compte la répartition spatiale des mesures (pour la sismique c'est la profondeur en milliseconde des réflecteurs), la répartition spatiale entre les noeuds du MNT à informer et les mesures voisines par l'intermédiaire de pondérateurs. De ce fait, la très forte anisotropie des mesures (beaucoup de valeurs le long des profils et peu perpendiculairement) est atténuée contrairement aux méthodes classiques isotropes d'interpolation. Le logiciel BLUEPACK permet, ainsi, l'interpolation entre les réflecteurs interprétés et pointés et la réalisation du MNT pour chaque réflecteur, ce qui donne un ensemble de surfaces pour chaque réflecteur et donc un volume pour le modèle géologique interprété. Les représentations 3D des surfaces géologiques correspondantes aux réflecteurs interprétés ont été réalisées également avec AVS.



**Figure II.3 - Exemple de filtrage passe-bande (120-1000 Hz) et de gain appliqué sur le profil 110 de la fosse Centrale**  
**A- Profil brut sans traitement**  
**B- Filtre ELICS type Butterworth et augmentation linéaire du gain.**

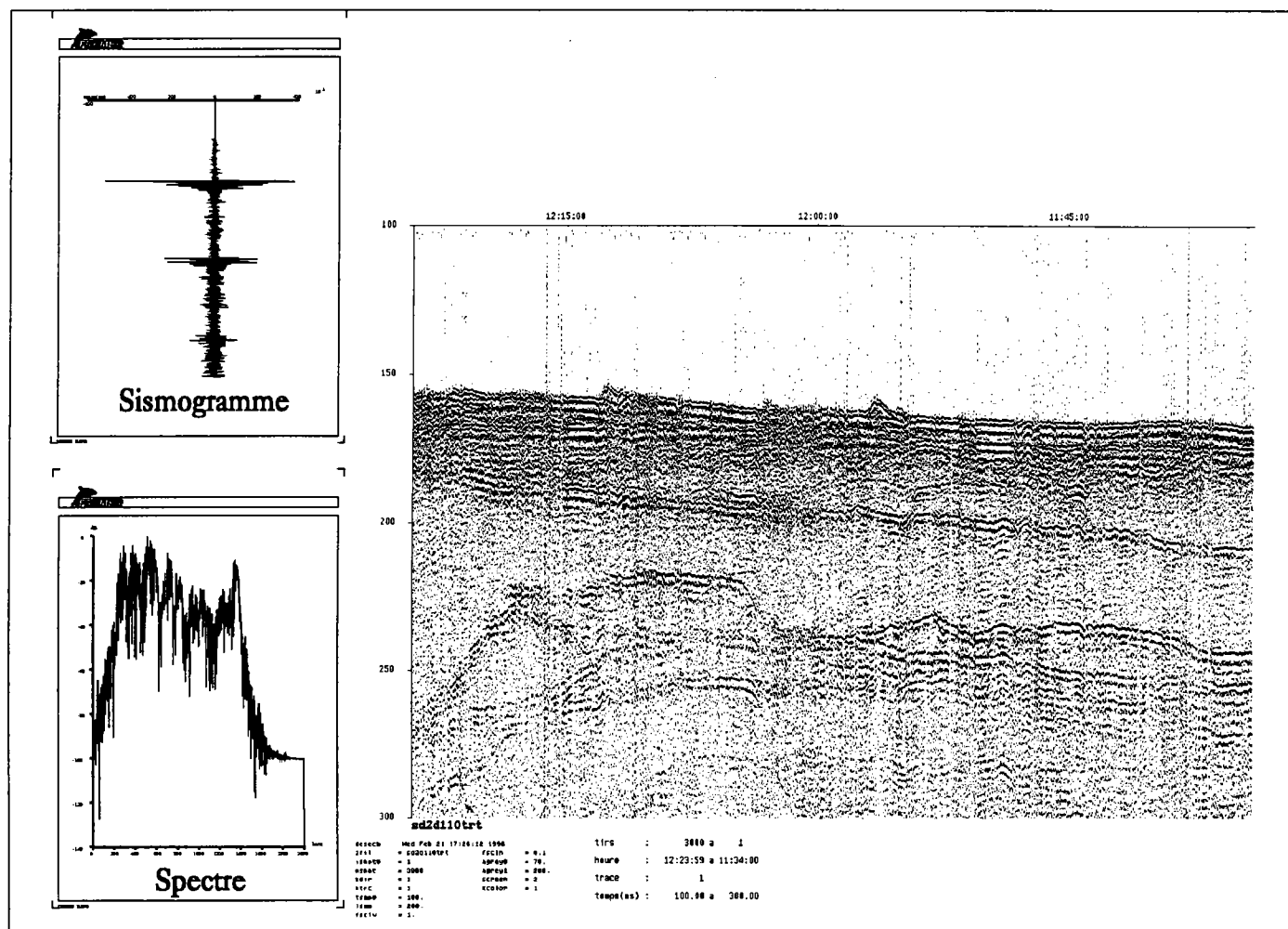


Figure II.4 - Exemple de filtrage de la houle appliqué sur le profil 110 de la fosse Centrale (la mer était forte 5,6 lors de l'acquisition)

## II-3. LES MÉTHODES D'INTERPRÉTATION

Les corps sédimentaires sont étudiés sur des images sismiques. Pour mieux comprendre ces illustrations de la géologie, nous exposerons la méthode de la stratigraphie sismique. Cette approche de l'interprétation géophysique permet de reconnaître et de définir les corps sédimentaires dans leur contexte géologique.

L'étape suivante est d'essayer de situer ces corps sédimentaires reconnus, dans un cadre chronologique rigoureux, en comparant les successions interprétées de la sismique aux modèles de dépôt établis en stratigraphie séquentielle.

### II-3.1 La Stratigraphie Sismique

Au départ l'interprétation des sections sismiques était orientée sur une appréciation structurale de la région étudiée. Or la section sismique ne nous fournit pas simplement des formes structurales mais aussi des informations sur l'environnement, les processus et la nature des dépôts. Elle devient, en fait l'un des principaux outils du sédimentologue.

Les principes de la stratigraphie sismique ont été établis dans un premier temps par les géologues et géophysiciens pétroliers, d'EXXON en particulier; Mitchum et al. (1977), Sheriff (1977), Vail & Mitchum (1977), sur des lignes sismiques d'exploration pétrolières. En ce qui nous concerne, il ne faut pas perdre de vue la notion d'échelle. En effet, la sismique utilisée pour ce travail est une sismique de très haute résolution. Cette résolution est de 10 à 100 fois supérieure à celle de la sismique utilisée pour l'établissement de la stratigraphie sismique. Pour les pétroliers, la sismique que nous utilisons est qualifiée de microsismique, c'est pourquoi, j'utiliserai le terme de microstratigraphie sismique afin d'insister sur la différence d'échelle. La démarche reste cependant la même et les considérations géologiques aussi, les conclusions, elles, peuvent différer.

La stratigraphie sismique repose sur l'analyse des réflexions sismiques qui se produisent sur les surfaces séparant deux milieux d'impédance acoustique différente. L'impédance acoustique est égale au produit de la vitesse de propagation des ondes acoustiques (ici ondes P) par la densité du milieu traversé. En général on considère que la vitesse varie dans le même sens que la densité. Pourtant la vitesse d'une formation géologique donnée est une fonction très complexe d'un grand nombre de paramètres dont certains sont indépendants. La vitesse est en fait fonction de la lithologie, de l'âge, de la profondeur, de la pression, de la porosité, de la perméabilité, de l'anisotropie, etc..... Il faut être très prudent sur les deux qualités que tout interpréteur aimerait voir associées à la vitesse ; "la fidélité et la sensibilité". La fidélité signifie que la vitesse doit être la même pour deux roches identiques au point de vue géologique même si elles ne se retrouvent pas dans le même milieu. La sensibilité signifie que deux roches de nature lithologique différente doivent se différencier par leur vitesse.

**1/ Les surfaces physiques** qui provoquent des réflexions sont principalement des surfaces de strates ou de discontinuité. Une surface de strate représente une période de non dépôt ou un changement du type de dépôt. Les surfaces de strates et les discordances peuvent avoir une signification temps dans la mesure où les couches qui les recouvrent sont plus jeunes que celles situées au-dessous d'elles. On peut ainsi considérer que les réflexions, dans leur continuité peuvent être parallèles à des lignes temps géologiques (cette considération est actuellement discutée pour la sismique THR par S. Berné (comm. pers.), mais ceci n'est pas encore démontré). Elles peuvent représenter d'anciennes paléotopographies comme celles constituées aujourd'hui par le fond de la mer relayé par les plages et les sols. Les changements de faciès au toit d'une série transgressive se traduiront par des changements de caractère de la réflexion. On peut ainsi assimiler une réflexion dans sa continuité à une ligne temps géologique et l'enveloppe d'un changement de caractère d'une réflexion à une limite de faciès et cette dernière limite peut être oblique par rapport aux réflexions.

A partir de cette notion on définit des séquences sismiques formées dans un intervalle de temps limité par des discontinuités. Cette séquence est définie en sismique par un ensemble de réflexions concordantes limitées à la base et au sommet par des discontinuités reconnues à la terminaison latérale des réflexions. En stratigraphie sismique conventionnelle, cette séquence correspond souvent à un cycle eustatique. On verra, qu'en microstratigraphie sismique, cette séquence peut correspondre à des phénomènes propres au système étudié (autocycliques ou intrinsèque), ce qui est le plus souvent le cas pour un système fluviatile. En considérant les réflexions parallèles aux lignes temps géologiques, on peut construire des coupes chronostratigraphiques où l'échelle verticale devient une échelle en âge géologique.

**2/ L'analyse faciologique** des sections est abordée par l'interprétation de la configuration des réflexions. Elle met en oeuvre les paramètres sismiques tels que: l'amplitude, la fréquence, la phase, la continuité, la géométrie des réflexions. Une fois que ces paramètres ont été analysés, permettant de caractériser une unité de faciès sismique avec son enveloppe, et que les relations latérales et verticales de cette unité avec les autres ont été définies, on peut interpréter une unité de faciès sismique en terme de lithologie, d'environnement et d'énergie de dépôt.

Il existe en effet une relation entre l'énergie de l'environnement de dépôt et les réflexions issues des sédiments. Un haut niveau d'énergie de dépôt tend à produire des réflexions complexes souvent discontinues, variables en amplitude, fréquence et phase. Inversement, un faible niveau d'énergie de dépôt se traduira par des ensembles de réflexions bien litées très continues en amplitude, fréquence et phase sur de grandes surfaces. Les unités de faciès sismique sont des unités composées de groupes de réflexions dont les paramètres diffèrent de ceux des unités adjacentes. Une fois définis les paramètres de réflexion, reconnue la forme externe de l'unité et notées les associations tridimensionnelles des unités entre elles, on peut estimer la lithologie et interpréter l'unité en terme d'environnement

et de processus de dépôt. Cette interprétation se fait toujours dans le cadre stratigraphique de la séquence de dépôt.

Sur le plateau continental les réflexions peuvent, latéralement, être discontinues, variables en amplitude, fréquence et phase s'il s'agit d'un réseau fluvial méandrique, d'un cône alluvial ou d'une plaine deltaïque recoupée par des chenaux ; elles peuvent être de très faibles amplitudes discontinues donnant l'aspect d'une zone homogène s'il s'agit d'un réseau fluvial en tresse ou d'argiles de pro-delta. Les dépôts de pentes sont caractérisés par des réflexions plus complexes, obliques ou sigmoïdes. Souvent certaines formes peuvent indiquer des dépôts de nature différente suivant que l'on se trouve sur le plateau continental ou dans le bassin.

### II-3.1.1 Processus d'interprétation

Les études en stratigraphie sismique comportent trois étapes principales:

- *Définition des séquences sismiques*
- *Analyse des faciès sismiques*
- *Evaluation des variations relatives du niveau marin.*

Autant les deux premières étapes sont devenues une procédure d'interprétation incontournable, autant caler cette interprétation sur la courbe géochronologique donnée par l'eustatisme devient hasardeux. Au cours de ce travail, nous avons utilisé les deux premières étapes afin de définir nos séquences sismiques, mais comme nous le verrons, nous avons été confrontés pour l'interprétation de la stratigraphie à un nombre important de paramètres propres aux systèmes étudiés non constants au cours du temps.

### II-3.1.2 Reconnaissance des différentes séquences sismiques

Une séquence sismique est une séquence de dépôt identifiable sur une section sismique (Mitchum R.M. et al., 1977). Elle consiste en une succession de réflexions concordantes limitées à la base et au sommet par des discontinuités reconnues à la terminaison latérale des réflexions (Fig. II.5). Le tracé de ces discontinuités doit être étendu à l'ensemble des sections, y compris dans les zones où il y a concordance entre les surfaces de discontinuités et les réflexions, afin d'avoir une représentation tridimensionnelle de toutes les séquences.

Chaque séquence sismique représente une séquence de dépôt. Son épaisseur minimale est liée à la longueur d'onde du signal sismique. En général les séquences identifiées en stratigraphie sismique sont supérieures à 100 m. Elles représentent des ensembles de séquence élémentaire de dépôt. Pour nous cet ordre correspond au total de la coupe sismique étudiée, ce serait donc une

mégaséquence. Nos études sédimentologiques s'intéressent donc à ce que les interpréteurs pétroliers appelleraient une microséquence.

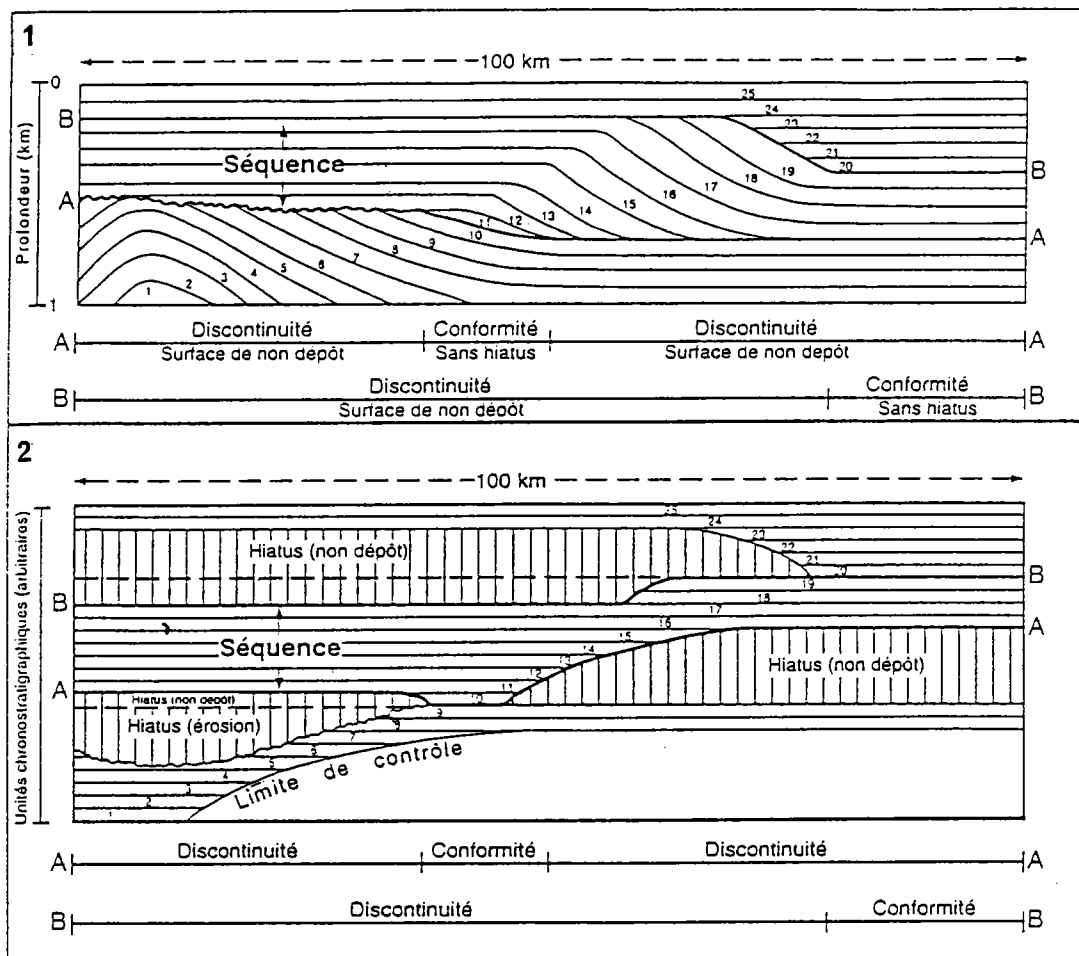


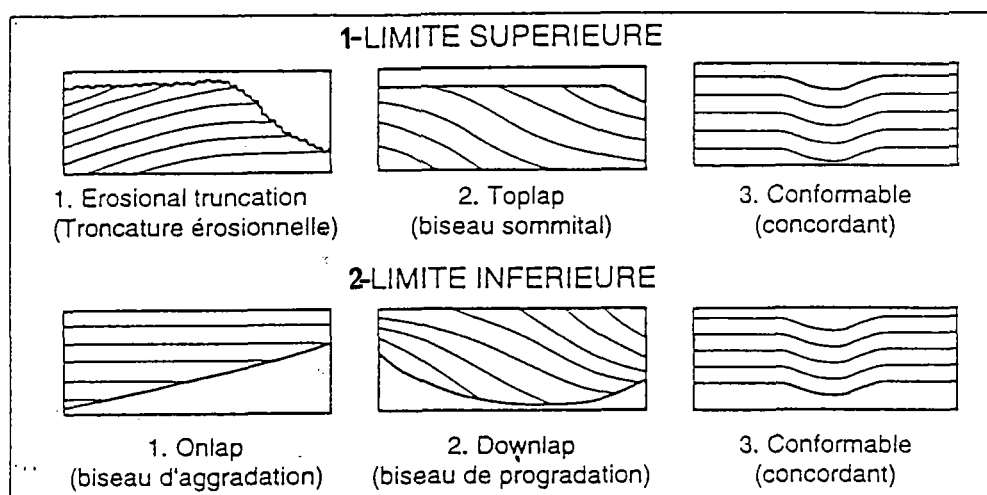
Figure II.5 - Caractérisation d'une séquence de dépôt (d'après Mitchum et al., 1977a)

1/ Coupe stratigraphique schématisée d'une séquence de dépôt. Les limites de la séquence sont définies par les surfaces A et B, lesquelles passent latéralement de surfaces de discontinuité avec troncature des strates sous-jacentes à surfaces conformes.

2/ Coupe chronostratigraphique schématisée d'une séquence de dépôt. Les relations stratigraphiques montrées en haut, sont ici reportées en une coupe chronostratigraphique où l'échelle de temps est arbitraire.



Une séquence sismique est donc limitée à son toit et à sa base par des surfaces de discontinuité soulignées par des terminaisons de réflexions. Les relations, réflexions sismiques-limite de séquence, ont été définies par Mitchum et al. (1977) en fonction de la terminaison de ces réflecteurs sur les limites adjacentes (Fig.II.6).



**Figure II.6** - Relations entre les réflexions sismiques et les limites de séquence sismique (d'après Mitchum et al., 1977a).

1/ relations entre les réflexions sismiques et la limite supérieure de la séquence.

2/ relations entre les réflexions sismiques et la limite inférieure de la séquence.

### II-3.1.3 Analyse des faciès sismiques (reconnaissance, cartographie et interprétation des unités de faciès sismiques)

L'analyse des faciès sismiques consiste donc (cf. analyse faciologique), en l'étude de tous les paramètres qui caractérisent une séquence sismique (**continuité, configuration, amplitude, fréquence, et vitesse d'intervalle**) et surtout de la configuration des réflexions dans le cadre tridimensionnel de la séquence de dépôt.

Elle a pour but l'interprétation des sédiments donnant ces réflexions en termes de lithologie, stratification, caractéristiques du milieu de dépôt, une fois les paramètres internes examinés, la forme externe cartographiée et les associations dans l'espace avec les autres unités définies.

Les paramètres qui caractérisent une séquence sismique sont donc:

**L'amplitude (forte à faible).** L'amplitude nous informe sur les contrastes de vitesse de propagation des ondes acoustiques et de densité et nous renseigne sur les variations latérales dans les séquences.

**La fréquence (haute à basse).** La fréquence (c'est-à-dire, l'espacement en temps entre les réflexions sismiques) dépend essentiellement de la signature de la source sismique employée. Pour une même source, les différences de fréquence peuvent résulter des différences d'espacement des strates ou des variations latérales de lithologie ou de vitesse de propagation des ondes acoustiques.

**La continuité (bonne à faible, discontinue).** La continuité des réflexions sismiques est généralement associée à celle des strates, une grande continuité témoignant de dépôts de grande extension uniformément stratifiés.

**La vitesse d'intervalle (en mètres par seconde).** Les variations de vitesse d'intervalle dépendent de plusieurs facteurs dont la lithologie, la fracturation, la porosité, le contenu en fluide.

**La forme externe et la configuration interne des unités de faciès.** La forme et la configuration interne d'une unité de faciès sont les paramètres les plus directement appréciables. Traditionnellement on associe certaines formes et configurations internes avec des milieux de dépôt précis (plate-forme, structures de glissement, remplissage de chenaux, canyons, constructions récifales, etc.).

#### II-3.1.4 Signification géologique des réflexions

Durant les périodes de non dépôt qui peuvent s'étendre sur des intervalles de temps beaucoup plus importants que les périodes de dépôt, des perturbations d'ordres divers modifient les caractéristiques pétrophysiques de la surface engendrant ainsi un réflecteur même si le dépôt sus-jacent est de même nature. Si l'arrêt d'un dépôt ou le changement de sa nature sont liés à des phénomènes régionaux, alors ces événements sont synchrones sur une certaine étendue (ce qui n'est pas toujours le cas à l'échelle du comportement d'un fleuve). On peut également considérer que les surfaces de strates et de discontinuités ont une signification temps dans la mesure où les couches qui les recouvrent sont plus jeunes que les couches sous-jacentes. Mais, alors qu'une surface de strates représente approximativement un événement synchrone à l'échelle géologique, une discordance peut correspondre au contraire à un laps de temps très variable.

Les changements lithologiques le long d'une réflexion qui serait l'image d'une ancienne paléotopographie se traduiront par des changements de caractère de la réflexion. Dans la nature, les unités lithostratigraphiques sont souvent diachrones, par exemple la base d'une série régressive ou le toit d'une série transgressive.

La continuité d'une réflexion est liée à la continuité d'une strate. Le changement de caractère d'une réflexion est provoqué par le changement du coefficient de réflexion le long de la surface de la strate.

En l'absence de données de terrain fiables, un certain nombre de correspondances entre faciès sismiques et lithologie sont utilisées. Ainsi, un faciès lité haute fréquence est censé représenter des dépôts fins bien stratifiés alors qu'un faciès sourd peut correspondre à des dépôts grossiers de surface ou à des paquets glissés. Un des problèmes majeurs est que pour un faciès sismique correspondent souvent plusieurs interprétations lithologiques possibles. De même, la notion de réflexion sismique est sujette à discussion. Ainsi, dans certains milieux de densité constante on peut observer des réflexions sismiques qui ne correspondent pas strictement à des surfaces de stratification. Comme nous l'avons précédemment fait remarquer, ceci est dû au fait que la vitesse de propagation des ondes acoustiques est une fonction complexe d'un grand nombre de paramètres (lithologie, âge, profondeur, porosité, perméabilité, anisotropie). Il convient donc de rester prudent en l'absence de réel calage lithologique.

A partir de ces principes de base, la stratigraphie sismique permet d'interpréter les éventuelles déformations post-dépôt (analyse structurale) et/ou de tirer des informations concernant la stratigraphie et les faciès de dépôt.

## II-3.2 Les Principes de la Stratigraphie Séquentielle Haute Résolution

La stratigraphie séquentielle haute résolution est une méthode issue des concepts du modèle général de stratigraphie séquentielle établis également par la compagnie pétrolière EXXON (Vail & Mitchum, 1977; Haq et al., 1987; Vail et al., 1987; Posamentier et al., 1988). Son but est de reconstituer en détail les géométries sédimentaires dans un cadre chronologique rigoureux. Le principe de base de cette méthode est que les séries sédimentaires s'organisent en une succession logique d'unités de dépôts isochrones contrôlées par des variations du niveau relatif de la mer, appliqué à l'échelle du bassin. Il permet de décrire l'évolution des systèmes sédimentaires sur des durées de plusieurs millions d'années. L'application de ce modèle à une échelle haute résolution a été envisagée lors des travaux précurseurs de Busch, (1971) ou de Frazier, (1974) et vraiment réalisée par Cross (Cross & Lessenger, 1988; Cross T.A. et al., 1993; Guillocheau, 1995) d'une part, et Van Wagoner d'autre part (Van Wagoner J.C. et al., 1990; Mitchum & Van Wagoner, 1991). Une grande partie de ce chapitre s'est inspiré des synthèses réalisées sur le sujet par Lafont (1994) et Torres (1995).

### II-3.2.1 L'enregistrement sédimentaire

Pour comprendre la nature de l'enregistrement sédimentaire, il est nécessaire de faire la part des processus allocycliques (processus indépendants du système, comme par exemple la tectonique) et des processus autocycliques (processus liés au système comme par exemple les migrations latérales de chenaux). L'enregistrement sédimentaire dans un bassin est contrôlé par trois facteurs allocycliques (Fig. II.7) qui sont l'**eustatisme**, la **tectonique** au sens large et le **flux sédimentaire**.

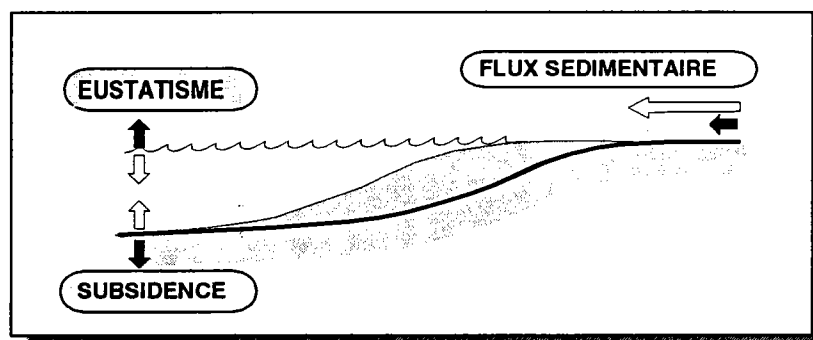


Figure II.7- Les facteurs de contrôle de l'enregistrement sédimentaire (Lafont F., 1994)

**L'eustatisme:** il s'agit de la variation du niveau absolu de la mer. Ce facteur contrôle l'épaisseur de la tranche d'eau (niveau relatif) et donc principalement l'extension latérale du bassin (transgressions et régressions eustatiques).

**La tectonique:** ce facteur est ici considéré au sens large, avec les mouvements d'échelle crustale qui déterminent la géométrie et le volume du bassin, auxquels s'ajoutent les mouvements locaux (plis, failles) qui influencent la géométrie du bassin et donc des dépôts.

**Le flux de sédiments:** c'est le facteur dont les effets sont les plus difficiles à mesurer et qui influence l'extension du bassin (effet de comblement) mais aussi dans une certaine mesure sa géométrie (profils de dépôt et géométries sédimentaires variables selon le type d'apports). Il dépend en partie des deux facteurs précédents, puisque par exemple une surrection tectonique va induire une augmentation du flux sédimentaire liée à l'augmentation du taux d'érosion.

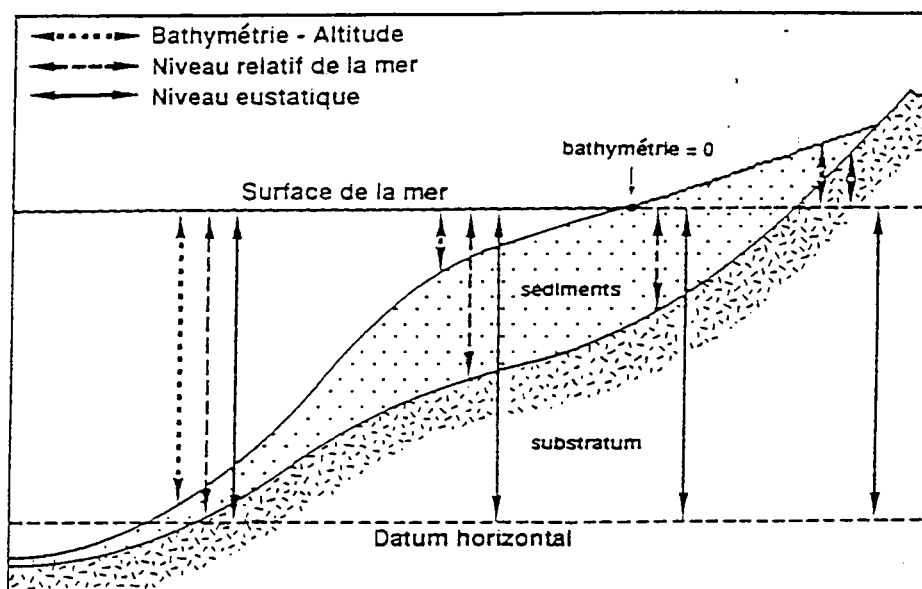
### II-3.2.2. Les variations du niveau marin

Quelles que soient les influences respectives des facteurs de contrôle, les séries sédimentaires peuvent être interprétées comme la résultante d'une succession de transgressions et de régressions, à toutes les échelles, qui découlent d'une variation du niveau relatif de la mer. Ce niveau peut être quantifié de trois manières différentes (Fig. II.8).

**Le niveau marin absolu** (ou niveau eustatique) est défini par rapport à un référentiel fixe indépendant des mouvements tectoniques, soit par exemple le

centre de la Terre. Les variations du niveau absolu sont dites variations eustatiques.

**Le niveau marin relatif** est défini en fonction d'un référentiel fixe par rapport à la série sédimentaire et influencé par les mouvements tectoniques, mais pas par le flux de sédiments. Le référentiel le plus évident dans ce cas est la surface du substrat du bassin. Du fait de l'influence de la tectonique, le niveau relatif ne varie pas toujours dans le même sens que le niveau absolu: une baisse de niveau eustatique moins rapide que la subsidence du bassin engendre une montée du niveau relatif de la mer.



**Figure II.8** - Quantification du niveau de la mer par  
 -le niveau eustatique,  
 -le niveau relatif  
 -la bathymétrie  
 (d'après Lafont, 1994)

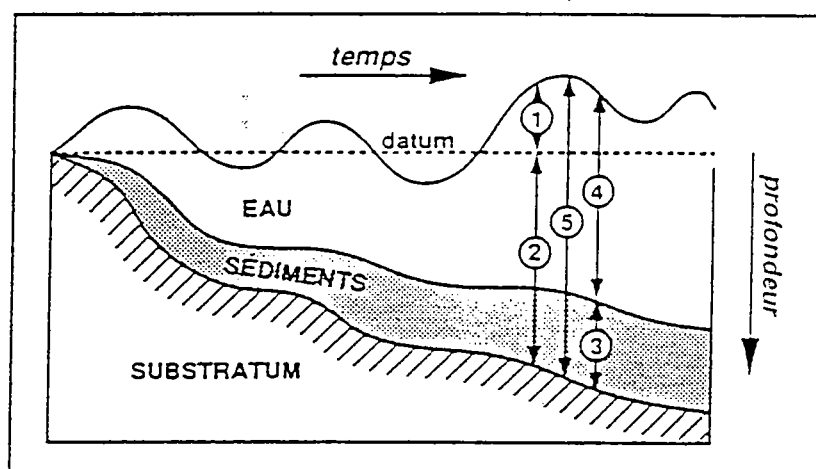
**La profondeur d'eau ou bathymétrie** est la hauteur d'eau, définie comme la distance entre l'interface air-eau et l'interface eau-sédiment. Les variations de la bathymétrie dépendent des variations du flux de sédiments, de l'eustatisme et de la tectonique.

### II-3.2.3 La notion d'accommodation

L'empilement de sédiments dans des bassins pendant de longues périodes n'est rendu possible que par une création permanente d'espace ouvert à la sédimentation qui contrebalance l'effet de comblement. Cette création d'espace a été appelée **accommodation** par Jervy (1988); le terme anglais est repris directement en français. Les variations d'accommodation sont guidées par deux phénomènes: l'eustatisme et la subsidence au sens large (Cross & Lessenger,

1988; Jervy, 1988). L'accommodation était initialement définie comme l'espace situé entre le substrat et la surface de la mer. Cette notion a été étendue en domaine continental, où le niveau de la mer est remplacé par le "niveau de base", correspondant à la surface d'équilibre entre érosion et sédimentation (Cross et al., 1993)

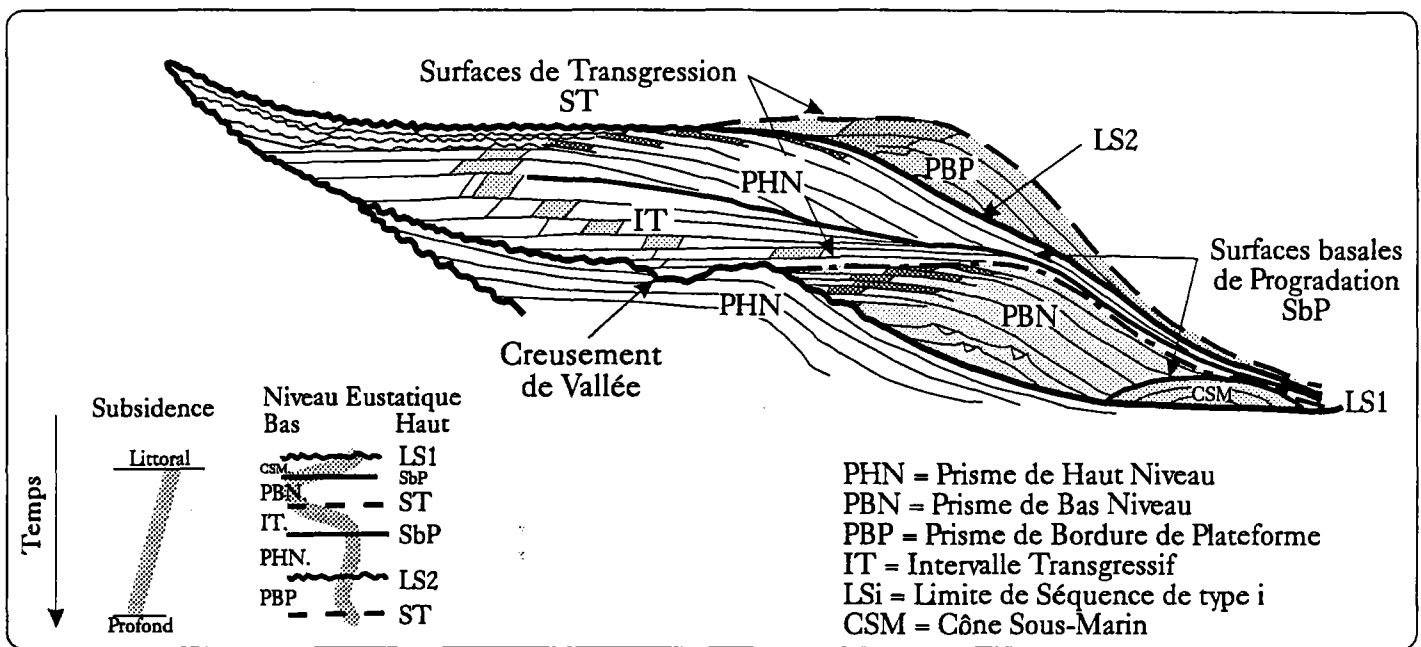
L'espace créé peut être complètement ou partiellement rempli selon l'importance des apports sédimentaires (Fig. II.9). L'espace réellement disponible à un moment donné est égal à l'accommodation (espace créé), à laquelle on doit soustraire l'épaisseur des sédiments déjà déposés (espace supprimé).



**Figure II.9-** Schéma synthétique des différentes notions relatives au niveau marin et à l'accommodation. On y distingue, (1) le niveau eustatique; (2) la subsidence; (3) l'épaisseur de sédiment cumulée (accommodation remplie); (4) l'espace réellement disponible (accommodation non remplie) équivalent de la bathymétrie; (5) le niveau relatif de la mer (d'après Lafont, 1994).

#### II-3.2.4 La notion de séquence de dépôt

La notion de séquence est assez ancienne (Wheeler, 1959; Sloss, 1960; Harrington, 1965). L'utilisation du terme de séquence qui a longtemps prévalu est celui qui a été formalisé en 1977 lors de la publication du modèle EXXON de stratigraphie sismique (Payton, 1977), dans lequel une séquence de dépôt est "une unité stratigraphique composée d'une succession relativement concordante de strates génétiquement liées, limitée à son sommet et à sa base par des discordances ou par les surfaces de concordance qui leur sont corrélatives" (Mitchum et al., 1977). La tendance actuelle est de définir une séquence de dépôt comme l'ensemble des sédiments déposés lors d'un cycle complet de variation du niveau relatif de la mer (Fig. II.10).



**Figure II.10** - Architecture d'une séquence de dépôt selon le "modèle EXXON", avec les différents âges de dépôt et leurs surfaces spécifiques (d'après Haq et al. (1987). On note la différence qui existe entre les deux types de discordances, résultant d'une chute importante (type 1) ou limitée (type 2) du niveau relatif de la mer. (Vail et al., 1977).

La séquence de dépôt est divisée en "cortèges de dépôt" (systems tracts de Brown & Fisher, 1977) correspondant aux différentes phases de variation du niveau relatif de la mer. Les dépôts mis en place durant la chute et le bas niveau relatif constituent le cortège de bas niveau (Lowstand Systems Tract), les dépôts correspondant à la phase de remontée du niveau relatif de la mer constituent le cortège transgressif (Transgressive Systems Tract), enfin les dépôts mis en place en fin de montée et en haut niveau relatif forment le cortège de haut niveau (Highstand Systems Tract). Les cortèges de dépôt sont séparés par des surfaces spécifiques, qui sont: la discordance de chute (Unconformity), la surface de transgression (Transgressive Surface) et la surface d'inondation maximale (Maximum Flooding Surface).

Posamentier et al. (1988a et b) et Vail P.R. et al. (1991) reconnaissent deux types de séquences :

- **Séquence de type 1**, limitée à sa base par une discontinuité de type 1 (discontinuité créée lorsque la baisse du niveau marin est supérieure à la subsidence) et au sommet par une discontinuité de type 1 ou de type 2 (discontinuité créée lorsque la subsidence est supérieure au taux de chute). Elle est constituée de 3 cortèges sédimentaires différents, le cortège sédimentaire de bas niveau à la base, le cortège transgressif et le cortège de haut niveau au sommet.



- **Séquence de type 2**, limitée à sa base par une discontinuité de type 2 et au sommet par une discontinuité de type 1 ou de type 2. Elle est constituée de 3 cortèges sédimentaires différents, le cortège sédimentaire de bordure de plate-forme, le cortège transgressif et le cortège de haut niveau au sommet.

La formation d'une discontinuité de type 1 ou 2 pendant une baisse relative du niveau marin dépend de la vitesse de changement eustatique, supérieure ou non à la vitesse de subsidence sur le rebord de la plate-forme.

Un des critères principaux pour différencier les limites de séquences de type 1 des limites de type 2 est basé sur la réponse qu'un système fluvial peut avoir en fonction des variations du niveau de base. Pour Van Wagoner (1988 et 1990) les limites de séquences de type 1 se créent quand le taux de chute eustatique est supérieur à la subsidence du bassin. Ce type de limite est caractérisé par une érosion subaérienne associée au rajeunissement du cours d'eau et à une phase d'incision due à la baisse du niveau de base. Les limites de séquences de type 2 se créent lorsque le taux de subsidence du bassin est supérieur à la chute du niveau marin, il en résulte l'absence de surface d'érosion.

Posamentier et al. (1988), Posamentier et Vail (1988), Van Wagoner et al. (1988), Van Wagoner et al. (1990) proposent un processus en deux étapes pour former les limites de séquences de type 1. Lors de la première phase, les fleuves incisent et les sédiments dépassent la plateforme pour être déposés au niveau de la ligne de rivage de bas niveau. La seconde phase correspond à l'aggradation des fleuves en réponse à la remontée du niveau de la mer. Comme nous le verrons dans le paragraphe (III-1), ces étapes ne se réalisent qu'en postulant qu'un certain nombre de paramètres géomorphologiques sont constants, ce qui est rarement le cas.

Dans la séquence de dépôt illustrée sur la Figure II.10, les limites de séquences sont placées au niveau des discordances de chutes, c'est-à-dire suivant "l'école EXXON" (Vail et al., 1987; Posamentier et al., 1988; Van Wagoner et al., 1988; Van Wagoner et al., 1990; Posamentier & Allen, 1991), pour qui les termes discordance (unconformity) et limite de séquence (sequence boundary) sont pratiquement synonymes. D'autres auteurs placent les limites de séquences au niveau des surfaces d'inondation maximale (Cross & Lessenger, 1988; Galloway, 1989).

### II-3.2.5 Les unités génétiques: Séquences élémentaires de dépôt

Il a été remarqué depuis très longtemps que les séries sédimentaires sont constituées par endroits d'un empilement de petites unités de dépôt métriques à plurimétriques, très semblables, constituant un motif répétitif, décrites entre autre sous le nom de cyclothèmes (Wanless & Weller, 1932). Ces unités de dépôt étaient attribuées le plus souvent à des processus autocycliques (Beerbrouwer, 1964), c'est-à-dire contrôlés par des facteurs propres au système sédimentaire (avulsion de chenaux, divagation aléatoire des embouchures dans un delta, etc....).

La tendance actuelle est de considérer que l'organisation des séries sédimentaires en petites unités de dépôt élémentaires correspond à l'enregistrement de phénomènes allocycliques (Cross, 1988; Van Wagoner et al., 1990). Ces unités correspondraient aux séquences élémentaires de dépôt générées par les cycles à haute fréquence de variation du niveau relatif de la mer. Elles sont appelées unités génétiques (genetic units de Busch, 1971, et séquences génétiques pour Guillocheau et al., 1989.) ou paraséquences (Van Wagoner et al., 1990).

### II-3.2.6 Les ordres de séquences

Les variations du niveau relatif sont liées aux modifications de différents facteurs (tectonique, eustatisme, climat). La durée des séquences diffère en conséquence par leur caractère périodique ou apériodique et par leur amplitude (Mitchum & Van Wagoner, 1991; Vail et al., 1991) (Tabl. II.3).

Ordre de cyclicité	Durée	
	Vail et al. (1991)	Mitchum et Van Wagoner (1991)
1 <sup>er</sup>	> 50 Ma	
2 <sup>ème</sup>	3-50 Ma	9-10 Ma
3 <sup>ème</sup>	0.5-3 Ma	1-2 Ma
4 <sup>ème</sup>	80-500 ka	100-200 ka
5 <sup>ème</sup>	30-80 ka	10-20 ka
>6 <sup>ème</sup>	10-30 ka	

Tableau II.3 - Période et ordres de cyclicité des changements du niveau marin relatif.

La comparaison des durées des ordres de cyclicité proposés par différents auteurs (Tabl. II.3), montre qu'il n'y a pas de consensus sur la durée des cycles même si les ordres de grandeur sont respectés. Le niveau relatif de la mer dépend des mouvements verticaux du socle (subsidence/soulèvement) et de l'eustatisme. L'eustatisme, lui-même, est fonction du volume océanique, des variations du volume de glace stockée sur les continents, des variations climatiques, etc. Les séries sédimentaires déposées sur les marges continentales enregistrent donc un signal -fluctuations du niveau marin relatif- qui résulte de la convolution de plusieurs facteurs avec des ordres de cyclicité différents.

La séquence de dépôt habituellement décrite dans le modèle EXXON de stratigraphie séquentielle correspond au 3<sup>ème</sup> ordre. Les ordres qui nous intéressent pour ce travail sont eux supérieurs ou égaux au 4<sup>ème</sup> ordre.

### II-3.2.7 Les origines de la cyclicité

L'origine allocyclique des unités génétiques n'est pas unanimement admise. Certains auteurs, s'appuyant essentiellement sur des approches mathématiques, avancent d'autres hypothèses. Slingerland (1990) propose que l'enregistrement sédimentaire répond à la théorie du "chaos déterministe" c'est-à-dire à des phénomènes aléatoires donnant une impression d'organisation. Gaffin (1992) propose un modèle "d'oscillations non forcées" (nonforced oscillations), par le jeu d'oscillateurs non linéaires qui tendent à se synchroniser. La plupart des modèles invoquent néanmoins un contrôle par un phénomène naturel cyclique, dont le plus classique est la variation des paramètres orbitaux de la Terre ou cycles de Milankovitch, dont les périodes s'échelonnent de 20 000 à 400 000 ans. Ces ordres de grandeur correspondent aux durées représentées par les unités génétiques (Goodwin & Anderson, 1985; Kauffman, 1986).

Les variations climatiques annuelles (saisons) de la Terre résultent de l'ensoleillement, c'est-à-dire de la distance Terre-Soleil, et surtout de l'inclinaison de l'axe de rotation de notre planète. Mais il existe aussi des variations dont les périodes sont bien plus longues et qui sont liées aux variations astronomiques des paramètres de l'orbite terrestre.

- (1) L'excentricité ( $e$ ) de la trajectoire elliptique de notre planète varie dans le temps entre 0,0005 et 0,0607 (valeur actuelle = 0,0167) avec une période de 95 000 ans. Cette excentricité de l'orbite engendre un raccourcissement et une intensification des saisons hivernales et estivales aux dépens du printemps et de l'automne lorsque l'excentricité est la plus grande.

- (2) La Terre tourne autour d'un axe dont l'angle d'inclinaison est actuellement de  $23^{\circ}27'$  par rapport à la normale à l'écliptique (plan contenant l'orbite terrestre). Cet axe ne garde pas une direction fixe dans le temps et varie entre  $22^{\circ}02'$  et  $24^{\circ}30'$  avec une période de 41 000 ans. Ce phénomène appelé l'obliquité ( $\epsilon$ ) sur l'écliptique est illustré par la dérive apparente de l'étoile polaire et peut être comparé au cône engendré par l'axe de rotation d'une toupie.

- (3) Enfin, l'orbite de la Terre autour du Soleil décrit une ellipse. Cette ellipse tourne autour de l'un de ses foyers (le Soleil) en 21 700 ans. Actuellement la Terre est proche du Soleil en janvier (périhélie), période hivernale dans l'hémisphère Nord et estivale dans l'hémisphère Sud. Dans 11 000 ans, cela sera l'inverse: les étés de l'hémisphère Sud seront plus chauds et les hivers de l'hémisphère Nord plus froids. Ce phénomène est appelé la précession des équinoxes ( $e \sin \omega$ ,  $\omega$  est l'angle polaire de la position de la Terre sur l'ellipse décrite par son orbite).

La combinaison de ces trois phénomènes cycliques, appelée "Théorie de Milankovitch" (Milankovitch, 1941; Berger, 1988) permet d'expliquer et d'interpréter certaines variations climatiques de longues périodes, comme les glaciations quaternaires et leurs différents stades et interstades. Les périodes de ces paramètres orbitaux (Tabl. II.4) ont été calculées par Berger (1988) en faisant une moyenne pour les derniers 5 millions d'années.

De nombreux auteurs (Kauffman, 1988; Guillocheau et al., 1989; Anderson & Goodwin, 1990; Mitchum & Van Wagoner., 1991) pensent avoir identifié l'expression des cycles de Milankovitch dans des séries sédimentaires.

Précession ( $e \sin \omega$ )	21,7 ka
Obliquité ( $\epsilon$ )	41,0 ka
Excentricité ( $e$ )	95,8 ka

**Tableau II.4 - Eléments de l'orbite terrestre (d'après Berger, 1989).**

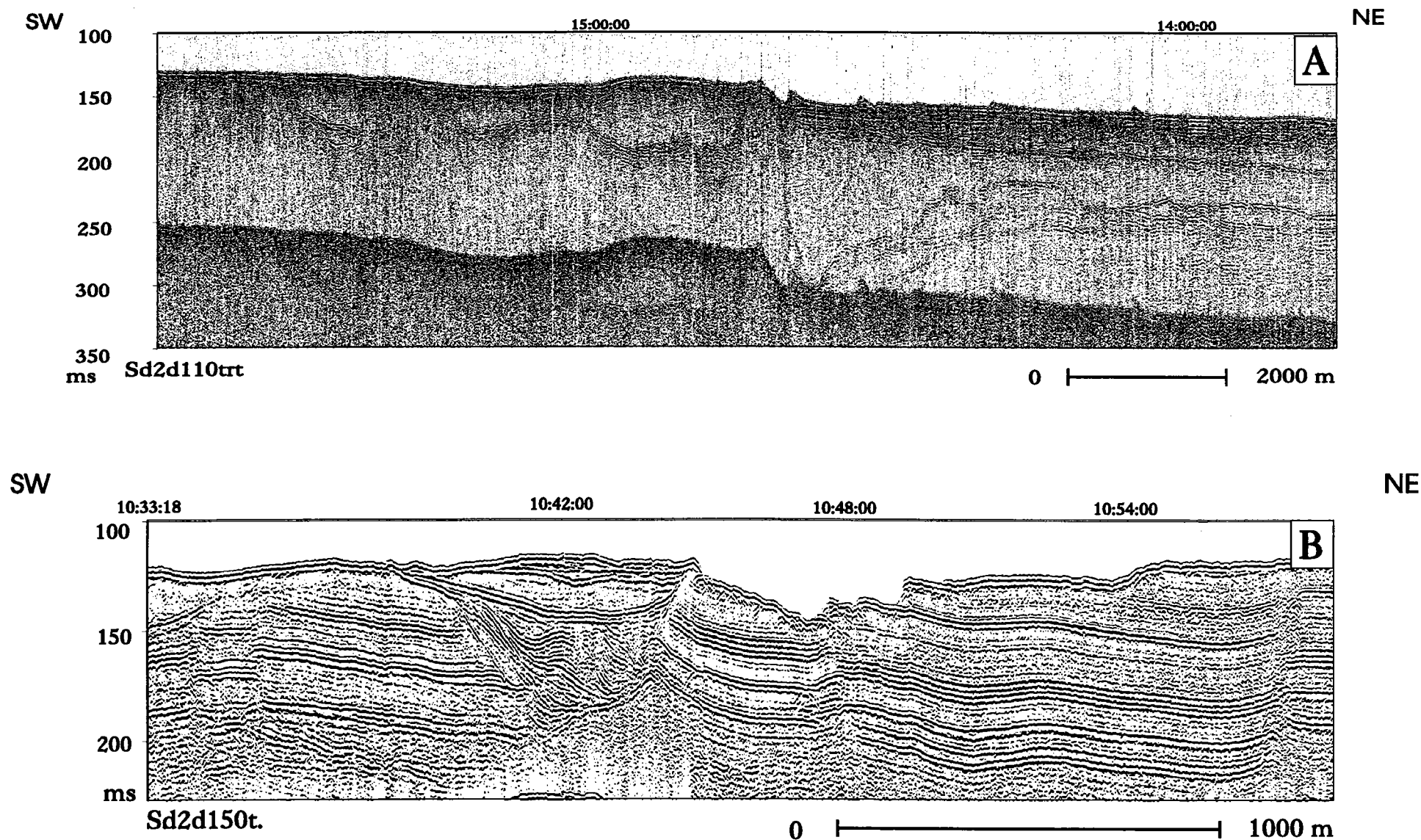
Les cycles de variation des paramètres orbitaux de la Terre sont donc probablement responsables de l'organisation en empilement d'unités génétiques de nombreuses séries sédimentaires, mais l'interprétation du processus physique responsable de l'individualisation des unités varie. Certains auteurs privilégient l'effet climatique direct (Kauffman, 1986 et 1988), d'autres auteurs suggèrent un contrôle par des variations eustatiques à haute fréquence. Ces variations pourraient être d'origine climatique (Anderson & Goodwin, 1990), ou liées à des variations du volume d'eau stockée en domaine continental sous forme de lacs et surtout de nappes aquifères (Einsele & Ricken, 1991).

## II-4 CONCLUSION

A l'origine le but des méthodes de la stratigraphie sismique et de la stratigraphie séquentielle était de reconstituer, à partir de l'interprétation sismique, la courbe des variations relatives du niveau de la mer. La courbe ainsi obtenue était alors comparée aux données régionales afin d'y retrouver les relations éventuelles entre les variations du niveau de la mer, la distribution des séquences de dépôt, les discontinuités, les faciès et les environnements. La comparaison des courbes régionales déduites des sections sismiques et de la courbe globale permettrait, selon les principes de la stratigraphie séquentielle d'obtenir une datation des environnements de dépôt.

Dans le cadre de notre étude, l'application trop rigoureuse de ces principes édictés sur des échelles de temps très supérieures à l'histoire du fleuve Manche, n'aurait été que source d'erreurs. L'intervalle de temps, les paramètres internes au système fluvial et les conditions climatiques rencontrées en Manche au cours de l'histoire du fleuve Manche, nous ont amenés à élargir nos méthodes d'interprétation et à contraindre les principes de la stratigraphie séquentielle par les connaissances géomorphologiques et climatiques qui ont influencé la mise en place du fleuve Manche.

Cette réflexion est née des difficultés d'interprétation des profils sismiques, en particulier pour comprendre la terminaison énigmatique de la Fosse Centrale à W4° (Fig. II.11A), l'absence de traces du cours du fleuve entre la Fosse Centrale et les bancs de la mer Celtique, et pour donner une origine aux figures sédimentaires perchées rencontrées sur la zone CONFLUENT (Fig. II.11B). Le chapitre suivant présente ce que la compréhension des facteurs géomorphologiques peuvent apporter à la compréhension de l'enregistrement stratigraphique.



**Figure II.11 - Exemples de profils sismiques obtenus au cours de la mission SEDIMANCHE 2, dont l'interprétation en terme de stratigraphie séquentielle s'est avérée insuffisante pour en comprendre les mécanismes de mise en place**

**A) Profil 110, sur la zone FOSSE CENTRALE (cf. chapitre 4)**

**B) Profil 150, sur la zone CONFLUENT (cf. chapitre 4)**



## CHAPITRE 3

---

# ***INFLUENCE DES FACTEURS GEOMORPHOLOGIQUES SUR L'ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE***

*- "A theory may be true even though nobody believes it, and even though we have no reason for accepting it, or for believing it is true; and another theory may be false, although we have comparatively good reasons for accepting it."*

*Karl R. Popper (Conjectures and Refutations)*

*- "For every complex problem, there is a solution that is simple, neat and wrong "*

*H. L. Mencken*

*"Il suffit de se mettre d'accord sur le sens des mots et toutes les controverses s'évanouiront"*

*René Descartes*

*- "Ce ne sont pas les formules qui sont un mal, car elles sont une nécessité. Mais c'est la paresse d'esprit qui s'y enferme et qui ne cesse de la dépasser"*

*Alain*

L'application des concepts de la stratigraphie séquentielle aux couches sédimentaires continentales devient plus difficile à mesure que l'on s'éloigne de la ligne côtière. En effet, la réponse aux fluctuations du niveau marin sur les environnements continentaux devient moins évidente en amont des fleuves alors que les autres facteurs tels que la tectonique et les changements climatiques deviennent prédominants. La distinction, dans les séquences fluviales, de l'origine autocyclique ou allocyclique des événements, devient problématique. Il est alors extrêmement difficile et dangereux d'appliquer les modèles de la stratigraphie séquentielle, sans prendre en considération la spécificité géomorphologique du domaine continental.

En particulier, lorsqu'on étudie le passé d'un système fluvial, dépendant des variations eustatiques, on ne peut pas appliquer les principes de corrélations entre l'empilement des séquences de remplissage et les courbes chronologiques des variations globales du niveau de la mer comme on le ferait en domaine marin. Le système fluvial Manche, en est un parfait exemple; les conditions de dépôt de ses séquences de remplissage furent dépendantes des variations des facteurs propres au fleuve, et agissant en domaine continental, toutes liées au régime climatique.

C'est pourquoi, on se propose (1) de montrer quels sont les facteurs géomorphologiques et glacio-isostatiques qui interviennent dans l'évolution des fleuves lors des variations eustatiques et (2) de présenter les caractéristiques érosives d'une plateforme émergée sous climat périglaciaire.



### III-1 EVOLUTION DES SYSTÈMES FLUVIATILES EN RÉPONSE AUX VARIATIONS EUSTATIQUES.

Les principes de la stratigraphie séquentielle sont basés sur le fait que les systèmes géomorphologiques répondent de manière prévisible aux variations relatives du niveau de la mer. Ces principes n'intègrent pas correctement ceux de la **géomorphologie fluviale**. En particulier, un des éléments clé des modèles de stratigraphie séquentielle est la réponse des systèmes fluviaux aux variations du niveau de base. Schumm & Ethridge F.G. (1991) ont montré que cette réponse fait le lien entre la stratigraphie, la sédimentologie et la géomorphologie. Le comportement des fleuves est important car ils contrôlent l'un des facteurs de l'accommodation, c'est à dire le type et la quantité de sédiments qui remplissent les espaces disponibles créés pendant les périodes de haut niveau. De plus, au cours des bas niveaux, les fleuves sont l'agent principal qui transporte les sédiments sur la plateforme émergée.

Une des raisons pour lesquelles ces principes ne permettent pas de prédire correctement dans tous les cas les limites de séquences, est qu'ils ont été établis à partir des lignes d'exploration pétrolière acquises sur des marges passives, pour des objectifs profonds et dont la résolution est très inférieure à la sismique que nous avons utilisée (Posamentier et al., 1992).

Miall (1991) soutient que le concept des fleuves creusant jusqu'à la ligne de rivage (Jervey, 1988; Posamentier et al., 1988; Posamentier & Vail, 1988) est trop simpliste pour expliquer vraiment la réponse des systèmes fluviaux à l'eustatisme et à la subsidence. Par exemple et comme nous venons de le voir (§ II-3.2.5), les limites de séquences de type 1 sont définies par la présence d'incisions sur le plateau émergé en période de bas niveau marin, alors que les systèmes de haut niveau sont caractérisés par une aggradation et une progradation fluviales. Or, il est bien établi que la réponse des systèmes fluviaux aux variations du niveau de base sont beaucoup plus complexes (Leopold et al., 1964; Schumm, 1977; Miall, 1984, Ritter, 1986). Certaines études réalisées sur de petits fleuves côtiers (Suter & Berryhill, 1985) montrent que ceux-ci ont modifié la longueur de leur cours en réponse aux variations pléistocènes du niveau de la mer. Cette modification s'est faite sur la sinuosité et la forme du cours plutôt que par incision et/ou remplissage.

Le propos de ce chapitre est de résumer quelques concepts sur le comportement complexe des fleuves vis à vis des variations du niveau marin. Nous verrons par la théorie et par l'exemple qu'une forte régression marine n'est pas toujours accompagnée d'une incision majeure.

### III-1.1 Les Systèmes Fluviaux

Schumm (1977) a défini un système fluvial comme étant constitué de 3 parties (Fig. III.1a).

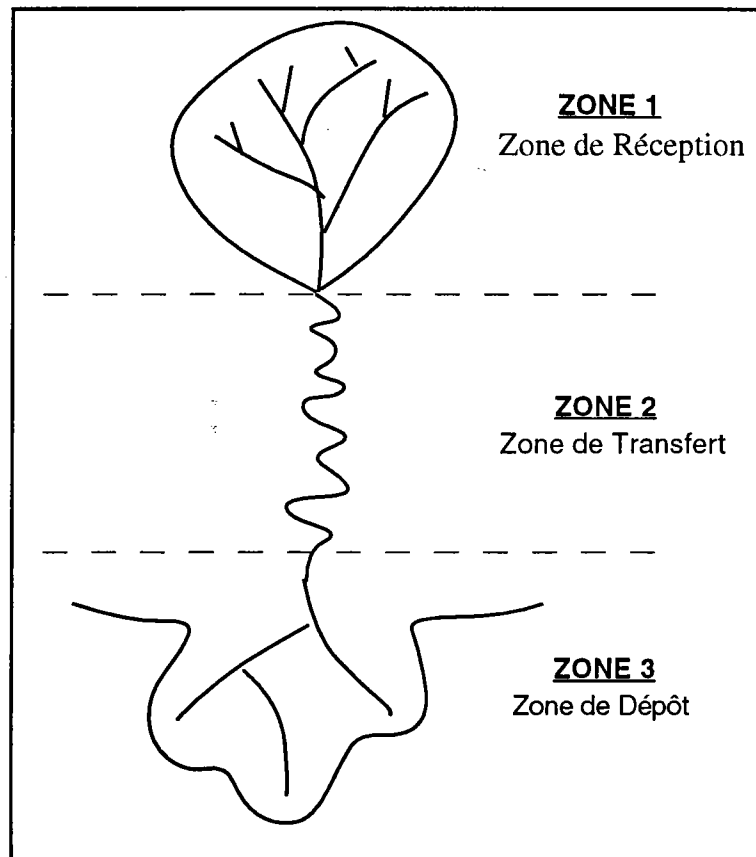


Figure III.1 a- Modèle d'un système fluvial défini par Schumm (1977)

La zone 1 correspond au bassin versant, c'est la zone majeure de réception des eaux et d'érosion, elle fournit au fleuve le matériel sédimentaire. La zone 2 correspond au cours principal du fleuve, c'est la zone de transfert dans laquelle l'apport sédimentaire est égal au débit sédimentaire (ceci pour un fleuve stable). La zone 3 correspond à la zone de dépôt. L'ensemble de ces zones constitue un système dans lequel les modifications ou ajustements de n'importe quelle zone affectent les 2 autres.

#### III-1.1.1 Le profil d'équilibre

Baulig (1940) a défini le profil type d'un cours d'eau par le fait que sa pente est ordinairement plus faible à l'aval qu'à l'amont. Il a également établi que:

- les cours d'eau modifient la forme de leur lit soit par érosion, soit par dépôt, de telle sorte qu'il y ait finalement équilibre.
- la pente varie en fonction de la résistance du lit et inversement au débit du cours d'eau,
- le profil en long du cours d'eau est concave vers le haut.

La puissance brute d'un fleuve est l'énergie représentée par l'écoulement du cours d'eau, elle est proportionnelle au débit et au carré de la vitesse. La puissance nette est égale à la puissance brute diminuée de la puissance absorbée par les frottements et le transport des matériaux en charge. Quand la puissance nette est nulle, le courant a une "pente d'équilibre". Si la puissance augmente, le fleuve aura tendance à éroder. Si, en chaque point du profil longitudinal du fleuve, celui-ci a une pente d'équilibre (ni érosion, ni aggradation), on dit que le fleuve est en **profil d'équilibre provisoire**, c'est-à-dire qu'il a sur tout son cours la pente nécessaire pour évacuer la charge. Ce profil n'est pas définitif, il continue de s'abaisser puisque le fleuve transporte, l'ensemble du bassin s'érode, la charge devient de plus en plus faible, et on peut s'imaginer un moment idéal où la pente sera juste suffisante pour l'écoulement de l'eau. Le fleuve a alors atteint le **profil d'équilibre définitif** ou **idéal**, qui n'est qu'une notion limite qui ne peut être comparée aux profils réels..

Le profil d'équilibre idéal constitue un ensemble de points interdépendants, tels que toute action qui se passe en amont ou en aval d'un de ces points influe sur la pente d'équilibre et sur le niveau de ce point. De cette notion, Baulig (1940), définit la notion d'érosion "régressive". Si on suppose un abaissement du plan d'eau en un point du cours, à l'aval la pente sera amoindrie, le courant se ralentira et devra déposer une partie de la charge, si celle-ci n'a pas été modifiée. La pente s'accroît au contraire immédiatement à l'amont du point dont le niveau a été abaissé, donc le courant s'accélère, il en résulte une érosion qui se propagera de proche en proche vers l'amont, c'est l'érosion "régressive".

Si tous les points du profil sont solidaires les uns des autres et tous de niveau mobile, un seul niveau cependant est fixe pendant assez longtemps pour que le profil s'élabore autour de lui. Ce niveau, appelé **niveau de base** (Schumm, 1977), est l'aboutissement du fleuve à la mer (Fig. III.1b). En conclusion, (1) le profil d'équilibre est réalisé lorsque l'équilibre entre plusieurs variables (débit, vitesse, charriage) est réalisé, (2) la pente tend donc à s'établir par érosion ou aggradation de manière que la vitesse assure l'équilibre entre la puissance et la charge, il n'y a donc aucune raison pour que ce profil soit une courbe concave régulière, (3) tous les points du profil sont solidaires et tous de niveau variable à l'exception du niveau de base.

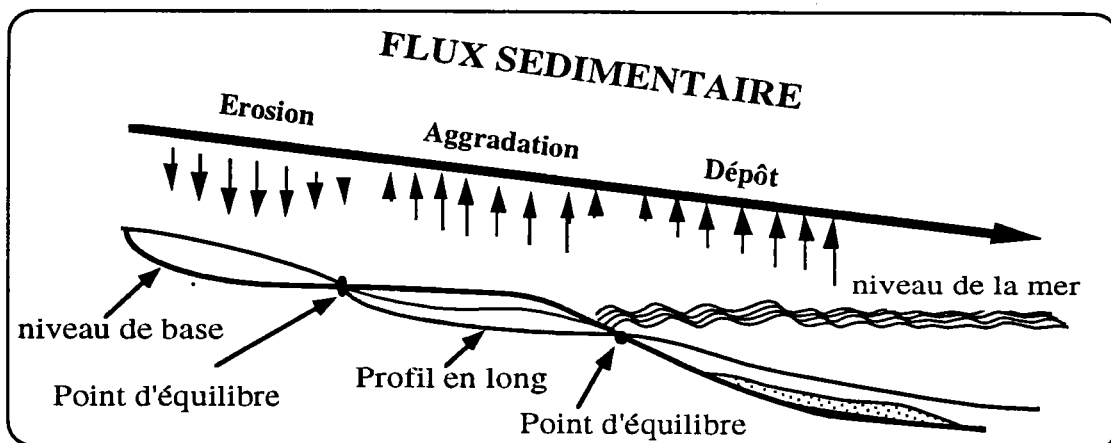


Figure III.1b - Profil longitudinal d'un fleuve et comportement vis à vis du niveau de base (Schumm, 1977)

### III-1.1.2 Le flux de sédiments et l'énergie hydraulique

Les premières variables indépendantes qui influencent la morphologie d'un cours d'eau sont simplement le flux de sédiments et l'énergie hydraulique propre au système (Schumm, 1977). Lane (1955) a établi la relation qui lie le charriage ( $Q_s$ ), la taille moyenne des sédiments ( $d_{50}$ ) au débit moyen ( $Q$ ), et à la pente du fleuve ( $S$ ).

$$Q_s \text{ (cm}^2 \text{ / s)} \times d_{50} \text{ (cm)} = Q \text{ (cm}^3 \text{ / s)} \times S \quad (1)$$

De cette relation (1), Lane (1955) conclut que les variations de transport sédimentaire pour une taille des particules sédimentaires constante, sont compensées par un réajustement du débit et/ou une variation de la pente du cours d'eau.

D'autres équations plus complètes reliant les variations hydrologiques et les variations de charriages furent proposées par Schumm (Schumm, 1977; Schumm et al., 1987). Ces équations relient les variations du débit moyen annuel ( $Q$ ) et le pourcentage du transport total de sédiment par charriage ( $Q_s$ ) à la largeur du chenal ( $b$ ), au débit ( $d$ ), à la longueur d'onde des méandres ( $\lambda$ ), à la pente ( $S$ ), au rapport largeur/profondeur ( $F$ ) et à la sinuosité des méandres ( $P$ ).

La sinuosité ( $P$ ) est égale à la longueur du chenal ( $L_c$ ) sur la longueur de la vallée ( $L_v$ ) et aussi égale au rapport de la pente de la vallée ( $S_v$ ) sur la pente du chenal ( $S_c$ ).

$$P = \frac{L_c}{L_v} = \frac{S_v}{S_c} \quad (2)$$

Les relations qui existent entre ces variables montrent comment les caractéristiques de la morphologie d'un cours d'eau se comportent en relation avec le débit ( $Q$ ) et le charriage ( $Q_s$ ).

(les exposants + et - sont utilisés pour montrer si la variable augmente ou diminue)

$$Q^+ \text{ \& } Q_s^+ \approx b^+, d^+, \lambda^+, S_c^\pm, F^+, P^- \quad (3)$$

$$Q^- \text{ \& } Q_s^- \approx b^-, d^\pm, \lambda^-, S_c^\pm, F^-, P^+ \quad (4)$$

$$Q^+ \text{ \& } Q_s^- \approx b^\pm, d^+, \lambda^\pm, S_c^-, F^-, P^+ \quad (5)$$

$$Q^- \text{ \& } Q_s^+ \approx b^\pm, d^-, \lambda^\pm, S_c^\pm, F^+, P^- \quad (6)$$

Par exemple l'équation 3 montre que si le débit et le charriage augmentent tous les deux, alors la largeur du cours d'eau, la longueur d'onde des méandres et le rapport largeur/profondeur augmenteront. Etant donné que le rapport largeur/profondeur augmente, on aura donc une profondeur constante ou une augmentation de profondeur mais inférieure à l'augmentation de la largeur, donc

peu ou pas d'incision. La pente par contre augmentera légèrement, vu que la sinuosité diminue. Quand un chenal prend une tendance plus rectiligne sa pente augmentera. Il apparaît donc qu'une modification de la pente d'écoulement peut-être rééquilibrée par des modifications du chenal autres que simplement l'incision ou l'agradation.

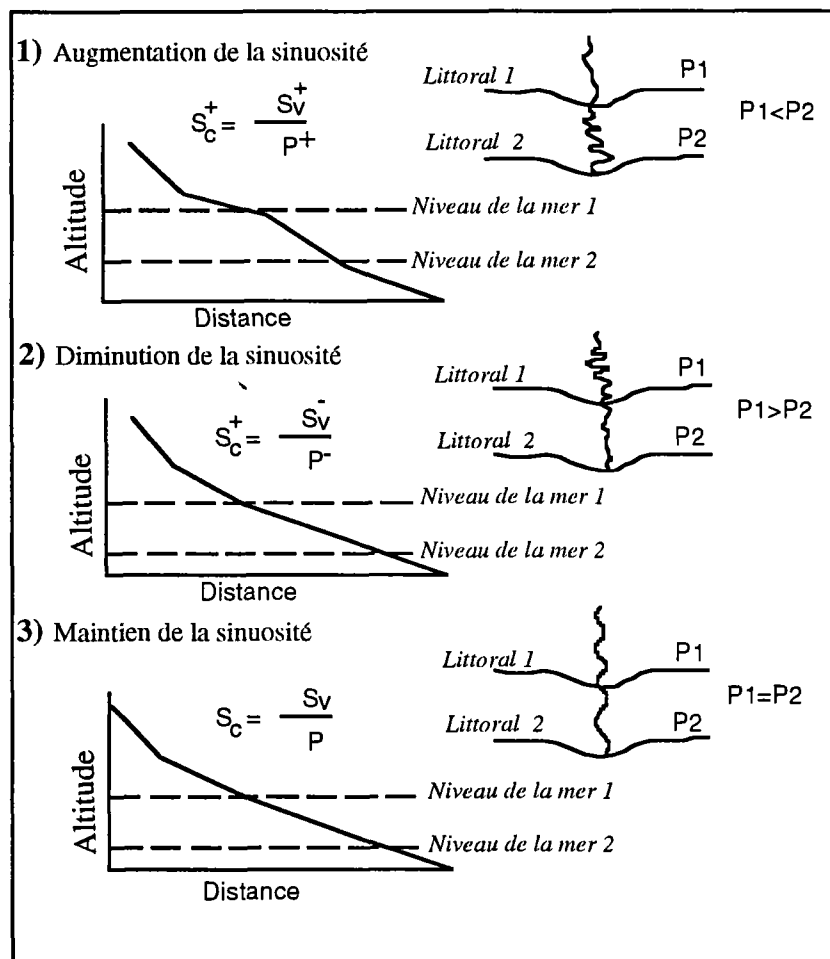
### III-1.2 Les Relations Fleuve, Eustatisme

#### III-1.2.1 Définitions

La pente de la plateforme est une des variables importantes qui contrôlent la réponse des fleuves aux variations du niveau de la mer.

En particulier lors d'une chute du niveau marin (Schumm, 1993; Wescott, 1993), trois situations sont possibles:

- 1- La pente de la plateforme est plus forte que celle de la vallée fluviale
- 2- La pente de la vallée fluviale est plus forte
- 3- Les pentes sont identiques



**Figure III.2 - Profils de pentes montrant l'effet que la pente de la plateforme marine peut avoir sur le comportement d'un fleuve lors d'une chute du niveau marin (Wescott, 1993).**

$S_c$  = pente du chenal,  $S_v$  = pente de la vallée et  $P$  = sinuosité

Pour les trois cas présentés Posamentier & Allen (1991) proposent un modèle conceptuel pour comprendre et prédire la réponse qu'aurait un système fluvial aux variations du niveau de base. Dans le premier cas ils prédisent: incision fluviale, dans le second: aggradation et dans le troisième: équilibre.

Sur la figure III.2, si nous utilisons les variables précédemment définies par Schumm (1977), un comportement différent et plus réaliste peut être obtenu :

### Cas 1 - Augmentation de la pente de la vallée alors que le niveau de base baisse.

Si le débit de l'eau et le débit sédimentaire restent constants et que le fleuve garde sa configuration ( $P=C^te$ ), nous avons effectivement incision car la pente du chenal doit augmenter

$$(2) \Rightarrow S_c^+ = \frac{S_v^+}{P}$$

Par contre (cf. Fig. III.2), si le chenal maintient son équilibre en ajustant ses caractéristiques propres, les relations (4) et (5) montrent qu'une augmentation de la pente de la vallée sera compensée par une augmentation de la sinuosité. Une augmentation de la sinuosité est généralement accompagnée par une diminution du rapport largeur/profondeur ((3) et (6) donnent  $F^-$ ). Ce qui veut dire qu'un fleuve coulant sur une pente plus forte précédemment immergée, pourra n'inciser que légèrement, et deviendra moins large et plus sinueux.

$$(2) \Rightarrow S_c = \frac{S_v^+}{P^+}$$

### Cas 2 - Diminution de la pente de la vallée

Cette fois le fleuve adaptera son état afin de pouvoir transporter la même quantité de sédiments sur une grande distance et à travers une vallée faiblement pentée. Cela peut donc nécessiter une augmentation de la pente du chenal, et se traduire alors par une diminution de la sinuosité (relations (3) et (6)).

$$(2) \Rightarrow S_c^+ = \frac{S_v^-}{P^-}$$

Ceci est souvent accompagné d'une augmentation du rapport largeur/profondeur ((3) et (6) donnent  $F^+$ ) et donc, dans ce cas, le chenal devient moins profond, moins sinueux et plus large.

Dans tous les cas évoqués, on note que le fleuve se comporte vis à vis d'une chute du niveau marin sans vraiment inciser de vallées majeures rattrapant le niveau de base. Seule une légère incision dans les sédiments déposés lors du haut niveau précédent est nécessaire. Ces considérations permettent de montrer pourquoi une chute relative du niveau marin du type limite de **séquence de type 1 ne génère pas automatiquement des incisions très importantes** même lorsque la chute du niveau marin est nettement supérieure au taux de subsidence (on verra au chapitre suivant, l'importance que ce point peut avoir sur le tracé du fleuve Manche).

### III-1.2.2 Cas particuliers : les érosions "régressives"

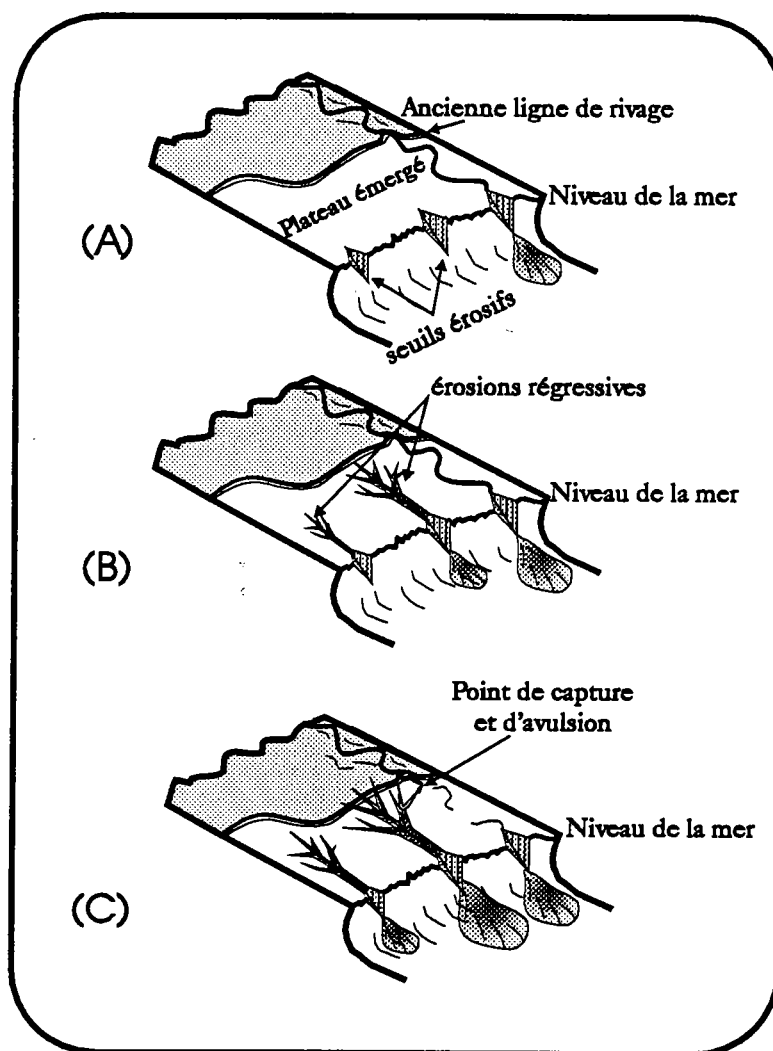
Il est cependant possible, toujours dans le cas d'une limite de séquence de type 1, c'est-à-dire lorsque l'amplitude des régressions est suffisante pour émerger le rebord du plateau, d'avoir des incisions fluviales, mais aussi, des incisions qui ne sont pas créées par le fleuve lui-même, mais par l'érosion "régressive" (ou érosion par régression continentale).

Quand le niveau de la mer chute en dessous du rebord de plateau, un seuil érosif se crée et migre vers le continent, à contre courant (Van Wagoner et al., 1990; Wood, 1991; Wood et al., 1991). Ce seuil ne migre pas toujours sur l'ensemble du plateau. L'érosion "régressive", qui résulte de la migration du seuil vers l'amont du système, dépend de la nature des roches traversées. Si les sédiments rencontrés ne sont pas cohésifs alors l'équilibre se crée au niveau du chenal inférieur. Par contre, si les sédiments sont cohésifs, de nombreux autres seuils peuvent se créer le long du rebord exposé du plateau, en réponse aux crues et aux précipitations (Fig. III.3). Le seuil issu de l'érosion régressive peut, en migrant vers l'amont, arriver à capter un des chenaux principaux. Le cours principal du fleuve est alors abandonné à la faveur de ce nouveau chenal connecté à la mer. On voit donc, que dans le cas d'une régression du type 1, le fleuve peut-être capturé et dévié par les érosions régressives, les incisions résultantes lui étant complètement indépendantes.

### III-1.2.3 L'influence de la vitesse de variation du niveau de la mer

La vitesse de variation du niveau de la mer est aussi un paramètre important (Vail & Mitchum, 1977; Posamentier et al., 1988; Posamentier & Vail, 1988). La vitesse moyenne de variation du niveau marin, calculé depuis le Paléozoïque sur l'ensemble du globe, est de l'ordre de quelques millimètres à moins de 2 cm par an (Pittman, 1978). Les chutes du niveau marin des périodes glaciaires pléistocènes ont été estimées à environ 1-1,5 mm par an pour l'Europe du Nord, alors que les remontées successives ont été beaucoup plus rapides allant jusqu'à 1,5 cm par an (Williams, 1988; Lambeck, 1991) à 1,8 cm par an (Carter, 1992). Ce taux de variation, bien que rapide en terme de variation géologique, est facilement compensé par les systèmes fluviaux. Par exemple, les fleuves réagissent facilement et rapidement aux fluctuations tidales. Un fleuve a donc le temps d'adapter son cours d'eau à une variation eustatique sans trop de difficulté et surtout sans trop de modifications. Par contre, le type d'embouchure du fleuve peut, lui, changer en fonction des variations en apports sédimentaires. C'est-à-dire, que l'expression des limites de séquences fluviales serait plus particulièrement contrôlée par l'interaction du flux sédimentaire et des processus côtiers que par les variations eustatiques.

L'action des houles et des tempêtes a une influence plus grande sur l'environnement côtier que des variations millimétriques à centimétriques dues à l'eustatisme (Wescott, 1993).



**Figure III.3** - Lors d'une chute du niveau marin au delà du rebord de plateau (Wescott W.A., 1993)

- (A) Il y a érosion par le cours principal et création d'un seuil morphologique au niveau du rebord de plateau - De nouveaux seuils (canyons) se forment également  
 (B) Il y a érosion régressive, avec apparition de nouveaux systèmes de drainage sur la plateforme émergée. Cette érosion régressive peut intercepter les cours principaux  
 (C) Et il peut y avoir capture si ces seuils proposent un accès à la mer plus aisé

### III-1.3 Erosions Episodiques et Cyclicité Géomorphologique

Les variations climatiques, la tectonique et aussi l'eustatisme sont des variations "allocycliques", c'est-à-dire externes au système considéré.

Pour un système fluvial, Schumm (1973) définit les conditions qui régissent les variations allocycliques comme étant les "Seuils Extrinsèques". Les systèmes fluviaux répondent également à des variations propres, ce sont les "Seuils Intrinsèques" (Schumm, 1973). Ces dernières variations, telles que celles influant sur les variables définies au § III.1.1, peuvent modifier l'enregistrement stratigraphique et empêcher toute corrélation avec les variations eustatiques.



Un des cas les plus parlants est l'avulsion des fleuves (définie comme étant les captures des tracés des cours d'eau, par rupture de tête de canyon ou par déversement) et les connexions deltaïques qui en résultent (Frazier, 1974; Miall, 1984). Pour ce cas, il n'est pas possible de faire de l'analyse des variations eustatiques par l'étude de l'empilement des séquences (stacking pattern de Cross & Lessenger, 1988). En effet, il y a avulsion lorsque un fleuve abandonne son ancien cours pour choisir un chemin plus court vers la mer. Il crée alors un nouveau lobe deltaïque qui est complètement indépendant des variations eustatiques.

Un autre exemple de réponse des systèmes fluviaux aux conditions intrinsèques est décrite par Schumm (1977). Lorsqu'il y a érosion régressive, les sédiments issus de cette érosion sont transportés dans le chenal principal et y sont temporairement déposés. Il en résulte une remontée relative du niveau de base des tributaires. Les tributaires réajustent alors leur pente, et le transport sédimentaire diminue, permettant ainsi au chenal principal de retrouver sa capacité de retransporter les sédiments précédemment accumulés. Lorsque l'érosion régressive atteint le bassin de drainage, les tributaires sont de nouveau réactivés et le cycle se répète. Le résultat de ce mécanisme intrinsèque répétitif est que les sédiments sont apportés au bassin de dépôt en une série de pulsations. Le résultat stratigraphique de ce processus correspond à un empilement de séquences à granoclassement décroissant. On voit la réelle confusion qui peut naître de l'application rigide des modèles du type "empilement de séquences génétiques" (Cross & Lessenger, 1988).

L'évolution des paysages et des processus qui les affectent peut s'appréhender à différentes échelles de temps. Les modifications des conditions intrinsèques peuvent, à une échelle de temps plus importante, être à l'origine de modifications de facteurs externes tels que le réajustement isostatique, l'ensemble créant une superposition de dépôts au niveau du bassin réceptacle.

### III-1.4. Déformations Isostatiques

La fonte des glaces va augmenter le niveau des mers et donc relever le niveau de base sur toutes les côtes où ne joue pas un mouvement tectonique neutralisant; c'est le glacio-eustatisme. En conséquence, les blocs continentaux allégés par la fonte des inlandsis subissent un relèvement isostatique. Les variations du niveau de la mer en Manche et autour des Îles Britanniques, depuis la dernière période glaciaire, dépendent donc du glacio-eustatisme, mais sont également affectées par le rebond isostatique relatif à la décharge glaciaire.

Des modèles incluant et calculant les variations du mouvement isostatique ont été réalisés (Lambeck, 1993a; Lambeck, 1993b; Lambeck, 1995; Kjemperud & Fjedskaar, 1992). Ces modèles permettent de reconstruire les paléobathymétries et les paléorivages autour des Îles Britanniques et en Manche en particulier (Wingfield, 1995). L'évolution des lignes de rivage qui en résulte montre un comportement complexe de celles-ci au cours des temps, relativement

différent de celui obtenu par les calculs qui posent l'hypothèse que les variations marines sont régulières au cours des temps. Cette réponse complexe asynchrone est due en fait à la réponse retardée du manteau aux variations de l'épaisseur de la glace. C'est pourquoi, le maximum de chute en mer du Nord est apparu après la dernière grande glaciation, de 15 000 à 12 000 ans BP (Gibbard, 1995). Au cours de cette relative stabilisation du niveau marin, il a pu se développer des lignes de rivage, en particulier le long du rebord occidental de la Fosse de Norvège. Ensuite, le recul des lignes de rivage en mer du Nord a été relativement rapide au cours des derniers 10 000 ans (Carter 1992)...

Le modèle de Lambeck (1995) obtenu pour les mers Celtique et d'Irlande montre également certaines complexités. Cependant, si l'on observe les isobases (lignes d'égal soulèvement) issues de ce modèle par exemple, on constate que la Manche en elle-même n'aurait été que très peu affectée par le rebond isostatique ; par contre qu'en est-il de son fleuve ? Les variations probables en amont seraient responsables de variations intrinsèques au fleuve, intervenant sur le niveau de base et le débit.

### III-2 LE SYSTÈME D'ÉROSION PÉRIGLACIAIRE

Les régions où règne actuellement le système d'érosion périglaciaire représentent environ 1/6 des terres émergées de l'hémisphère Nord. Une large bande située au Sud de cette zone a connu pendant les époques froides du Quaternaire un climat périglaciaire: la plus grande partie de l'Europe occidentale, dont la Manche, en faisait partie.

Les profils sismiques que nous avons étudiés présentent des formes d'érosion et de remplissage particuliers que seul les processus connus sous les climats périglaciaires peuvent expliquer (Fig. III.4). Ce chapitre a pour but de présenter les types de processus et d'érosion que le fleuve Manche a subi lors des bas niveaux marins, tout ou partie de la Manche se trouvant alors sous un climat périglaciaire.

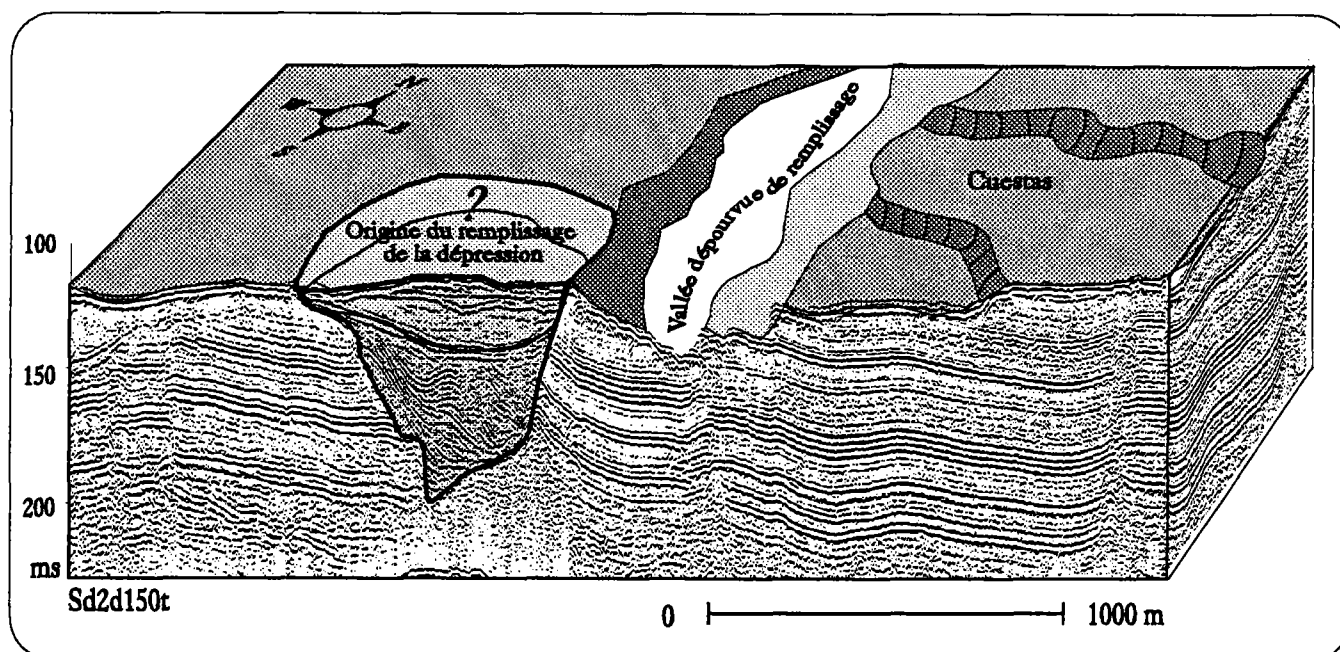


Figure III.4 - Exemple de profil sismique à l'origine de la réflexion sur les conditions d'érosion et de dépôt par les processus périglaciaires (profil 150, zone CONFLUENT)

## III-2.1 Définitions

### III-2.1.1 La Zone Périglaciaire

Bien que consacré par l'usage, le terme de périglaciaire est mal choisi. Il évoque une localisation à la périphérie des glaciers, localisation qui ne correspond pas toujours à la réalité. En effet, les alentours du lobe terminal des glaciers de type alaskien (ou glacier formé de plusieurs langues glaciaires coalescentes se réunissant en un lobe terminal), jouissent d'un climat tempéré, et non périglaciaire; en revanche, une montagne non recouverte de glaciers et située à l'écart de tout glacier peut avoir un climat "périglaciaire".

Le terme de zone périglaciaire mérite donc une définition. C'est une région où le gel joue un rôle important, une grande partie de l'année au moins, mais tout en restant discontinu (et sans qu'une couverture de glace recouvre toute l'année la surface terrestre). Autrement dit, le gel et le dégel constituent un couple de processus important. Ces phénomènes peuvent se produire dans les régions tempérées et même dans les régions méditerranéennes et désertiques (Nord du Sahara par exemple), mais ils n'y jouent pas le principal rôle (Tricart, 1968; Davies, 1969; Derruau, 1974; Embleton & King, 1975; French, 1976).

Nous incluons dans le système périglaciaire les processus nivaux parce qu'ils se produisent justement là où le gel est important. Certains auteurs les rangent avec le système glaciaire parce que la neige est le premier stade de la formation des glaciers et qu'elle est, comme la glace des glaciers, de l'eau solide superficielle. Mais comme la neige proprement dite est, par définition, discontinue dans le temps (sinon, elle devient de la glace), elle paraît logiquement tenir sa place plutôt dans le système périglaciaire, dont elle est par ailleurs inséparable sur le terrain.

Toutes les zones périglaciaires, supra-forestières (Latitudes au-delà des zones de présence de la forêt) ne sont pas également affectées par le gel. Les régions gazonnées offrent au sol une protection qui atténue l'ampleur des phénomènes périglaciaires. D'autres régions ont un tapis végétal discontinu, la terre apparaissant à nu entre les touffes; le sol nu est alors particulièrement sensible aux mouvements causés par le gel et le dégel. La terre peut être entièrement à nu, les mouvements du régolite (formation en place issue de la fragmentation des roches) et du sol s'effectuant alors sans contrainte. Enfin, sur les pentes particulièrement raides, la roche se trouve à nu, donnant lieu à un paysage de roches éclatées par le gel. Le système périglaciaire est donc loin de correspondre à un milieu unique; il s'exerce avec des intensités différentes dans des zones différenciées par la végétation.

On distingue 2 principaux domaines périglaciaires à climat différent :

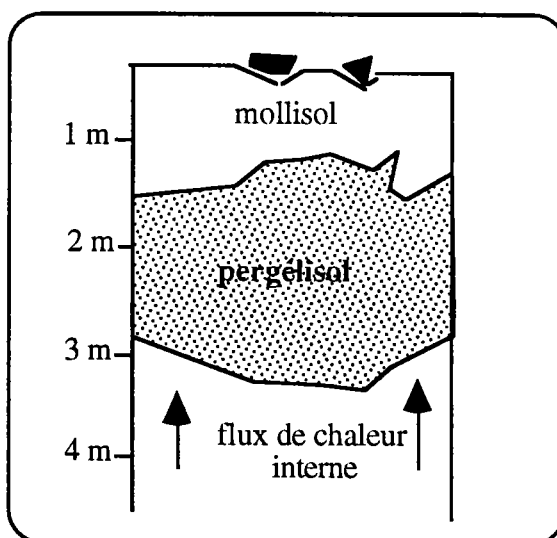
**1 - Le domaine des hautes latitudes, du type polaire continental** (exemple: Sibérie du Nord-Est), où l'amplitude annuelle du gel l'emporte de beaucoup sur l'amplitude diurne. L'hiver est sec et la neige joue un rôle effacé

devant la durée et l'intensité du gel, la moyenne du mois le plus froid en de nombreux endroits est inférieure à  $-40^{\circ}\text{C}$ .

**2 - Le domaine des hautes latitudes, du type polaire océanique** (exemple: Islande), où l'hiver est beaucoup moins froid que dans le cas précédent. Dans ce cas, toutes les transitions climatiques existent, allant du climat maritime à hiver bien marqué et froid (moyenne du mois le plus froid entre  $-20^{\circ}$  et  $-6^{\circ}\text{C}$ ) au climat à hiver peu marqué. La quantité de neige qui tombe annuellement est considérable comparée au type précédent. L'humidité est constante. De plus, le vent, qui peut être très violent, devient un agent d'érosion actif. Le gel est prolongé, mais plusieurs cycles annuels sont possibles, et il n'est évidemment pas aussi intense que sous un climat polaire continental.

### III-2.1.2 Pergélisol ou Permafrost

Une autre distinction à établir à l'intérieur du domaine périglaciaire est celle des régions à sous-sol gelé en permanence et des régions dont le sous-sol dégèle entièrement en été. Dans les premières, entre la couche superficielle qui gèle en hiver mais dégèle en été (le mollisol ou couche active) et la zone profonde que le flux de chaleur interne maintient toujours dégelée, il existe une formation toujours gelée; le tjale (Fig. III.5), que les russes nomment merzlota ou plus communément pergélisol ou permafrost. L'existence du permafrost n'est nullement indispensable à l'élaboration de la plupart des formes périglaciaires; on comprend qu'il suffise de quelques mois de sol gelé pour créer des conditions originales. Cependant, toute une série de formes est liée au permafrost. Là où il n'existe pas, les formes périglaciaires restent superficielles, situées dans la pellicule qui gèle et dégèle chaque année, tandis que le permafrost est le siège de phénomènes plus profonds.



**Figure III.5** - Pergélisol et mollisol (remarquer les 2 pierres à plat dans le mollisol, elles sont à l'origine du dallage nival)

Le permafrost se forme si la température moyenne annuelle de l'air est basse, en général au-dessous de 0° à -10°C environ suivant les lieux. Une température moyenne de 0 °C n'est pas suffisante pour former un permafrost.

L'épaisseur du permafrost est très variable, elle est de l'ordre de 30 à 40 m par degré négatif de la température moyenne annuelle de la surface (Mackay, 1972). Les maxima d'épaisseur mesurés en Sibérie atteignent 600 m. Quand il est très épais, le permafrost est en partie hérité des conditions thermiques de la dernière glaciation (stade 2). Il existe des permafrosts peu épais qui remontent à la période immédiatement antérieure au réchauffement de l'Arctique du "petit âge glaciaire" ("*Little Ice Age*"), c'est-à-dire entre le XVII<sup>e</sup> et le XVIII<sup>e</sup> siècle (Lebret et al., 1996). A sa limite du côté des basses latitudes, le permafrost est discontinu dans l'espace, sa répartition dépendant des conditions locales telles que la conductibilité thermique des roches. 15 % de la surface des continents (dont 9 % sous l'Antarctique) sont en permafrost continu; 9 % présentent un permafrost discontinu.

Dans la zone du permafrost dit continu, il existe cependant des lacunes (leur sol est appelé talik, de même que le sol non gelé situé sous le permafrost), dont les principales sont dues aux surfaces en eau. Le permafrost est absent sous les océans, dont le fond est à une température légèrement supérieure à 0 °C, et même sous les lacs profonds, pour la même raison; même un lac peu profond réduit par son action isolante l'épaisseur du sous-sol gelé.

### III-2.2 Géodynamique des Régions Périglaciaires

Elle est dominée essentiellement par l'action du gel et du dégel dans le sol et dans les roches, mais aussi par celle du ruissellement et du vent.

#### III-2.2.1 Les mécanismes du gel dans le sol et dans les roches

Les mécanismes que produit le gel peuvent se rattacher à trois groupes de phénomènes (Pissart, 1970; Derruau, 1974):

- 1° les pressions exercées par l'augmentation de volume de l'eau qui gèle (gélifraction);
- 2° la ségrégation de la glace;
- 3° la rétraction thermique due au froid.

**1° La gélifraction** - L'eau qui gèle entre les plans de stratification, dans les diaclases, les micro-fissures et tous les interstices des roches fragmente les affleurements rocheux. On appelle ce phénomène : gélivation, gélifraction ou cryoclastisme. Une roche gélive est donc une roche qui se fragmente sous l'action du gel (Pissart, 1973).

La gélifraction dépend beaucoup de la roche sur laquelle elle s'exerce. La taille des fragments dépend de la texture; certaines roches comme la craie de Champagne sont capables de donner des granules et des éléments limoneux (micro-gélivation); d'autres, comme le calcaire corallien des Côtes de Meuse, ne donnent que des blocs (macro-gélivation). La rapidité de l'attaque dépend aussi de la texture de la roche, les roches poreuses imbibées d'eau étant les plus gélives.

L'augmentation de volume due à l'eau qui gèle, non plus dans les roches compactes mais dans les formations meubles, peut se faire en profondeur. Il en résulte des plications, des involutions, des poches. On donne le nom de cryoturbation à toute modification de la disposition des couches meubles due au gel.

**2° La ségrégation de la glace** - La ségrégation de la glace se produit dans les roches meubles à grains fins; elle entraîne une coalescence de cristaux de glace, donnant des lentilles capables de grandir et d'exercer une action de gonflement. C'est elle qui soulève le sol en hiver (Dylik, 1972).

**3° La rétraction thermique** - La rétraction thermique est faible dans une roche sèche mais forte dans une formation meuble riche en glace et rendue rigide par celle-ci. Le coefficient linéaire de rétraction thermique est 5 fois plus grand dans la glace que dans un granit sec. Un fort abaissement de température produit donc des fissures : les fentes de gel. Ces fentes peuvent se combler de débris; elles peuvent aussi se remplir d'eau au dégel. Au regel suivant, l'augmentation de volume de l'eau qui gèle, et aussi, éventuellement, la ségrégation de la glace, élargissent la fissure. On peut donc avoir : soit des fentes à simple remplissage terreux (surtout en climat sec), ce sont les *soil veins*, soit des fentes qui sont dues à l'interaction entre le retrait thermique et les autres processus définis ci-dessus; ce sont les *ice veins*, ou fentes à coin de glace. Dans le premier cas, les fentes sont remplies de matériel plus ou moins classé, les éléments terreux les plus fins à la base. Dans le second cas, les matériaux ont rempli la fente en vrac après la fusion de la glace, il n'y a ni tri ni litage (Katasonov, 1973).

Les processus dus au froid agissent avec une vigueur différente suivant l'intensité du gel, sa durée et le nombre de cycles gel-dégel.

### III-2.2.2 Les mécanismes associés au dégel et à la fonte des neiges

L'eau libérée de la glace du sol et de la fonte des neiges par le dégel rend le sol complètement imbibé. Mais là où l'érosion éolienne n'enlève pas les éléments fins, l'agent le plus important est la solifluxion (gélifluxion ou congélifluxion). Ce terme recouvre deux réalités différentes: reptation (*creeping*), glissement accéléré de (1) tout le manteau au dégel (quelques millimètres par an) ou (2) formation de quelques coulées boueuses localisées. L'état solifluidal permet une descente sur des pentes même faibles (Tricart, 1956; Pissart, 1973; Derruau, 1974).

### III-2.2.3 Le ruissellement

Le ruissellement n'est pas le facteur d'érosion essentiel qui existe sous un climat froid. Il se trouve, en fait, paralysé sur les versants pendant la saison du gel et reste secondaire lors de la fonte. La roche et le sol ont accrus de volume pendant le gel et s'imbibent donc de façon importante, limitant ainsi le ruissellement (Dylik, 1972).

### III-2.2.4 Le vent

Plus important est le rôle du vent, car il peut creuser des cuvettes sur les roches tendres, comme dans le lœss islandais. Sur les roches résistantes, le vent agit par déflation et corrasion et les coupe en morceaux plus petits. Sur les nappes alluviales, le vent exerce une action de déflation comme celle qui donne naissance aux regs désertiques (Pissart, 1975).

Le vent est, au moins en partie, à l'origine du dépôt des lœss. Le lœss est un dépôt sédimentaire détritique jaune homogène argilo-calcaire et silteux de la classe des lutites (grain  $< 62 \mu\text{m}$ ), en principe non lité, non consolidé, assez cohérent cependant pour garder des abrupts verticaux. Le loess provient des débris de sol sans végétation issus des paroxysmes froids et secs, il est retransporté par le vent et abandonne les pentes pour rejoindre les fonds plats. Il est constitué de grains de quartz et de feldspath, de divers minéraux (les minéraux lourds renseignent sur la provenance, proche ou lointaine suivant le cas, des matériaux constituants) et d'une proportion de calcaire allant en général de 5 à 30 % (Derruau, 1974).

## III-2.3 Les Formes Propres au Permafrost

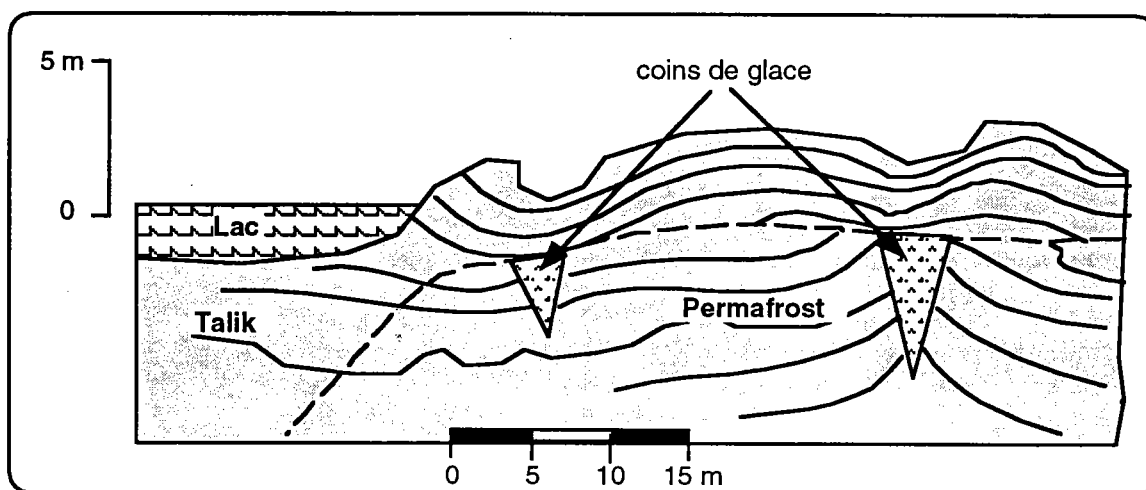
Dans les régions à permafrost, on trouve beaucoup de formes qui se rencontrent aussi ailleurs, par exemple des amas de blocs et des sols à figures. mais d'autres formes comme celle observée sur la figure III.4, ne se réalisent que s'il existe un permafrost.

Le regel du mollisol à l'automne s'y fait de façon originale et complexe, à la fois à partir de la surface et du toit du permafrost; il n'arrive pas toujours que le gel saisonnier et le permafrost se rejoignent, d'où des structures très compliquées; il peut se faire que des variations de température de longue période pénètrent dans le sol et donnent naissance à des alternances de couches gelées, représentant des ondes de gel dues à des suites d'années froides, et des couches non gelées, dues à des suites d'années de température moyenne supérieure à zéro.

Dans le permafrost, la glace se présente en cristaux disposés entre les grains de sol ou de roche. Mais elle se rassemble aussi en lentilles ou grandes masses, dont les plus spectaculaires sont les coins de glace et les *pingo*.



*Les coins de glace* (*ice wedge* des auteurs anglo-saxons) du permafrost sont des masses de glace profondes de 2 à 10 m et larges, au sommet, de quelques décimètres, le fond se terminant en pointe, de sorte que la section verticale est un triangle à angle aigu (Fig. III.6).

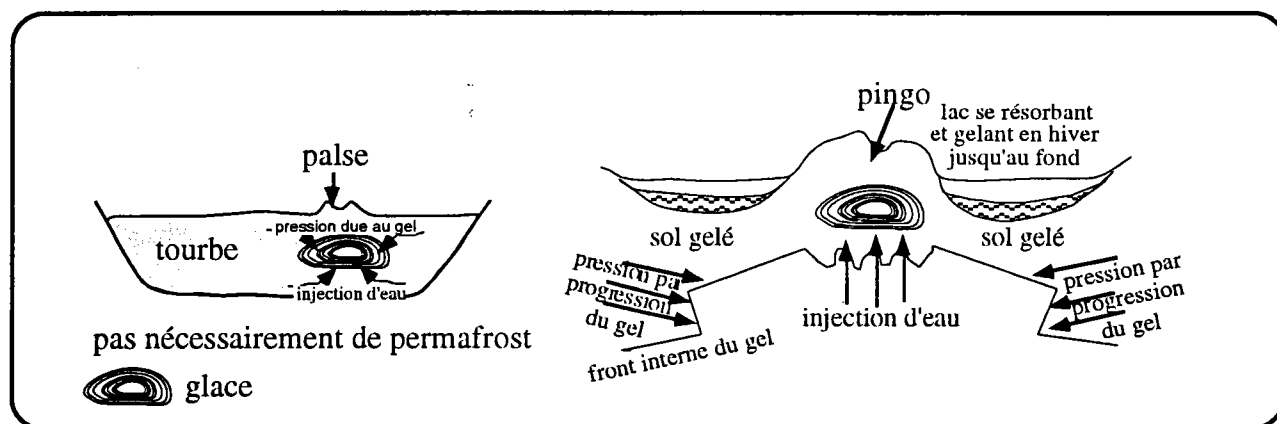


**Figure III.6-** Permafrost, coins de glace (actif à droite, en voie de résorption à gauche), action d'un lac dégradant le permafrost (Derruau, 1974).

Les coins de glace s'expliquent par une contraction due au froid, qui en hiver, fait craquer le sol gelé. En été, l'humidité remplit la fissure. Celle-ci est refermée en surface par le mollisol, mais la chaleur externe n'est pas suffisante pour faire dégeler la glace en profondeur. L'humidité qui y pénètre y regèle et la glace s'accroît d'année en année (cf. § IV-1.3), agrandissant la crevasse vers le bas comme un coin de carrier à fendre la pierre, d'où le nom. Les pressions de la glace sont telles que les couches du sous-sol sont rebroussées de part et d'autre des lèvres, et, en contrepartie, la surface du sol est toujours déprimée au-dessus du coin. Le centre des polygones est souvent légèrement déprimé. La topographie porte les traces de cette micro-tectonique due à la glace (Van Vliet-Lanoe B., 1996),

**Le pingo** (mot esquimau originaire du delta du Mackenzie; en russe on dit bulgunyak, Fig. III.7) est lui aussi inséparable du permafrost. Les pingos sont des buttes circulaires ou ovales en plan, hautes de plus de 50 m parfois (mais 10 m est la normale) et d'un diamètre de plus de 100 m dans les cas extrêmes. Ils se présentent en groupe ou isolément. Ils accidentent en général des aires de roches meubles (alluvions, par exemple). La majeure partie de l'intérieur du pingo est occupée par une lentille de glace. La couverture superficielle finit par se rompre au sommet et donne une espèce de petit cratère, abritant parfois un lac. Le pingo s'accroît par accumulation interne de glace en quelques milliers d'années. Il s'accroît ainsi jusqu'à la rupture du sommet.

Il faut distinguer les pingos des *palses*, *palsa* ou *palsen* (Fig. III.7). Ce sont des lentilles de glace larges de plus de 10 m parfois, hautes de quelques mètres et soulevant la tourbe d'une tourbière, de sorte que la topographie est celle d'une butte qui ressemble au pingo. Elles s'expliquent par le fait que la tourbe, très isolante en été, protège la glace contre la fusion. Une fois gelée, elle est très conductrice et permet facilement l'accroissement de la glace par ségrégation. En croissant, la lentille finit par crever la tourbe et par constituer un pseudo-cratère, comme celui du pingo, l'apparition du cratère étant le début de la dégradation puisque la protection thermique est détruite. Le palse est donc une forme de ségrégation et non, comme le pingo, d'injection de la glace, et elle ne suppose pas comme lui un pergélisol.



**Figure III.7- Coupes d'hydrolaccolites**  
à gauche, un palse - à droite, un pingo du type delta du Mackenzie, Alimentation en glace par ségrégation dans le palse et par injection dans le pingo.(Derruau, 1974).

Le terme général qui s'applique aussi bien aux pingos qu'aux palses est celui d'hydrolaccolite. Il désigne une colline engendrée par un bombement interne de glace, par analogie avec les laccolites, bombements dus à une intrusion volcanique soulevant en coupole les couches susjacentes.

Il existe deux sortes principales de pingo, le type delta du Mackenzie et le type Groenland, l'une et l'autre d'origine différente; mais dans les deux cas la lentille de glace est due à une pression d'injection. Dans le cas du Groenland, le permafrost est discontinu et la topographie alentour montagneuse; une eau circulant dans la zone dégelée sous le permafrost arrive en surface par une lacune du permafrost, grâce à la pression artésienne que crée les reliefs adjacents. Dans le cas du delta du Mackenzie, le relief est plat et le permafrost continu (sauf sous les lacs et sous le fleuve) car la température est très basse; les pingo semblent se former sous des lacs qui se comblent (bras morts par exemple, devenant de moins en moins isolants mais continuant à saturer les formations sous-jacentes; quand le lac était profond, le permafrost manquait sous son fond; le front interne gelé a envahi ensuite la zone naguère dégelée, y exerçant une pression qui soulève en dôme l'ancien fond.

Il se peut qu'il existe aussi d'autres types de pingo (Mackay, 1962 et 1973; Pissart, 1965 et 1975). Dans les régions qui ont connu aux époques glaciaires un permafrost mais qui jouissent depuis d'un climat tempéré, certaines formes peuvent s'expliquer par la fusion d'une ancienne lentille de pingo. C'est l'interprétation qu'on a donnée des mardelles de la forêt d'Othe, des dépressions fermées de Josefow en Pologne et des « viviers » (ainsi nommés parce que considérés autrefois comme viviers artificiels) de la haute Fagne du massif belge, ainsi que des "lagunes" des landes de Gascogne. Un petit marécage central est entouré d'un rempart annulaire de quelques dizaines de mètres de diamètre et de 1 à 2 m de hauteur. La tourbe du marécage est holocène et le pingo weischeilien.

Il existe des formes générales (pingos *sensu lato*) dues à la dégradation du permafrost. Des figures similaires peuvent résulter de toute extension de la nappe d'eau, tels le recul de falaise lacustre (Fig. III.7) ou marine, ou le sapement de méandre. Sur un substratum calcaire, la fonte de la glace interne, et des coins de glace en particulier, crée un paysage d'entonnoirs, le cryokarst ou thermokarst; le sapement des berges d'un lac se fait d'autant plus facilement que la fusion de la glace interne sous les surfaces où s'étend la nappe d'eau facilite la planation (cryoplanation pour Demek J., 1969). On appelle *alass* les dépressions dues à la dégradation du permafrost (Soloviev, 1973).

### III-2.4 Evolution des Versants

Le modelé des versants en milieu "périglacière" est le produit des avalanches, du cryoclastisme et de la solifluxion. Le premier donne des couloirs sur les pentes raides, le second des accumulations de matériel rocheux, le troisième des accumulations de boue. Sous l'action de tous ces agents, le versant périglacière évolue. Un versant jeune présente des éboulis nombreux, avec une pente qui correspond à la pente d'équilibre des matériaux. La roche est fréquemment à nu et continue à se géliver, chaque escarpement rocheux reculant sous cette action.

On a alors un profil en trois parties assez semblable à celui des régions arides: la pente croissante (*waxing slope*), l'abrupt rocheux (*free face*) et le talus d'éboulis (*debris slope*). Si la roche est méso-gélive (moyennement poreuse et sensible à l'humidité atmosphérique), le *debris slope* peut être une grèse litée (Caine, 1969).

A la maturité de l'évolution du versant, les éboulis se fragmentent et commencent à descendre sous l'action d'une solifluxion plus constante, entraînés qu'ils sont dans une matrice qui provient de leurs propres débris ou de matériaux venus d'amont. Si cette évolution ne se produisait pas, l'escarpement rocheux (*free face*) disparaîtrait sous l'ennoyage des éboulis. Mais, en fait, il persiste assez longtemps et il peut disparaître sous le régolite (Tricart J., 1970).

L'évolution peut aussi donner pendant un certain temps des replats coupés de ressauts: ce sont les replats d'altiplanation ou replats de Goletz (Fig. III.8) des russes. Le processus essentiel de leur genèse est le recul d'un escarpement rocheux par gélivation. Cet escarpement est souvent dû à un contact structural. On peut en trouver dans des roches très différentes, sédimentaires, cristallines, volcaniques. Le matériel gélivé s'étale sur le replat, au pied de l'abrupt d'amont, par des processus divers, solifluxion essentiellement; il ne forme pas un manteau épais, le replat de Goletz étant essentiellement une forme d'érosion dans la roche en place.

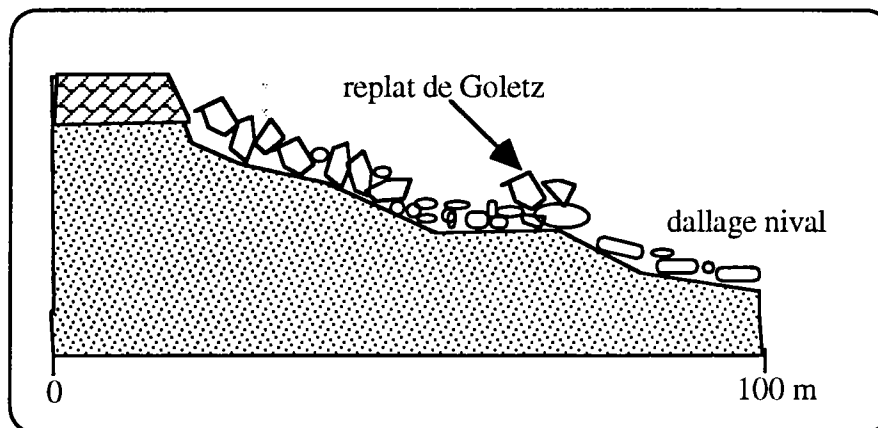
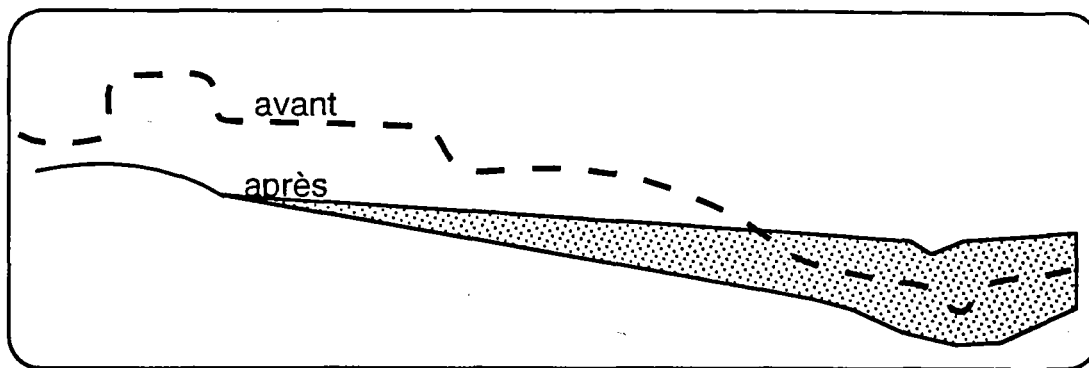


Figure III.8 Répartition d'une coulée de blocs sur les versants périglaciaires, avec replat de Goletz et passage au dallage nival. (Demek, 1969)

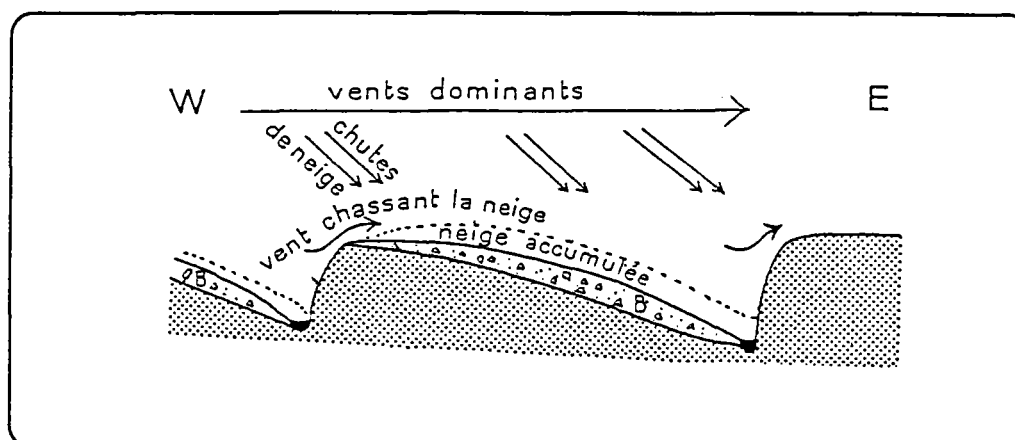
Le replat de Goletz (Demek, 1969) peut commencer à se former à partir d'une série de niches de nivation. Il s'étend ensuite, à un rythme mal connu, par recul du mur amont. Ce recul peut aboutir au recoupement de deux murs opposés, situés sur deux versants se tournant le dos: la crête se réduit alors à des chicots témoins. C'est à ce stade qu'on peut parler de planation proprement dite, le replat Goletz n'étant que son stade de préparation.

Dans les roches micro-gélives (faiblement poreuses et peu sensibles à l'humidité atmosphérique), au terme de l'évolution, le versant disparaît sous une nappe de matériaux fins (la "grève crayeuse" de Champagne) qui chemine par solifluxion suivant une pente faible (1% parfois) et à peu près constante (Fig. III.9).



**Figure III.9-** Evolution d'un versant modelé dans une roche très gélive sous climat froid. En trait interrompu, au début de l'évolution, irrégularités diverses (loupes, replats de Goletz). En trait plein, coupe à la fin de l'évolution: "grève" sur les versants et dans les fonds. Versants à pente constante (très exagérée ici). (En partie d'après J. Tricart, 1970)

Seul reste convexe le haut de l'interfluve. Ce stade est atteint rapidement dans des roches micro-gélives comme la craie champenoise (processus dit de l'équiplanation). Mais les époques froides du Quaternaire ne semblent pas avoir duré assez longtemps pour que ce stade ait pu être atteint dans les régions de roches peu gélives ou simplement macro-gélives (très poreuses et sensibles à l'humidité atmosphérique).



**Figure III.10 -** Dissymétrie des vallées - B = boulbène solifluant et poussant vers l'Est le cours d'eau, de sorte que la rive Ouest soit sapée. (Taillefer, 1944).

Les fonds de vallée peuvent être encombrés par la grève (appelée boulbène en Gascogne, Fig. III.10) si le cours d'eau est incapable de l'évacuer. L'évacuation peut aussi se faire, cela dépend du rapport charge-débit du cours d'eau, rapport qui pose le problème du drainage en pays périglaciaire. Les matériaux de solifluxion sont parfois inégalement répartis suivant les versants. Pendant les époques froides, en Gascogne (Taillefer, 1944), dans le Sundgau ou dans le Nord de la Limagne d'Auvergne, la neige tombait sur les versants exposés à l'Ouest et était chassée par le vent sur les versants tournés vers l'Est. C'est sur ces derniers versants que la solifluxion de printemps était la plus active, et il en a résulté une dissymétrie: longue pente douce tournée à l'Est, courte pente raide tournée à l'Ouest.

### III-2.5 Le Drainage des Régions Dites Périglaciaires

Les pays arctiques donnent l'impression d'un drainage inorganisé, marqué par:

- des dépressions sur substrat calcaire, *Thermokarst*;
- des lacs encaissés ;
- des vallées comblées.

#### III-2.5.1 Les dépressions de thermokarst (cryokarst)

Le thermokarst est une dépression de forme ovale (Fig. III.11), à contours parfois sinueux, mais non anguleux, qui résulte de glissements et de l'effondrement du sol lors du dégel de la glace du sous-sol (Murton 1996). Son bord est le plus souvent en pente raide et la roche y affleure à nu, cependant que le sol (souvent une argile de décalcification) tapisse le fond de la dépression et en fait une terre de culture. Cette dépression est issue de la fonte de la glace contenue dans le pergélisol et donne ensuite un petit lac (Clayton, 1964; Ashley, 1988).

Le cryokarst offre ainsi un profil en baquet; mais il existe bien des variantes à ce type classique. Les dimensions sont également très variables, de quelques dizaines de mètres à quelques hectomètres de diamètre; la profondeur varie de quelques mètres à plus de 200 m (Dylik, 1964 et 1968; Czudek & Demek, 1970; Soloviev, 1973; Embleton & King, 1975).

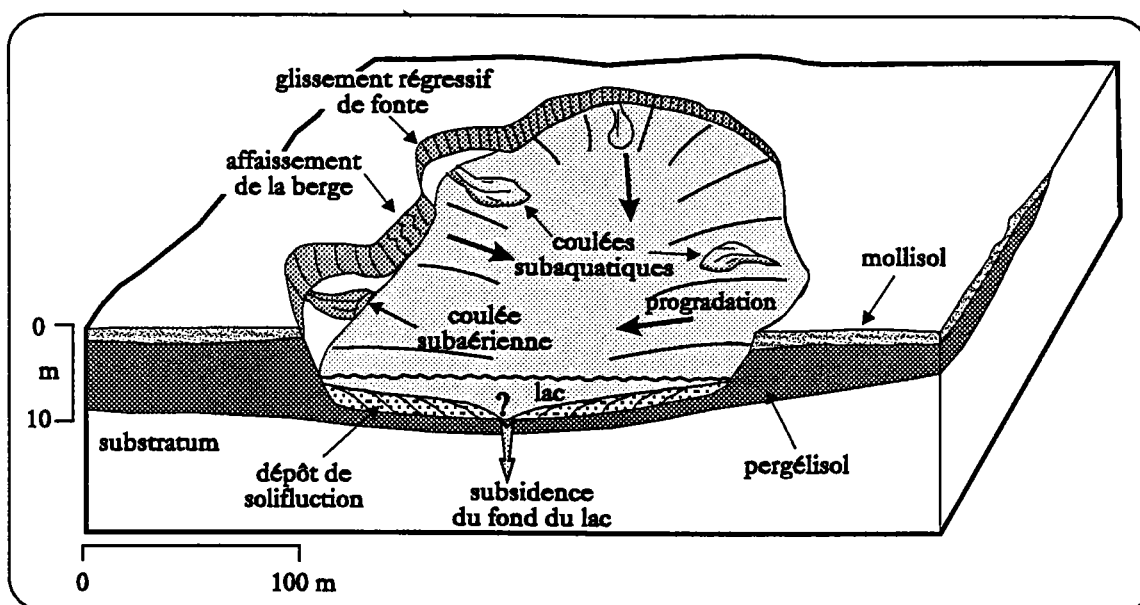


Figure III.11- Première étape schématique de la mise en place d'un thermokarst (Murton, 1996)

La répartition de ces karsts paraît capricieuse; si certains d'entre eux jalonnent des tracés de vallées sèches, faisant penser à un ancien réseau fluvial désorganisé par évolution karstique, d'autres se situent au voisinage immédiat des grands escarpements des canyons, là où l'eau s'infiltrerait le plus rapidement.

L'origine de ces dépressions semble due à l'existence d'un point d'absorption de l'eau, puisque l'eau de la dépression fermée ne peut s'écouler, après la pluie, que vers la profondeur. La roche peut se tasser autour de lui, élargissant peu à peu la cavité, ou sans se tasser, se décomposer assez vite pour que la dépression se forme par recul des parois.

### **III-2.5.2 Les lacs encaissés**

Les régions périglaciaires présentent également des lacs allongés qui se présentent encaissés de 2 à 6 m dans la surface de la région. Ces lacs se forment à partir de mares résultant de la fusion de la glace, puis ils s'agrandissent sous l'action de sapement des berges par les vagues et par fusion du permafrost au-dessous de la nappe d'eau (Tedrow, 1969).

### **III-2.5.3 Les vallées comblées**

En milieu périglaciaire, les vallées sont comblées par les matériaux de gélivation et de solifluxion descendus des versants. Par contre, la capacité de transport des rivières est extrêmement variable. Dans les pays humides et peu gélifs à couverture herbeuse conservée, la charge n'est pas tellement élevée, le débit est abondant et le transport se fait d'autant plus facilement que la pente est forte (montagnes). Les remblaiements ne s'effectuent alors que sur des sections en pente anormalement faible et dans les lacs dus à des contre-pentes. Les irrégularités dans le remblaiement de ces vallées sont assez nombreuses (descentes de coulées de boues, bourrelets, éboulements), mais il n'est pas sûr que, sur l'ensemble du profil, le remblaiement l'emporte sur le creusement.

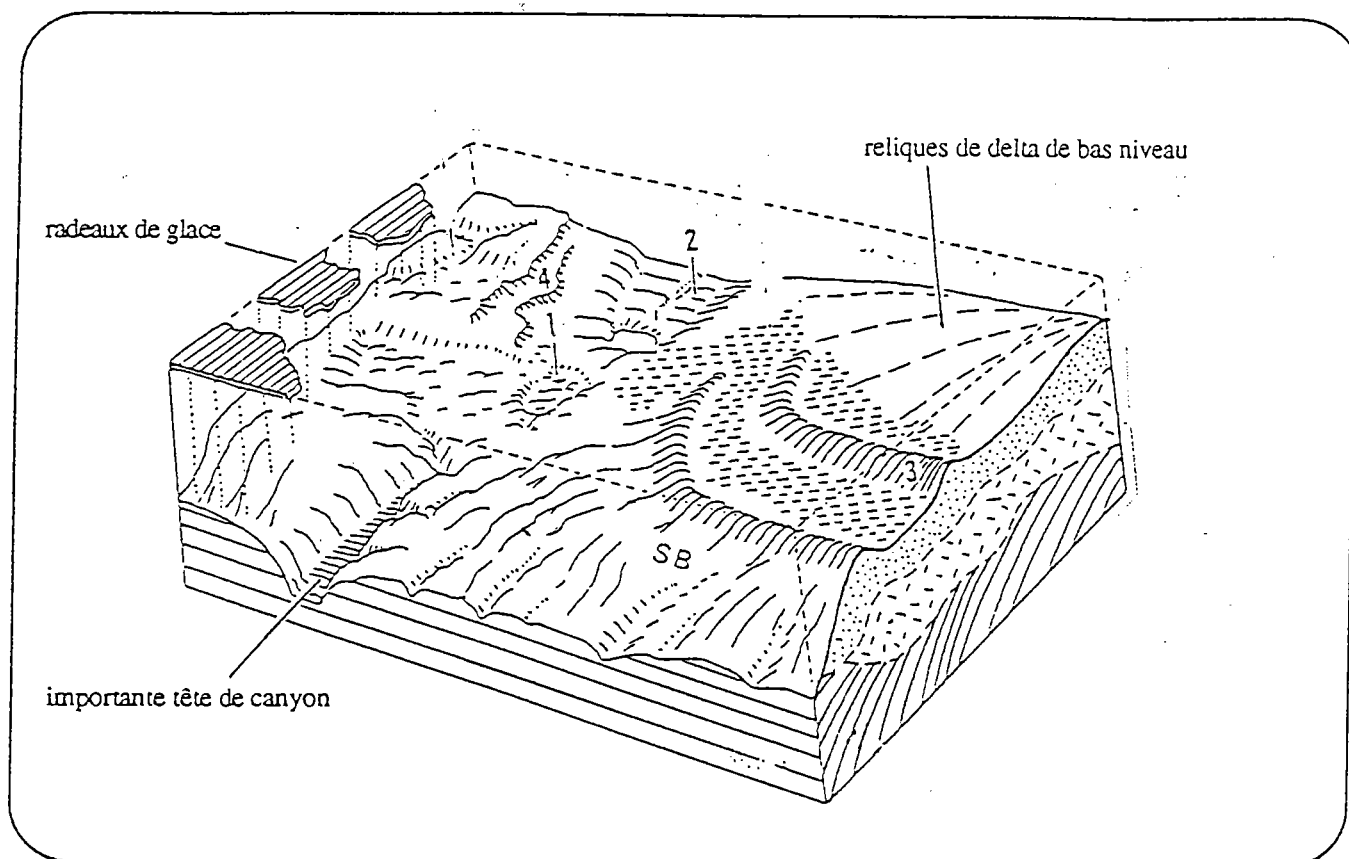
Sur les grandes rivières coulant Sud-Nord (Mackenzie, fleuves sibériens), la crue de dégel est entravée par les glaces d'aval qui, en raison de la latitude, fondent plus tard que les glaces d'amont. Cette crue s'étale sur plusieurs kilomètres de largeur et se traduit par des remblaiements.

Les petites rivières des régions planes, sèches et très froides peuvent être paralysées par leur charge, surtout si elles traversent des régions formées par des roches très gélives. Aussi faut-il distinguer entre plusieurs types de cours d'eau, selon le climat, la pente, le sens de l'écoulement...

Pendant les époques froides du Quaternaire, ces actions ont pu se modifier au cours d'une même glaciation, notamment en passant d'une phase humide à une phase plus froide et sèche. L'exhaussement des fonds de vallées peut avoir été finiglaciaire, et même postglaciaire. Seules des analyses polliniques de tourbes et les datations au C <sup>14</sup> peuvent nous renseigner dans chaque cas particulier.

### III-2.6 La Plateforme Périglaciaire

Ce type de plateforme se présente sur des marges relativement stables. Ses caractères morphologiques sont peu connus. Ils ont été décrits par Vanney & Stanley (1983), elles présentent les marques des processus fluviaux périglaciaires et côtiers ayant prévalu au cours du dernier bas niveau marin. Des modifications ultérieures sont le résultat de l'action des "radeaux de glace" et de l'abrasion (surface de ravinement) au cours de la remontée eustatique suivante. En général, le rebord de plateforme est peu profond (50 à 70 m), légèrement sinueux et relativement distant des lignes de rivage.



**Figure III.12** - Bloc diagramme présentant le rebord de plateforme et la marge adjacente dans une région périglaciaire (d'après Vanney, 1983).

1) Thermokarst, 2) Vallée en U, 3) Barres offshore ou bancs sableux, 4) escarpements,  
SB = Rebord de plateau



Typiquement, ce type de plateforme se présente comme une unité plate avec des ondulations mineures et quelques incisions. Dans la Mer de Beaufort, il existe des évidences de reliques du permafrost sous le fond de la mer. Les traits caractéristiques de ces plateformes sont (Fig. III.12):

- présence de vallées en U à fond relativement plat et n'atteignant pas toujours le rebord de plateforme ; ces vallées correspondent aux vallées périglaciaires érodées par les blocs de glace véhiculés par le fleuve en période de bas niveau;
- présence de reliefs de faibles amplitudes et de grandes ondulations représentant les dunes hydrauliques, ou les barres offshores et les levés de deltas;
- distribution irrégulière d'escarpements de faible amplitude et de petites dépressions ou "kettles", reliques présumées de lacs ou de dépression d'origine thermokarstique.

### III-3 CONCLUSIONS

Les premiers modèles de stratigraphie séquentielle se sont intéressés de façon très rudimentaire à la réponse que les systèmes fluviaux donnaient aux variations eustatiques. Un élément majeur des modèles actuels est que les fleuves incisent quand le niveau de la mer chute et aggradent quand celui-ci remonte. En contre partie, les principes de la géomorphologie appliqués aux modèles de la stratigraphie séquentielle montrent qu'en période de bas niveau, les fleuves peuvent avoir tendance à compenser la baisse du niveau de base soit effectivement en incisant, mais aussi en modifiant les caractéristiques propres du chenal (sinuosité, pente, largeur,...).

Nous retiendrons de ce chapitre que:

- Les taux de variations eustatiques, bien que considérés comme très rapide dans l'échelle des temps géologiques, sont suffisamment faibles pour que les systèmes de drainage continentaux maintiennent leur équilibre lors de ces variations et migrent d'amont en aval sur la plateforme sans présenter finalement de grosses modifications.

- Lors d'un bas niveau marin les fleuves n'incisent pas nécessairement le plateau alors exposé. Ils peuvent réajuster leur caractéristiques, tracé, pente, largeur .... afin de s'adapter à la baisse de leur niveau de base (§ III-1.2). C'est pourquoi toutes les limites de séquence de type 1 ne sont pas obligatoirement marquées par des incisions profondes.

- On sait que les limites de séquences de type 1 se développent lorsque le niveau de la mer descend au delà du rebord de plateau. Mais nous avons vu (§ III-1.2) que les fleuves n'incisent pas toujours jusqu'au rebord de plateau, ils peuvent être quelquefois rattrapés par les canyons par érosion régressive.

- Les fleuves peuvent réagir plus fortement à des facteurs propres qu'à de très rapides variations du niveau de la mer (§ III-1.3). Dans le cas d'un niveau marin relativement stable, des séquences et des équivalents de paraséquences peuvent se mettre en place uniquement sous l'effet des variations des conditions propres au système fluvial (houle, tempêtes, courants, ...).

- L'eustatisme contrôle en fait le lieu du dépôt sédimentaire, le contrôle de la stratigraphie est lié aux interactions entre l'apport sédimentaire et les processus hydrosédimentaires (§ III-1.3).

- Au cours d'un bas niveau marin, le climat que subit la partie émergée intervient également dans la sédimentation, en particulier en perturbant la préservation des séquences sédimentaires. Ceci est particulièrement vrai pour les régions périglaciaires où l'érosion est très importante. En période de bas niveau marin, l'installation du pergélisol sur plusieurs dizaines de mètres de profondeur, prépare le nivellement du sol (pédiphanation) qui se fera lors de la remontée suivante.

Avant d'enregistrer les modifications externes, eustatisme et tectonique, les processus contrôlant la mise en place des séquences stratigraphiques préservées dans un milieu de dépôts ont été filtrés par les conditions géomorphologiques rencontrées par le système étudié. L'érosion périglaciaire présente une incontestable unité, caractérisée par l'action de ses deux processus majeurs: les pressions dues au gel et la solifluxion.

La juxtaposition de l'érosion périglaciaire et des variations eustatiques entraîne un modelé de plateforme type (§ III-2.6). Le fleuve Manche s'est comporté au cours des bas niveaux marins du Quaternaire comme les fleuves actuels se trouvant dans des régions périglaciaires (la Léna en Yakoutie, et le fleuve Mackenzie au Canada)

Nous verrons dans le chapitre suivant que l'interprétation des profils sismiques, en particulier au niveau de la terminaison de la Fosse Centrale, nous a amené à expliquer l'absence de trace d'incision fluviale entre la Fosse Centrale et les bancs de la mer Celtique. Les principes énoncés dans ce chapitre corroborent certaines des hypothèses présentées dans ce travail.

## CHAPITRE 4

---

# ***LE PALEOSYSTEME FLUVIATILE DE LA MANCHE***

*- "Ici, gronde le fleuve aux vagues écumantes;  
Il serpente, et s'enfonce en un lointain obscur;  
Là, le lac immobile étend ses eaux dormantes  
Où l'étoile du soir se lève dans l'azur"*

*Alphonse de Lamartine, (Les Méditations)*

L'ensemble du réseau fluvial du Nord-Ouest de l'Europe a fonctionné comme un système intégré, avec comme exutoire général, le fleuve Manche. Pour pouvoir créer un grand fleuve au niveau de la Manche, il fallait qu'il existe un bassin versant suffisamment important en amont. Le fleuve Manche draine en fait deux bassins versants: les bassins de Paris et de Londres, et se trouve avoir été au cours de son histoire la confluence de la Seine, de la Somme, de la Solent et d'une vallée venant de la mer du Nord via le Pas de Calais (cf. § I-3).

Les bassins de Paris et de Londres ne sont vraiment devenus continentaux qu'à la fin de l'Oligocène. Au début du Cénozoïque, la Manche est immergée et la mer recouvre encore ces deux bassins, la Manche orientale est alors en relation avec la mer du Nord. Dès le début de l'Oligocène, la mer se retire des bassins de Paris et de Londres et de la Manche centrale et orientale. La Manche occidentale reste immergée et forme un golfe, ce qui est confirmé par la présence de dépôts Néogènes en Manche Ouest et leur absence en Manche centrale.

Cette émergence est associée aux phases d'inversion de la Manche et de la mer Celtique qui débutent au Lutétien (Eocène moyen), et qui sont à l'origine de l'élévation progressive de la barrière Weald-Artois. L'inversion maximale en Manche se situe à la fin de l'Oligocène, début du Miocène (Curry & Smith, 1975, Curry et al., 1978; Evans, 1990; Ziegler, 1990).

Le cadre géologique de la Manche se différencie en fait en trois provinces géologiques caractérisées par leur direction structurale:

- la Manche orientale dont les directions structurales majeures sont NW-SE (N130°),
- la Manche centrale dont les directions structurales sont E-W (N90°),
- la Manche occidentale de direction structurale NE-SW (N60°).

Les nouvelles méthodes d'investigation marines nous ont permis d'obtenir des éléments indiscutables sur l'histoire du fleuve Manche au cours des trois derniers millions d'années. Pour notre étude, nous avons étudié les zones reconnues lors de la campagne SEDIMANCHE 2 suivant la logique du sens de l'écoulement du fleuve de l'Est vers l'Ouest depuis son bassin versant, Manche orientale et Manche centrale que nous avons regroupées afin de distinguer cet ensemble de la Manche occidentale qui a subi des influences marines différentes.

Le trait caractéristique de la Manche centrale/orientale est la présence au Nord du Cotentin de trois monoclinaux de direction E-W, mettant à l'affleurement le Jurassique, le Crétacé et l'Eocène (Fig. I.4, §I-1). La limite Ouest de cet ensemble est la ligne Start-Point/Cotentin (Fig. I.4, §I-1) qui constitue un seuil séparant la Manche centrale de la Manche occidentale (Smith & Curry, 1975).

Rappelons qu'en Manche orientale (Alduc et al., 1979), la plaine d'érosion est entaillée de nombreux talwegs, vestiges des anciennes vallées. Les chenaux sous-marins se raccordent aux fleuves et rivières actuels mais présentent des dimensions beaucoup plus importantes. Les éléments principaux de ce paléoréseau hydrographique sont (Fig. IV.1):

- la paléovallée septentrionale,
- la paléovallée de la Somme ou paléovallée médiane,
- la paléovallée de la Seine ou paléovallée méridionale.

L'ensemble des paléovallées de la Manche orientale confluent au Nord du Cotentin vers un domaine qui collectait toutes les eaux venant du Nord et de l'Est et qui se caractérise par la présence de plusieurs fosses : Fosse Médiane, Fosse du Cotentin, Fosse de la Hague et Fosse Centrale Est (Fig. IV.2). Cette zone de confluence occidentale se poursuit à l'Ouest par la Fosse Centrale proprement dite (Hurd Deep) (Fig. IV.1).

La Manche occidentale est limitée au Nord par la ride cornubienne orientée NE-SW, et au Sud par le massif armoricain (Fig. I.2 et I.3, §I-1). La Manche Ouest ressemble à un immense synclinal constitué de terrains crétacés inférieurs et éocènes.

Nous étudierons dans ce chapitre le système fleuve Manche de l'Est vers l'Ouest, c'est-à-dire du bassin versant au delta, en présentant :

(1) au niveau des vallées de la Manche centrale, la confluence de la paléovallée de la Seine et de la paléovallée de la Somme (zone SAMDI, Fig. IV.2) et la confluence de la paléovallée septentrionale avec le confluent paléoSeine, paléoSomme (zone CONFLUENT, Fig. IV.2),

(2) la confluence de ces vallées qui marquent la relation Manche centrale/Manche Ouest (zones OMBILIC et GUERNESEY, Fig. II.2),

(3) la terminaison occidentale de la Fosse Centrale en Manche occidentale (zone FOSSE CENTRALE, Fig. II.2)

(4) les reliques de l'exutoire de ce système; les bancs sableux de la mer Celtique (zone KAISER, Fig.II.2).

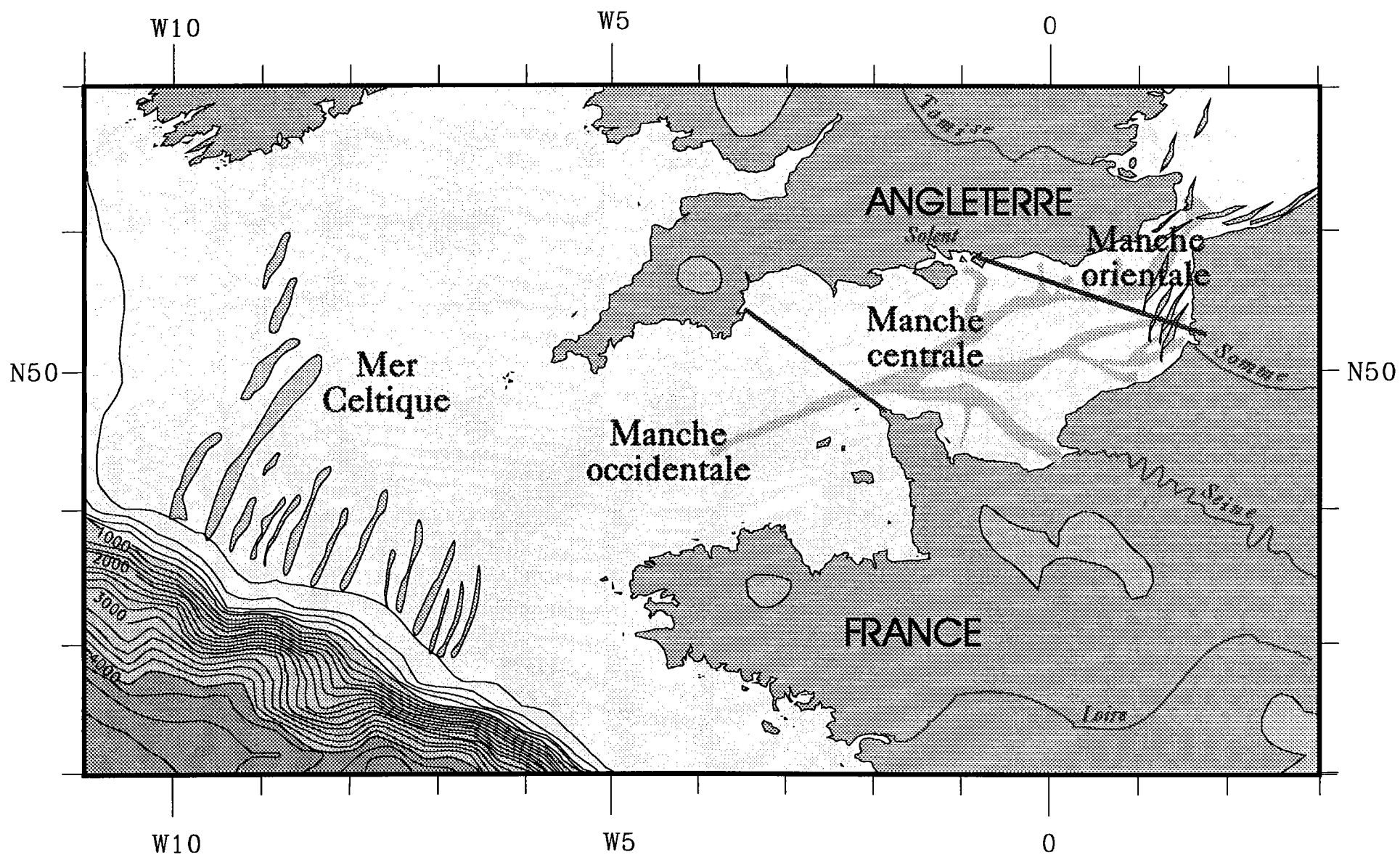


Figure IV.1 - Cadre géographique du paléosystème fluvial de la Manche

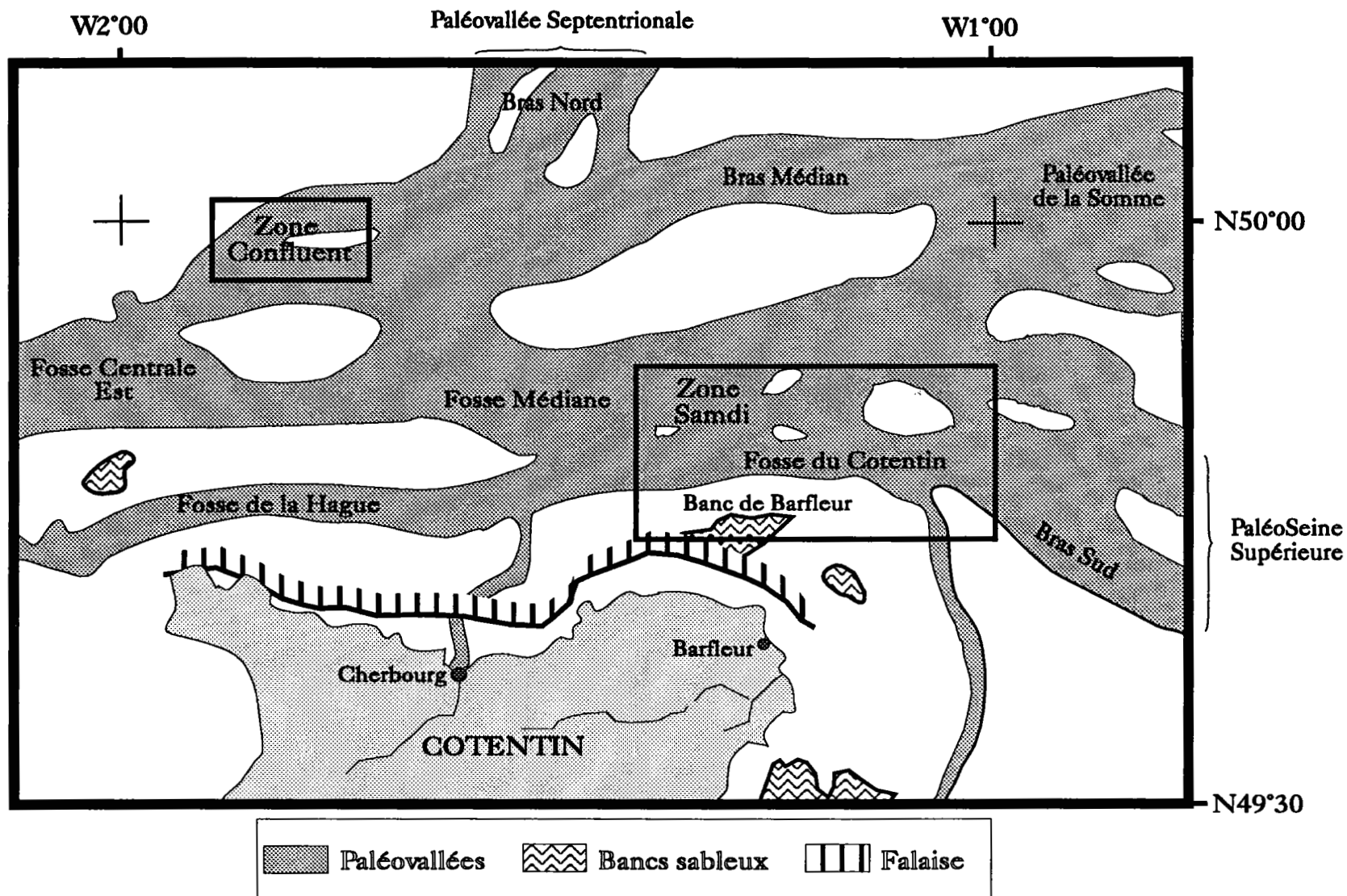


Figure IV.2 - Localisation des zones SAMDI et CONFLUENT



## IV-1 LE PALÉOSYSTÈME DE VALLÉES EN MANCHE CENTRALE

En Manche centrale, le paléoréseau hydrographique est bien inscrit dans la morphologie du substratum et a pu être reconstitué de façon assez complète (Auffret & Colbeaux, 1977; Auffret et al., 1980; Larsonneur et al., 1982). Le système de paléovallées mis en évidence en Manche orientale a été interprété par ces auteurs en imaginant l'existence de rivières à très fort débit. Pour eux, ces puissants cours d'eau transportant des charges énormes de matériaux ont creusé des talwegs bien marqués où des masses importantes d'alluvions se sont accumulées.

L'analyse du modelé au toit du substratum (Auffret et al., 1980) révèle l'existence de dépressions fermées et profondes: les fosses (Quesney, 1983). Le domaine Nord Cotentin correspond à la zone de développement maximum des fosses qui sont en partie inscrites dans le relief actuel : la Fosse du Cotentin au Nord du massif de Barfleur et la Fosse de la Hague à l'Ouest (Fig. IV.2). Ce vaste ensemble, qui précède à l'Est la Fosse Centrale, est la zone de confluence de trois branches (Alduc. et al., 1979):

- (1) un bras nord qui atteint la cote de -80 m et qui prolonge la vallée septentrionale (Fig. IV.2),

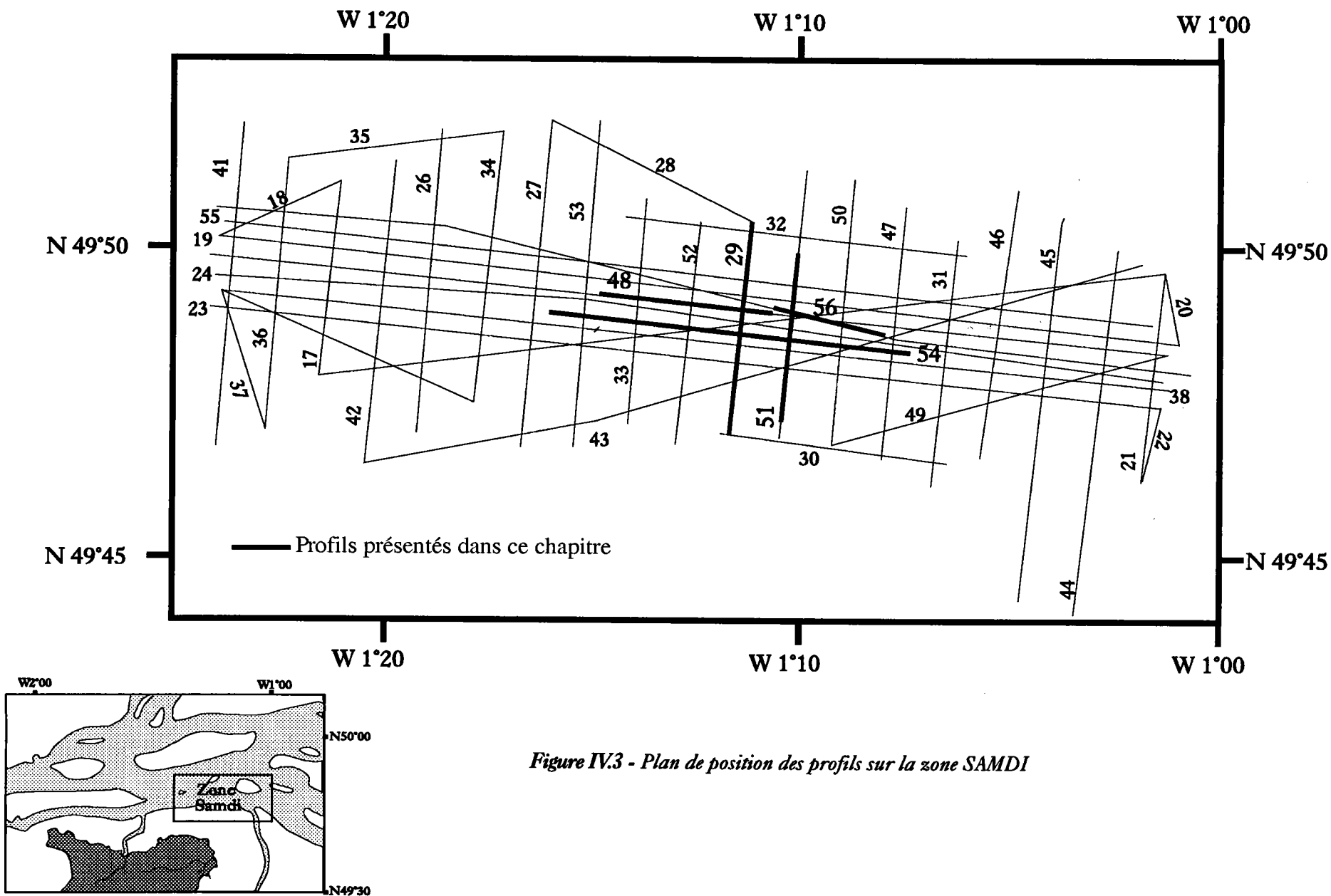
- (2) un bras médian, peu marqué, de 70 m de profondeur moyenne, qui est en fait la prolongation ou affluence de la vallée médiane (paléo-Somme) (Fig. IV.2),

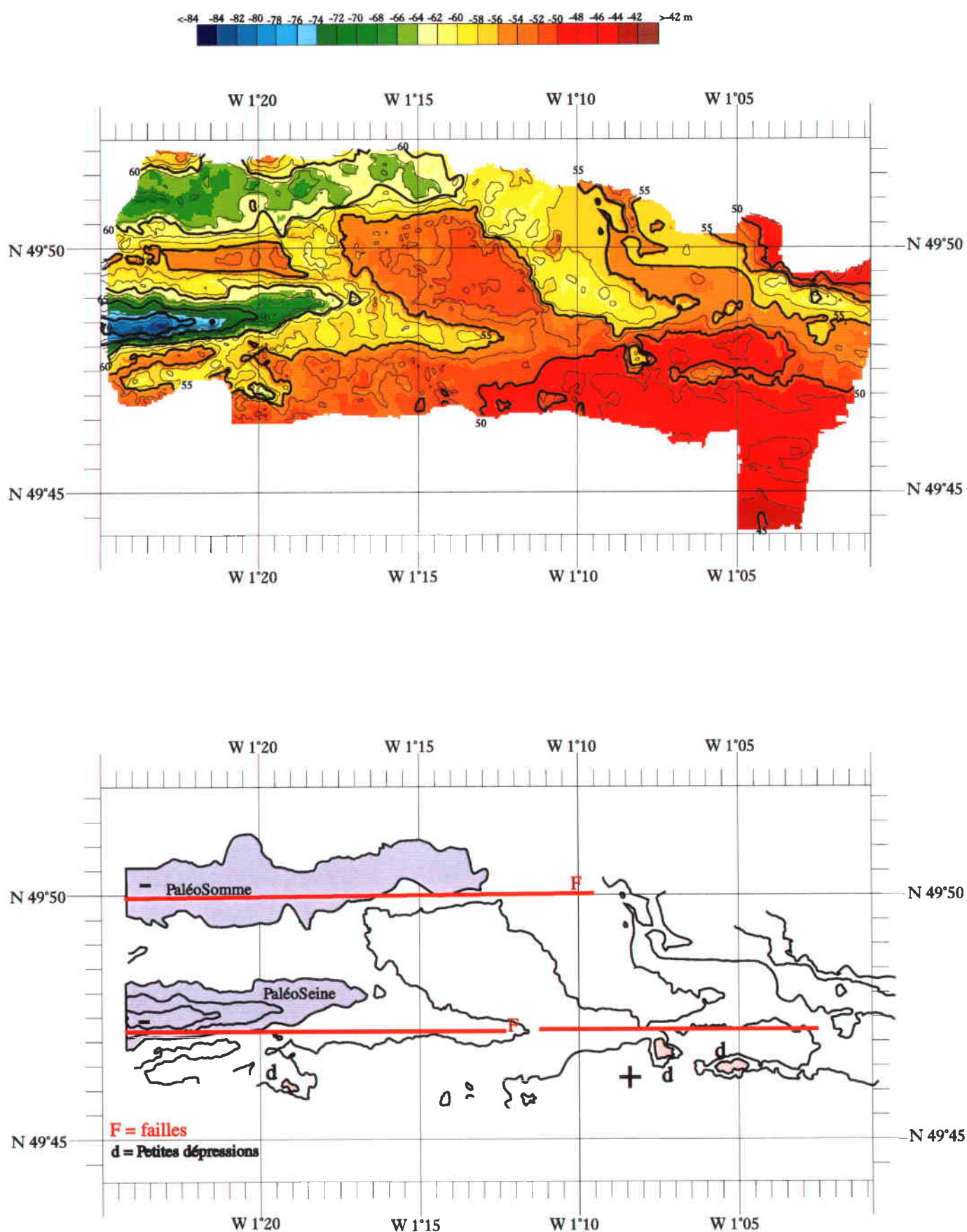
- (3) un bras sud de 70 m de profondeur, qui conduit aux fosses du Cotentin et dans lequel se jette également un chenal provenant de l'Est de la Baie de Seine (Fig. IV.2).

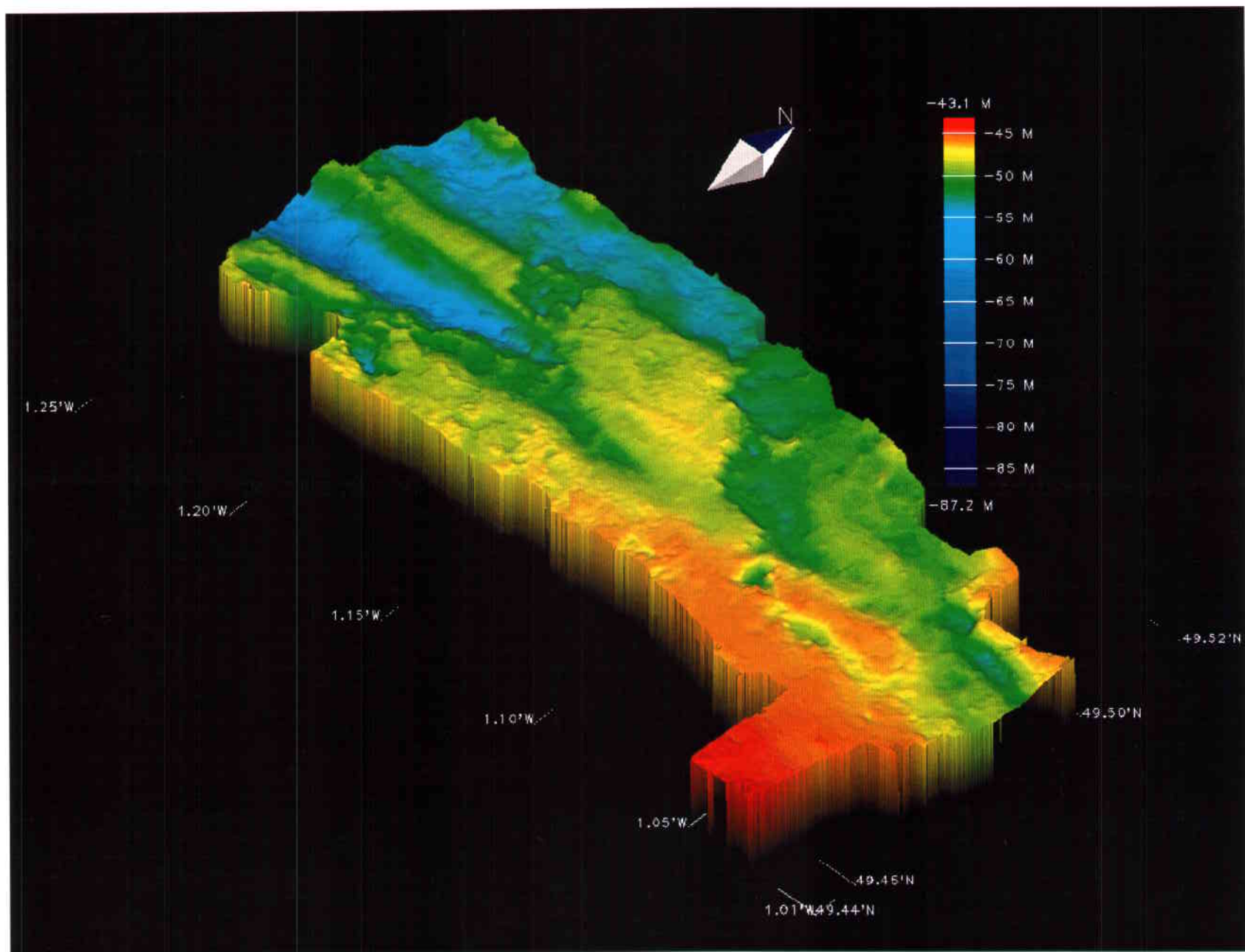
Ce paragraphe présente des informations complémentaires sur les vallées de la Manche centrale qui ont été obtenues sur 2 zones reconnues dans le cadre du programme SEDIMANCHE (Fig. IV.2):

- la zone SAMDI; lieu de confluence entre le bras Sud de la paléo-Somme et la paléo-Seine

- la zone CONFLUENT; lieu de confluence entre la vallée septentrionale et le confluent paléo-Somme/paléo-Seine.







*Figure IV.5 - Bloc diagramme de la bathymétrie de la zone SAMDI  
obtenue à partir du MNT interpolé des données du sondeur monofaisceau*

## IV-1.1 La Zone SAMDI

### IV-1.1.1 Description morpho-bathymétrique

Les données bathymétriques obtenues sur la zone SAMDI n'ont pas été acquises par le sondeur multifaisceaux EM1000, cependant il a été possible de réaliser un Modèle Numérique de Terrain (§ II-2.4) relativement cohérent à partir des données du sondeur bathymétrique monofaisceau du bord, et ce, grâce à une couverture en profils suffisamment rapprochés (Fig. IV.3).

La carte bathymétrique (Fig. IV.4) et le bloc diagramme résultant (Fig. IV.5) présentent la confluence entre un bras Sud de la paléo-Somme et la paléo-Seine. On note sur le Modèle Numérique de Terrain une zone de replat importante de l'Est de la zone à W 1°15. A l'Ouest de ce replat se développe sur la même longitude deux incisions visibles dans la bathymétrie actuelle et dont les directions N270° sont remarquables. Ces incisions correspondent à la reprise du système des paléovallées de la Seine et de la Somme. Elles sont de plus en plus marquées vers l'aval. La pente générale des cours, dirigée vers l'Ouest, est relativement importante. Les directions structurales notées sur la carte bathymétrique (Fig. IV.4) soulignent une direction générale N90°. On note également la présence de petites dépressions circulaires (notées d sur la figure IV.4).

Les paléovallées inscrites dans la bathymétrie ne se trouvent pas directement en prolongation avec les vallées actuelles, en effet la zone de replat sépare l'incision continentale connue à terre de celle relevée sur la zone, ce qui traduit une reprise de l'incision en aval du système.

### IV-1.1.2 Description de la stratigraphie

L'interprétation des profils de la zone, en terme de stratigraphie sismique, montre un système de vallées incisées dans un substratum caractérisé par des réflexions moyennement énergétiques parallèles entre elles et très continues. L'interprétation des profils n'est pas faite en terme de séquences types, telles que le modèle d'EXXON le préconise (cf. §II;3) - c'est-à-dire chercher sur les profils à corréler les discontinuités sismiques avec les variations du niveau de la mer -, mais en terme de séquence lithostratigraphique (même identité de faciès sismique). Sinon, la corrélation et le suivi des réflecteurs composant le remplissage sédimentaire le long des profils est difficile.

Nous insisterons donc sur les caractères des faciès sismiques de ces séquences. Cinq séquences sismiques (S<sub>di</sub>) ont été reconnues sur la zone, séparées par autant de discontinuités. Les réflecteurs au mur de ces séquences ont été dénommés RS<sub>di</sub>.

Le réflecteur **RS<sub>d1</sub>** représente donc la base de la séquence **S<sub>d1</sub>** et correspond au toit du substratum. C'est ce réflecteur qui a été cartographié afin d'obtenir la morphologie des paléovallées de la zone (Fig. IV.12a et b).

Le fond des paléovallées présente une morphologie érosive qui recoupe le substratum (calcaires jurassiques). La paléovallée est une vallée droite qui ne présente pas de réseau de drainage connecté au système actuel, la vallée est isolée et présente un seuil à W 1°15. Au milieu de l'incision la plus Sud se trouve un îlot de substratum (N49°48,8', W1°10,2'; Fig. IV.12a et IV.12b).

Dans les creux du substratum on observe des dépôts (**S<sub>d1</sub>**) dont les réflecteurs sont de forte amplitude traduisant un faciès sismique énergétique (Fig. IV.6 profil 29, Fig. IV.7 profil 48, Fig. IV.8 profil 51, Fig. IV.9 profil 54), limités à leur toit par un réflecteur de forte amplitude souligné par des troncatures d'érosion. Cette séquence présente des chenaux érosifs, imbriqués traduisant plusieurs phases d'incision, remplissage. La largeur relative de ces chenaux est d'environ 150 m.

Le réflecteur **RS<sub>d2</sub>** marquant la séparation entre les séquences **S<sub>d1</sub>** et **S<sub>d2</sub>**, est une surface d'érosion identique à celles existantes au toit des remplissages des chenaux précédents (Fig. IV.6, Fig. IV.7, Fig. IV.8, Fig. IV.9). La limite correspond, en fait à un changement de faciès sismique entre **S<sub>d1</sub>** et **S<sub>d2</sub>**. Cette surface n'est donc pas une surface fondamentale en terme de stratigraphie sismique. Les réflecteurs internes de la séquence **S<sub>d2</sub>** sont discontinus et de faible amplitude, certains se terminant en Onlap sur **RS<sub>d2</sub>**. Ce faciès, sans chenalisation interne, mais avec préservation de la sédimentation, est caractéristique d'un faciès en aggradation.

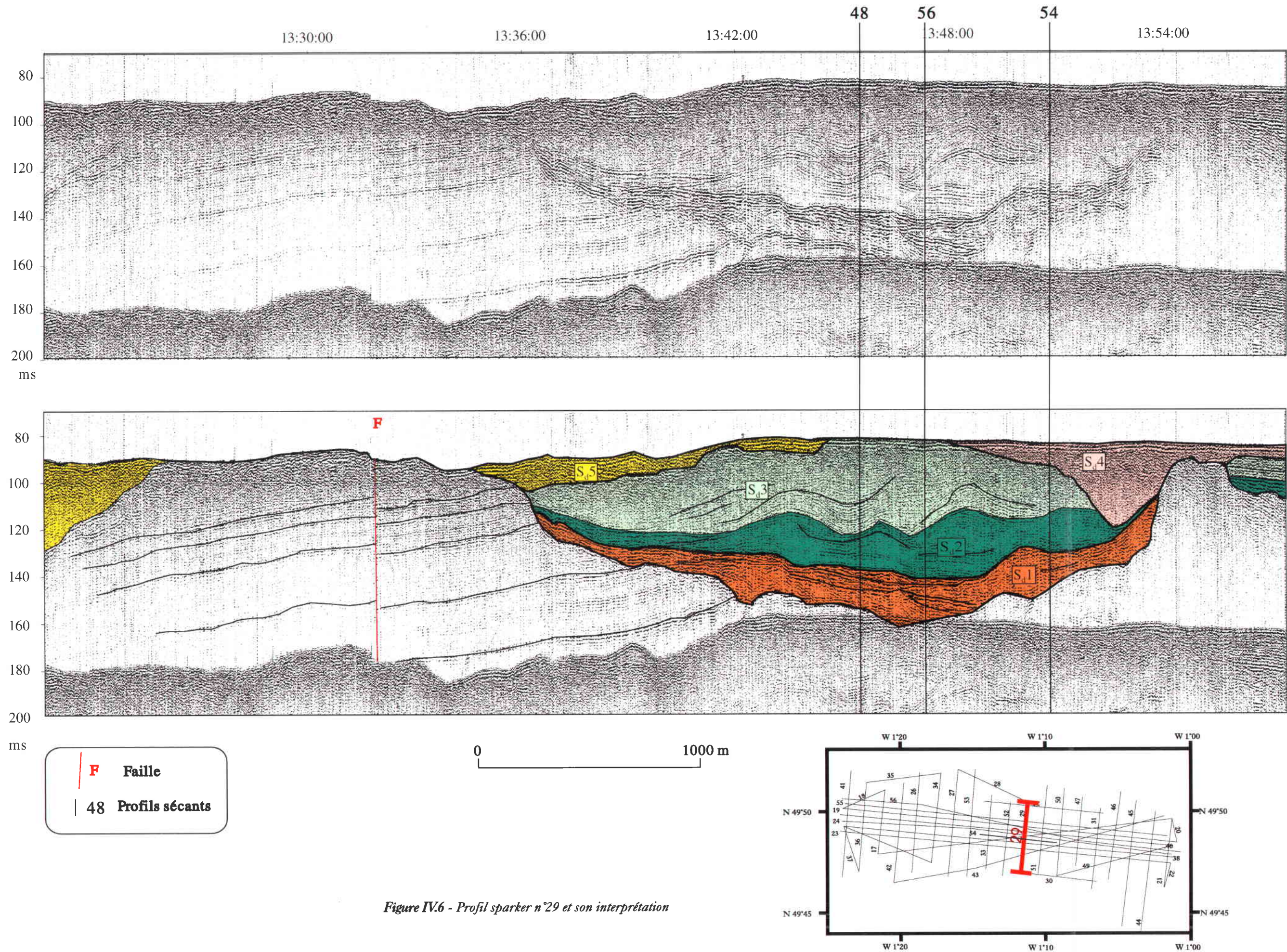
Le réflecteur **RS<sub>d3</sub>** séparant **S<sub>d2</sub>** et **S<sub>d3</sub>** est en contact concordant. Comme précédemment, la limite entre ces deux séquences est une limite de faciès. Les réflecteurs internes de la séquence **S<sub>d3</sub>** présentent des ondulations du côté Ouest de l'îlot de substratum (Profils 29, 48, 54, Fig. IV.6, IV.7, IV.9). Ces réflecteurs sont ondulés à la base, de longueur d'onde de l'ordre de 300 m, que ce soit sur les profils transversaux ou longitudinaux. Cette séquence évolue vers le haut vers un faciès sismique sourd et homogène.

**RS<sub>d4</sub>** correspond, cette fois à une surface d'érosion, qui limite une vallée étroite. Le remplissage (séquence **S<sub>d4</sub>**) ne présente pas de faciès chenalissant, le faciès est sourd sans contraste d'impédance.

La séquence **S<sub>d5</sub>** dont le contraste acoustique est plus important est limitée à sa base par le réflecteur **RS<sub>d5</sub>** de forte impédance et présente des réflecteurs internes correspondants à de petites phases chenalissantes.

Sur l'ensemble de la zone le système complet des séquences montre une migration vers l'Ouest des phases incision, remplissage.







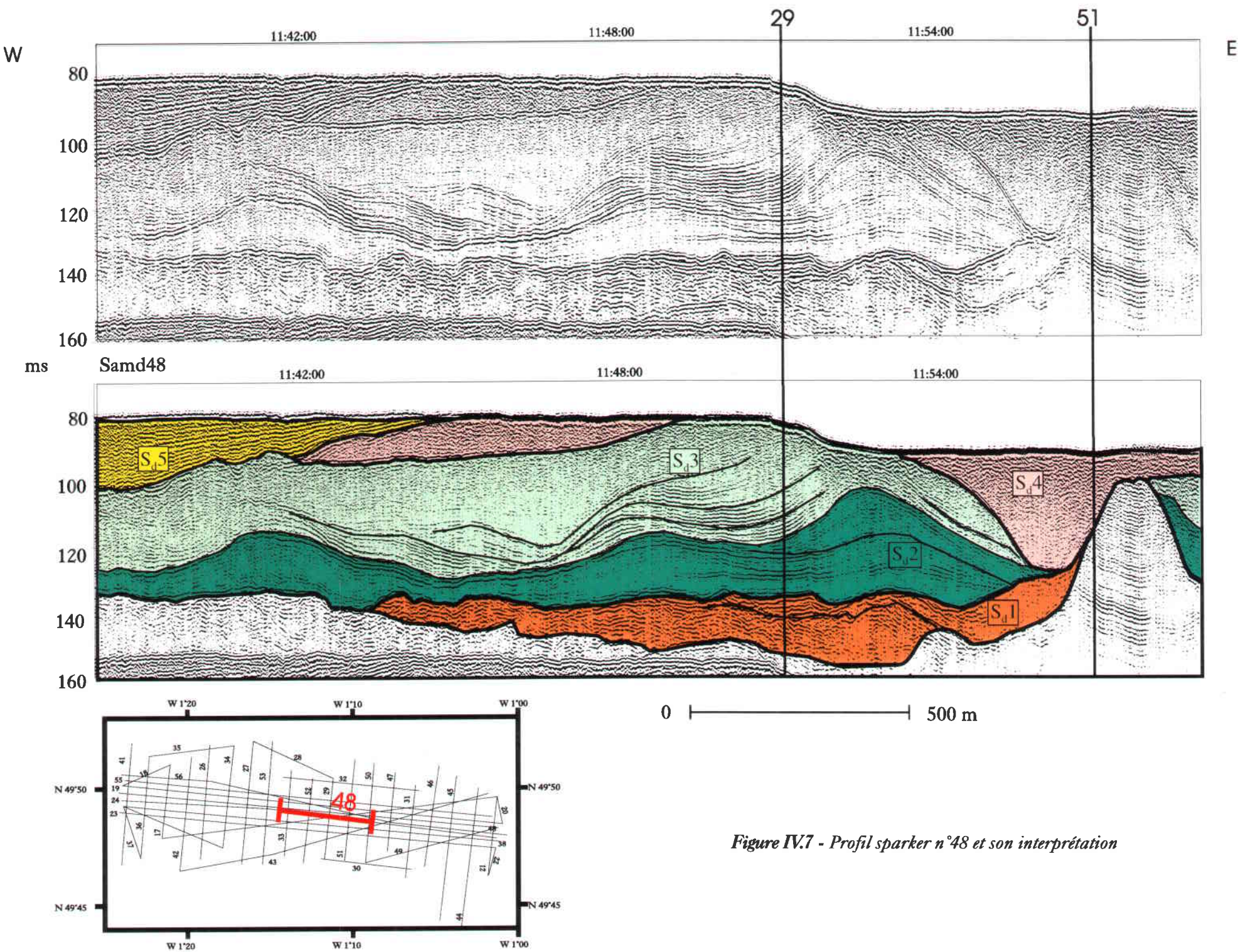


Figure IV.7 - Profil sparker n°48 et son interprétation



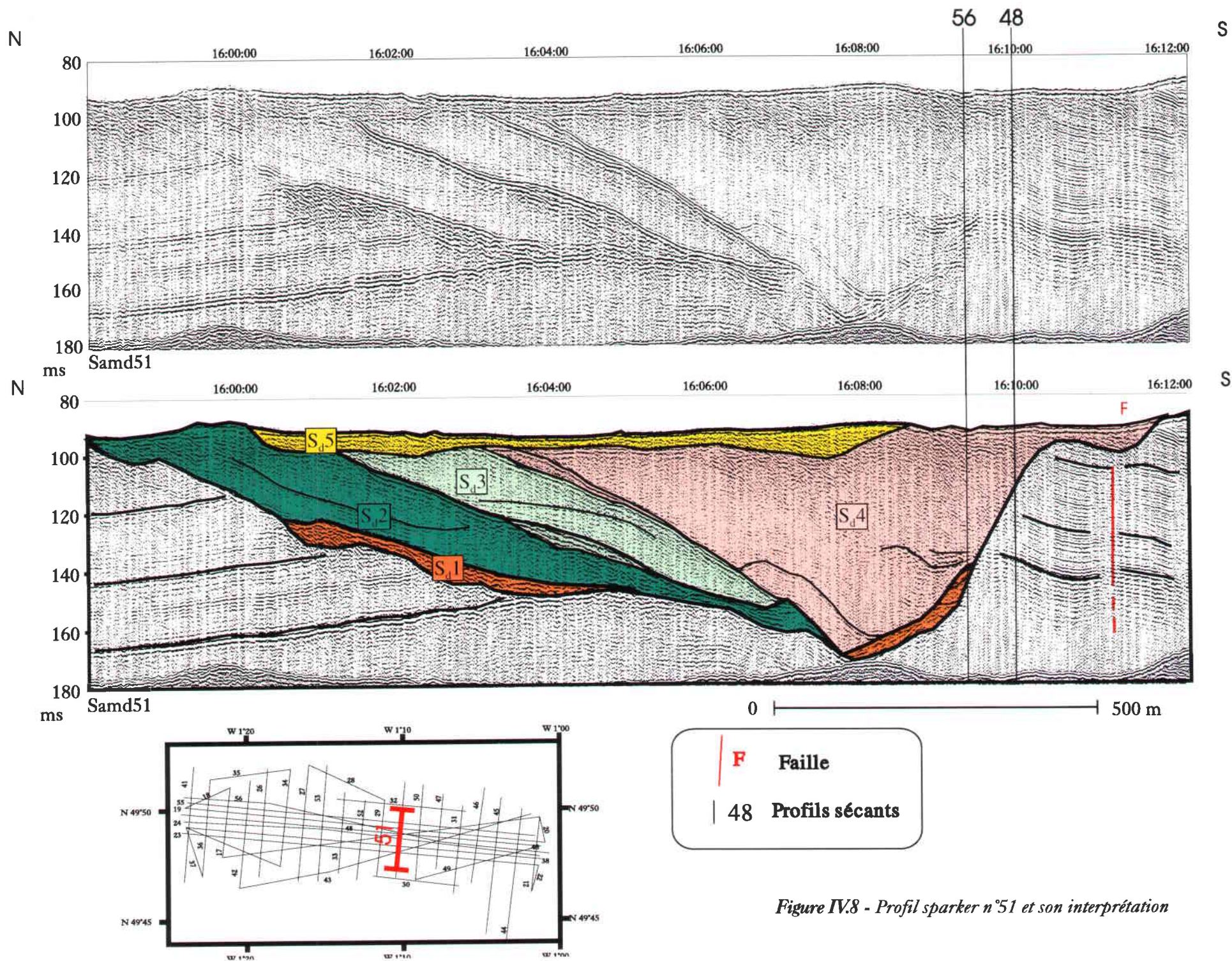


Figure IV.8 - Profil sparker n°51 et son interprétation



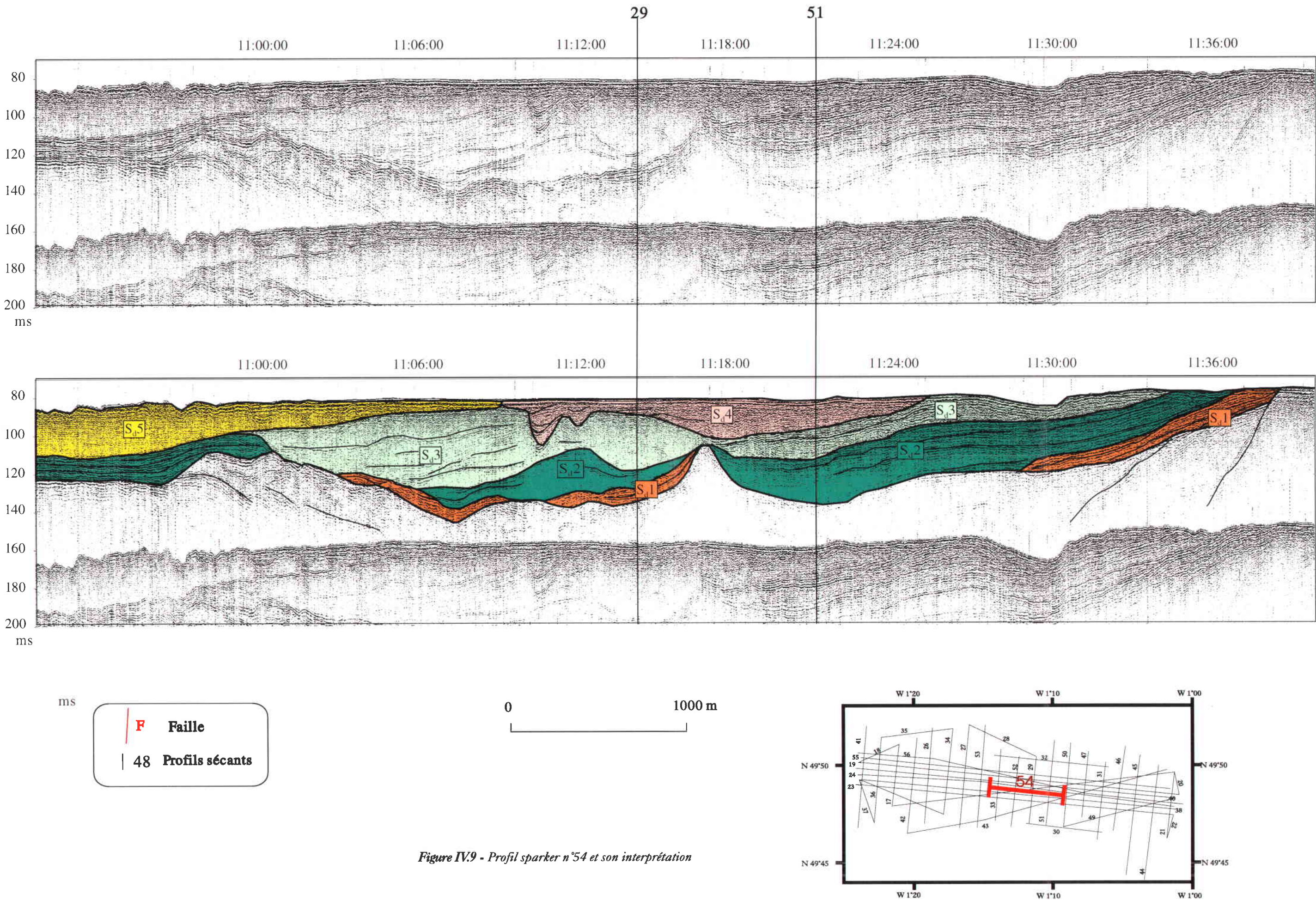


Figure IV.9 - Profil sparker n°54 et son interprétation



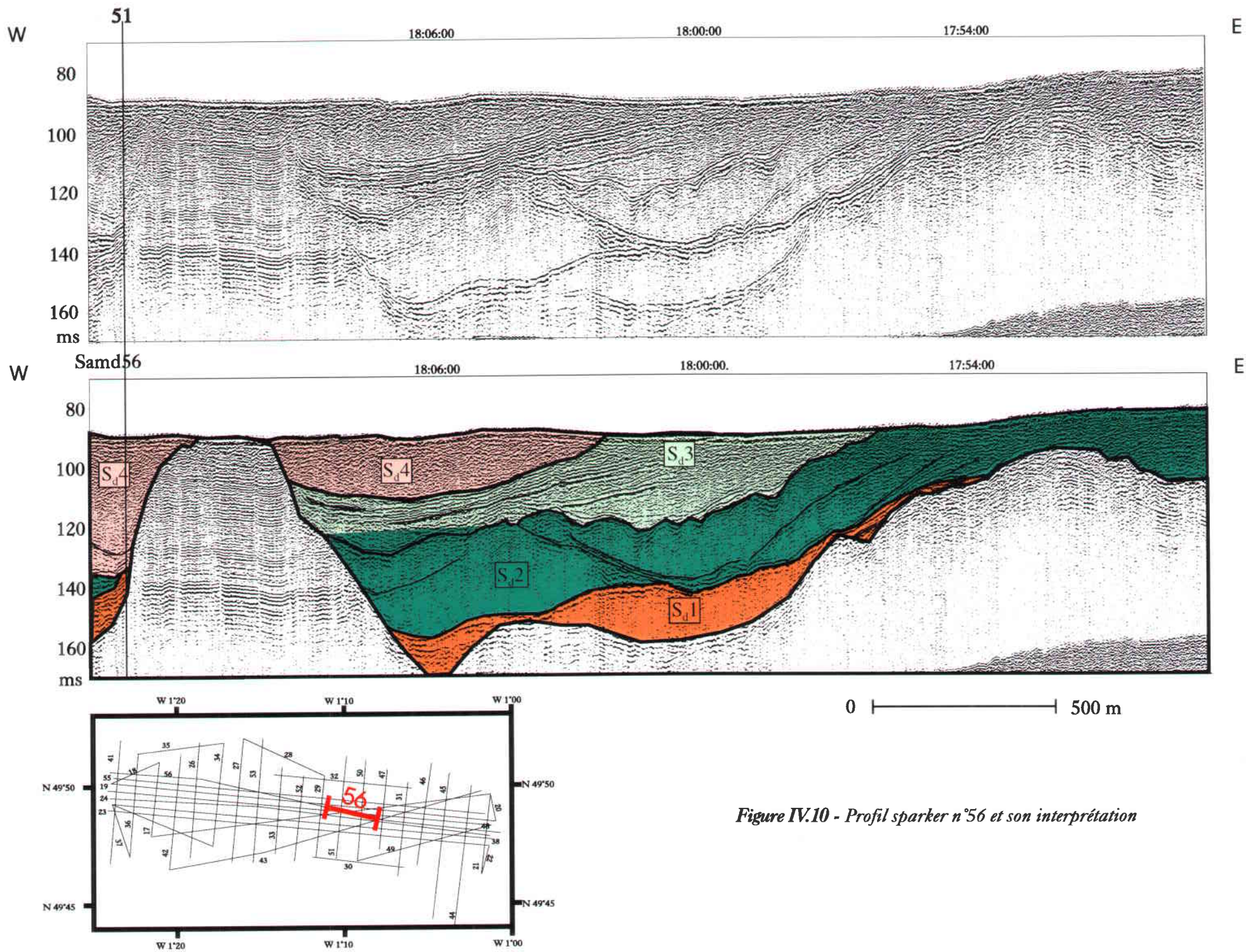


Figure IV.10 - Profil sparker n°56 et son interprétation

### IV-1.1.3 Description structurale

Sur les profils sismiques, le substratum apparaît régulièrement lité et présente de grandes ondulations à relier aux jeux de failles majeures de direction N90° (cf. §I ). Les failles normales soulignées sur les profils sismiques qui décalent les strates calcaires ne se rencontrent que dans le substratum (Fig. IV.6). Ces failles ne semblent pas avoir de contrôle direct sur les bordures des vallées, bien que celles-ci suivent la direction N90°, direction préférentielle en Manche centrale (carte géologique, Fig. I.4, p. 11).

La carte des isochrones du substratum (Fig. IV.12a) a été réalisée à partir du pointé et de l'interpolation des profils sismiques (cf. § II-2.3 et § II-3.1). Sur cette carte et au vu du bloc diagramme (Fig. IV.12b), nous pouvons mettre en évidence 2 directions structurales N90° et N65°, qui correspondent aux directions majeures de la Manche (direction cadomienne et hercynienne) empruntées par les fleuves. On note bien la jonction, confluence entre le bras Sud de la paléo-Somme et la paléo-Seine. Le substratum présente également des creusements en cuvette. Un seuil marqué par un talweg rectiligne de direction N90°, dont l'origine semble être tectonique, sépare les deux vallées (Fig. IV.12a et b).

### IV-1.1.4 Discussion

A partir de l'analyse stratigraphique des profils sismiques, il est intéressant de considérer les variations du profil d'équilibre (cf. §III.1) en fonction des modifications nécessaires du niveau de base. Pour cela, nous raisonnons en terme de taux de préservation (Fig. IV.11). Nous avons vu que si le cours d'eau se trouve en-dessous de son niveau de base, il aura tendance à alluvionner (agradier) et inversement il aura tendance à éroder s'il est au-dessus de son niveau de base. On peut alors considérer que l'incision majeure RS<sub>d1</sub> est associée à une chute du niveau de base.

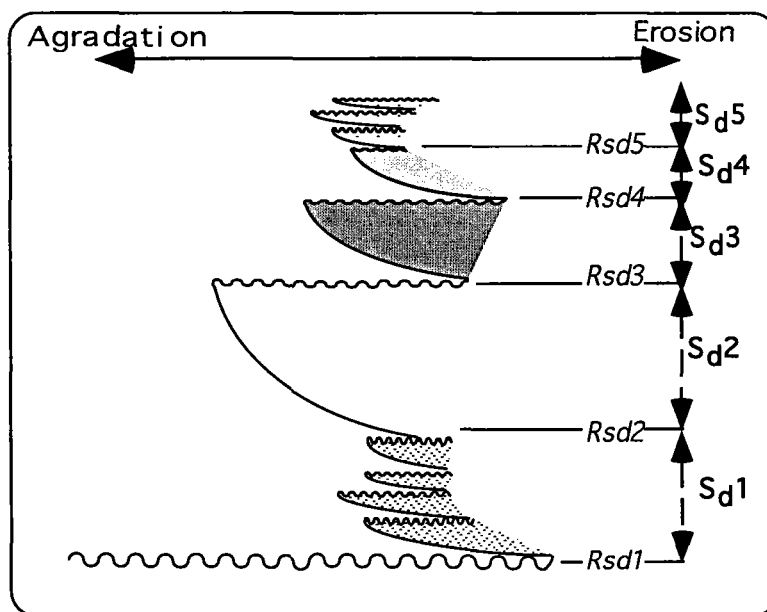


Figure IV.11 - Taux de préservation/érosion des séquences reconnues sur la zone SAMDI

Le système fluvial réajuste son profil autour du niveau de base lors de la mise en place de S<sub>d1</sub>, ce qui se traduit par une succession de pulsations érosion/remplissage. Les chenaux soulignés dans la séquence S<sub>d1</sub> ont une largeur moyenne de 100 à 200 m et représentent un réseau chenalissant du type méandrique ou anastomosé. Cela confirme la forte énergie du flux à l'origine de la mise en place de cette séquence. On note deux phases majeures d'aggradation ou d'alluvionnement S<sub>d2</sub> et S<sub>d3</sub> qui traduirait une remontée du niveau de base entre S<sub>d1</sub> et S<sub>d2</sub>.

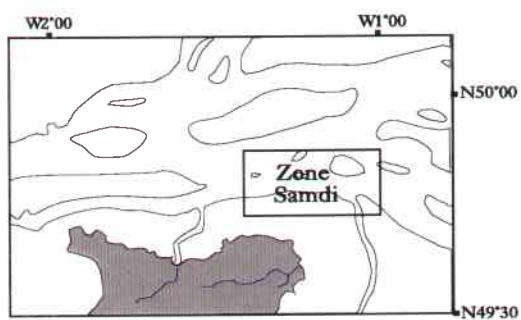
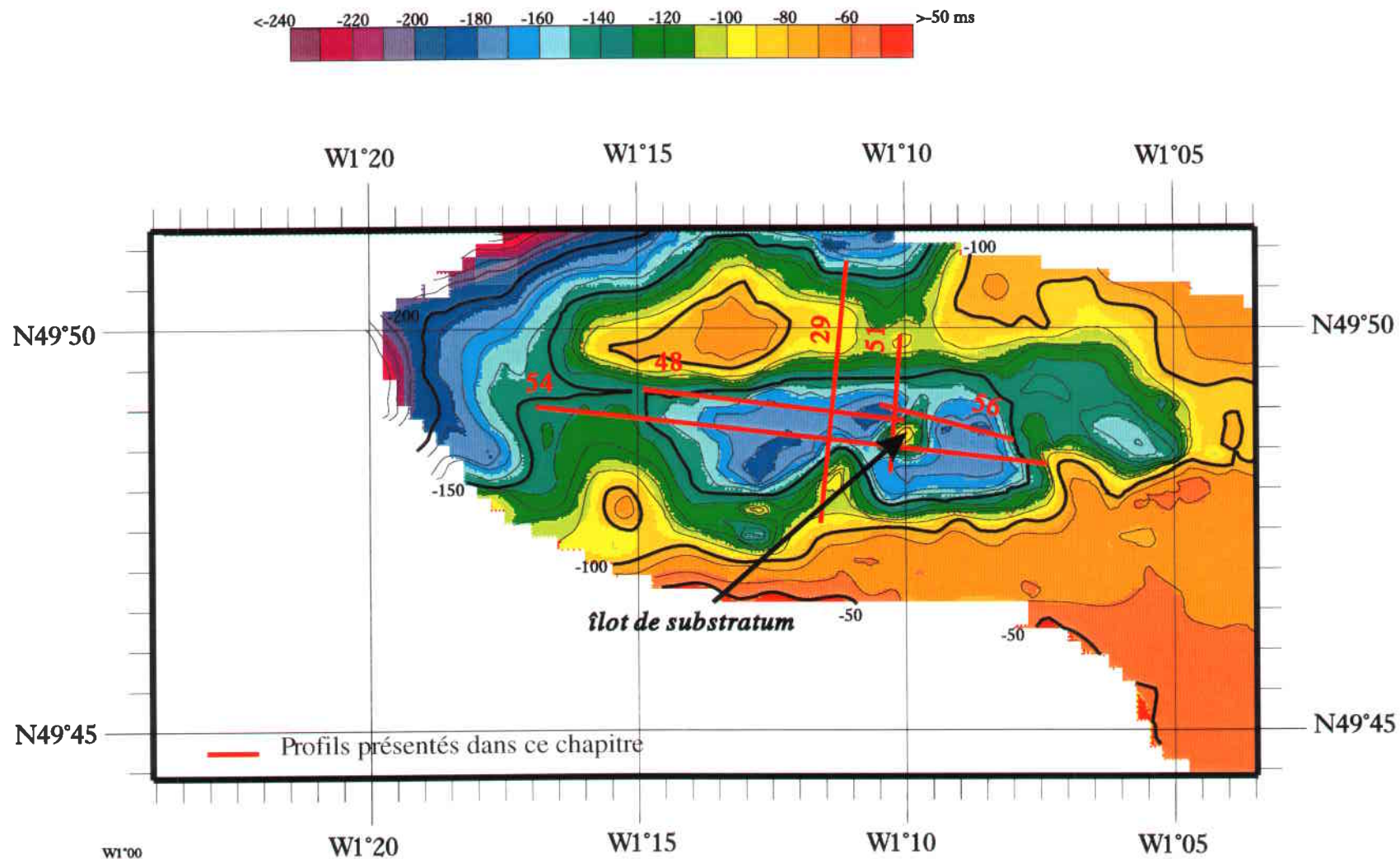
Les dépôts dépendant du flux sédimentaire, il est impossible de raisonner en terme d'unité génétique sur cette zone. La mise en place des séquences de remplissage ne semble pas être contrôlée par les facteurs eustatiques, mais plus par le comportement du fleuve lui-même. Ceci est particulièrement remarquable au niveau de l'îlot de substratum qui contrôle la mise en place des séquences (Fig. IV.6, IV.7, IV.10). Le flux sédimentaire charrié par le fleuve contourne à chaque grande crue, l'îlot de substratum. Les séquences sédimentaires sont déposées à l'abri de ce relief. La structure de cet ensemble rappelle celui des vagues sédimentaires de contour, elles sont parallèles entre elles et de direction générale N70°; leur largeur maximale est d'environ 150 m et leur amplitude d'une vingtaine de mètres. Ensuite le comblement de la paléovallée se fait par des phases de creusement et de remplissage de plus en plus étroites (S<sub>d4</sub> et S<sub>d5</sub>, Fig. IV.6 à IV.10). Les vallées successives n'empruntent pas forcément les chenaux précédents, mais creusent leur propre chenal (profil 51, Fig. IV.8).

La carte des isochrones du socle confirme l'héritage d'une tectonique de direction générale N90°. La présence du talweg abrupt à W1°15, laisse penser qu'en plus de l'héritage tectonique anté-cénozoïque, il aurait pu y avoir une tectonique active postérieure à l'incision majeure au toit du substratum.

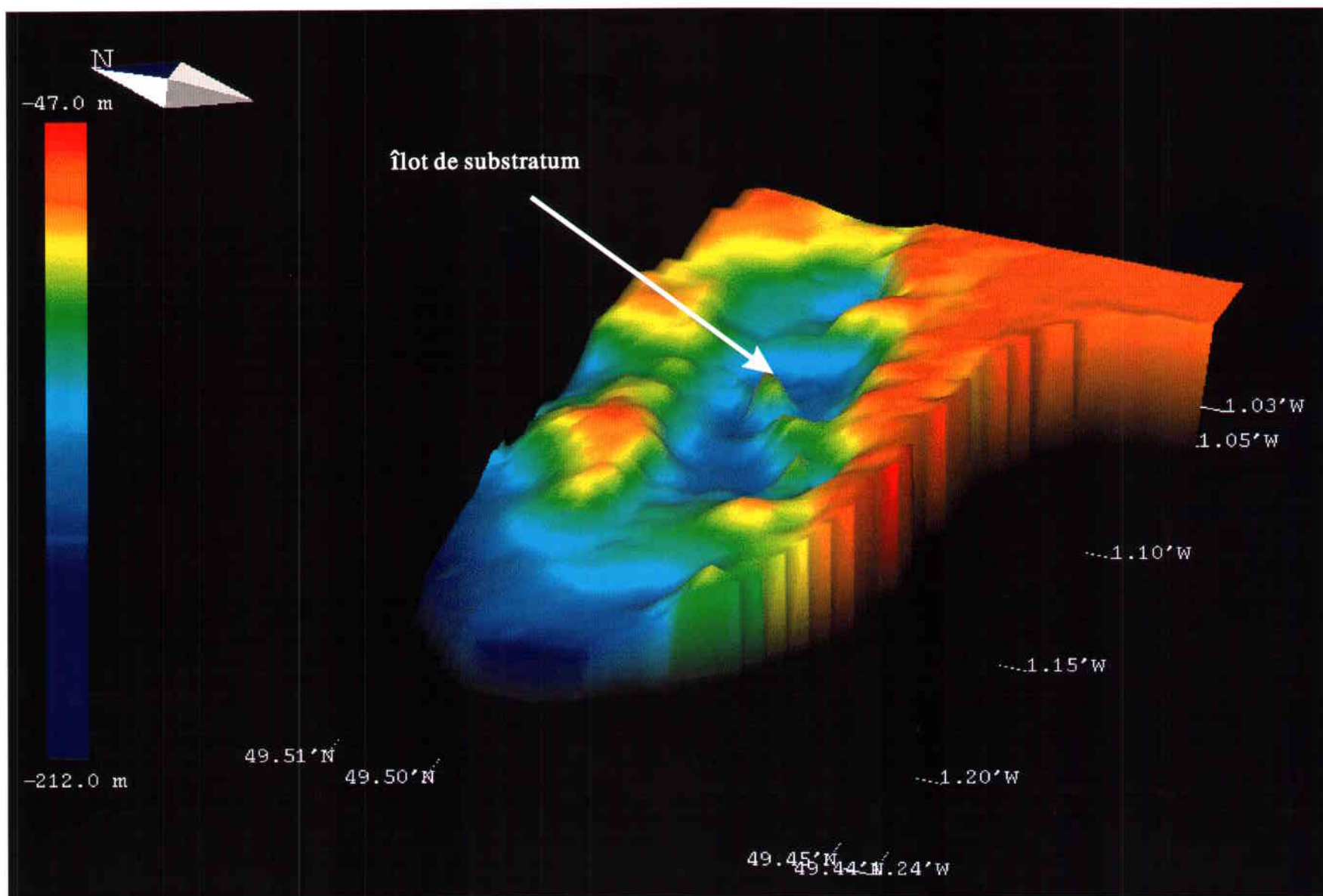
#### **IV-1.1.5 Conclusion**

L'absence de forages réalisés dans le remblaiement alluvial empêche d'établir une chronologie des séquences sismiques interprétées comme nappes alluviales. Il est imprudent de faire correspondre à chaque nappe de remplissage un bas niveau marin (cf. § III-3). Par contre, nous disposons de quelques informations sur les nappes alluviales de la Baie de Seine et de la vallée actuelle (Lautridou et al., 1974; Lefebvre, 1974; Lefebvre et al., 1994). Sur le continent, le creusement relatif à l'érosion fluviale est important et est évalué à 150 m (Alduc et al., 1979). Alduc et al., (1979) ont étudié le prolongement des terrasses fluviales continentales de la Seine en domaine sous-marin au niveau de son embouchure. Sept nappes étagées ont été mises en évidence à terre (Lautridou et al., 1974; Lefebvre, 1974; Alduc et al., 1979). La première nappe de fond constituée de cailloutis, rapportée au Saalien (stade 6) et la seconde datée au moins de la fin de l'Eemien (stade 5) se prolongent sous la mer, de manière continue, jusqu'au Nord-Est de Barfleur (Lefebvre, 1974; Auffret & Larssonneur, 1971). Mais à partir de la troisième nappe, les corrélations sont impossibles. L'ampleur du remblaiement et le nombre important des épisodes de remplissage au Nord du Cotentin ne permettent pas de poursuivre les correspondances.





**Figure IV.12a - Carte des isochrones du socle de la zone SAMDI  
obtenue à partir du MNT interpolé des données de Sismique Très Haute Résolution**



*Figure IV.12b - Bloc diagramme des isochrones du socle de la zone SAMDI obtenu à partir du MNT interpolé des données de sismique THR*

La morphologie actuelle et la paléomorphologie au toit du substratum montre une reprise de l'incision à l'aval de la topographie actuelle, correspondant à une modification du profil d'équilibre. Entre le littoral et notre zone d'étude se trouve une zone de transit n'ayant pas présenté de modification du niveau de base.

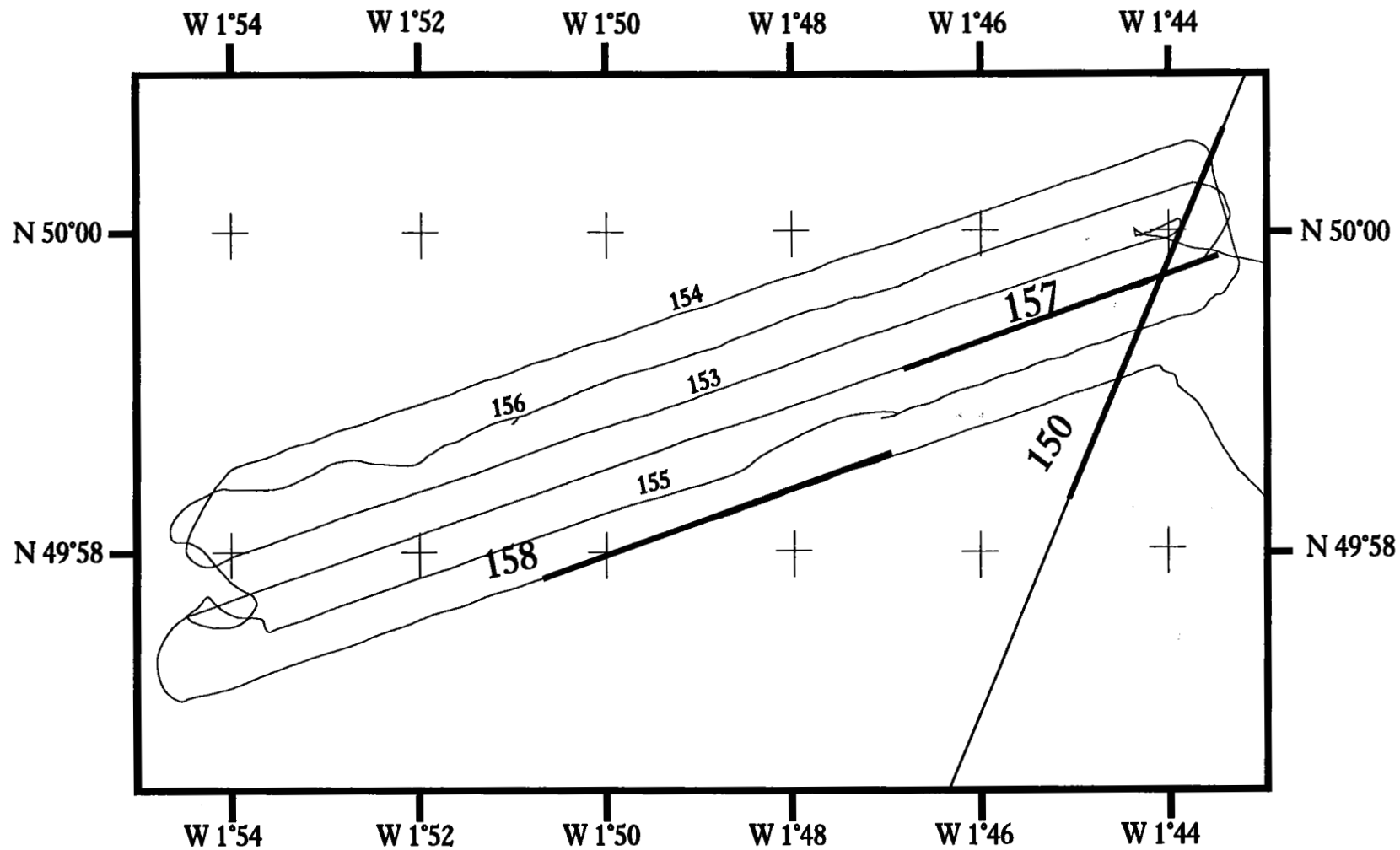
Sur l'ensemble de la zone le nombre de séquences sismiques varie du Nord au Sud, mais aussi d'Est en Ouest. La réponse acoustique des différentes séquences varie également en fonction de leur localisation. On observe au Nord, une dynamique de remplissage plus importante qu'au Sud, expliquée par une érosion plus forte liée sans doute à la dynamique des courants. La disposition des séquences montre une progradation de l'Est vers l'Ouest des incisions et une migration du dépôt centre du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Les séquences sismiques sont interprétées comme des nappes alluviales emboîtées.

L'îlot de substratum, dont la forme est allongée, de direction N45°, contrôle la sédimentation de part et d'autre de son relief. On note un creusement plus important directement au contact de l'îlot, au Nord et à l'Ouest (profil 51, Fig. IV.8). À l'Est de celui-ci, les séquences sont empilées et chacune présente des réflecteurs de forte amplitude. Le remplissage Ouest atteint jusqu'à 50 m d'épaisseur et sa répartition derrière l'îlot est de forme elliptique. Cette répartition correspondrait à un dépôt de contre-courant à l'abri d'un obstacle, suggérant que les courants étaient de direction N210° à N270°.

La campagne SEDIMANCHE 2 montre que la paléovallée de la Seine s'est creusée dans un substratum secondaire dont les réflecteurs internes présentent un faible pendage. La première phase de creusement entaille largement le substratum et laisse une large vallée qui se comble progressivement tout d'abord par une succession d'érosion/remplissage (S<sub>d</sub>1) suivie par une forte tendance à l'alluvionnement (S<sub>d</sub>2 et S<sub>d</sub>3). Ensuite une seconde phase d'incision (S<sub>d</sub>4) se met en place et de nouveaux chenaux plus étroits se creusent et se combleront. La dernière phase (S<sub>d</sub>5) est caractérisée par de plus petits chenaux, de plus en plus étroits vers le haut de la séquence. Les nappes s'emboîtent les unes dans les autres en série stratigraphique normale, mais nous ne disposons d'aucune donnée chronologique précise.

La corrélation entre les nappes des différents creux de substratum n'est donc pas réalisable. Les remplissages de ces creux sembleraient alors être diachrones entre eux. Il est possible de compter sur la zone dans le creux le plus profond jusqu'à 5 nappes de remplissage (Fig. IV.6 à IV.9). Les faciès sismiques caractéristiques de ces différentes nappes sont très variés et rien ne permet d'attribuer un caractère autocyclique ou allocyclique à ces phases de remplissage, si ce n'est pour le remplissage à l'abri de l'îlot de substratum qui présente un caractère autocyclique ou intrinsèque (cf. III-1) évident. Les directions d'incision montrent qu'un contrôle tectonique a induit le creusement des vallées, par contre le talweg qui se trouve au confluent des deux paléovallées pose la question de la reprise de cette tectonique au cours de la première phase de creusement.

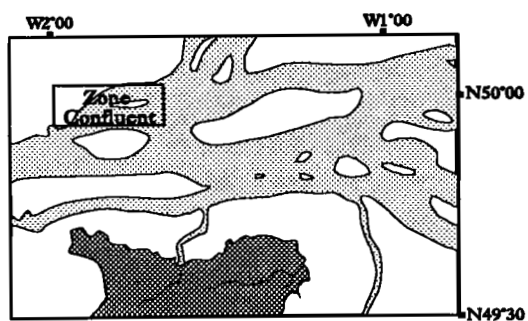




158

Profils présentés dans ce chapitre

*Figure IV.13 - Plan de position des profils de la zone CONFLUENT*



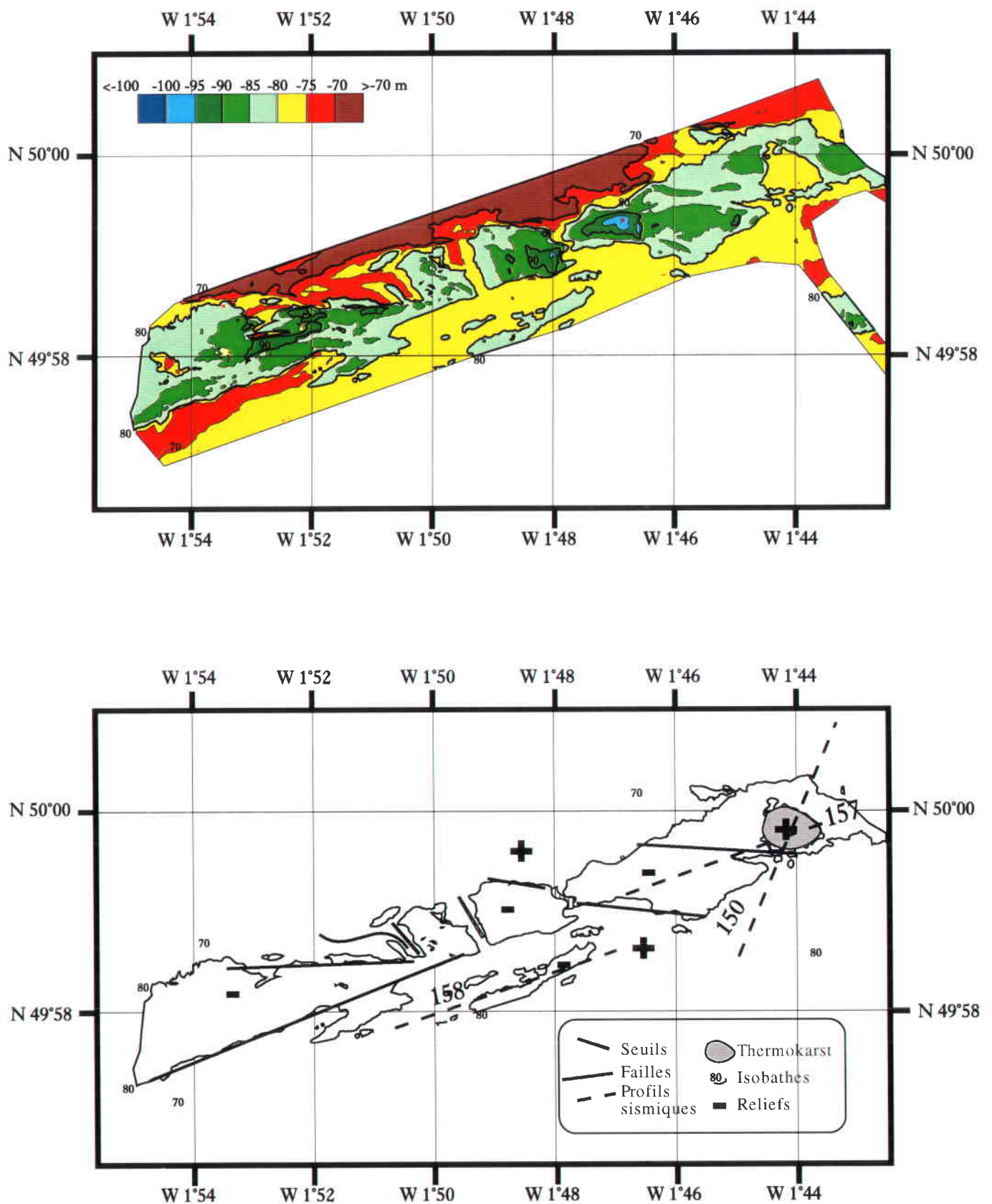
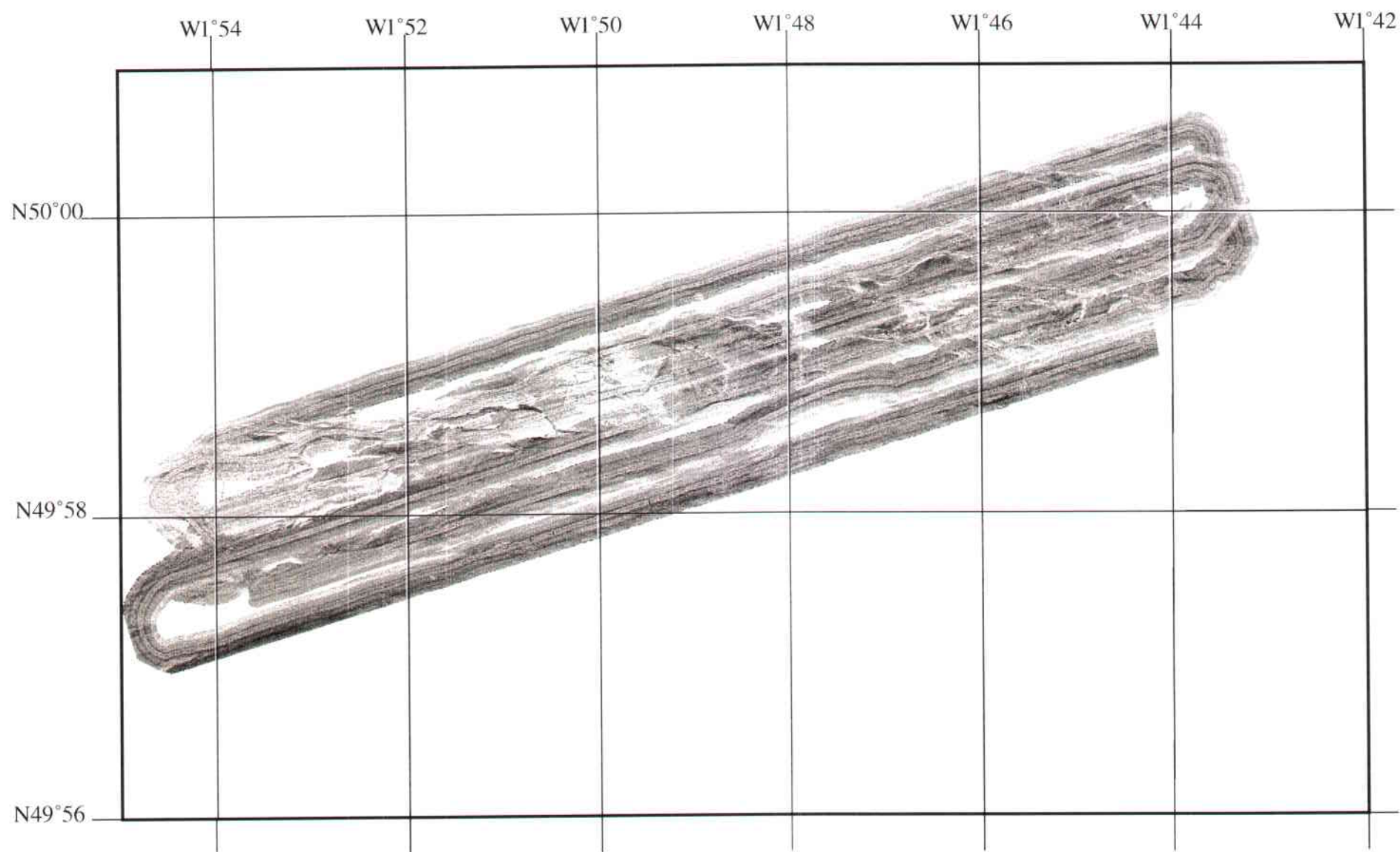


Figure IV.14a - Bathymétrie EM1000 de la zone CONFLUENT et interprétation géomorphologique



*Figure IV.14b - Mosaïque de l'imagerie EM1000 de la zone CONFLUENT*

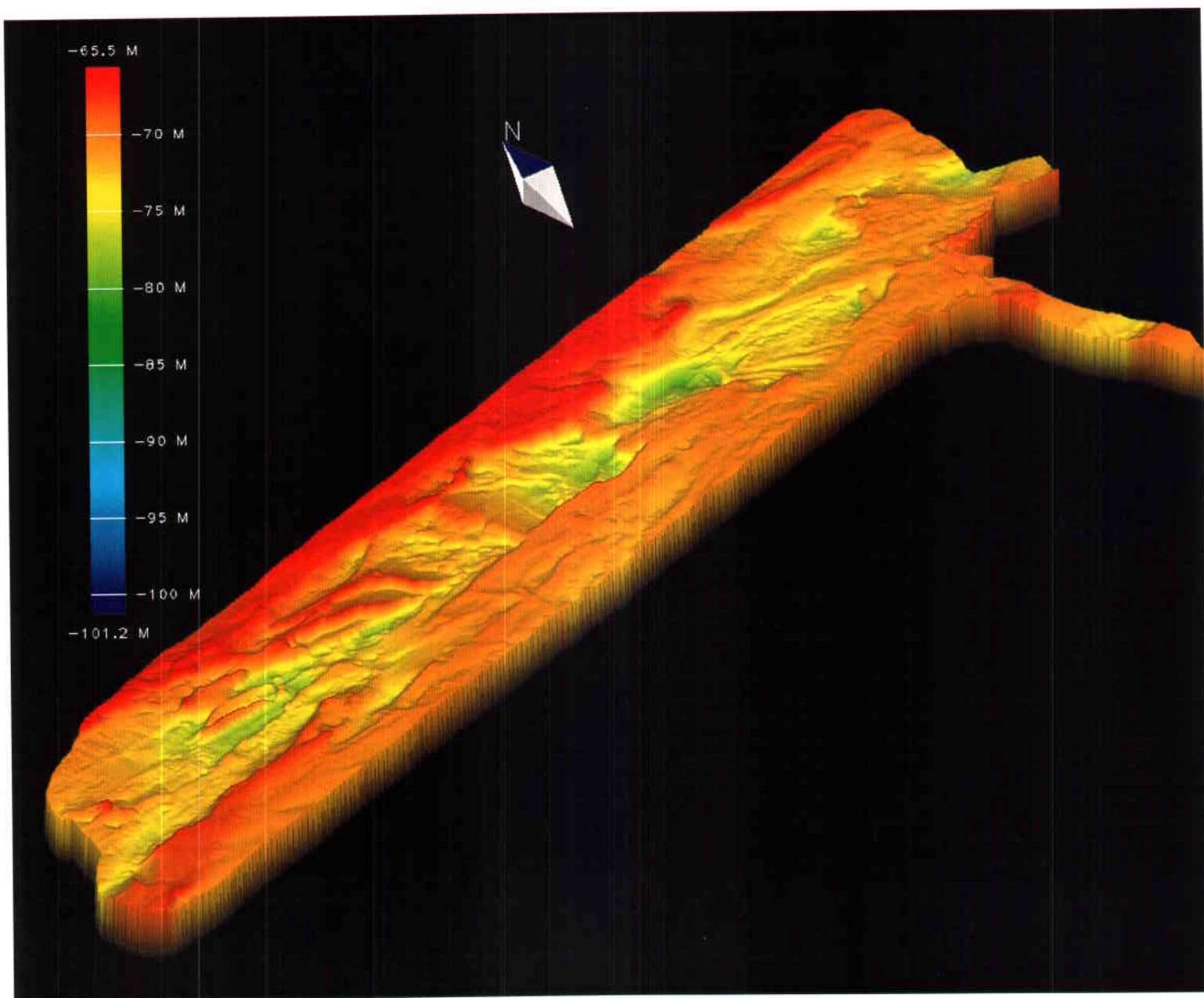


Figure IV.15 - Bloc diagramme de la bathymétrie EM1000 de la zone CONFLUENT

## IV-1.2 La Zone CONFLUENT

### IV-1.2.1 Description morpho-bathymétrique

Les données de bathymétrie et d'imagerie de la zone CONFLUENT ont été obtenues par le sondeur multifaisceaux EM1000. Les profils étaient suffisamment espacés (environ 400 m) pour permettre un recouvrement entre les données multifaisceaux (Fig. IV.13).

L'interprétation de la carte bathymétrique (Fig. IV.14a) montre que la zone présente un relief général tabulaire entaillée par une vallée de 400 à 600 mètres de large présentant des dépressions de 20 à 25 mètres de profondeur et des seuils distants les uns des autres de 1700 à 3600 mètres. La profondeur moyenne de la zone se situe aux alentours de -75 m. Il n'y a pas de cohésion au niveau hydrographique, la zone est une collection de creux limités par des seuils.

Ces dépressions, plus ou moins circulaires, sont de direction NNW-SSE. De nombreuses failles soulignent le relief (Fig. IV.14a, IV.18 et IV.19). A l'ouest du méridien W 1°48', la vallée est limitée par une berge Nord de direction N65°, alors qu'au Nord-Est, cette berge Nord est de direction N90° (Fig. IV.14a). Sur l'imagerie EM1000 (Fig. IV.14b), la nature du fond est relativement homogène. Les différences de réflectivité correspondent majoritairement aux différences topographiques (les faciès plus rétrodiffusants correspondent aux zones de relief alors que les zones claires sont à relier aux ombres portées de ces reliefs). Il n'existe pas de zones faiblement rétrodiffusantes, la couverture sédimentaire actuelle est donc pour ainsi dire inexistante. L'absence de sédimentation confirme le fait que la topographie actuelle est en érosion. Par contre, la réflectivité du substratum (terrains calcaires) est identique à celle des remplissages sédimentaires des vallées.

Le bloc diagramme 3D des données de bathymétrie (Fig. IV.15), souligne bien les ruptures de pente et les 2 directions majeures reconnues sur la carte bathymétrique.

### IV-1.2.2 Description de la stratigraphie

Comme pour la zone SAMDI, l'analyse stratigraphique des profils sismiques que nous faisons est une interprétation en terme de séquence lithostratigraphique (même identité de faciès sismique) et nous insisterons également sur les caractères des faciès sismiques de ces séquences.

La zone présente une vallée dépourvue de nappes alluviales creusée dans le substratum calcaire et dont le fond est quasiment plat. Seule, la partie Sud de la zone présente un remplissage sédimentaire (Fig. IV.17, profil 158), qui se caractérise par 3 séquences sismiques ( $S_{ci}$ ) séparées par autant de discontinuités. Les réflecteurs au mur de ces séquences ont été dénommés  $RS_{ci}$ .

Le réflecteur **RS<sub>c1</sub>** représente donc la base de la séquence **S<sub>c1</sub>** et correspond au toit du substratum. C'est ce réflecteur qui a été cartographié afin d'obtenir la paléomorphologie de la zone (Fig. IV.20). Le fond de la paléovallée présente également une morphologie érosive qui recoupe le substratum (calcaires jurassiques). La paléovallée est une vallée droite qui ne présente pas de réseau de drainage connecté au système actuel. Il n'existe pas, comme précédemment de ligne de talweg marquée.

La première séquence (**S<sub>c1</sub>**, Fig. IV.17) possède des réflecteurs de forte amplitude traduisant un environnement de dépôt à forte énergie hydrodynamique. Cette séquence présente des chenaux érosifs imbriqués, traduisant plusieurs phases successives d'incision/remplissage. Son faciès sismique contraste fortement avec la séquence suivante. Le réflecteur **RS<sub>c2</sub>** correspondant à cette limite représente la dernière phase érosive de la séquence **S<sub>c1</sub>**. Ce réflecteur est une surface paraconcordante avec la séquence **S<sub>c1</sub>**.

La seconde séquence (**S<sub>c2</sub>**, Fig. IV.17) a une réponse acoustique relativement sourde et ne présente pas de réflecteurs internes nets, ils sont d'amplitude discontinue. Le remplissage ne présente pas de faciès chenalissant. Ce faciès, sans contraste d'impédance, est caractéristique d'un faciès en aggradation.

La dernière phase de remplissage (**S<sub>c3</sub>**, Fig. IV.17) montre des réflecteurs se terminant en "downlap" (cf. § II-3.1) sur **RS<sub>c3</sub>**, progradants vers l'Ouest, Sud-Ouest (Fig. IV.17, profil 158).

Sur cette zone, nous avons mis en évidence des structures de remplissage particulières perchées et reliées à une faille, délimitant une "cuesta". Ces structures ont une forme de creusement en V et présentent 3 séquences de remplissage très différentes (Fig. IV.18, profil 150). La première (unité verte) est caractéristique d'une phase de remplissage de chenal, avec des réflecteurs aggradants se terminant en "downlap" dans le creux de la dépression, caractéristique à première vue et en 2D à du méandrique. Les 2 autres présentent un faciès sismique de faible amplitude, assez transparent caractéristique d'un dépôt de faible énergie.

#### **IV-1.2.3 Description structurale**

Deux directions majeures sont soulignées sur la carte bathymétrique (Fig. IV.14a) et sur la sismique. Elles correspondent d'une part, à la direction majeure de la Manche occidentale (N60° à N65°, direction cadomienne) et d'autre part à la direction majeure de la Manche centrale (N90°, direction hercynienne). En effet, on note parfaitement une zone relais entre ces deux directions caractérisée par des structures en virgule (W 1°51', Fig. IV.14a).

Les ruptures de pente correspondent à des reliefs de type "cuesta" observables sur la sismique et qui sont associés à des failles normales affectant le substratum d'âge Jurassique Supérieur. Le substratum apparaît régulièrement lité et présente de grandes ondulations à relier aux jeux de failles majeures de direction N90° et N65° sur l'extrémité Ouest (Fig. IV.14a).



WSW

ENE

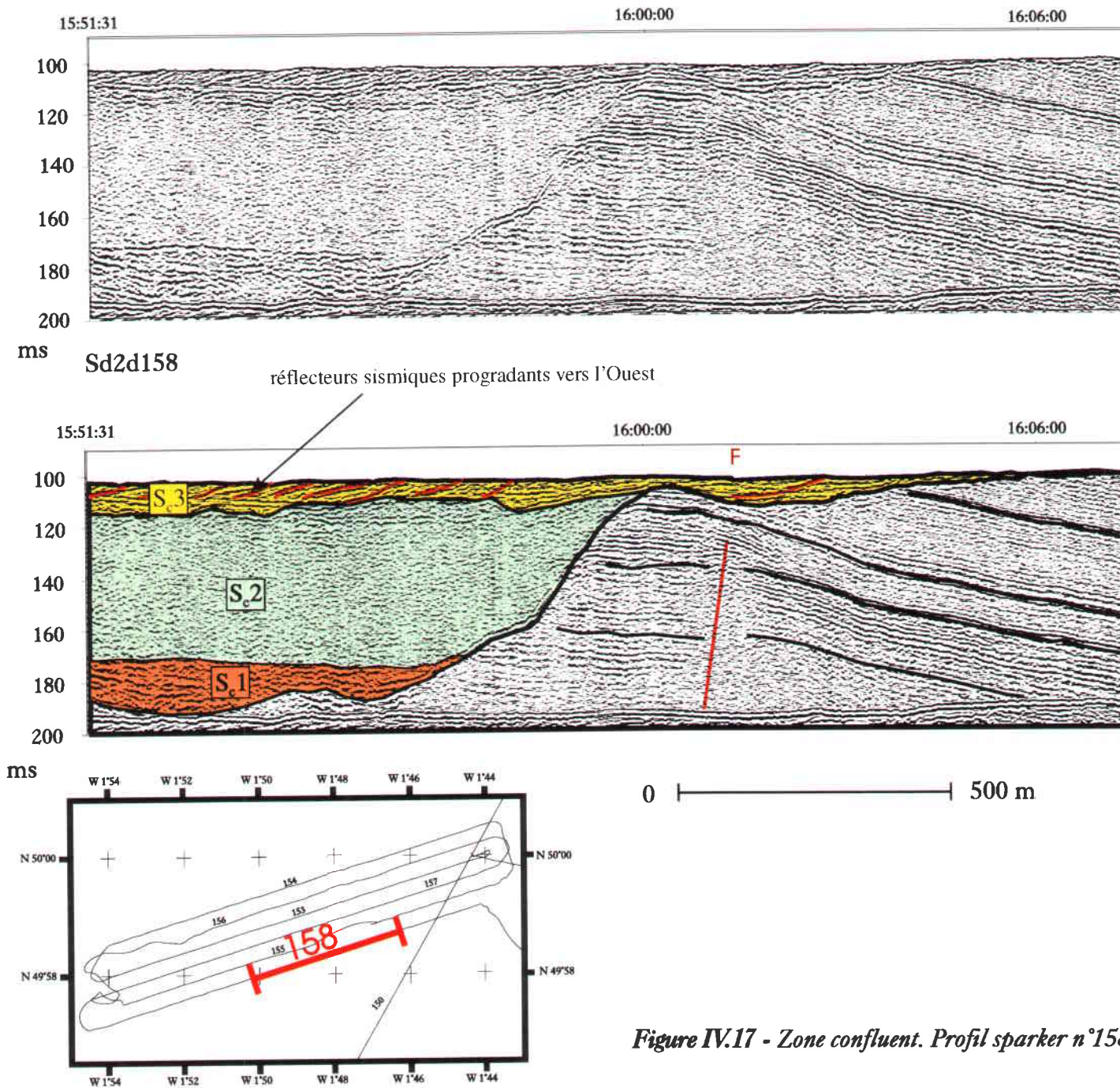


Figure IV.17 - Zone confluent. Profil sparker n°158 et son interprétation



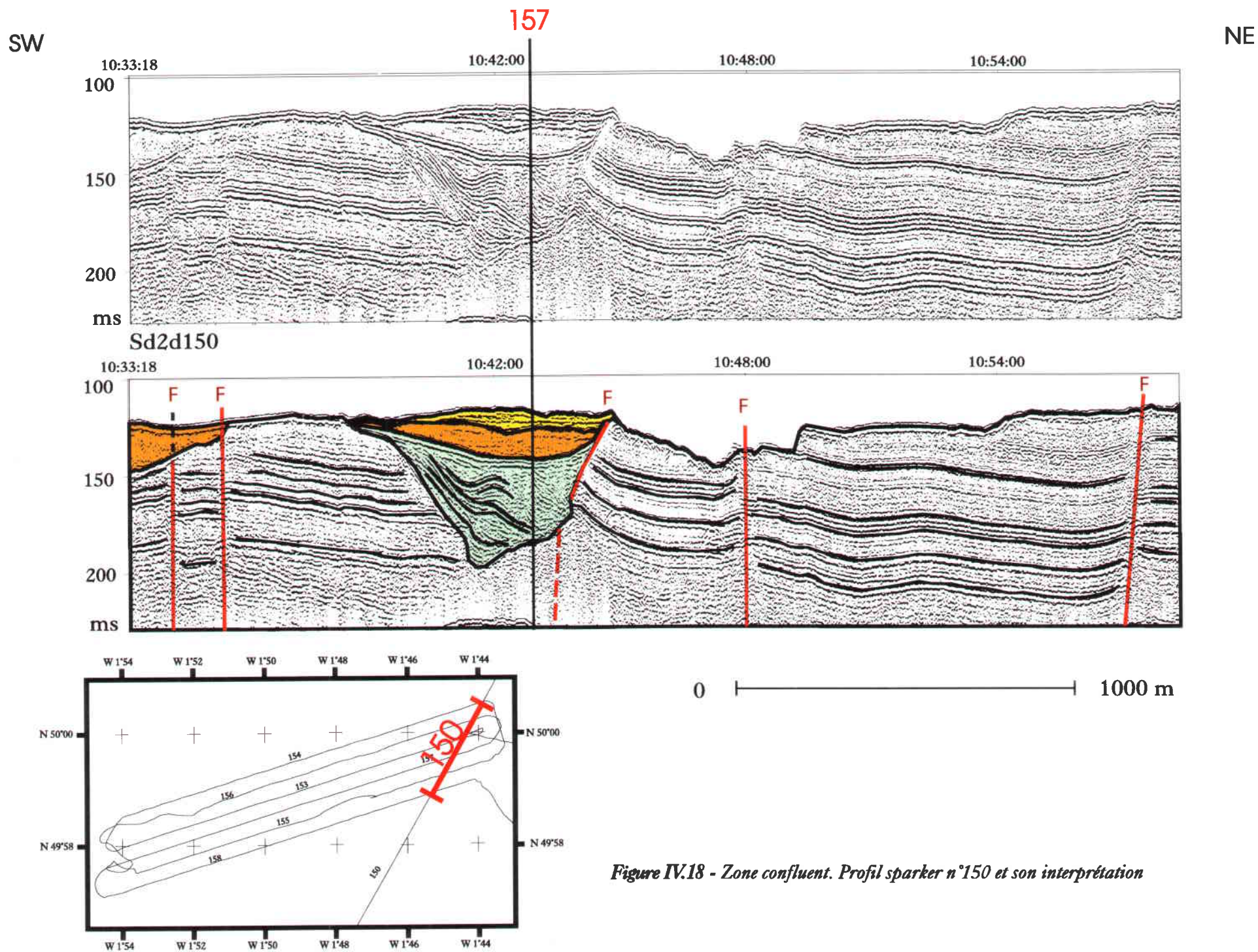


Figure IV.18 - Zone confluent. Profil sparker n°150 et son interprétation



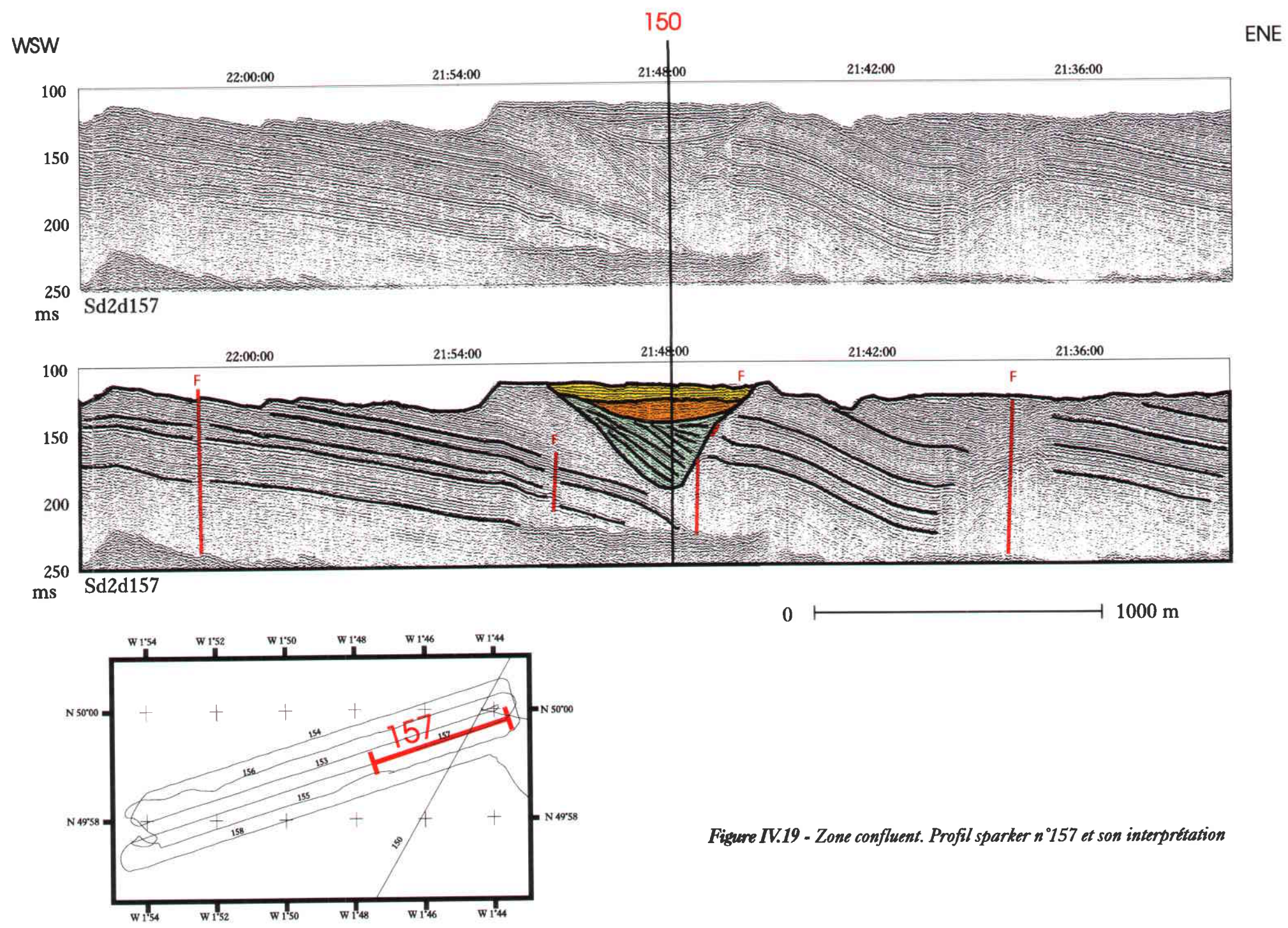
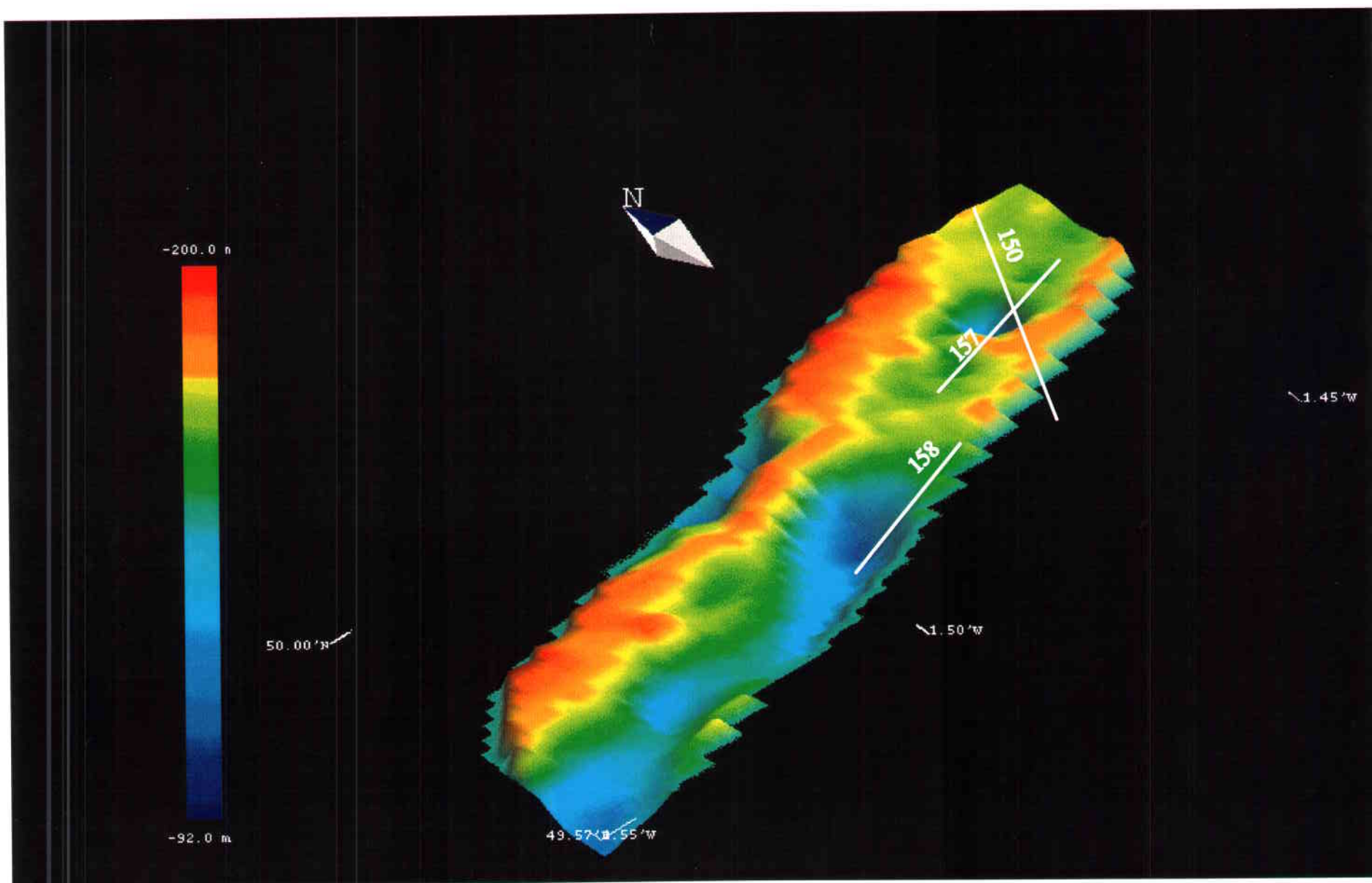


Figure IV.19 - Zone confluent. Profil sparker n°157 et son interprétation



*Figure IV.20 - Bloc diagramme des isochrones du socle de la zone CONFLUENT obtenu à partir du MNT interpolé des données de sismique THR*

#### IV-1.2.4 Discussion

La zone CONFLUENT (Fig. IV.2) se trouve à la confluence de la paléovallée septentrionale dépourvue de nappes alluviales (Auffret et al., 1980) et du confluent des paléovallées de la Seine et de la Somme.

L'étude morpho-bathymétrique met en évidence une succession de creusements limités par des seuils qui suivent les directions principales connues en Manche. Le système est en érosion et ne semble pas avoir de cohérence au niveau hydrographique. Ce type de morphologie est décrit sous climat périglaciaire. La réflexivité du substratum (terrains calcaires) est identique à celle des remplissages sédimentaires des vallées. Cela peut s'interpréter par le fait que les sédiments de remplissage sont déjà compactés et donc d'un âge ante-weichselien.

L'analyse stratigraphique des profils sismiques de la partie Sud de la zone nous permet de considérer les variations du profil d'équilibre en fonction des modifications nécessaires du niveau de base. Le taux de préservation (Fig. IV.16) montre que l'incision majeure  $RS_c1$  est associée à une chute du niveau de base. Le système fluvial réajuste son profil autour du niveau de base lors de la mise en place de  $S_c1$ , ce qui se traduit par une succession de pulsations érosion/remplissage. On note une importante phase de préservation de la sédimentation  $S_c2$  qui traduirait une remontée du niveau de base entre  $S_c1$  et  $S_c2$ .

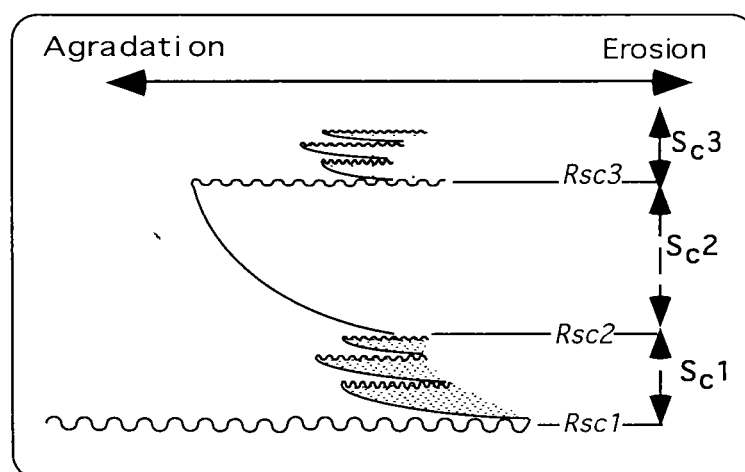


Figure IV.16 - Taux de préservation/érosion des séquences reconnues sur la zone CONFLUENT

La forme de l'actuelle paléovallée sur cette zone présente des caractéristiques de vallée périglaciaire avec principalement, l'absence de remplissage sédimentaire et ensuite, la présence de dépressions qui correspondraient à celles rencontrées dans les écoulements de fleuves en régime périglaciaire (cf. III-2.5).

La dépression mise en évidence (N50°, W1°44) sur le bloc diagramme issu du MNT interprété de la sismique et représentant la morphologie du substratum (Fig. IV.20) se trouve au croisement de 2 profils quasiment perpendiculaires: le profil 150 (Fig. IV.18) et le profil 157 (Fig. IV.19). Elle a la même morphologie sur ces deux profils. Cette dépression, qui dans un premier temps pouvait être interprétée comme un chenal, correspond à une cuvette. Cette interprétation morphologique est confirmée par la carte bathymétrique qui présente un haut fond circulaire à l'emplacement du croisement des 2 profils (Fig. IV.14a & IV.15). La dépression est constituée d'un matériel suffisamment compacté pour avoir échappé à l'érosion, l'eau ayant érodé préférentiellement le calcaire plutôt que le remplissage de la cuvette déjà compacté.

Lors des crues de dégel, le débit du fleuve est abondant et le transport de la charge se fait facilement, le remblaiement ne s'effectue alors que sur des pentes anormalement faibles ou dans des lacs dus à des contre-pentes. Le fleuve charrie au moment de la débâcle des radeaux de glace, pouvant stagner et faciliter l'érosion du calcaire sous-jacent par gélivation, il se forme alors des dépressions qui résultent du glissement et de l'effondrement du sol lors du dégel de la glace du sous-sol (Murton, 1996). Leur origine serait due à un point d'absorption de l'eau, puisque l'eau de la dépression fermée ne s'écoulerait que vers la profondeur. La roche peut se tasser, élargissant peu à peu la dépression, ou sans se tasser, se décomposer assez vite pour que la dépression se forme par recul des parois.

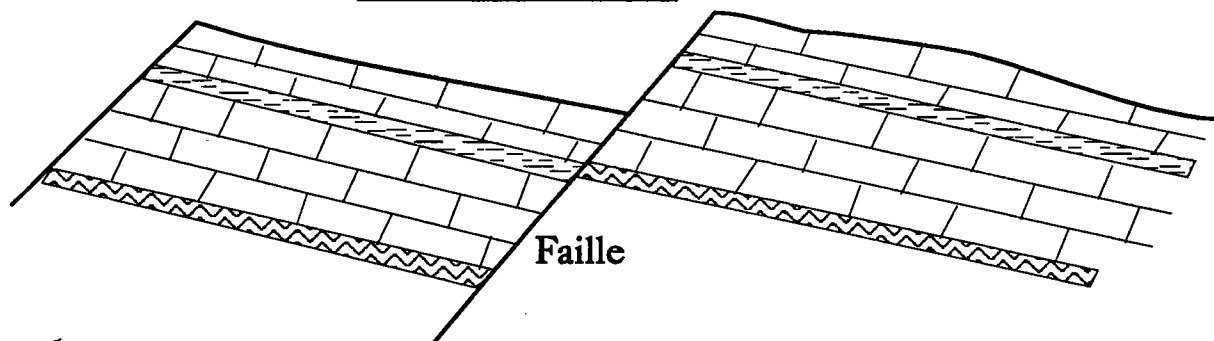
Nous interprétons ces dépressions perchées comme les dépressions appelées thermokarst (cf. III-2.5). Celles-ci sont associées à une faille délimitant une "cuesta". Sous l'action du gel et du vent en régime périglaciaire, le sol gelé craque, l'humidité remplit les fissures de la faille, la glace s'accroît d'année en année et agrandit la fissure. Associée à ce mécanisme se superpose l'érosion du versant d'une façon relativement analogue à la formation d'une "boulbène" (Fig. III.11, p.84), jusqu'à sa disparition. La dépression s'accentue par cryokarstification. La séquence de base présentant des réflecteurs agrandants correspond au résidu de dégradation et de solifluxion, alors que cette zone (cf. alass, § III-2.3) recouverte de glace en hiver devient une cuvette, cette fois peu profonde. A la fonte suivante, se forme un petit lac. La seconde séquence dont le faciès sismique est de faible énergie répond bien aux critères des dépôts de faible énergie dans un lac (Fig. IV.21).

#### **IV-1.2.5 Conclusion**

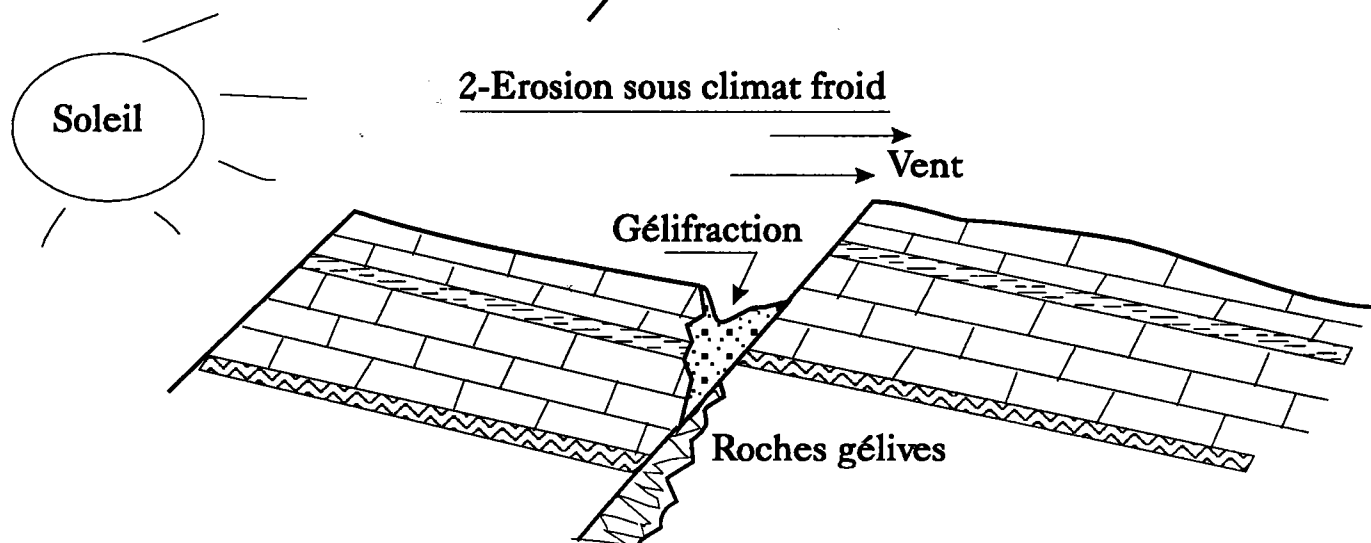
La morphologie actuelle du creusement ne correspond pas à un système hydrologique normal et présente des anomalies hypsométriques. La création de cette succession de creux limités par des seuils fait intervenir des paramètres autres que le réajustement autour du niveau de base. Tout changement de climat modifie le débit et la charge, si bien que le rapport charge/débit a des chances de se modifier également. De même, les profils d'équilibre n'ont pas la même allure sous tous les climats. Il en résulte que des encaissements et des remblaiements successifs peuvent se produire le long du profil d'un même cours d'eau.



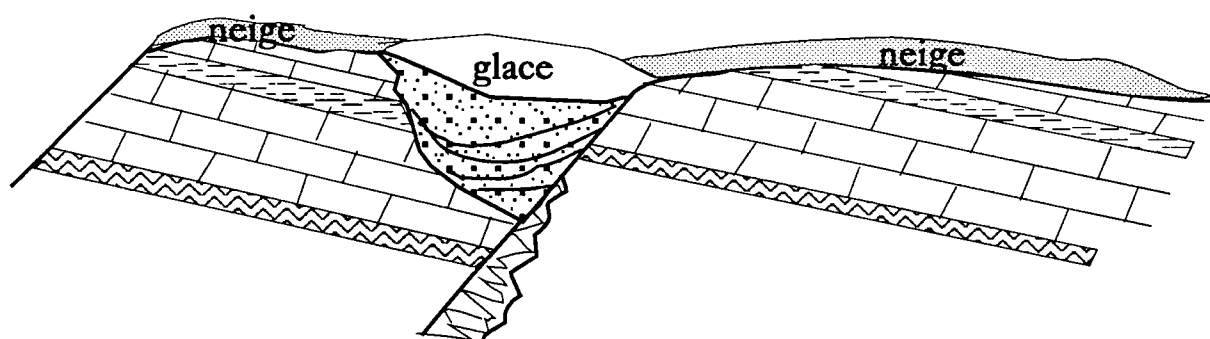
### 1-Reliefs en cuestas



### 2-Erosion sous climat froid



### 3-Ecoulement du cours d'eau, gelé en hiver



### 4-Création d'un petit lac, et dépôt de fonte

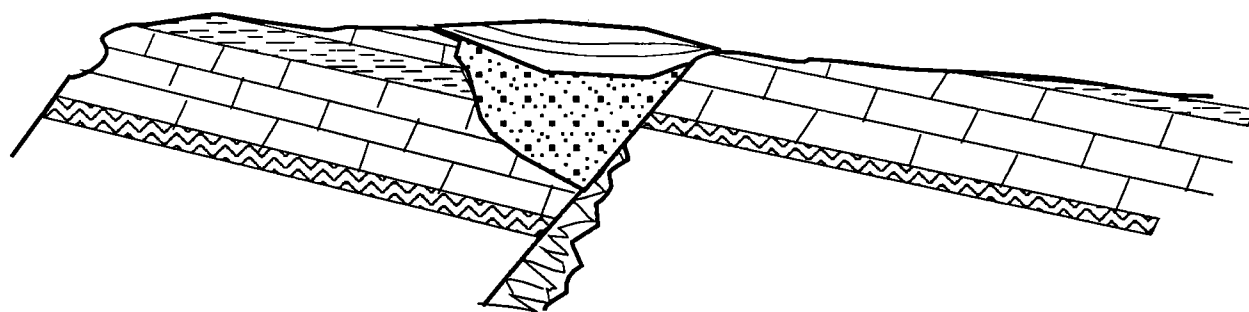


Figure IV.21 - Schéma explicatif de la formation des thermokarsts de la zone

L'axe principal du creusement suit une direction générale N65°, direction des structures de la Manche occidentale. Les seuils sont plutôt de direction NS, il faut remarquer, cependant, les formes en virgule qui semble correspondre à l'addition des deux directions de contrainte N90° et N65°. La paléomorphologie au toit du substratum souligne une dépression au Nord-Est de la zone. La paléovallée ne se trouve pas du tout corrélée avec le nouveau tracé, elle n'apparaît que légèrement au Sud de notre zone. Cette paléovallée est creusée dans un substratum secondaire dont les réflecteurs internes présentent un faible pendage. La première phase de creusement entaille largement le substratum et laisse une large vallée qui se comble progressivement par un ensemble présentant des phases d'érosion/remplissage successives (S<sub>C</sub>1). On retrouve ensuite une forte tendance à l'alluvionnement (S<sub>C</sub>2) et une phase d'incision (S<sub>C</sub>3) caractérisée par de petits chenaux, de plus en plus étroits vers le haut de la séquence. Les nappes s'emboîtent les unes dans les autres en série stratigraphique normale, mais nous ne disposons d'aucune donnée chronologique précise.

Nous avons eu la chance de disposer de profils perpendiculaires au droit de la dépression interprétée comme un thermokarst. Ce qui montre l'importance de la 3D, en 2 dimensions, cette dépression aurait été interprétée comme une structure chenalante à caractère méandriforme.

#### **IV-1.3 Conclusion sur la morphologie du creusement en Manche centrale**

La paléo-Seine supérieure, ou paléo-Seine au sens strict, située en Baie de Seine, a comme limite aval le méridien W1° et se termine dans la Fosse du Cotentin (Quesney, 1983) (Fig. IV.2).

De l'estuaire actuel de la Seine à l'Est de la Pointe du Cotentin (Barfleur) (Fig. IV.1), la paléo-Seine a une direction générale SE-NW (Alduc et al., 1979; Auffret & Larsonneur, 1971; Larsonneur & Walker, 1982). Son tracé est conservé dans la bathymétrie actuelle, mais le couloir dessiné par les isobathes sur les cartes marines ne correspond qu'à la partie méridionale de l'ancien talweg enfoui au Nord sous les alluvions. En amont, à l'approche du Havre, son tracé disparaît sous le banc de Seine et sous les sédiments flandriens du complexe estuarien de la Seine (Auffret & Larsonneur, 1971). La paléo-Seine présente un tracé rectiligne avec un creusement régulier. Les cotes atteintes au toit du bedrock sont de -30 m au niveau du Havre, -50 m à W0,30°, -60 m à W0,50°, ce qui correspond à une pente moyenne de 0,4 ‰ (Auffret J.P. & Larsonneur C., 1971). Au NE de Barfleur, le profil longitudinal de la paléo-Seine n'est plus régulièrement incliné: un surcreusement de 30 m est observé (Alduc D., 1979).

Depuis l'estuaire actuel, la paléo-Seine recoupe successivement les assises du Crétacé Supérieur, de l'Apto-Albien et du Jurassique Supérieur. A W0,20°, la paléovallée devient subséquente sur les marnes du Callovo-Oxfordien (Auffret et al., 1977). Au Nord-Est de Barfleur, la paléo-Seine se rétrécit à son passage dans la craie, puis son lit s'enfonce nettement en s'élargissant dans les marnes bathoniennes. Au Nord du Cotentin, sa direction E-W coïncide avec les accidents

importants (N90°, structuration hercynienne) sensiblement parallèles à la côte. Le lit fluvial est unique, limité par deux berges bien marquées de forme concave. L'amplitude de la berge Sud est plus forte que celle de la berge Nord, le profil transversal est dissymétrique. Le fond est plat ou légèrement en berceau et le talweg se marque par une ligne de plus grande pente en position médiane dans la vallée (Alduc, 1979).

Les données de la campagne SEDIMANCHE2 montrent que la paléovallée de la Seine s'est creusée dans un substratum secondaire dont les réflecteurs internes présentent un faible pendage. La zone SAMDI présente des anomalies hypsométriques, que ce soit pour la morphologie actuelle, ou pour la morphologie du toit du substratum. Chacune présente une reprise de l'incision en aval du système de drainage de la Seine et de la Somme. Nous savons que la Seine et la Somme incisent jusqu'au littoral actuel (Alduc, 1979; Lautridou et al., 1986, Lefebvre et al., 1994) et que cette incision est marquée dans la bathymétrie jusqu'à W1° (Quesney, 1983). Sur la zone SAMDI nous constatons une zone de replat sans incision, ni alluvionnement, cette zone correspondrait à une zone de transit, alors que la reprise de l'incision à W1°15' correspondrait à une chute du niveau de base en aval du système au niveau de l'isobathe -50 m.

Le remplissage sédimentaire des paléovallées se présente sous forme de nappes qui s'emboîtent les unes dans les autres en série stratigraphique normale. La phase d'incision à l'origine du creusement entaille largement le substratum et laisse une large vallée qui après une phase de pulsations incision/remplissage, se comble progressivement par deux phases d'alluvionnement sur la zone SAMDI et une phase sur la zone CONFLUENT. Ensuite une seconde phase d'incision se met en place et de nouveaux chenaux plus étroits se creusent et se combent. La paléovallée de la Seine arrive à la confluence de la paléovallée septentrionale qui est dépourvue de remplissage sédimentaire. Cette dernière paléovallée, dont le caractère périglaciaire est confirmé par la présence d'une dépression interprétée comme un thermokarst, aurait drainé le glacier elsterien de la mer du Nord (Gibbard, 1995). Cette vallée se serait initialement mise en place lors de la rupture du barrage Weald-Artois (Smith, 1985) qui devait limiter au Sud le lac proglaciaire elsterien.

## **IV-2 RELATION MANCHE CENTRALE, MANCHE OUEST**

La limite entre la Manche occidentale et la Manche centrale est définie par la ligne Start-Point/Cotentin (Fig. I.4, § I-1, p.11). Cette limite structurale (?), peut surtout être considérée comme la ligne de rivage moyenne approximative de la plupart des bas niveaux marins plio-quaternaires de la Manche (Larsonneur, 1971, Hamilton, 1979), exception faite bien entendu des fortes régressions (stades isotopiques 22, 16, 10, 6, 2), où les chutes dépassent 100 m (cf. Tabl. I.3, p. 21). L'épisode tectonique important le plus récent connu en Manche se situe à la limite Cromérien, Elstérien ( $\approx 450$  ka) (Debrand-Plassard et al., 1992), la subsidence n'est présente qu'au niveau des bassins (cf. § I-1) et les niveaux marins les plus hauts (stades 11 et 9) ont été relevés à une altitude de +35 m (Pinot, 1966), ce qui confirme qu'au cours du Quaternaire et en particulier au Pleistocène Inférieur, la ligne de rivage approximative devait bien se situer en Manche Ouest entre les lignes Tregor/Cornouailles et Start-Point/Cotentin.

L'ensemble des paléovallées de la Manche centrale - paléovallée septentrionale, paléo-Somme et paléo-Seine - se regroupe au Nord-Ouest du Cotentin pour se prolonger par la Fosse Centrale de la Manche (Fig. IV.1). Le début de la Fosse Centrale se situe au NNW de la Hague, entre les parallèles N49°50' et N50°. Elle apparaît nettement sur les cartes marines, par le dessin d'un couloir limité par l'isobathe -70 m. Au niveau du méridien W2°, la fosse est large de 15 km et est profonde de 95 m. En aval du méridien W2°, la Fosse Centrale s'abaisse régulièrement (pente 0,3 %) pour atteindre -175 m, cote maximale de la fosse au niveau du méridien W2°15'. Ensuite vers l'Ouest, les fonds se relèvent assez brutalement et atteignent la cote -110 m. A partir de W2°30', et jusqu'au méridien W3°50', les profondeurs ne dépassent pas en moyenne -110 m, mais le profil longitudinal n'est pas régulier et présente des zones surcreusées et des points surélevés (cartes marines SHOM, et Quesney, 1983).

### **IV-2.1 La Relation Paléovallées Orientales, Fosse Centrale**

#### **IV-2.1.1 Bathymétrie et Paléomorphologie**

A l'Ouest des zones étudiées au paragraphe IV-1, et à l'Est des zones étudiées au paragraphe IV-2.2, nous ne disposons pas de nouvelles données, excepté le profil de liaison. Afin de faire le lien entre les vallées orientales et la Fosse Centrale, nous utilisons ici, le travail de synthèse d' A. Quesney (1983) corrélé au profil de liaison de la mission SEDIMANCHE 2.

La partie Est de la Fosse Centrale est creusée dans des terrains d'âge Jurassique et Crétacé Supérieur (Fig. I.4, § I-1). Elle est conforme à la structure générale, c'est-à-dire qu'elle est grossièrement orientée N60°(direction cadomienne). Le Bathonien (faciès marneux) représente le substrat principal sur lequel la fosse est installée. Les formations liasiques sous-jacentes sont également représentées, par des marnes, plus rarement par des argiles et des calcaires. Le Crétacé Supérieur est essentiellement crayeux. Les assises les plus tendres, plus facilement érodables, sont les marnes jurassiques.



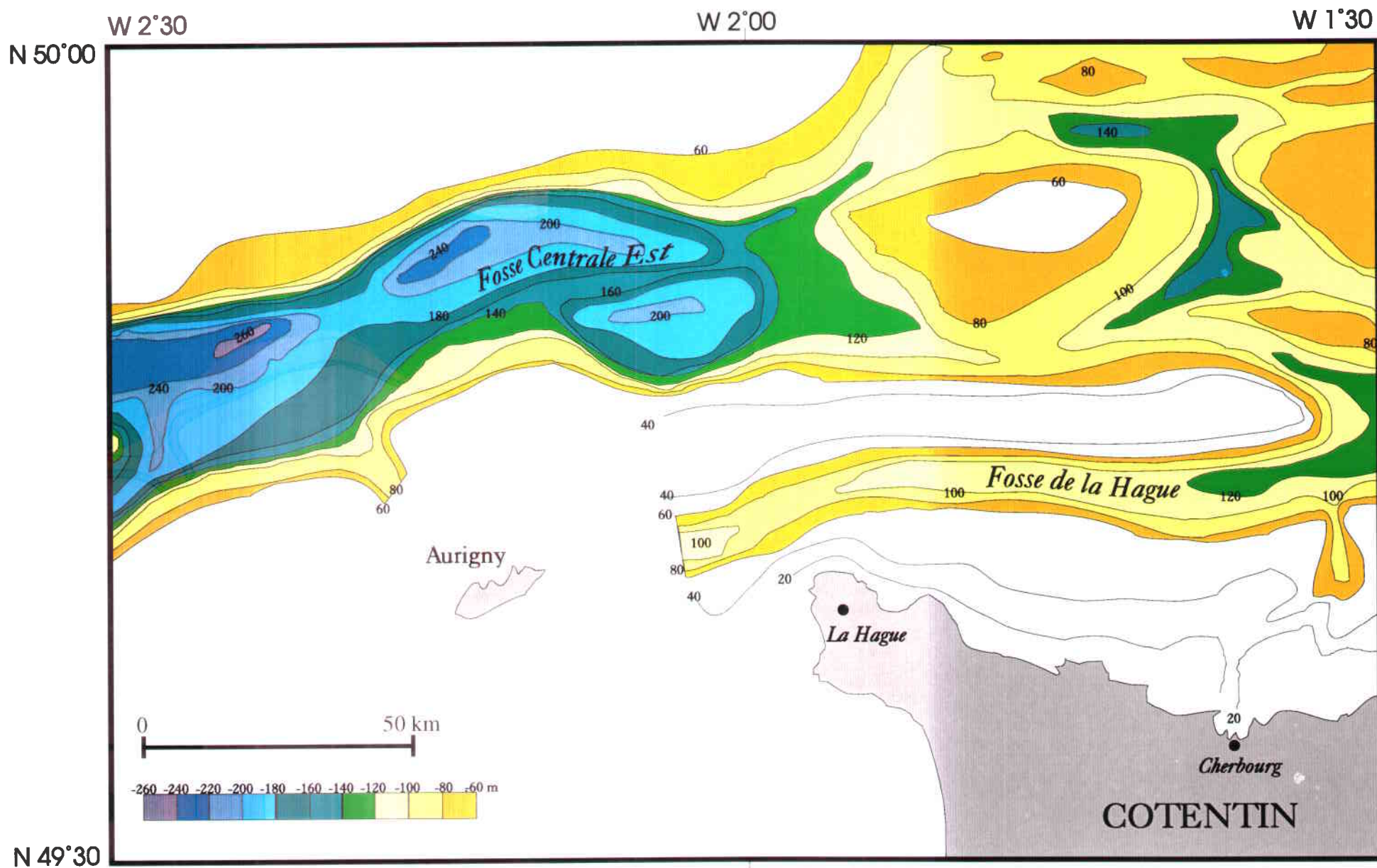


Figure IV.22 - Bathymétrie au toit du substratum de la Fosse Centrale orientale  
synthèse à partir des travaux d'A. Quesney (1983)

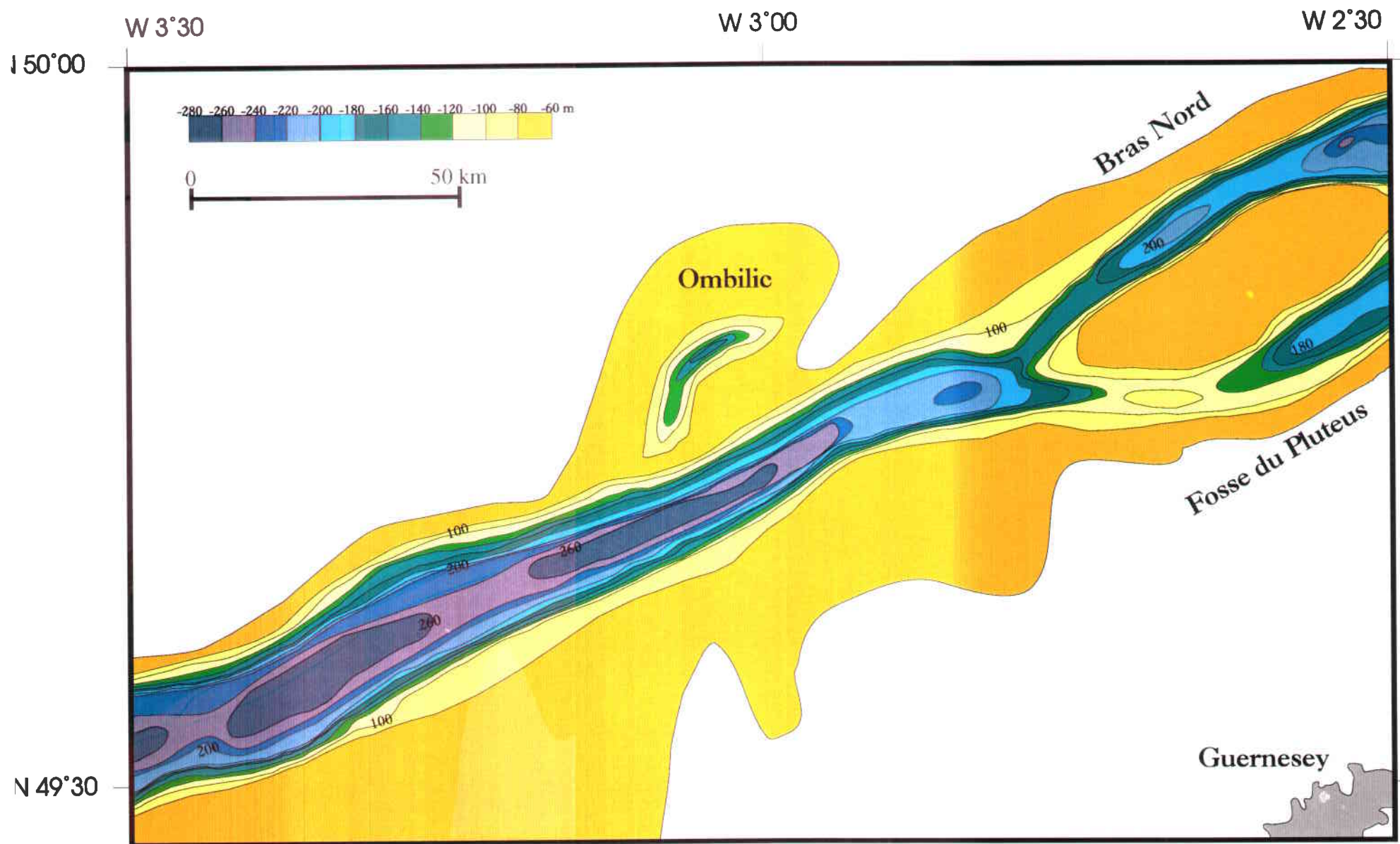


Figure IV.23 - Bathymétrie au toit du substratum de la Fosse Centrale médiane  
synthèse à partir des travaux d'A. Quesney (1983)

Le substratum descend brutalement au Nord du massif de Barfleur avec des zones importantes de surcreusement au niveau de la Fosse du Cotentin (-140 m). A l'aplomb de Cherbourg, les cotes au toit du bedrock se relèvent pour de nouveau s'abaisser sur le méridien de la Hague, d'une part vers l'axe de la Fosse Centrale (-140 m), d'autre part vers la Fosse de la Hague (-110 m) (Fig. IV.22).

Au Nord d'Aurigny, au niveau de la Fosse Centrale Est, deux ombilics, de direction sensiblement E-W, se sont surcreusés jusqu'à des cotes de -240 m au Nord, -220 m au Sud (Fig. IV.22). Plus en aval, le surcreusement Nord s'approfondit pour atteindre -260 m, point le plus bas de cette zone. La profondeur de l'ombilic Sud se stabilise avec des amplitudes de creusement plus faibles (-180 m) sur le méridien W2°30' ; à ce niveau la largeur de la fosse est d'environ 14 km.

Jusqu'à W2°30', la rive gauche est exclusivement creusée dans le Bathonien. Le profil en travers est irrégulier, les berges sont dissymétriques. La berge Nord, plus abrupte, est souvent limitée par un relief de faille. La berge Sud, beaucoup plus douce, est plus développée. Le contact faillé entre le Maestrichtien crayeux et le Lias marneux se réalise vers W2°20' au niveau de la berge Sud (Lefort, 1975). Le passage sur la craie se marque par une modification relativement sensible de la morphologie de la fosse, sa largeur a légèrement augmenté mais la fosse est plus profondément creusée dans les marnes jurassiques (-230 m) que dans le Maestrichtien crayeux (-120 m).

Le fond de la fosse est irrégulier, le chenal de surcreusement n'occupe pas sa partie médiane mais se trouve légèrement déporté vers le Nord. Les deux berges sont au même niveau topographique.

#### IV-2.1.2 Remplissage alluvial

La zone de confluence des paléovallées située au Nord du Cotentin se caractérise par un nombre important de phases de remplissage. L'épaisseur des séquences peut atteindre 70 m et se divise en plusieurs nappes superposées : 6 dans la Fosse Centrale orientale, 5 dans la Fosse de la Hague (Alduc, 1979). Plus en aval, le remplissage s'épaissit encore pour atteindre une centaine de mètres ; il n'est pas homogène et 4 phases ont été reconnues (Quesney, 1983). La séquence inférieure a une épaisseur moyenne de 40 m. Les nappes suivantes ont des épaisseurs assez variables, et présentent des traces d'érosion. Parfois, la dernière nappe déborde largement sur la berge Sud-Est, elle se trouve alors au même niveau topographique que la plaine adjacente.

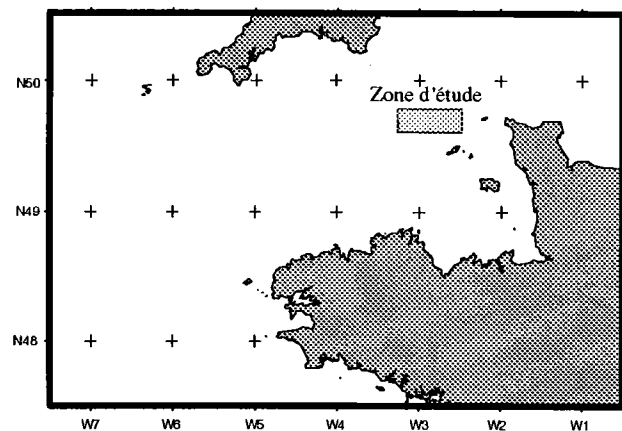
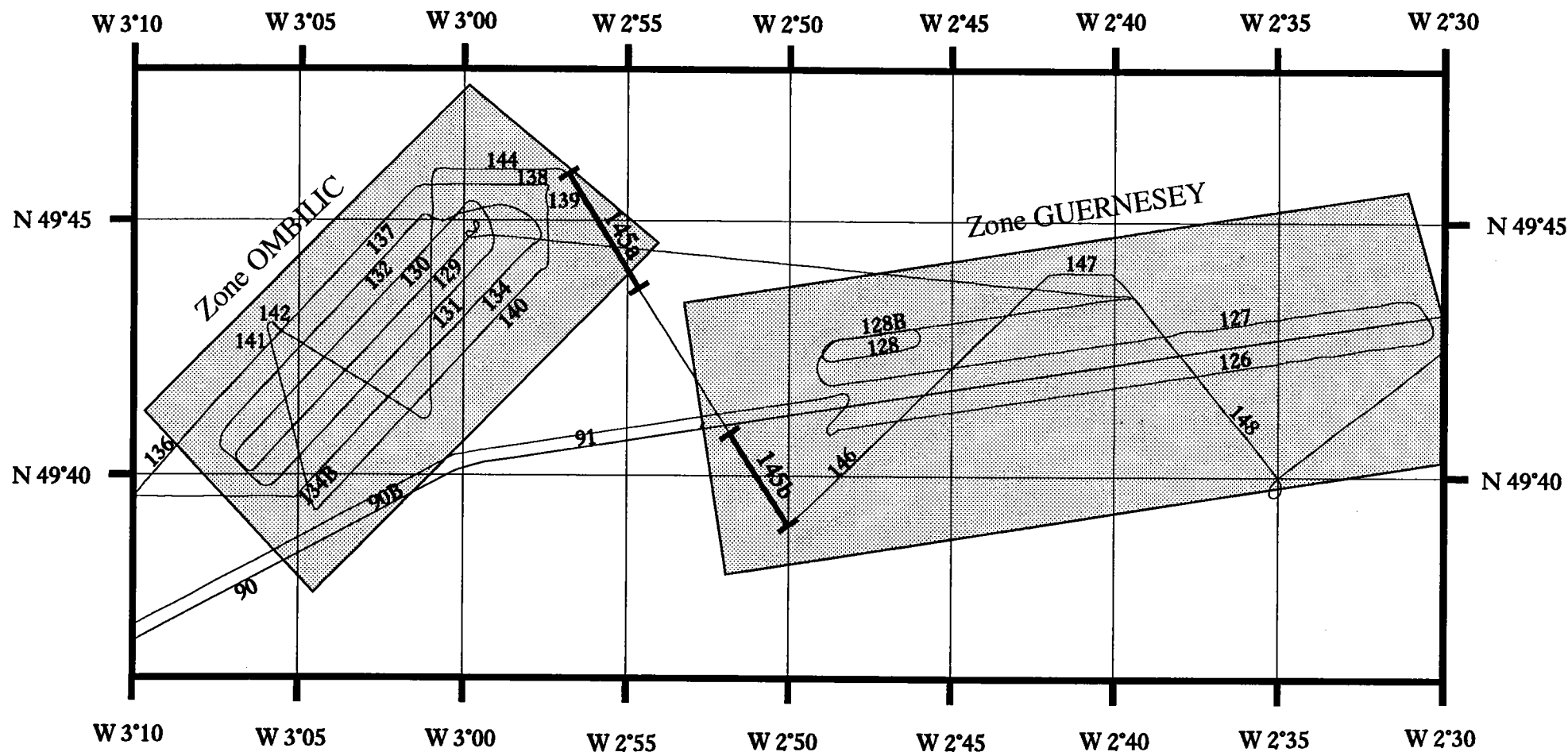


Figure IV.24 - Plan de position des profils des zones GUERNESEY et OMBILIC

## IV-2.2 Les Zones Guernesey et Ombilic

### IV-2.2.1 Morphologie et bathymétrie

Encore plus à l'Ouest, la Fosse Centrale orientale se sépare de nouveau en deux bras, un bras Nord et un bras Sud, séparés par un seuil médian dessiné par la courbe -70 m (isobathe au toit du substratum) (Fig. IV.23). Dans le bras Nord, qui correspond à la Fosse Centrale proprement dite, les amplitudes de creusement sont assez fortes (-200 m), la fosse est alors très étroite (3,7 km). Le bras Nord est exclusivement creusée dans le Bathonien. A cet endroit, la fosse présente un profil en travers relativement régulier avec deux berges escarpées et bien marquées au toit du bedrock (Quesney, 1983). Très souvent les versants correspondent à des abrupts de failles. La rive gauche suit le contact Jurassique-Crétacé, alors que le tracé de la rive droite située dans le Jurassique Moyen coïncide plutôt avec des failles qui se rattachent à l'accident majeur Aurigny-Ouessant. Le bras Sud, en moyenne plus large et moins encaissé (-180 m), correspond à la Fosse du Pluteus décrite par Boillot (1963). Cette fosse apparaît très peu dans la bathymétrie actuelle, étant presque entièrement comblée, le toit de son remblaiement est en concordance quasi parfaite avec la surface de la plaine adjacente. Cette fosse est en grande partie installée dans le Crétacé Supérieur crayeux. L'amplitude du creusement est plus faible que dans le Jurassique de nature marneuse, donc plus sensible aux agents d'érosion. Les berges ne sont pas rigoureusement symétriques, le versant Nord étant plus abrupt.

En dehors de la Fosse Centrale le fond est nivelé entre 70 et 80 m de profondeur, à l'exception de la Fosse du Pluteus profonde de 85 m et des dunes les plus importantes qui culminent à la cote bathymétrique de 55 m. Les dunes sont uniquement présentes sur la zone OMBILIC (Fig. IV.24), visibles aussi bien sur la mosaïque EM1000 que sur les profils sismiques. Leur forme en barkhanes indiquerait un transit sédimentaire vers le N240° (WSW). Ces dunes n'apparaissent marquées que sur les unités géologiques les plus récentes. Des traînées sableuses orientées N45° à N60° apparaissent en bordure de la Fosse Centrale et de la Fosse Pluteus. Sur la zone OMBILIC un alignement remarquable de dunes et de traînées sableuses, orienté N63°, souligne une faille qui marque la bordure Sud du socle Permo-Trias/Jurassique. Cette faille, qui n'est pas exprimée en surface, n'est pas visible sur tous les profils sismiques. Vers W2°50', les deux bras se retrouvent en confluence. Cette nouvelle jonction se traduit par un approfondissement du talweg principal qui occupe la partie médiane de la dépression. La profondeur du talweg est alors de -260 m (l'amplitude du creusement par rapport à la plaine adjacente est de -180 m environ). Le creusement devient régulier jusqu'au méridien W3°30'. Après la confluence des deux dépressions, le tracé de la Fosse Centrale est adapté à la lithostructure, elle s'établit préférentiellement sur les marnes bathoniennes. La fosse se caractérise alors par un profil en travers irrégulier avec des berges dissymétriques. La berge Sud, très abrupte, limitée par un relief de faille est nettement surcreusée dans le Bathonien par rapport à la berge Nord qui est façonnée en partie dans le Crétacé Supérieur.



Le fond de la fosse est irrégulier et se décompose en deux encoches principales. Plus en aval, le modelé au toit du bedrock est plus régulier, les berges, relativement symétriques, sont abruptes, limitant un chenal unique.

#### **IV-2.2.2 Nature du substratum et tectonique**

D'après la carte géologique au 1/250 000<sup>ème</sup> du BGS (feuille Guernesey, Taylor et al., 1980), les unités géologiques reconnues sur les zones OMBILIC et GUERNESEY sont les suivantes : Permo-Trias, Jurassique Inférieur, Crétacé Supérieur et Plio-Pléistocène. Seule la zone GUERNESEY se situe sur l'axe de la Fosse Centrale actuelle. La carte géologique a été réalisée sur la base des profils sismiques des campagnes réalisées entre 1966 et 1981 (cf. § II-1.1) et des prélèvements (Boillot, 1964; Andreieff et al., 1975; Curry, 1975 et 1989), référencés dans la base de données du BRGM.

Le Crétacé Supérieur affleure largement dans la zone GUERNESEY et apparaît assez peu dans la zone OMBILIC. Cette dernière est dominée par les affleurements de Permo-Trias et de Jurassique. Le Permo-Trias n'apparaît que dans la zone OMBILIC. Il est facilement reconnaissable par ses réflecteurs parallèles très énergiques ; ces réflecteurs sont pentés et souvent décalés par des failles (profil 145a, Fig. IV.25). Le Jurassique Inférieur, toujours dans la zone OMBILIC, est concordant sur le Permo-Trias et présente le même faciès sismique. Il est difficile sur ces profils de distinguer le Jurassique Inférieur du Jurassique Supérieur. Le Jurassique est très déformé, faillé et souvent plissé (profils 145b, Fig. IV.26). Il affleure principalement dans la zone OMBILIC sous forme de talus limitant les vallées. La vallée, ou plutôt, la grande dépression de la zone OMBILIC est limitée au Nord par une faille de direction N65°, qui limite le Jurassique Supérieur du Permo-Trias.

Dans la zone GUERNESEY, le Jurassique se trouve plus en profondeur (au niveau du multiple, à la limite d'acquisition du Sparker). Apparemment il n'y a pas de Crétacé Inférieur dans la zone d'étude. Le Crétacé Supérieur, composé pour l'essentiel de craie, se reconnaît par des réflecteurs parallèles à faible énergie soulignés à intervalles réguliers par 3 ou 4 réflecteurs plus puissants (profils 145a et b, Fig. IV.25 et IV.26) ; de plus, il est légèrement plissé. Il n'y a pas de discordance angulaire entre le Crétacé Supérieur et le Jurassique mais parfois ces formations sont séparées par failles. La Fosse est limitée au Nord et au Sud par un ensemble de failles au sein du Jurassique également de direction N65°.

Le Plio-Pleistocène repose en discordance sur les autres unités. Il est marqué à sa base par un niveau d'érosion bien exprimé (profils 145a et b, Fig. IV.25 et IV.26). Les réflecteurs sont chaotiques et parfois plissés.



### IV-2.2.3 Stratigraphie du remplissage sédimentaire

Le profil 145 relie la zone OMBILIC et la zone GUERNESEY. La zone GUERNESEY se situe au niveau de la Fosse Centrale. Il n'a pas été possible de corréler le remplissage des deux zones (profil 145 a et b). Par contre, nous avons pu utiliser le profil 90 (non présenté, car de très mauvaise qualité) après traitement, car obtenu lors de conditions météorologiques déplorables (force 8). Celui-ci permet de corréler les séquences de remplissage des profils 89 (Fig. IV.25 et IV.26) et 145 (Fig. IV.27 a à d). Ces séquences sont décrites pour la terminaison Ouest de la Fosse Centrale qui est, du fait du choix de présentation de notre travail, présentée dans le chapitre suivant (§IV.3).

L'analyse stratigraphique des profils sismiques de ces zones est faite en terme de séquence lithostratigraphique (même identité de faciès sismique). En se référant aux prélèvements, réalisés sur les zones OMBILIC et GUERNESEY (source base de données BRGM), Nous avons distingués deux ensembles Qi et Qs (profils 145 a et b, Fig. IV.25 et IV.26).

Sur la zone OMBILIC (Fig. IV.25), la base de la séquence Qi entaille fortement le substratum d'une profondeur voisine de 100 m. Cette incision traduit une forte chute du niveau de base (cf. §III.1). La séquence Qi, présente un faciès sismique relativement homogène, sourd sans contraste d'impédance. Il existe cependant quelques réflecteurs internes marqués, chenalisants. Le faciès sismique de cette séquence est globalement aggradant, les chenaux très larges se trouvent à l'interface entre Qi et Qs. Cette interface est soulignée par un réflecteur marqué de forte impédance acoustique. Une telle séquence n'avait encore pas été rencontrée sur nos zones d'étude. Au-dessus se trouve un ensemble Qs de trois séquences sismiques limitées par des réflecteurs puissants. La première séquence présente des pulsations érosion/remplissage. La seconde est soulignée à la base par un réflecteur de très forte impédance acoustique, très érosif. Cette séquence, dont le faciès sismique est homogène, sourd et sans réflecteur interne correspond à une phase d'aggradation importante. La limite entre la seconde unité de Qs et la troisième est moins nette que la précédente. La troisième séquence présente un faciès sismique intermédiaire entre un faciès en érosion/remplissage et un faciès essentiellement en aggradation. Ce dernier faciès ressemble, par contre à la séquence IS1 de la Fosse Centrale.

Sur la zone GUERNESEY (Fig. IV.26), qui correspond à la Fosse Centrale (partie Est) proprement dite, l'ensemble Qs est nettement séparé de Qi. Qs se corréle avec le remplissage reconnu au niveau de la terminaison occidentale de la fosse. Le substratum jurassique est fortement entaillé par le réflecteur à la base de IS2. La séquence (IS2), de faciès sismique homogène et plutôt transparent, constitue la plus grande partie du remplissage de la fosse, elle présente des réflecteurs progradants qui se terminent en "downlaps" sur les terrains sous-jacents, traduisant un remplissage de l'Est vers l'Ouest (Fig. IV.27d). Elle s'arrête sur les reliefs de faille des hauts du substratum (Fig. IV.26), mais n'est pas affectée par une quelconque activité tectonique. La limite de séquence entre IS2 et IS3 est marquée par un réflecteur puissant et continu. La séquence (IS3), présente des réflecteurs internes globalement discontinus, qui arrivent plus en

"Downlap" qu'en "Onlap" sur le bord Nord de la fosse. La séquence supérieure (IS4) qui caractérise la dernière phase de comblement de la fosse, présente un faciès sismique relativement transparent et est limitée à sa base par un réflecteur continu, bien marqué. Cette séquence repose en biseau (Onlap) sur les bords de la fosse.

#### IV-2.2.4 Discussion

L'épaisseur et la nature du remplissage n'est pas identique entre les 2 zones. L'impossibilité de faire des corrélations entre le remplissage existant dans la zone OMBILIC et celui de la zone GUERNESEY montre que ces deux dépressions ont fonctionné différemment et indépendamment.

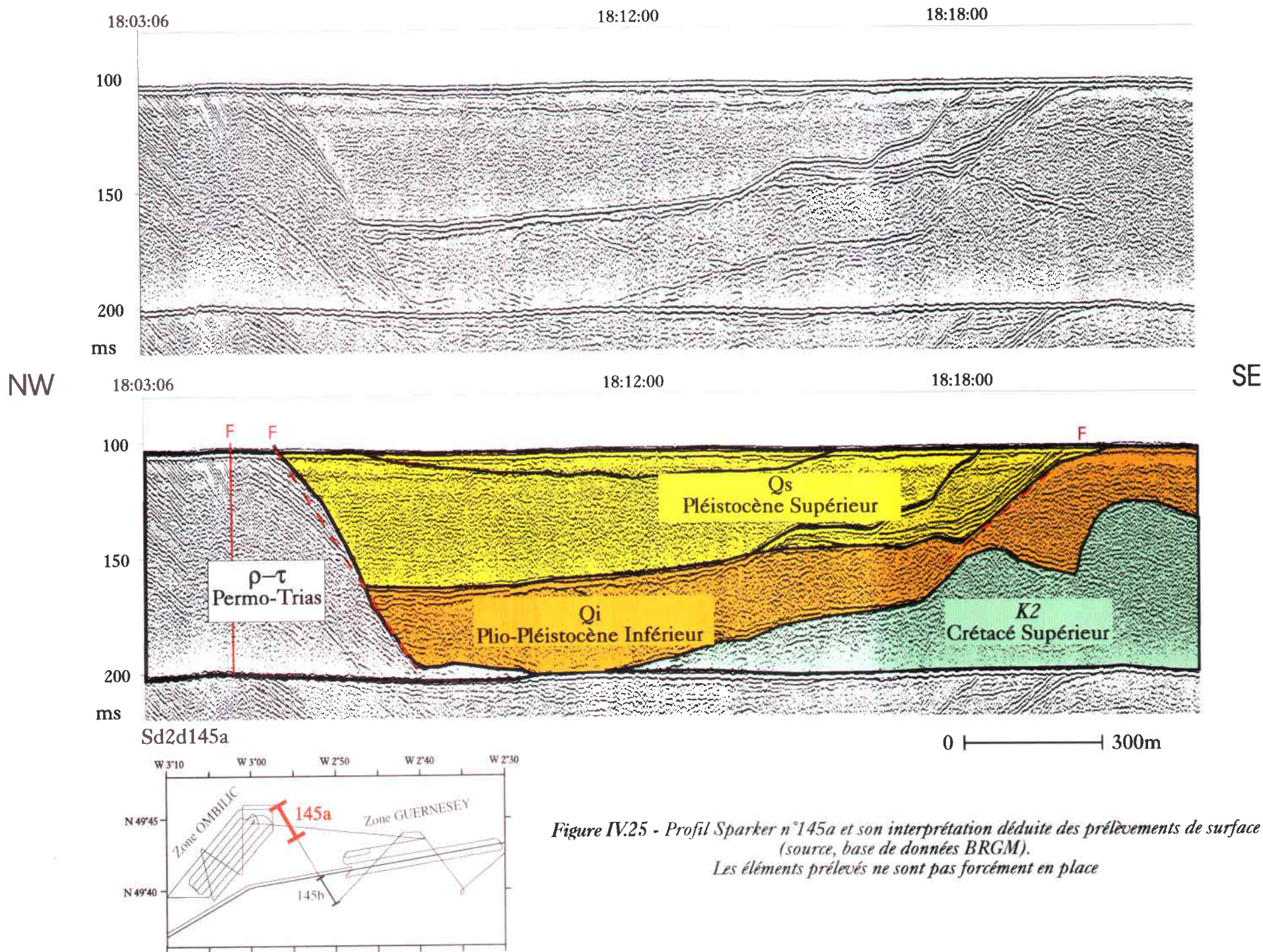
D'après les prélèvements réalisés sur la zone, l'âge du remplissage des dépressions serait effectivement Plio-Quaternaire, avec une limite marquée entre le Pléistocène Inférieur et Supérieur **Qi** et **Qs**. La corrélation de ces données avec la sismique montre que cette limite est surtout visible dans la zone OMBILIC (profils 145 a, Fig. IV.25). Ces prélèvements réalisés par dragage ou carottage de surface ne donnent pas un âge absolu et sont à considérer avec précaution.

Ces deux zones sont contrôlées tectoniquement par des failles dont les directions se rapportent aux phases cadomienne et hercynienne. Le Permo-Trias n'est présent que sur la zone OMBILIC. La nature de la tectonique et la nature du remplissage de cette dépression fermée, laisse penser que celle-ci est déconnectée du fonctionnement du système de drainage de la Manche. Elle correspondrait plutôt à un mini-bassin sédimentaire tertiaire, d'origine tectonique tels ceux décrits dans la première partie (cf. § I.1).

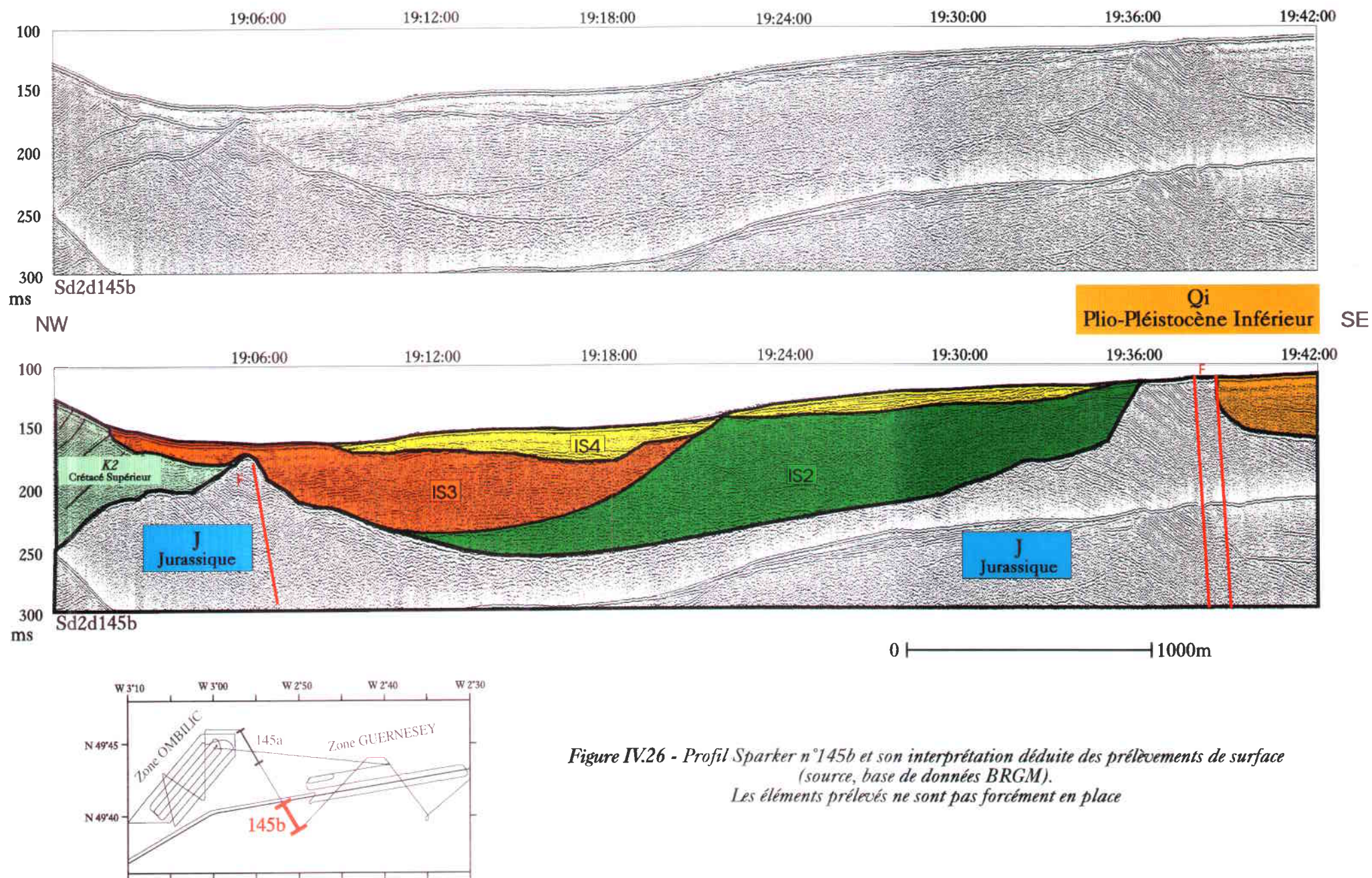
La zone GUERNESEY, correspond à la Fosse Centrale, marquée dans la bathymétrie. Elle est comblée par une succession de nappes qui s'emboîtent les unes dans les autres, leur nombre, fréquemment de quatre, est variable sur toute la longueur de la fosse (Fig. IV.27a, b, c, d).

L'épaisseur du remblaiement peut atteindre 180 m (Quesney, 1983). La disposition en nappes emboîtées est complexe. Les nappes les plus anciennes présentent une surface d'érosion à leur toit qui est suivie d'un colmatage par des épandages plus récents. Le profil sismique en long (profil 89, Fig. IV.27a, b, c et d) montre qu'il n'existe pas de continuité longitudinale des nappes: on observe des terminaisons de nappes, celles-ci présentant des progradations internes vers l'Ouest. Il était alors très difficile de corréler les nappes entre elles à partir des seuls profils transversaux comme l'avait essayé A. Quesney (1983), entraînant ainsi parfois des corrélations d'IS3 avec IS1 ou IS2 (Fig. IV.27a, b, c et d).

Le remplissage sédimentaire n'est pas homogène, il se décompose en nappes limitées par des surfaces d'érosion. Parfois le faciès acoustique des séquences de remplissage est sourd et ne présente pas de réflecteurs internes majeurs.







On note sur le profil de liaison (profil 89) des réflecteurs en "downlap" (Fig. IV.27a et d) progradants vers l'Ouest dans les nappes successives. Cette configuration traduit un remplissage d'Est vers l'Ouest de la fosse, de forme deltaïque et laisse penser au remplissage d'un lac exutoire, la disposition spatiale des nappes dépendant alors de l'emplacement de la ligne de rivage.

A l'Ouest de la zone GUERNESEY, l'épaisseur des séquences augmente (profil 89, Fig. IV.27a à d). Les séquences supérieures débordent largement sur celles plus profondes. La Fosse Centrale actuelle se dessine dans les deux dernières unités de remplissage. Comme nous venons de le voir, le problème de la corrélation des nappes de dépôt le long de la Fosse Centrale est délicat. Il n'existait pas avant la mission SEDIMANCHE 2 de profils longitudinaux le long de la fosse, c'est pourquoi il existe de nombreuses interprétations, comme celle d'Hamilton & Smith (1972) qui estimait que les nappes étaient de forme lenticulaire sans véritable continuité géographique, ou à l'opposé celle d'A. Quesney (1983) qui avait essayé de retrouver une continuité dans le remplissage de la fosse. A. Quesney (1983) a vu une similitude de faciès sismique entre les profils en travers qu'elle a étudiés et a corrélé les nappes entre elles. Effectivement, il y a similitude des caractères sismiques des différentes unités de remplissage progradantes. Mais ces nappes ne sont pas toujours les mêmes et leur extension vers l'Ouest est liée à la profondeur de la fosse et à la position de la ligne de rivage lors du dépôt de celles-ci en période de bas niveau.





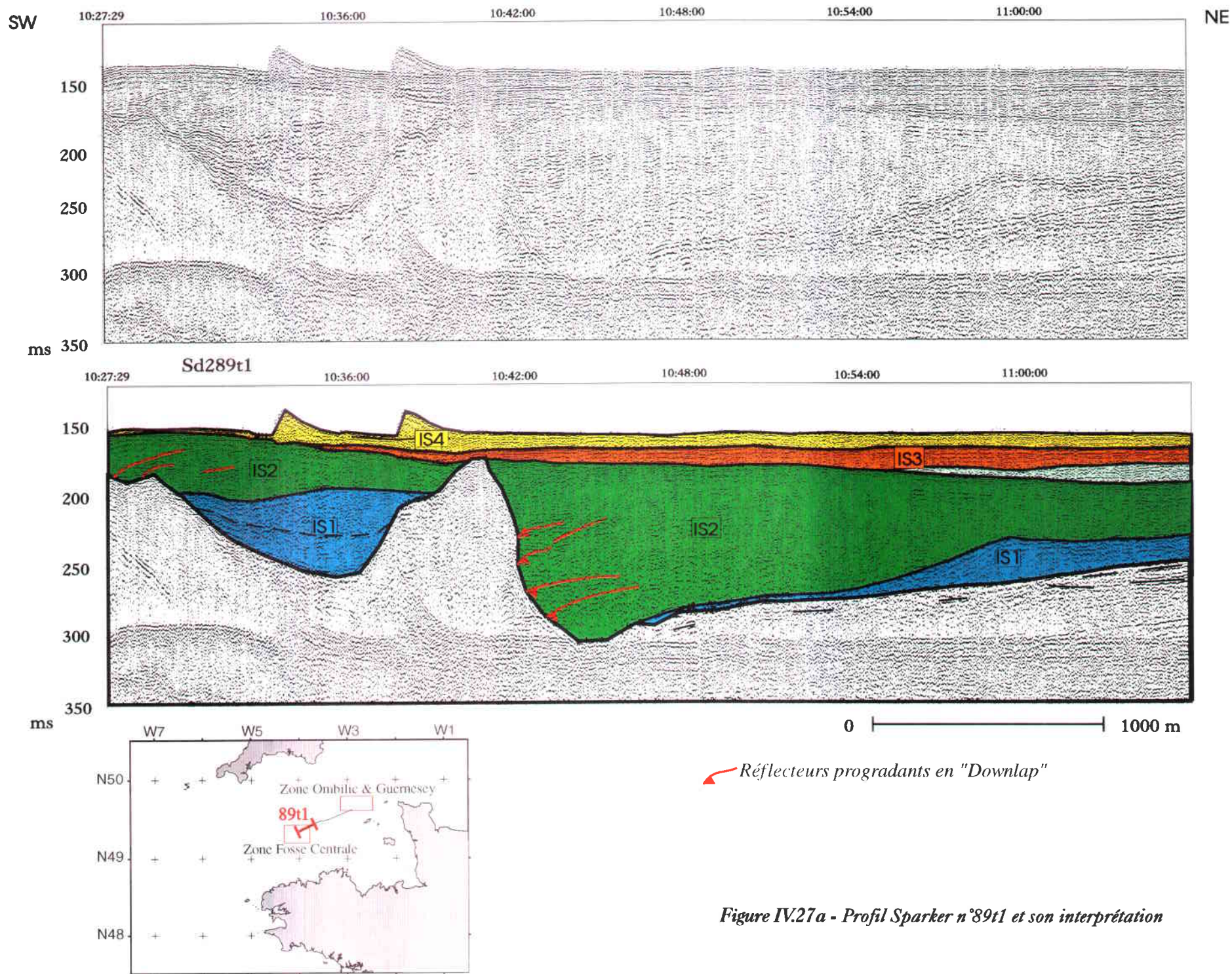


Figure IV.27a - Profil Sparker n°89t1 et son interprétation



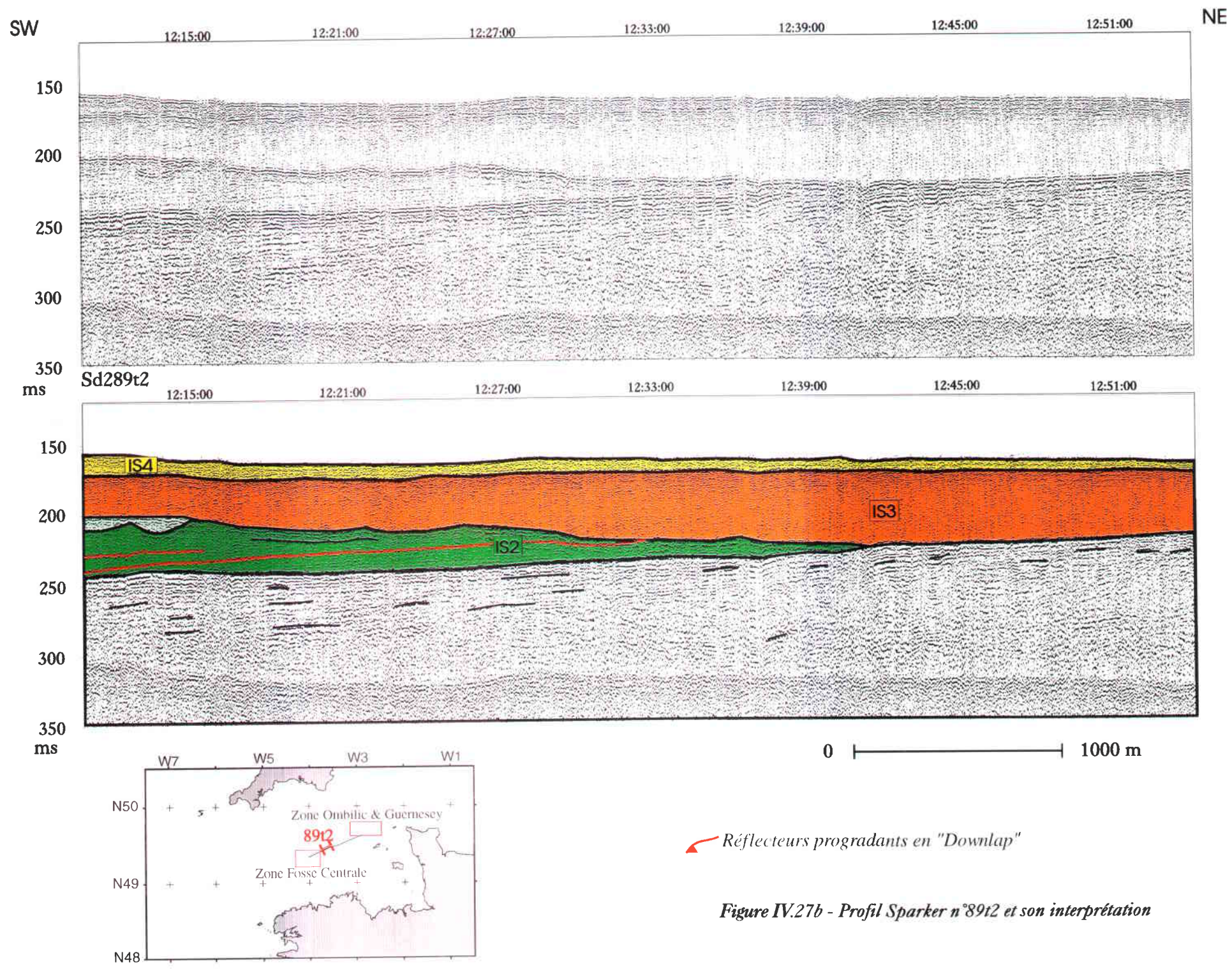


Figure IV.27b - Profil Sparker n°89t2 et son interprétation



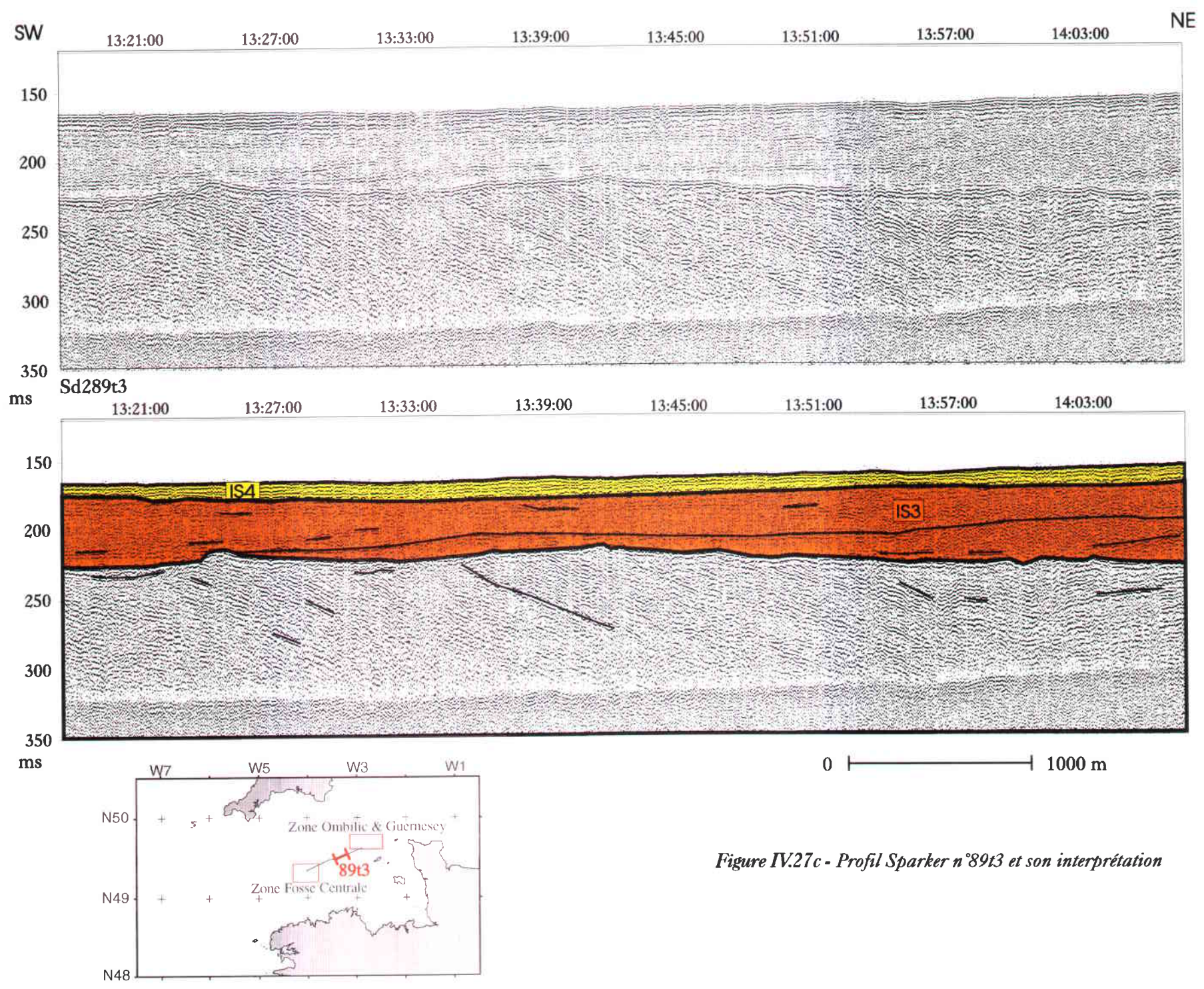


Figure IV.27c - Profil Sparker n°89t3 et son interprétation



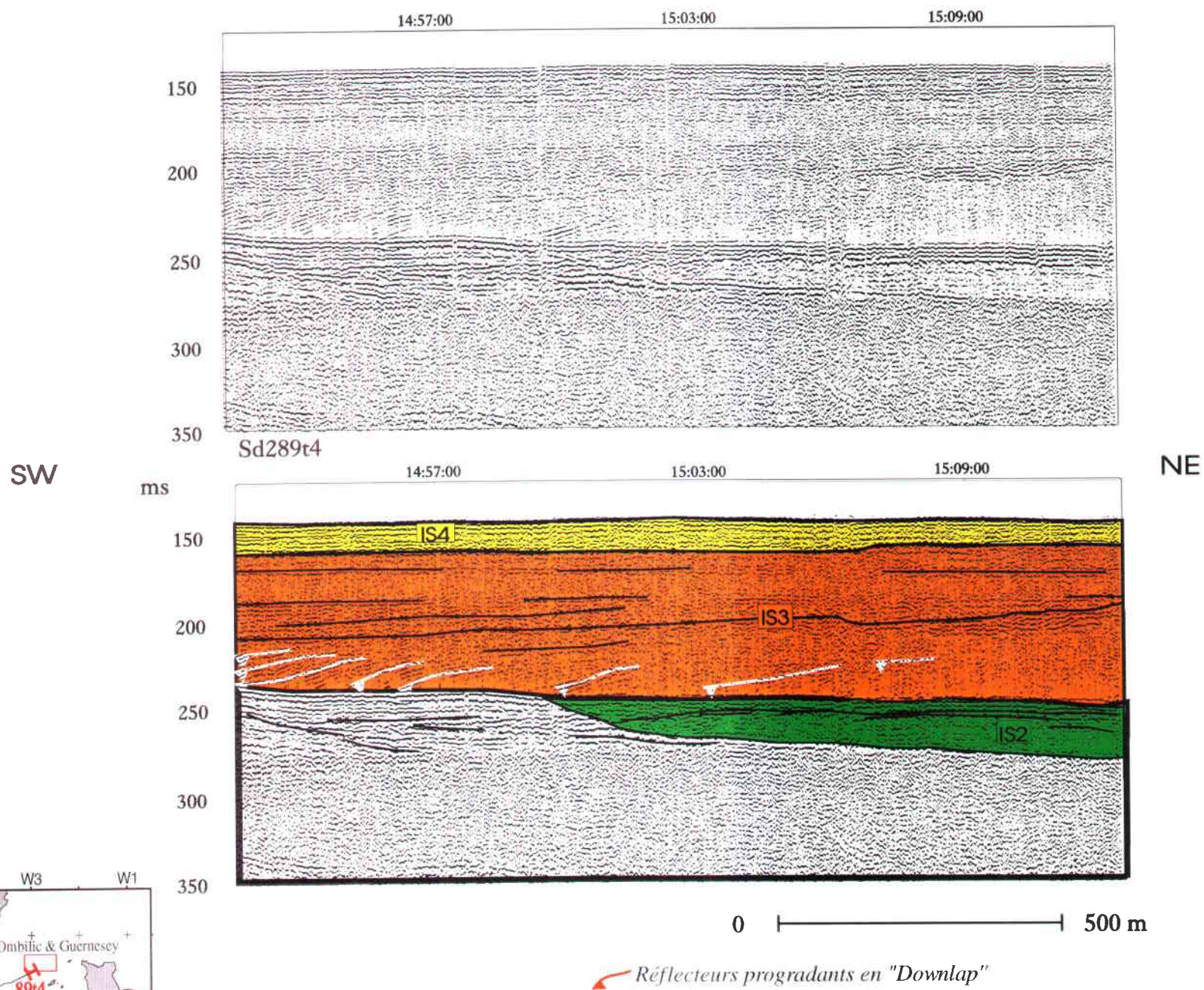
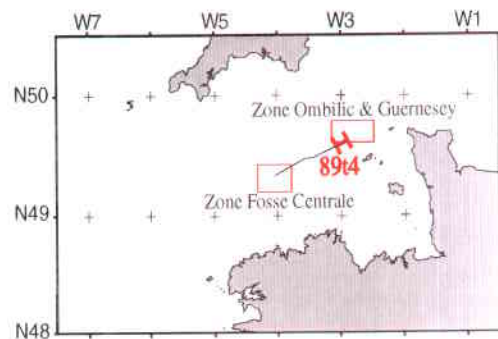


Figure IV.27d - Profil Sparker n°89t4 et son interprétation



### IV-3 LA TERMINAISON OCCIDENTALE DE LA FOSSE CENTRALE

La terminaison occidentale de la Fosse Centrale de la Manche reste encore une interrogation quant à son origine, à sa formation, à l'âge et à la nature de son remplissage. La Fosse Centrale d'aujourd'hui, est une dépression de 150 km de long, dont la largeur varie le long de son axe entre 2 et 5 km. Son axe légèrement curviligne peut présenter des profondeurs supérieures à 170 m contrastant fortement avec le fond de la mer de la Manche occidentale qui, lui, est plat avec une profondeur d'eau comprise entre 70 et 90 m. La Fosse Centrale creuse des formations calcaires déformées d'âge Jurassique et Crétacé Supérieur, et est limitée au Nord par la faille principale Aurigny-Ouessant de direction N60° qui traverse la Manche occidentale d'Ouest en Est. La terminaison brutale à W 4° de la fosse reste le point le plus énigmatique.

Cette terminaison a été reconnue lors de la mission SEDIMANCHE 2 par une série de profils multifaisceauxux et de sismique Très Haute Résolution (Fig. IV.28).

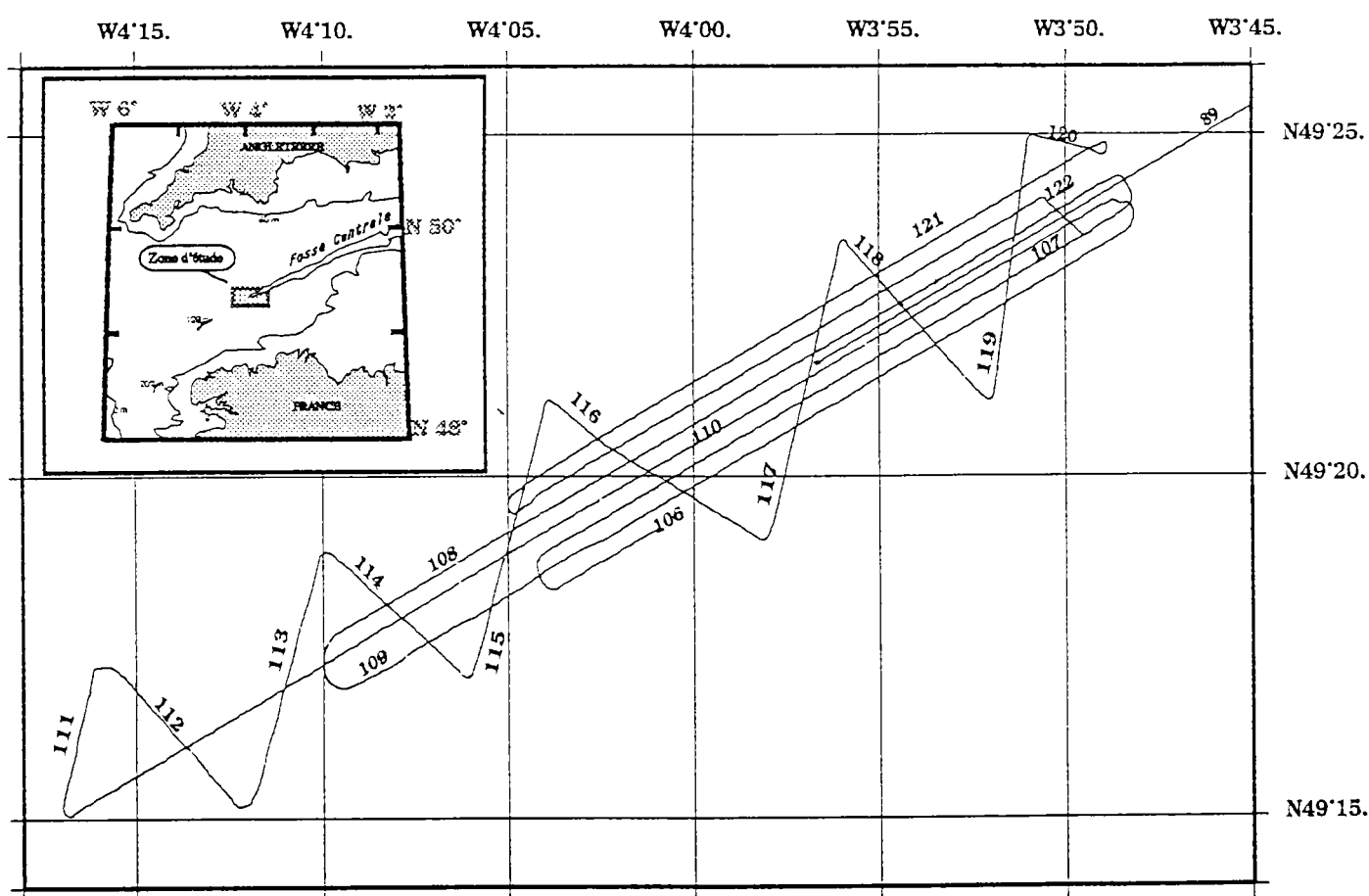


Figure IV.28 - Plan de position des profils sur la Fosse Centrale

### IV-3.1 Résultats des Travaux Antérieurs

La direction principale de la fosse est parallèle aux directions des failles majeures de la Manche occidentale (Hamilton & Smith, 1972). D'après Evans (1990), qui reconnaît bien un parallélisme entre l'orientation de la fosse et les traits structuraux du substratum, il n'existerait aucun contrôle par faille pour la formation de celle-ci; nous démontrerons le contraire au vu des résultats de sismique Très Haute Résolution.

L'épaisseur du remplissage sédimentaire de la Fosse Centrale dépasse 80 m le long de l'axe et peut dépasser 120 m en certains endroits. Le remplissage sédimentaire apparaît stratifié sur les enregistrements sismiques du BGS (British Geological Survey) et du BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières). Les prélèvements réalisés lors des campagnes de reconnaissance en Manche (Curry & Smith, 1975) à proximité de la fosse, ont montré que l'épaisseur sédimentaire du fond extrêmement plat de la mer dépasse rarement les 50 cm. Les dragages réalisés dans la fosse elle-même (Andreieff et al., 1975) ont révélé du matériel bioclastique et des blocs émoussés d'un diamètre moyen de 40 cm. Le Massif Armoricaïn serait la principale source d'apport pour ces blocs ou encore, ils auraient pu être transportés, soit par des blocs de glaces (Dangeard, 1929), ou par transport fluvial (Boillot in questions to Hamilton and Smith, 1972).

Hamilton & Smith (1972) proposent que l'origine de la fosse soit due à de puissantes érosions tidales, lors d'un bas niveau marin en période glaciaire. Elle se serait partiellement remplie lors de la transgression suivante. Cependant, une érosion tidale, à elle seule, explique difficilement la forte profondeur de l'incision. Smith (1985) invoque un facteur catastrophique supplémentaire dû à la rupture, au Mindel, de la barrière de traie entre Calais et Douvres, qui aurait pu générer suffisamment d'énergie pour créer de telles incisions. Ce puissant flot serait à l'origine de l'excavation des vallées du Pas de Calais et de la jonction du système des vallées anastomosées décrites par Auffret (1971) en Manche centrale. Le flot aurait reconcentré son énergie pour entailler la Fosse Centrale, du fait du rétrécissement au niveau de la pointe du Cotentin.

Wingfield (1990) compare la Fosse Centrale aux fosses existantes sur le sol britannique, dont l'origine serait liée à la rupture des berges des lacs de bordures de glaciers au moment de la déglaciation. L'inconvénient de cette hypothèse est que le creusement de la fosse serait alors dû à un puissant écoulement d'eau de l'Ouest vers l'Est. Bien que confirmant partiellement l'hypothèse de Kellaway et al. (1975) sur la présence d'un glacier au Saalien en Manche occidentale (Wingfield propose le Weichselien pour la présence du glacier), il est difficile d'expliquer la forme du paléoréseau hydrographique de la Manche centrale par un tel écoulement.



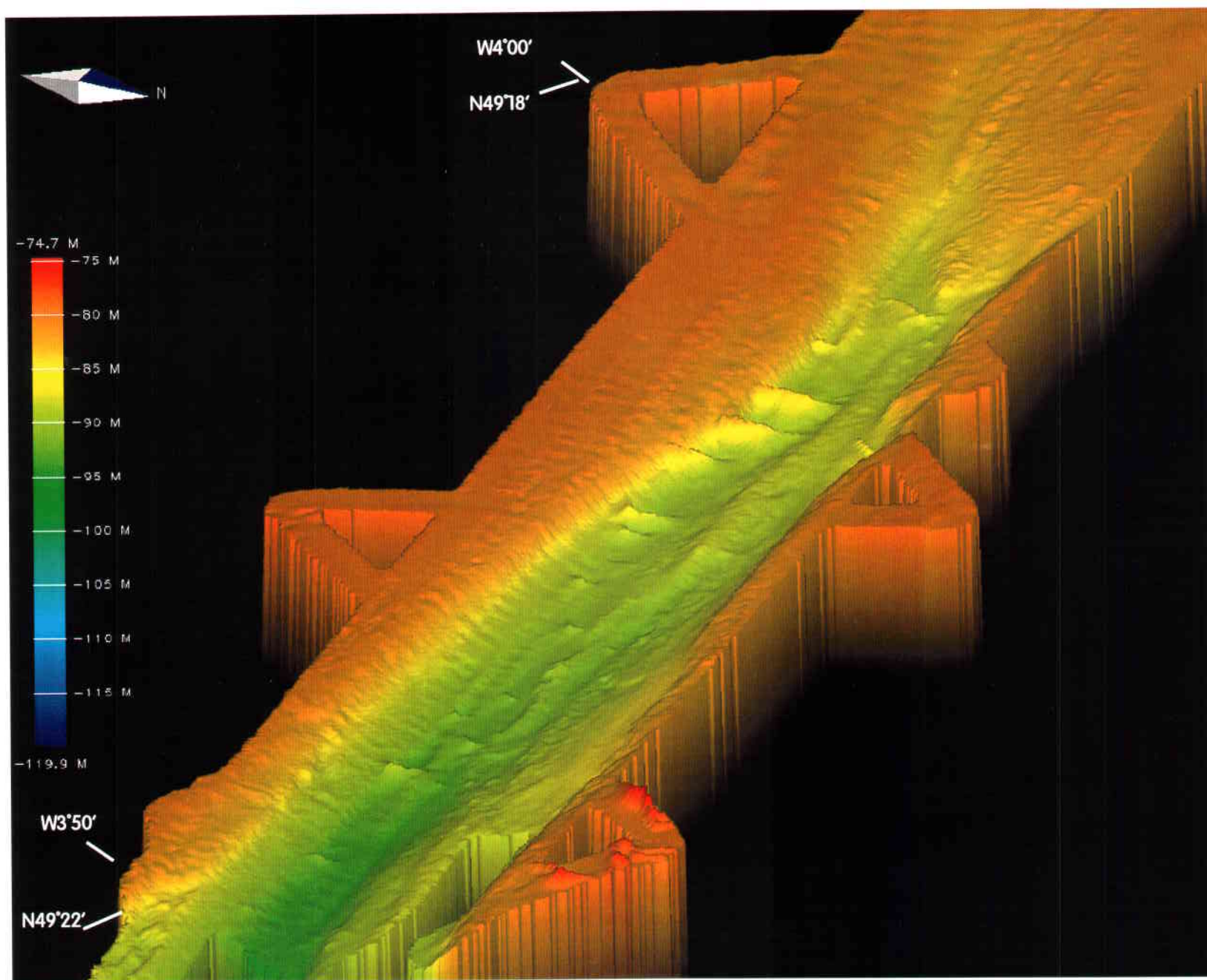


Figure IV.29 - Résultats bathymétriques sur la zone Fosse Centrale.

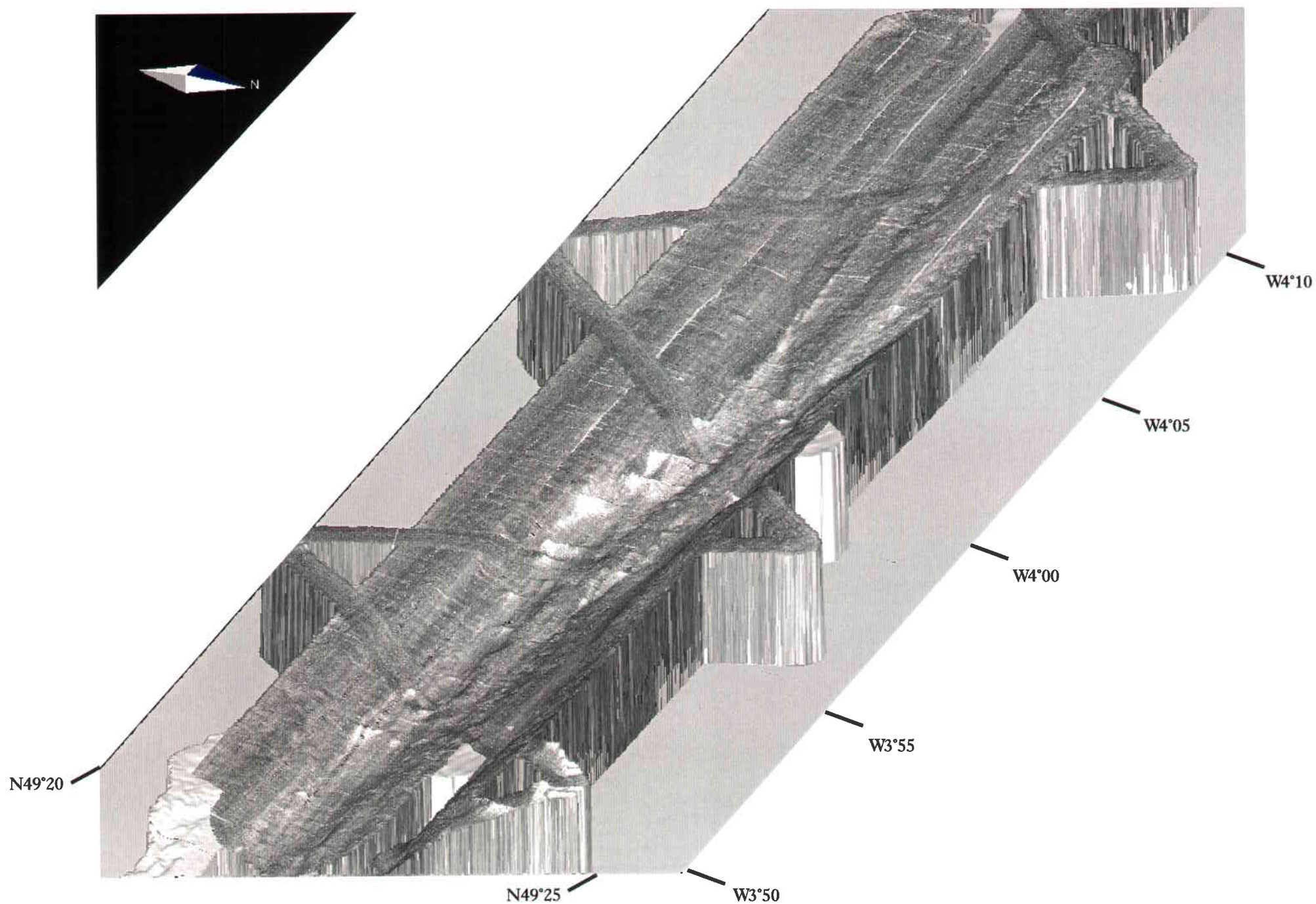


Figure IV.30 - Mosaïque d'images EM1000 sur la zone Fosse Centrale.

### IV-3.2 Morphologie et Bathymétrie

A son extrémité Ouest, la Fosse Centrale se présente comme un sillon de 1,5 à 3 km de largeur. Sa profondeur par rapport au fond de la mer, à cette extrémité, est comprise entre 10 et 20 m et son orientation générale est N65°. La Fosse Centrale se termine à l'Ouest au niveau de l'isobathe -90 m, elle s'approfondit vers l'Est avec des pentes de 5 à 2 % et atteint la profondeur de -110 m au Nord de la fosse.

La fosse est limitée au Nord-Ouest par un "rebord" ou "berge" de direction N65° installée sur l'abrupt de la faille Aurigny-Ouessant qui limite la fosse au Nord-Ouest sur toute sa longueur (Fig. I.5, p.10). Cette berge est pentée de 5% environ et se décale légèrement vers le Sud au niveau du méridien W 3° 56'.

D'Est en Ouest, la bordure Nord de la fosse est d'abord orientée N65° avec une pente d'environ 2 %, puis elle oblique et prend la direction N75° (au niveau du méridien W 3°55') pour retrouver la direction N65° à N60° et des pentes plus fortes (5 %) à partir du méridien W 3° 56,5'.

La berge Sud s'installe également sur un abrupt de faille, élément conjugué de la faille Aurigny-Ouessant qui limite l'affleurement Jurassique (Bouysse et al., 1975) sur la Carte géologique Guernesey (Fig. I.5, p. 10) (Taylor et al., 1980).

A l'intérieur de la fosse sur la berge Sud se trouvent quatre dunes bien marquées. Ces dunes viennent s'appuyer sur la bordure Sud et restent cantonnées à l'intérieur de la fosse (Fig. IV.29, IV.30).

Les zones claires des images acoustiques issues de l'EM 1000 (Fig. IV.30). sont interprétées par corrélation avec la sismique comme des corps sableux (dunes et rubans sableux), les zones plus sombres correspondent au substratum ou par endroits à des sédiments plus grossiers.

Les dunes de sables sont bien visibles sur les enregistrements sismiques. Elles présentent une amplitude moyenne comprise entre 10 et 20 m, pour une longueur d'onde d'environ 200 m, et sont asymétriques avec un flanc raide dirigé vers le Sud-Ouest. Leur disposition est remarquable; La zone des dunes est contrôlée par la bathymétrie de la fosse. Elles sont dirigées dans le sens de transport résiduel actuel de la Manche N235°; les vitesses maximales des courants de marées près du fond sur la zone varient de 2 à 2,5 nds (Hamilton, 1979; Pingree & Griffiths, 1979) .

### **IV-3.3 La Tectonique**

#### **IV-3.3.1 Structures peu profondes Crétacé Supérieur et Paléogène.**

Du fait d'une épaisseur sédimentaire relativement faible et d'un signal sismique de faible résolution, en particulier au niveau de l'interface eau-sédiment, il n'est pas possible de distinguer les structures de surface sur les profils de sismique profonde. Cependant, ces structures ont été reconnues par de nombreux profils sparker obtenus depuis les années 70 par des équipes françaises et britanniques (Bouysse et al., 1975; Smith & Curry, 1975; Evans, 1990) et surtout grâce à celles de la campagne SEDIMANCHE 2.

La carte géologique (Fig. I.5, p.10) montre une couverture relativement continue de Crétacé Supérieur et de Paléogène, excepté au niveau de la Fosse Centrale à l'Est de W 3°45' où les séries jurassiques affleurent sous le remplissage quaternaire et sur les flancs de la fosse. La Fosse Centrale apparaît limitée par 2 failles parallèles qui convergent vers l'Ouest. Les séries du Crétacé Supérieur et du Paléogène sont plissées et faillées le long de la faille N60°.

La comparaison des structures de surface avec les structures profondes montre une bonne corrélation entre les failles normales, réactivées lors de l'inversion oligocène au sein des séries triasiques et jurassiques, et les anticlinaux des strates du Crétacé Supérieur (Fig. IV.31). Ces anticlinaux peuvent être faillés, en particulier au niveau de la Fosse Centrale. La forte déformation observée au sein des séries jurassiques dans la même région est une preuve que la Fosse Centrale se situe au niveau d'une zone fortement tectonisée qui a joué lors de l'inversion tardi-tertiaire en Manche occidentale.

#### **IV-3.3.2 La structure de surface**

A l'extérieur de la fosse, les strates du Crétacé Supérieur et de l'Eocène sont légèrement déformées et les pendages des couches sont bien observables sur les profils. La terminaison de la Fosse Centrale est caractérisée par un flanc raide, rectiligne au Nord. La pente actuelle se rattache à une faille du substratum indiquant qu'il existe bien un contrôle structural. Une légère déformation peut être observée également plus à l'ouest.

Le flanc Sud de la Fosse, moins évident sur les résultats de l'interprétation des données de SEDIMANCHE 2, présente une pente inverse aux structures mésozoïques du substratum sous-jacent (Fig. IV.31), ne pouvant pas permettre d'affirmer qu'un contrôle structural serait à son origine.

Plus à l'Ouest de W 3°54', la Fosse Centrale se rétrécit rapidement et la morphologie du substratum devient assez complexe comme le montre la carte en isochrones de la morphologie du substratum (Fig. IV.32). Du fait de cette complexité et l'espacement des profils sismiques, il est difficile de préciser la structure exacte du substratum.

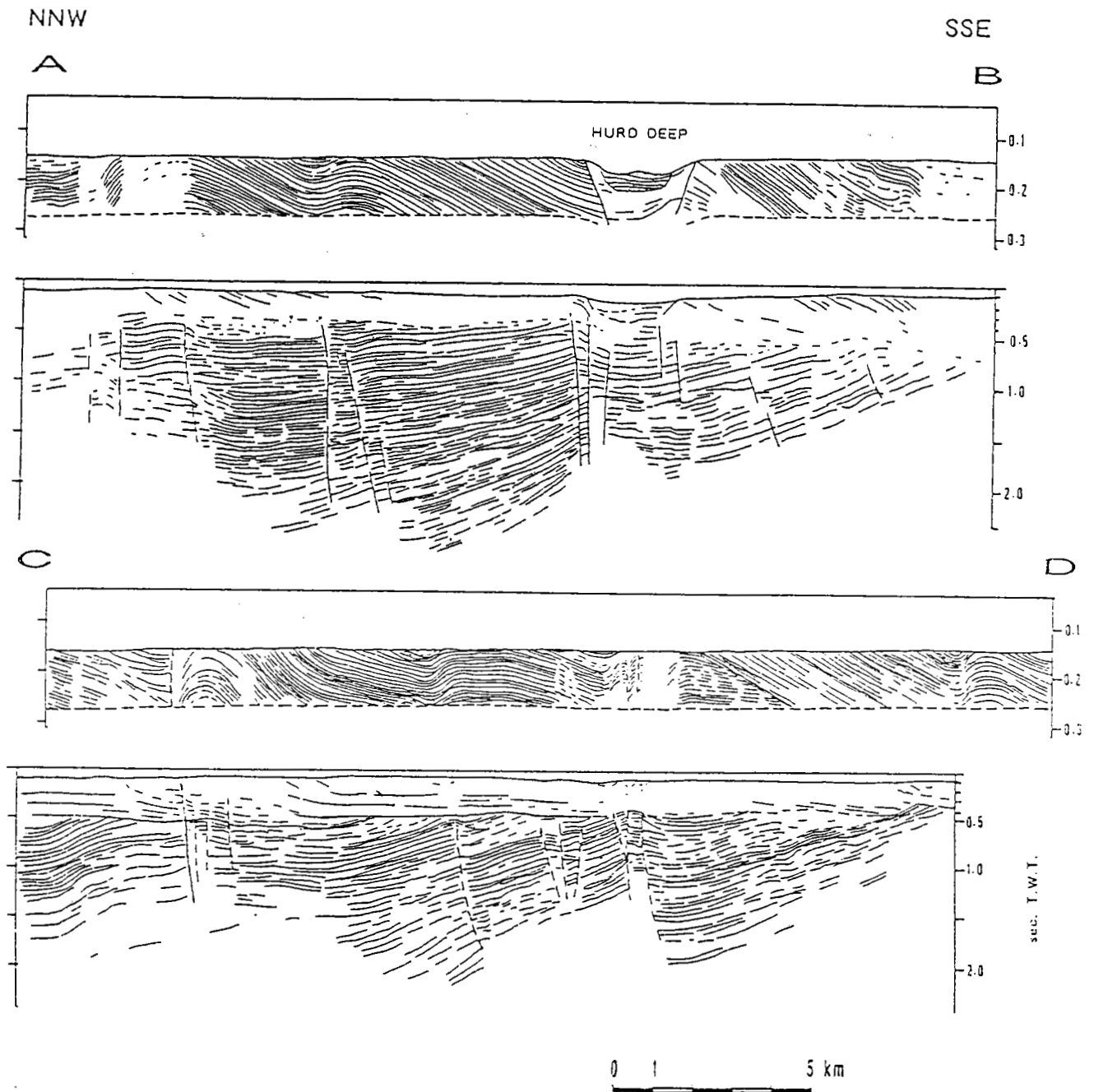
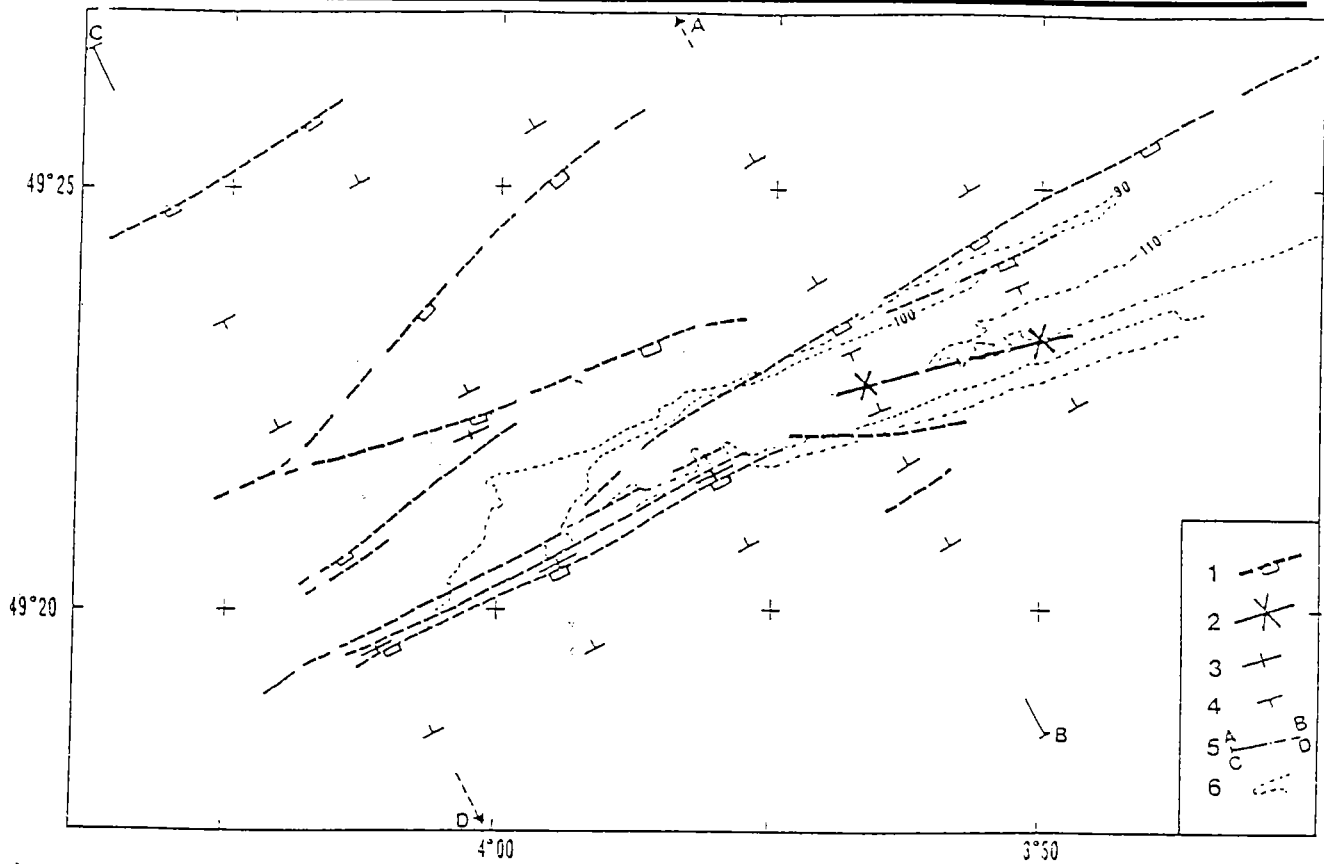
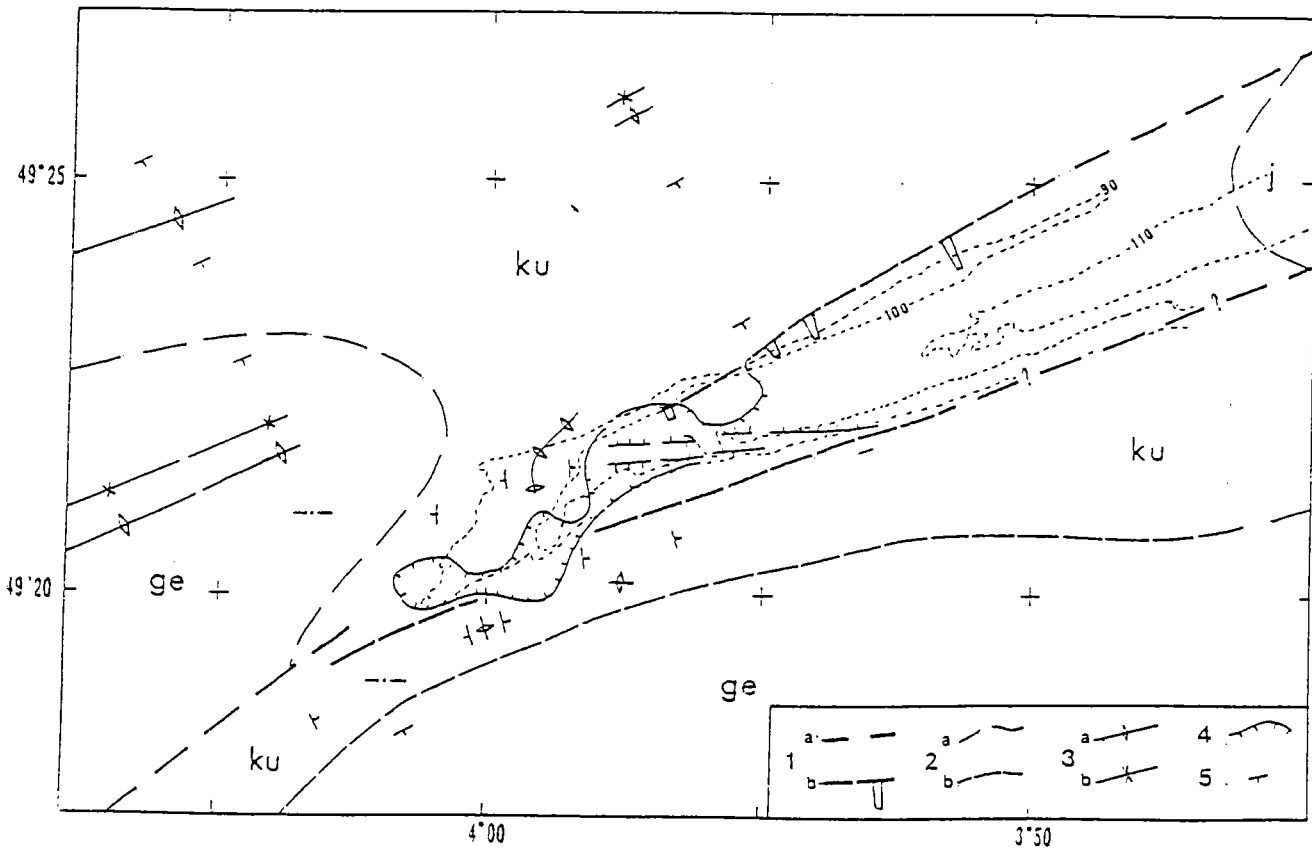


Figure IV.31 - Line drawings des profils de sismique profonde en corrélation avec la sismique de surface de SEDIMANCHE 2. AB - Profil 118, CD - Profil 116 (Lericolais G. et al., 1996)

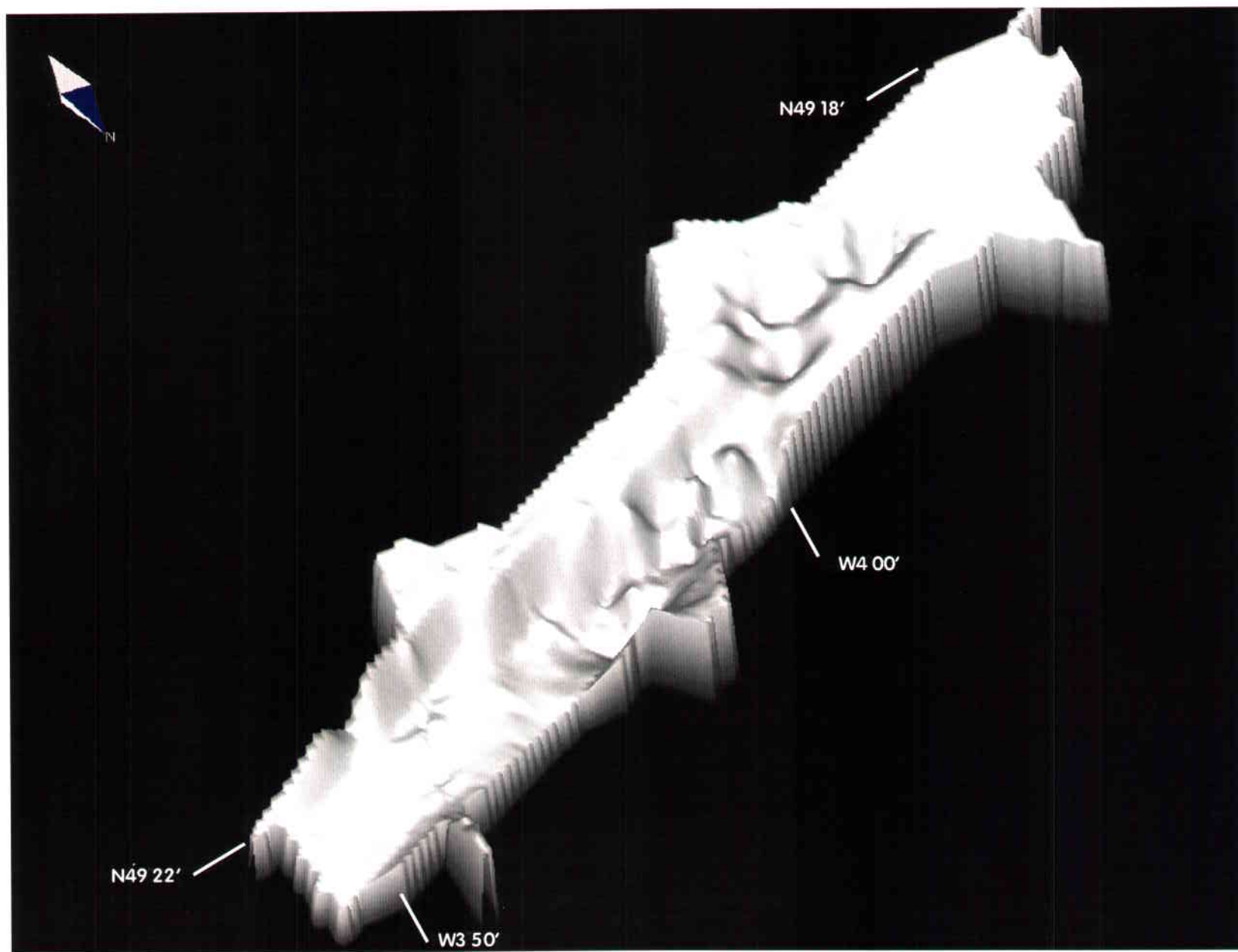




a) Schéma structural des séries du Trias et du Jurassique, réalisé à partir des lignes sismiques COPAREX.  
1-failles normales, 2-axes synclinaux, 3-axes anticlinaux, 4-pendage,  
5-position des sections présentées sur la figure précédente, 6-bathymétrie



b) Structures du Crétacé Supérieur et du Paléogène  
(redessinées de la carte géologique; 1a et 2a et des éléments nouveaux de la mission SEDIMANCHE 2; 1b et 2b)  
1-failles, 2-limites géologiques, 3a-axes anticlinaux, 3b-axes synclinaux,  
4-pentes raides observées sur la sismique de surface, 5-pendages dans le Crétacé Supérieur (ku) et dans le Paléogène (ge)  
Figure IV.32 (Interprétation P. Guennoc dans Lericolais G. et al., 1996)



*Figure IV.33 - Bloc diagramme résultat du MNT, représentant la morphologie du fond de la zone Fosse Centrale, sans remplissage sédimentaire.*

La terminaison Ouest de la Fosse Centrale est cependant bien contrôlée par des reliefs (Fig. I.5, p.10) dont l'origine ne peut pas être définitivement attribuée à un horst unique de direction E-W ou à une succession de reliefs tels qu'ils apparaissent sur la carte interprétative en isochrone (Fig. IV.36). Bien que la structure sous-jacente à la fosse actuelle soit relativement incertaine, celle-ci montre à l'Ouest un anticlinal affectant les séries du Crétacé Supérieur. Grâce à un positionnement très précis, il vient que cet anticlinal n'est pas linéaire et que sa direction passe de N60° à N180°.

Les relations qui existent entre l'évolution structurale Mésozoïque-Paléogène et le Quaternaire n'étaient pas clairement démontrées avant la campagne SEDIMANCHE 2. L'un des résultats importants de cette campagne est la découverte par cartographie des petites dépressions légèrement plus à l'Ouest de la Fosse (W 3°58') (Fig. IV.33 et Fig. IV.36). Ces deux fosses sont clairement décalées plus au Sud que la Fosse Centrale, elle-même. Ce décalage, au niveau de la terminaison Ouest de la Fosse Centrale (Fig. IV.36, Bed-Rock), souligne l'existence d'une zone de relais entre les deux failles importantes du complexe Aurigny-Ouessant du bassin mésozoïque de la Manche. La Fosse Centrale peut-être considérée comme un fossé tectonique généré lors des mouvements compressifs du Tertiaire Moyen (compression NS sur un ensemble de faille N60°), comme en témoigne la morphologie du substratum.

La comparaison des profils de sismique profonde et de surface montre que les séries du Crétacé Supérieur, situées à l'extérieur de l'extrémité Ouest de la fosse, présentent des anticlinaux et synclinaux "en échelon" plutôt que des failles de faible amplitude. Ces structures plissées sont, par contre, bien situées au-dessus d'une zone de faille majeure du Permo-Trias, montrant une inversion tectonique des séries jurassiques.

#### IV-3.4 Le Remplissage

La Fosse Centrale se présente au vue des profils sismiques comme un fossé déjà décrit comme tel par Dangeard (1929), comblé par une série de nappes "emboîtées" (Quesney, 1983) séparées par des surfaces d'érosion majeure.

Nous avons distingué 5 séquences sismiques, au sens de Vail & Mitchum (1977) (§ II-3.1). 4 séquences (IS4 à IS1 sur les figures IV.34 et IV.35) sont interprétées comme des séquences de remplissage de la fosse. Les réflecteurs les plus profonds dans la fosse, sous la séquence IS1 et directement sur le substratum (Fig. IV.34 et IV.35), sont interprétés comme des hauts de substratum érodés, laissant supposer que la fosse a subi l'action d'agents érosifs avant d'être remplie. D'après la carte géologique, la Fosse Centrale est creusée à sa terminaison Ouest dans les calcaires santoniens facilement reconnaissables sur la sismique par leurs réflecteurs sub-parallèles, énergétiques et régulièrement espacés. Au Nord-Ouest de la zone, le contact Eocène-Crétacé Supérieur est caractérisé par des réflecteurs enchevêtrés en contact normal puis vraisemblablement faillés.

La séquence supérieure (IS4, sur les figures IV.34 et IV.35) qui caractérise la dernière phase de comblement de la fosse, présente un faciès sismique relativement transparent et est limitée à sa base par un réflecteur continu et bien marqué. Son extension (Fig. IV.36) concorde parfaitement avec la zone des dunes cartographiée à partir de l'image EM 1000. L'aspect du faciès sismique suggère que cette nappe est essentiellement constituée de sables, dont la partie supérieure serait actuellement remaniée pour former les différents corps sableux observés dans la zone (dunes et rubans sableux). Cette séquence repose en biseau (onlap) dans toutes les directions, excepté à l'Est où elle se termine par une surface d'érosion. Son extension semble bien avoir été contrôlée par la bathymétrie; elle suit, en effet, l'isobathe -100 m. Elle correspondrait aux apports de la dernière transgression, sa surface de base serait alors interprétée comme une surface de ravinement créée lors de la dernière remontée de la mer. Cependant on peut noter un net réflecteur à la base des dunes (Fig. IV.37) se prolongeant au niveau du fond de la mer entre les dunes. Ce dernier réflecteur peut être interprété comme une surface de progradation contemporaine (Berné S. et al., 1988) ou comme la surface de ravinement du début du Flandrien, le stock sableux des dunes correspondrait alors aux sédiments holocènes, ce qui donnerait un âge ante-holocène à la nappe supérieure de la fosse.

La limite entre les deux séquences (IS4) et (IS3) est soulignée par un réflecteur puissant et continu. La séquence (IS3), globalement de forme lenticulaire, s'amincit au niveau des hauts de substratum rencontrés dans la fosse ainsi que sur les bordures (Fig. IV.34, IV.35 et IV.36). Ces 2 dernières nappes de remplissage occupent la fosse actuelle comme la nappe inférieure (IS2), mais celle-ci remplit en plus deux cuvettes de substratum situées plus à l'Ouest et décalées Sud-Ouest par rapport à la direction générale de la fosse actuelle.

La surface d'érosion qui correspondrait à la - ou à une des dernières - surface d'aplanissement de la Manche, affleure au niveau du remplissage des cuvettes au toit d'IS2 (Fig. IV.34, IV.35 et IV.36). L'origine mono ou polycyclique de cette surface d'aplanissement reste encore méconnue. La séquence (IS2), de faciès sismique homogène et plutôt transparent, constitue la plus grande partie du remplissage de la fosse, elle présente des réflecteurs progradants qui se terminent en "downlaps" sur les terrains sous-jacents, traduisant un remplissage de l'Est vers l'Ouest (Fig. IV.34). Elle s'arrête sur les reliefs de faille des hauts du substratum, mais n'est pas affectée par une quelconque activité tectonique; elle aurait ennoyé et drapé des reliefs préexistants dans sa masse. La régularité des réflecteurs de cette séquence et les cliniformes progradants se terminant sur la partie occidentale de la fosse, suggèrent une configuration de type deltaïque, comme si, à cette période, la Fosse Centrale avait été l'exutoire du fleuve Manche.



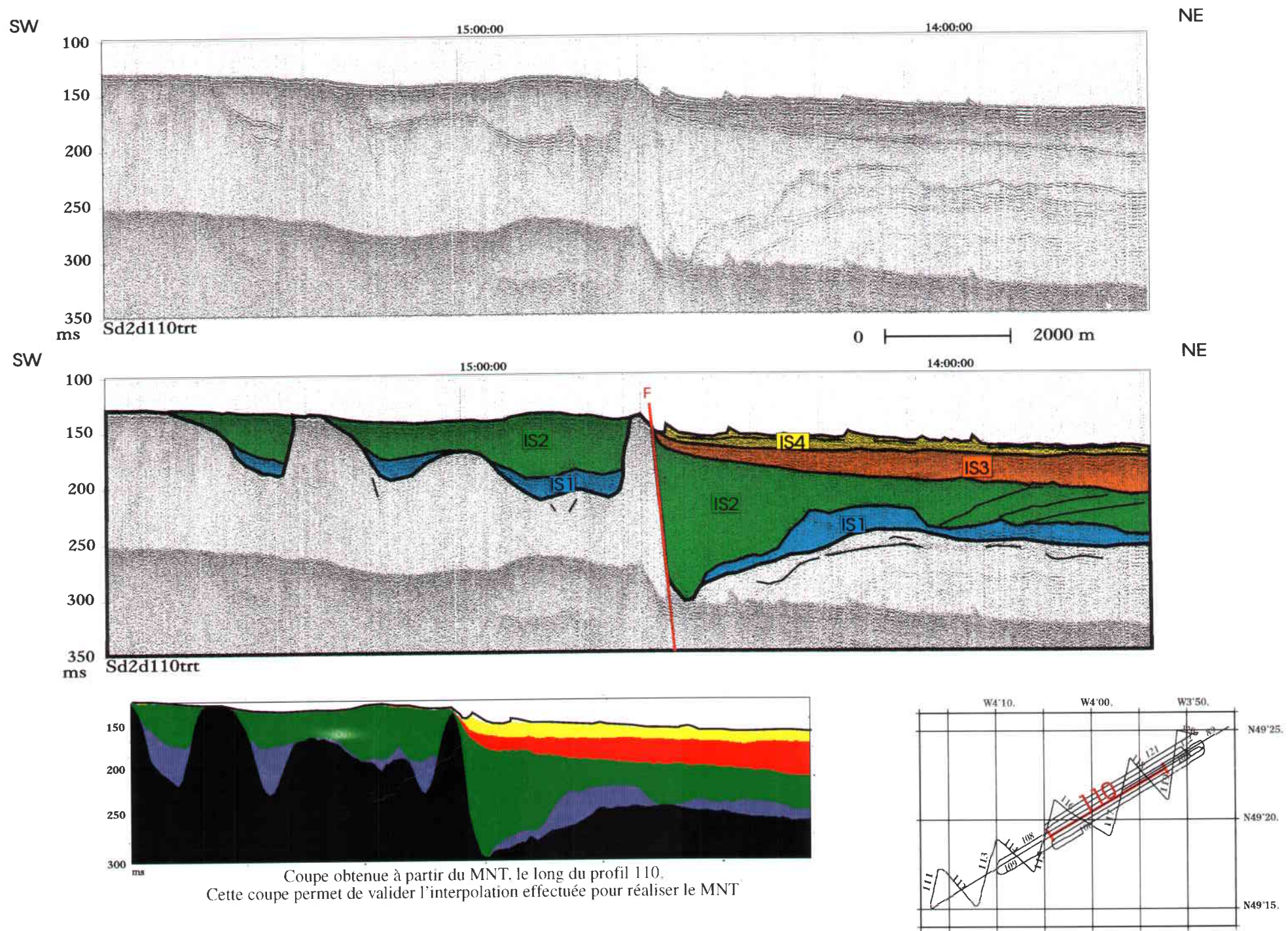
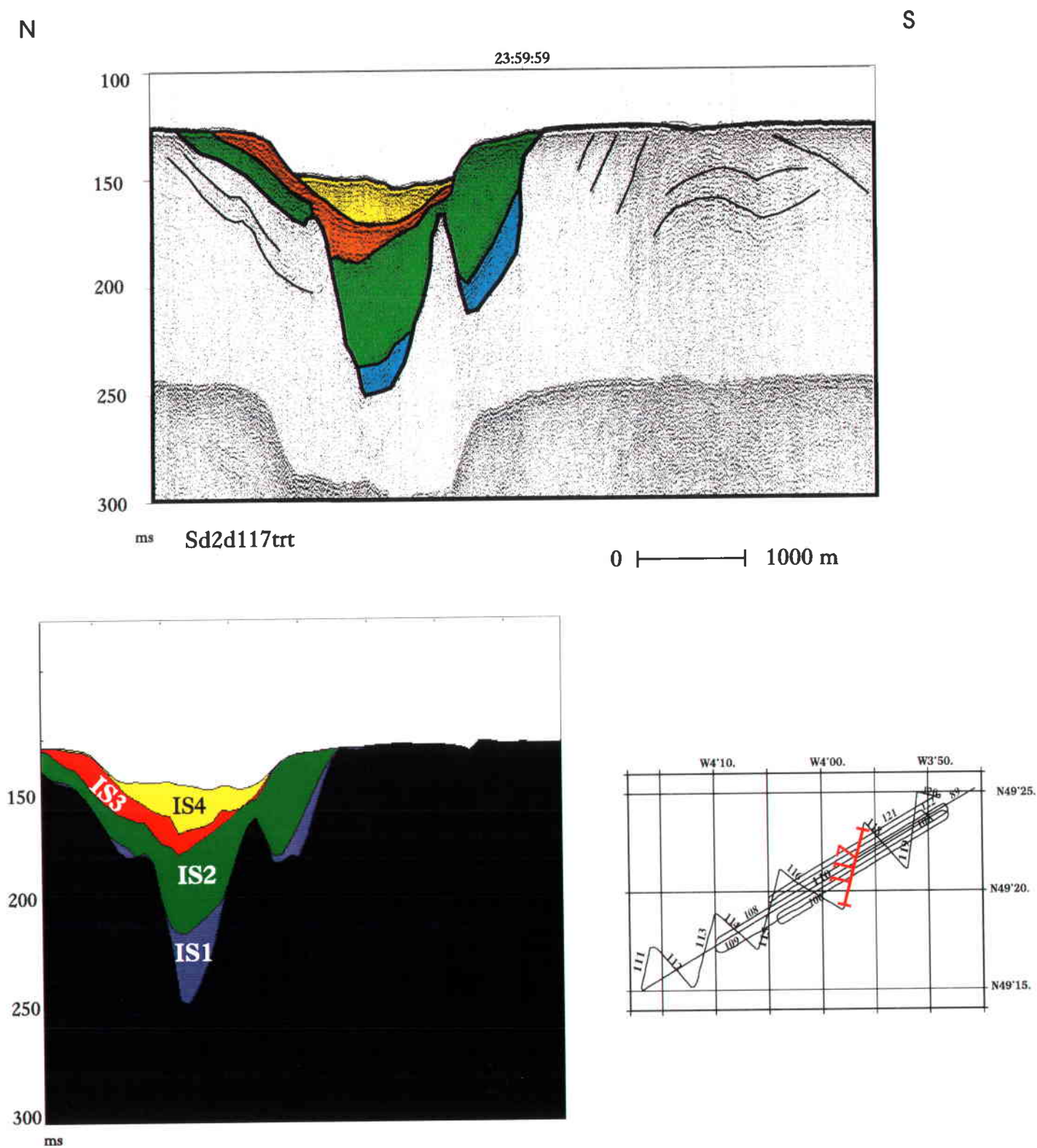


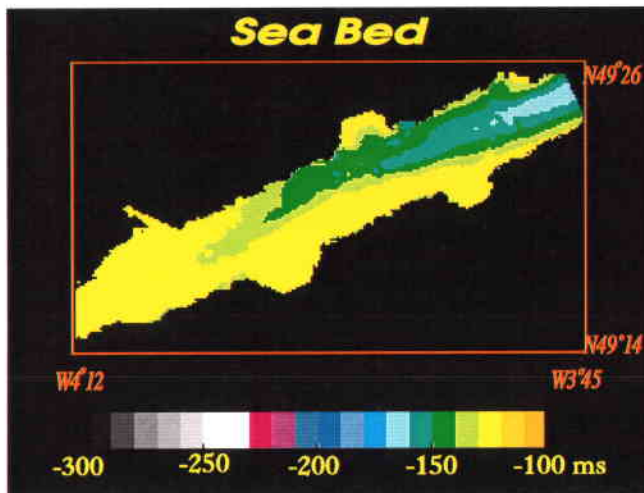
Figure IV.34 - Zone Fosse Centrale. Profil Sparker n°110 et son interprétation



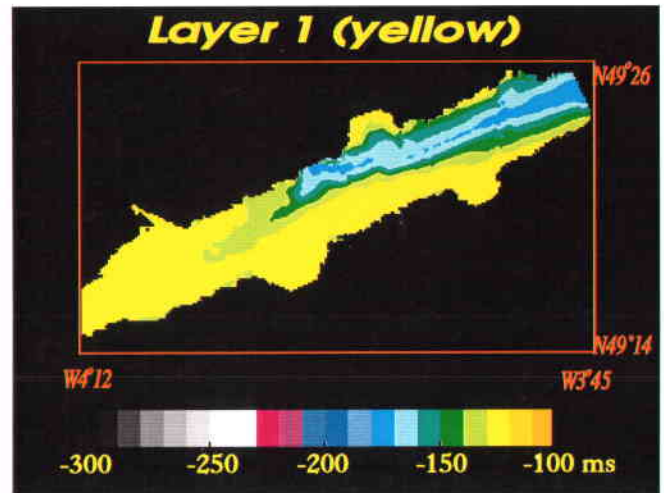


Coupe obtenue à partir du MNT, le long du profil 117.  
 Cette coupe permet de valider l'interpolation effectuée pour réaliser le MNT

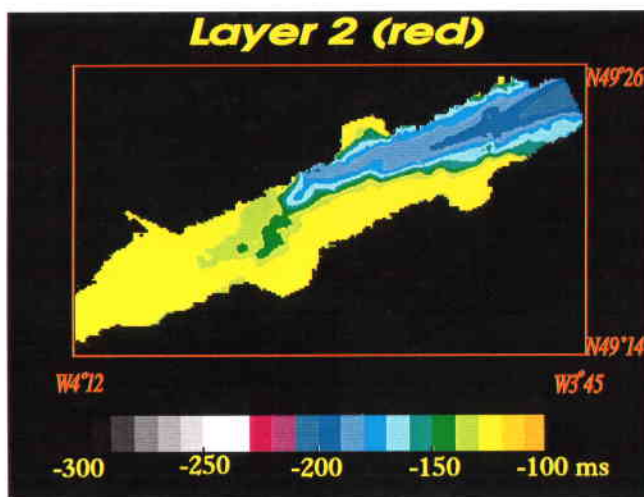
Figure IV.35 - Interprétation du profil sparker n°117 et sa représentation obtenue avec le MNT.



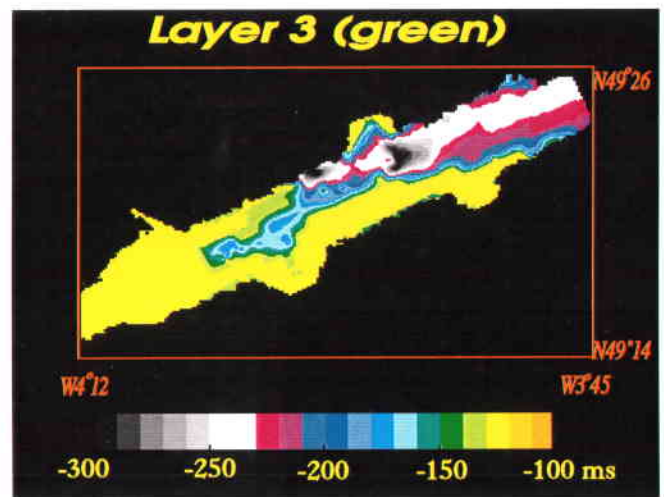
*Isochrones du toit de la séquence IS4*



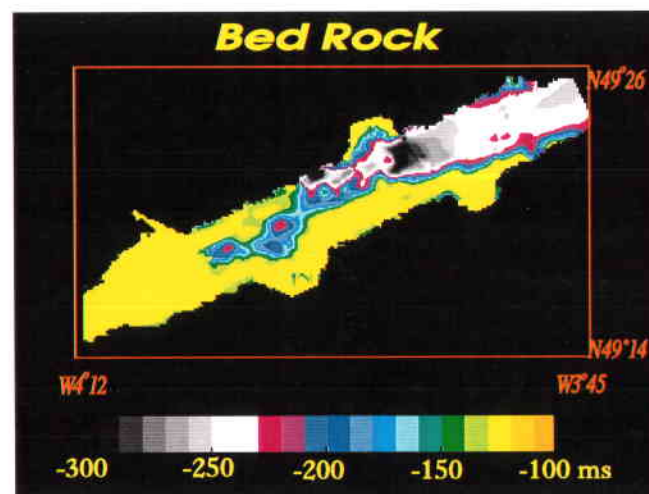
*Isochrones du toit de la séquence IS3*



*Isochrones du toit de la séquence IS2*



*Isochrones du toit de la séquence IS1*



*Isochrones du toit du substratum*

*Figure IV.36 - Cartes des isochrones du toit des séquences IS1 à IS4 et du toit du substratum à partir du MNT*

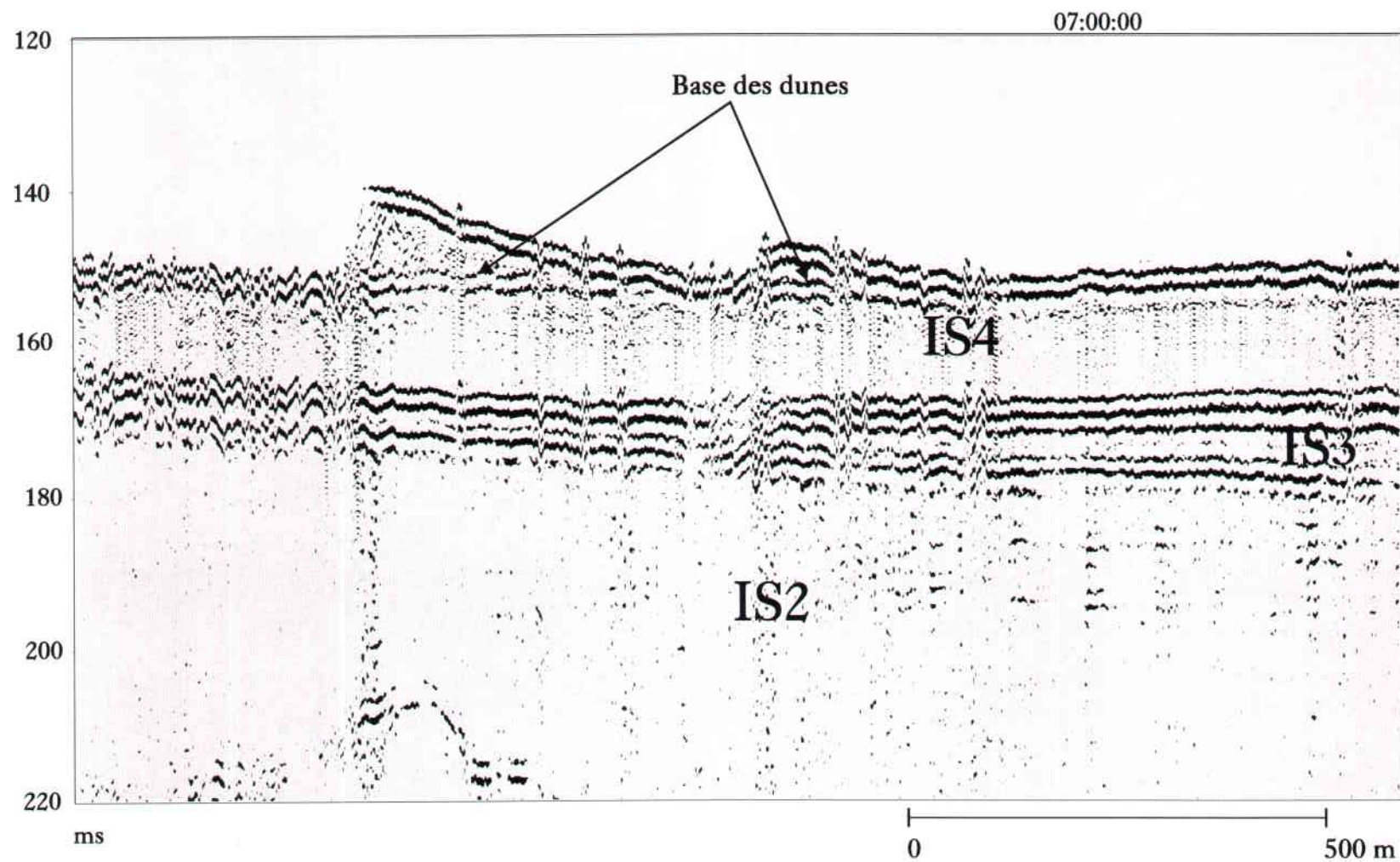


Figure IV.37 - Détail du profil Sparker n°110 (Fig. IV.34) montrant la base des dunes

La quatrième nappe (IS1) de remplissage est comprise entre 2 réflecteurs très énergétiques. Elle présente un faciès plutôt chaotique, son épaisseur est très variable (0 à 30 ms). On la trouve dans toute la fosse et au niveau des 2 petites fosses. Son faciès sismique chaotique très différent des nappes précédentes se corrèlerait bien avec la partie d'un remplissage de nature plus grossière correspondant au "lag deposit" d'un fleuve ou d'un chenal de marée.

### IV-3.5 Discussion

La Fosse Centrale se trouve le long d'une ancienne et importante ligne structurale qui, bien que discontinue, a joué un rôle important lors des différentes phases ayant marqué l'histoire de la Manche. Les relations qui existent entre l'évolution structurale Mésozoïque-Tertiaire Inférieure et le Quaternaire récent n'étaient pas clairement démontrées avant la campagne SEDIMANCHE 2.

Au niveau de la partie occidentale de la Fosse Centrale, la structure profonde, telle qu'elle apparaît sur le profil SWAT 9 (Bois et al., 1991a) ou sur les profils multitraces de sismique pétrolière, est contrôlée par la faille médio-Manche limitant un bloc de substratum au Nord et un important demi-graben au Sud, pouvant atteindre jusqu'à 7 km de profondeur (3 s. td) (Fig. IV.31).

Les séries mésozoïques ont un pendage vers le NW et sont affectées par des failles normales à vergence Sud. Ces séries sont recouvertes par des couches sub-horizontales du Crétacé Supérieur et du Tertiaire (environ 700 mètres d'épaisseur; 0,5 à 0,6 s. td). La réactivation de ces failles médio-Manche est mise en évidence par des plissements et des failles dans les séries mésozoïques (Fig. IV.31). Seules, des ondulations sont visibles sur les profils de sismique pétrolière, au sein des couches du Crétacé Supérieur et du Tertiaire.

Le schéma structural obtenu à partir des profils sismiques présente des structures grossièrement linéaires et plutôt homogènes, à une plus petite échelle ce schéma structural montre la discontinuité latérale des failles N60° et l'existence de nombreuses zones de relais entre les failles. Les failles reconnues dans les séries mésozoïques présentent des structures du type "en fleur" (flower structure, Fig. I.6, § I-1, p. 17) et des petits anticlinaux typiques des formes créées lors de l'inversion (Cooper & Williams, 1989). L'étude de la structure profonde montre également que la Fosse Centrale est située sur un synclinal compris entre 2 failles normales dans les séries mésozoïques. Ce synclinal se termine vers l'Ouest, il est remplacé vers W 4° par une zone faillée où les dépôts mésozoïques sont fortement plissés et basculés.

Il est alors évident que la Fosse Centrale a été créée par le jeu de 2 failles et sa terminaison Ouest se localise sur la zone de relais des 2 failles importantes du bassin mésozoïque de la Manche occidentale (Fig. I.5, p. 10).

La Fosse Centrale peut-être considérée comme un demi-graben, d'une dizaine de km de large, initié lors de l'inversion maximale de la Manche à



l'Oligocène Supérieur-Miocène Inférieur. Elle est limitée au Nord et au Sud par 2 accidents majeurs dont la faille Aurigny-Ouessant et se termine à l'Ouest en "ombilic". Exceptée la Fosse Centrale, la morphologie du fond de la mer est d'une horizontalité qui rappelle celle d'une Pédipaine. Le remplissage de la fosse, révélé en détail par la sismique Très Haute Résolution, est caractérisé par un ensemble de 4 séquences majeures (non encore datées), la cinquième séquence correspondant au "lag deposit" en place. La couverture sédimentaire supérieure est remaniée par des dunes actuelles. La mosaïque sonar, obtenue à partir de l'imagerie EM 1000, montre une dynamique sédimentaire active caractérisée par quelques dunes d'amplitude décamétrique sur le flanc Sud de l'actuelle Fosse Centrale et par de nombreux rubans sableux, traduisant un transport sédimentaire actuel vers l'Ouest. Le remplissage sédimentaire de la fosse serait lié à son fonctionnement comme exutoire du Fleuve Manche; la séquence IS2 à cliniformes progradants présente bien les caractéristiques d'une séquence de delta lacustre.



#### IV-4 LES BANCs DE LA MER CELTIQUE

Les bancs de la mer Celtique situés sur la plateforme externe entre la Bretagne et l'Irlande se disposent en un immense éventail. Ils sont, en moyenne, long de plus de 100 km et larges d'au moins 10 km. Leur orientation varie du Sud vers le Nord, au Sud ils sont orientés NS et au Nord EW. La profondeur de la base de ces bancs, des crêtes et de leurs terminaisons Est et Nord diminuent du Sud-Ouest vers le Nord-Est (Wingfield, 1995).

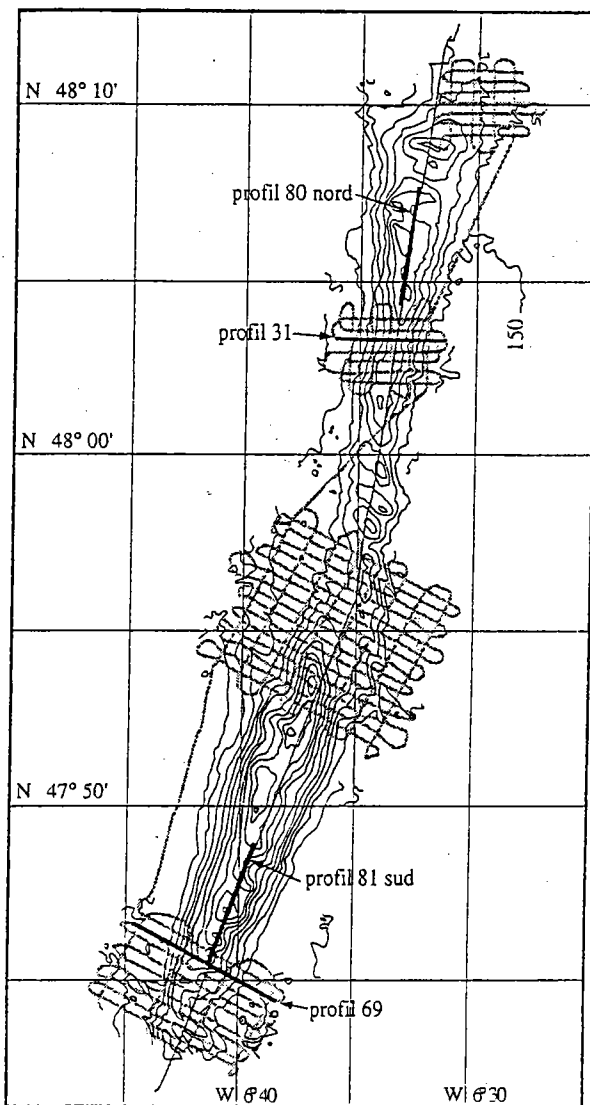
Le fond de la mer au Nord-Est de cette zone correspond à une partie de plateforme rocheuse où pointent des affleurements granitiques tels ceux d'Haig-Fras et des îles Scilly (Fig. I.4, p.11). La nature du fond marin de la plateforme sur laquelle se disposent les bancs est principalement sableuse (Pantin & Evans, 1984). Comme nous venons de le voir dans les chapitres précédents, le fond (sous-bassement des bancs) est ici aussi complètement plat, et se corrèle avec cette notion de surface d'aplanissement de la Manche.

Ces bancs sont principalement sableux, présentant parfois des épaisseurs supérieures à 50 m. On trouve cependant par endroit des dépôts glaciogénétiques attribués à des dépôts de plateforme périglaciaire (Hamilton et al., 1980; Pantin & Evans, 1984; Scourse et al., 1990).

De par l'absence de vagues de sables notée sur les grands bancs de la mer Celtique (Bouysse et al., 1976), ils ont été interprétés comme des corps sédimentaires inactifs hérités de la dernière période de bas niveau marin (stade isotopique 2, -20 000 ans). Kenyon et al. (1981) décrivent les bancs comme des structures moribondes et utilisent un modèle montrant qu'un abaissement du niveau marin de plus de 100m produit une accélération de la vitesse des courants tidaux qui rendent possible la genèse des bancs les plus profonds (Belderson et al., 1986). Les bancs du Sud de la mer Celtique présentent eux des vagues de sable, et en particulier, le banc du Kaiser-I-Hind, reconnu lors des missions SEDIMANCHE 1 et 2. La majorité des auteurs qui se sont intéressés à ces bancs considèrent que ceux-ci se sont formés lors des bas niveaux marins les plus importants; -140 m de chute pour Pantin et Evans (1984) et -100 m pour Belderson et al. (1986). Par contre Wingfield (1995) pense que ces bancs sont effectivement des bancs tidaux mais dont la profondeur s'explique par le rebond isostatique résultant du relâchement postérieur à la fonte des glaces.

Au cours des missions SEDIMANCHE, nous nous sommes plus particulièrement intéressés au banc du Kaiser-I-Hind (Fig. IV.38), afin de confronter les hypothèses précédentes aux géométries des discontinuités sédimentaires reconnues en sismique Très Haute Résolution (THR). Ce travail a été effectué par J.Y Reynaud et T. Marsset (Reynaud et al., 1994; Reynaud et al., 1995) pour le dépouillement des données SEDIMANCHE.

Le Kaiser-I-Hind, est un des bancs les plus profonds de la mer Celtique (150-160 m) et des plus proéminents (35 m de hauteur au point culminant). Long de 60 km et large de 5 km, ce banc comprend deux hauts-fonds culminant à -115 m, rectilignes, obliques l'un par rapport à l'autre et reliés par une zone plus basse (-135 m). Son profil bathymétrique transversal est symétrique, contrairement à celui de la plupart des bancs



tidaux actuels (Kenyon, 1970; Kenyon et al., 1981; Beck et al., 1991). Lors de la mission SEDIMANCHE 2, 64 profils sismiques (sparker SIG), numérisés et traités en temps réel avec le logiciel DELPH 2, ont été obtenus sur quatre secteurs de ce banc (Fig. IV.38).

**Figure IV.38 -**

*Plan de position des profils sismiques et bathymétriques reconnus lors de la campagne SEDIMANCHE 2 sur le banc du Kaiser-I-Hind. La bathymétrie a été réalisée à partir du sondeur EM 1000 (Reynaud et al., 1994).*

#### IV-4.1 Stratigraphie du Kaiser-I-Hind

Les travaux de J.Y. Reynaud (1994, 1995, 1996) sur les données de sismique THR ont permis de différencier de manière plus précise la stratigraphie du banc.

Le banc du Kaiser-I-Hind repose sur un prisme progradant, reconnu par Bouysse et al. (1975) comme étant le Miocène et correspondant à la formation calcarénitique de Cockburn définie par Evans & Hughes (1984). Reynaud et al. (1994) distinguent trois unités au-dessus du Miocène.

La première est la formation de la Petite Sole Supérieure (Evans & Hughes, 1984), attribuée par Bouysse et al. (1976), au comblement des vallées fluviales incisées lors de la plus forte régression quaternaire résultante d'un abaissement glacio-eustatique augmenté à la périphérie des inlandsis par des processus de compensation isostatique. Evans & Hughes (1984), attribuent ces incisions à des mouvements épirogéniques (surrection progressive de la marge depuis le Miocène Moyen, émergence au Pliocène Terminal, et subsidence de 200m au Pléistocène) et envisagent un comblement marin précoce des paléovallées.

La seconde formation, "système-base" pour Reynaud et al. (1994), est une unité intermédiaire mise en évidence pour la première fois sur les profils de SEDIMANCHE 2. Cette formation est caractérisée par un ensemble de réflecteurs parallèles et subhorizontaux (Fig. IV.39). Le système-base constitue la partie la plus basse du banc, et les derniers dépôts de comblement des paléovallées. Il n'a pas été repéré sur tous les profils.

L'unité supérieure correspond à la formation de Melville (Pantin & Evans, 1984). Elle constitue l'essentiel du banc et est limitée à sa base par un ensemble de surfaces d'érosion planes (Fig. IV.39). Pantin & Evans (1984) interprètent la présence de nombreuses structures internes comme des figures de stratification entrecroisées. Les discontinuités internes effectivement relevées sur la sismique THR sont interprétées par Reynaud et al. (1994) comme des surfaces d'érosion limitant des unités de dépôt dont l'épaisseur atteint 20 m dans la partie Sud du banc. Les unités de plus faible extension longitudinale ont la forme de chenaux plurihémométriques. La structure longitudinale de la formation de Melville se traduit à l'échelle du banc par un empilement à vergence Nord des unités de dépôt. La structure interne de chaque unité de dépôt est caractérisée par la présence de réflecteurs plans et parallèles pentés vers le Sud, interprétés comme des surfaces de progradation (Fig. IV.39). Ces surfaces semblent traverser de haut en bas des unités d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, et peuvent être suivies sur une centaine de mètres. C. Plagnol, (1995) et T. Marsset et al. (1995) ont défini au niveau de la formation de Melville une succession de figures d'érosion et de remplissage, plus caractéristique d'un système de chenaux (Fig. IV.40) et de barres qui semble être constitué d'un matériel grossier et d'une faible partie de sédiments fins préservés. A première vue le remplissage des vallées au toit de la formation ne correspond pas vraiment à un remplissage chenalisant caractéristique du type méandrique (érosion de la face concave et accrétion de la face convexe), l'accrétion des séquences de remplissage étant inversée (Fig. IV.42). Pour Reynaud (1996), cela s'expliquerait par l'obliquité de la coupe d'un réseau sinueux par rapport à son axe d'écoulement vrai (Fig. IV.41).

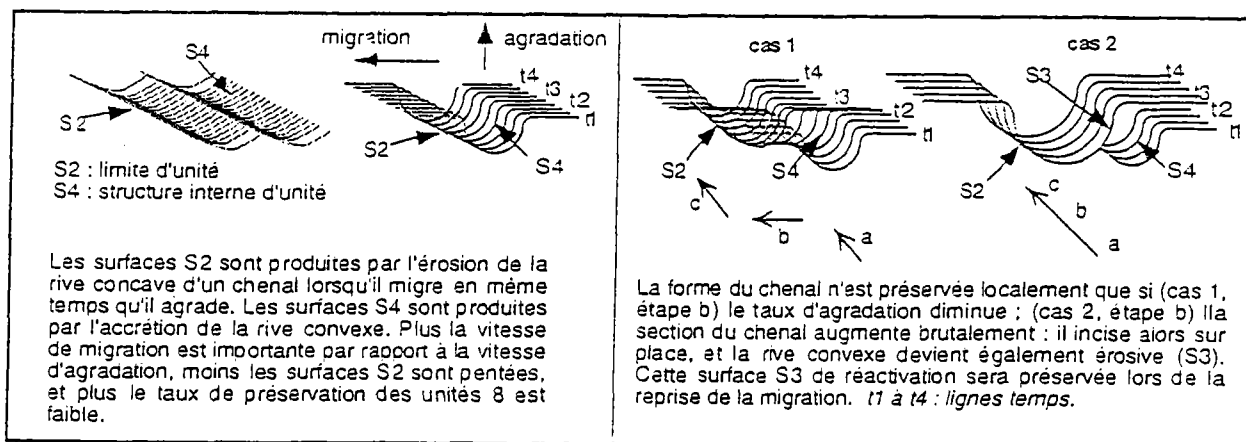


Figure IV.41 - Interprétation schématique des chenaux en coupe (Reynaud, 1996)



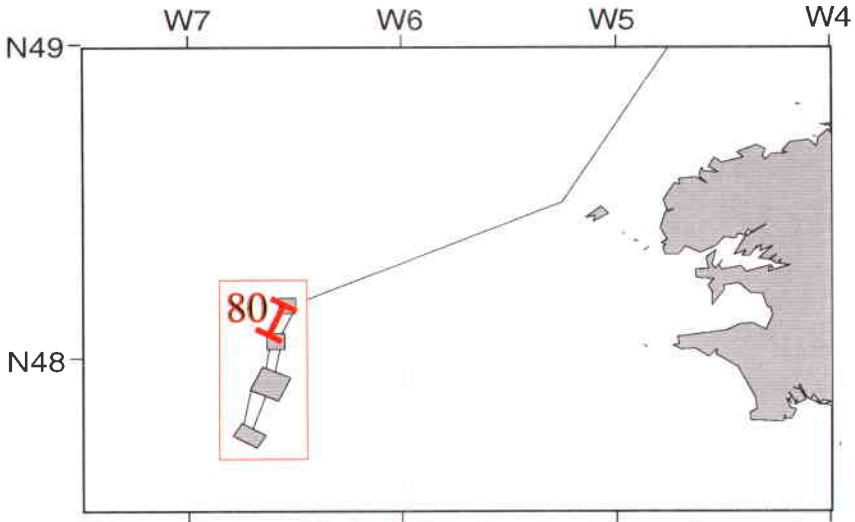
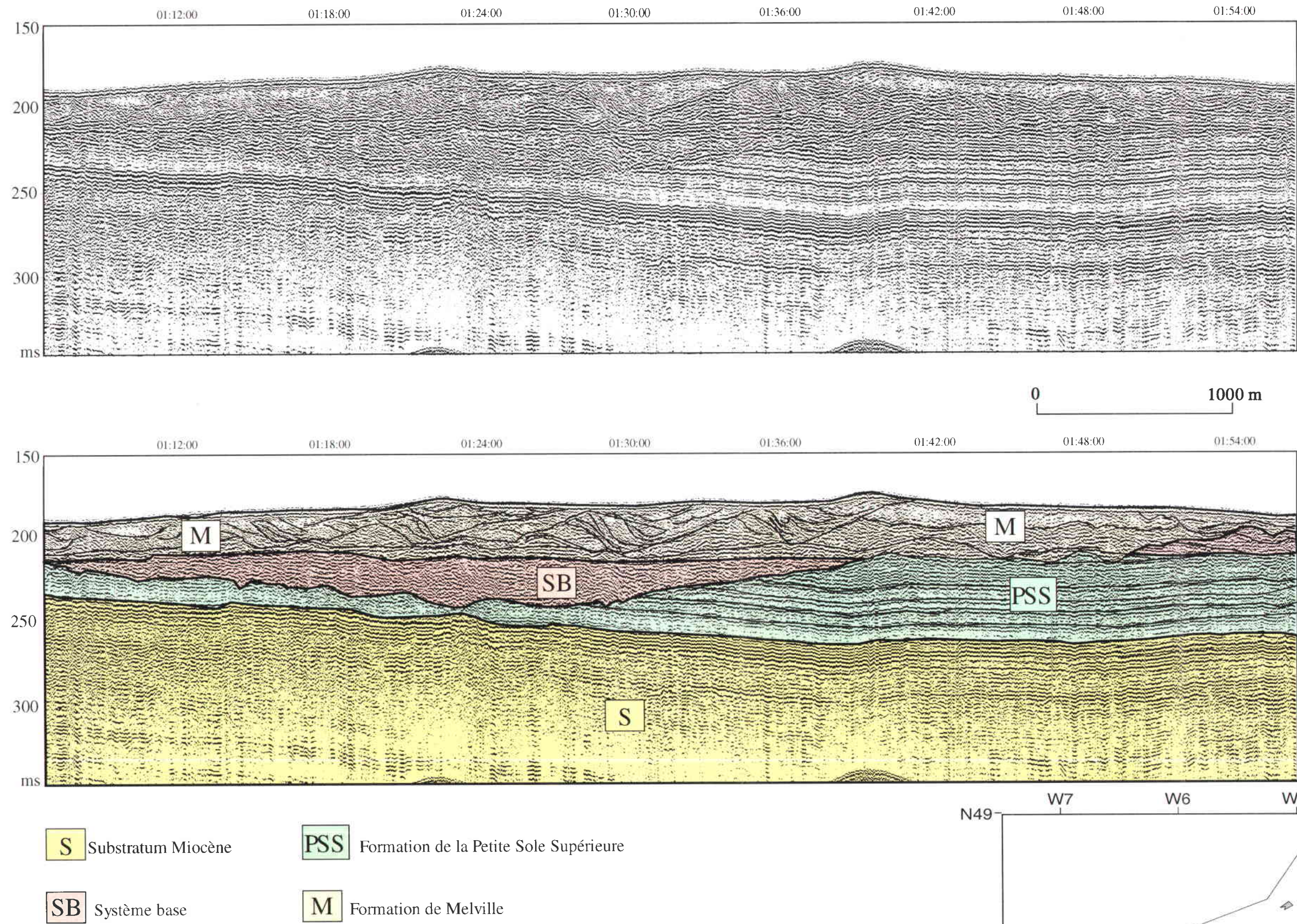


Figure IV.39 - Profil sismique 80 SEDIMANCHE 2 de la zone KAISER  
S = Substratum miocène, PSS = formation de la Petite Sole Supérieure, SB = Système Base, M = formation de Melville



## IV-4.2 L'Origine des Bacs

Bouysse et al. (1976), Pantin et Evans (1984) expliquent la formation des bacs de la mer Celtique et de leur unité supérieure, la formation de Melville, comme résultant de l'action de courants tidaux lors de la dernière chute du niveau marin relative au dernier maximum glaciaire (- 20 000 ans BP) . Selon ces auteurs, les bacs seraient séparés des dépôts sous-jacents par la surface régionale de pénéplanation marine. Cette surface produite par les multiples régressions glacio-eustatiques quaternaires, tronque les formations antérieures et représente le hiatus du Pléistocène. Au contraire, les données obtenues de la mission SEDIMANCHE 2 laissent penser que les séquences sédimentaires du bac du Kaiser-I-Hind se seraient mises en place au cours de plusieurs cycles eustatiques.

Cet ensemble polyphasé s'explique par le fait que, pour les cinq derniers cycles au moins, (1) le site n'est accessible à la dynamique marine (0-60m d'eau) que lors des forts bas niveaux marins (stades 22, 16, 10, 6, 2) et que (2) en période de haut niveau marin, le taux de sédimentation y est très faible.

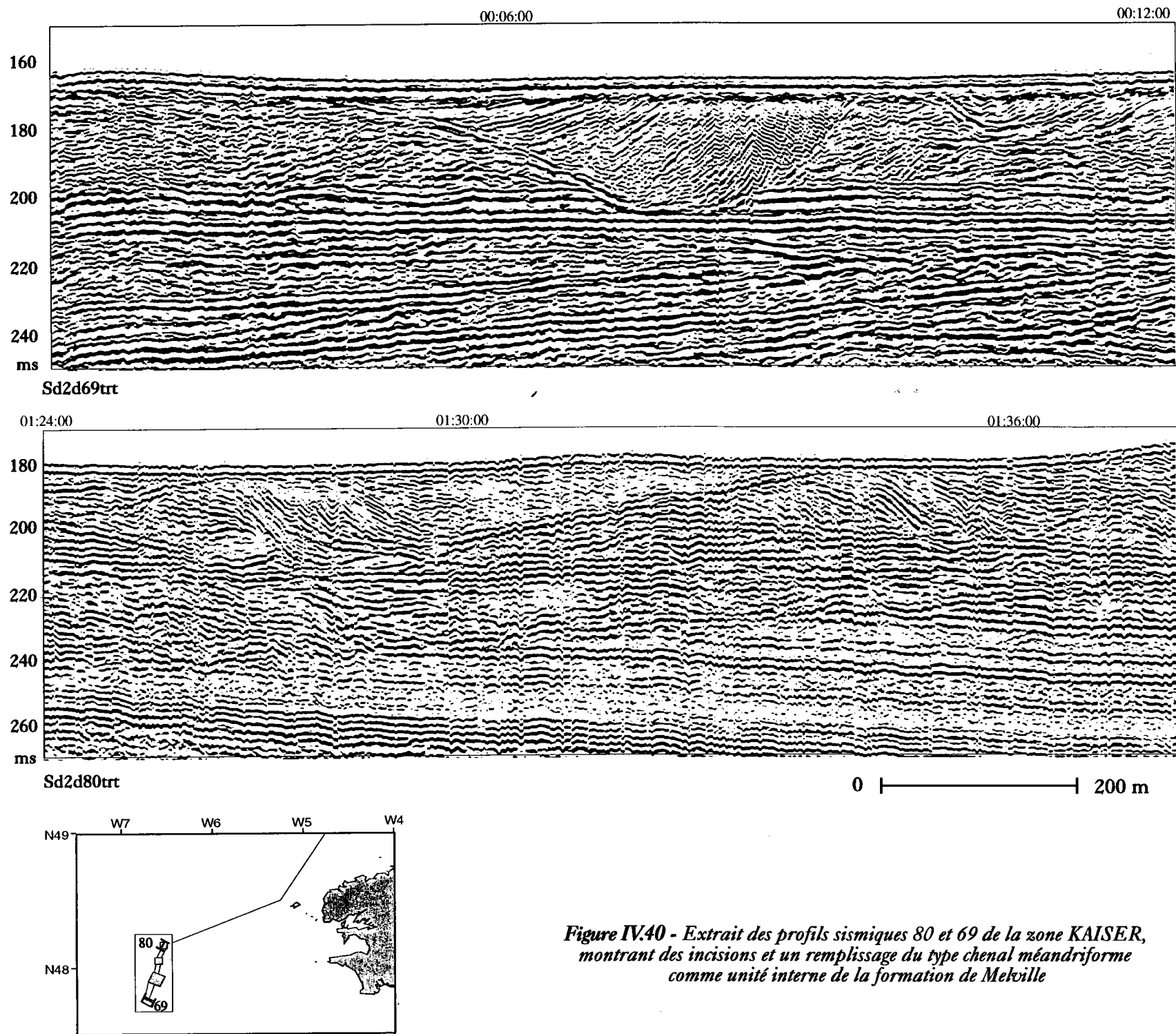
Les données de sismique THR montrent deux unités acoustiques distinctes au niveau du bac (1) le système-base, dont l'assise est imbriquée dans les paléovallées sous-jacentes, et (2) la formation marine de Melville, dont la surface de base est localement plus haute que la surface d'érosion autour du bac et ne correspondrait pas à la surface de pénéplanation régionale. La structure des ensembles de dépôt du bac du Kaiser évoque un réseau anastomosé (Fig. IV.40, Marsset et al., 1995), les réflecteurs de l'unité supérieure caractérisent des dépôts de plaine d'inondation et de chenaux. Deux types de structures sont distinguées au sein de ces dépôts: (1) les unités qui caractérisent l'empilement de dépôts subhorizontaux de baie ou d'estuaire ou des unités de shoreface limitées par des surfaces de ravinement par les vagues, (2) les unités incisées qui sont interprétées comme des systèmes chenalisés sinueux à anastomosés, limitées par les surfaces de migration de la base des chenaux (Reynaud, 1996). Les ensembles chenalisés du bac sont attribués à un environnement situé au niveau du rivage marin (paralique) et correspondrait à un delta, les premières unités étant interprétées alors comme le front deltaïque et les unités chenalisées comme les chenaux d'embouchure. La profondeur et l'abondance de ces chenaux dans le bac suggèrent un delta à prédominance tidale. Ces arguments font penser que la genèse du bac (système-base) est contemporaine de la dernière phase de comblement des paléovallées , et que la surface de base de la formation de Melville ne correspond pas à la surface de pénéplanation, mais plutôt à une surface de transgression qui date la dernière invasion marine au droit du site (Reynaud et al., 1994).

L'épaisseur des nappes fluviales permet d'estimer le taux de subsidence durant leur mise en place. En comparant ce taux avec les indications sur les niveaux marins absolus (Tabl. I.3) et si on ne tient pas compte des effets de compensation isostatique inférieurs à 10 m à cette distance de l'inlandsis (Lambeck, 1993a, 1993b et 1995), on peut estimer l'âge du comblement de la vallée du Kaiser entre le Reuvérien et le Tiglien (2,6 - 1,7 Ma).



Il est, par contre, peu probable que le banc actuel soit Pliocène, étant donné le pouvoir érosif des dernières chutes glacio-eustatiques à -100 m et plus (stades 22, 16, 10, 6, 2). Le delta serait détruit et reconstruit à chacun de ces cycles, on peut alors imaginer une genèse lors des chutes glacio-eustatiques supérieures à -100 m. La formation de Melville peut-être considérée comme le témoin des bas niveaux marins les plus importants connus depuis le Bavélien (1 Ma).

D'après Reynaud et al., 1994, la formation de Melville ne correspondrait probablement pas à la surface flandrienne d'abandon, mais plutôt à la cicatrice d'un bas niveau relatif antérieur. Ce qui voudrait dire que seule la morphologie résiduelle du banc du Kaiser-I-Hind est imputable à un remaniement lors du dernier bas niveau marin et que les dépôts constituant la structure interne de la formation de Melville, seraient alors antérieurs. Les bancs actuels seront probablement érodés lors de la prochaine grande glaciation, dans la mesure où la subsidence reste inactive. Le blocage de la subsidence, indépendamment de sa cause, est favorisé par la tendance actuelle de la marge à perdre sa charge sédimentaire (érosion sur la pente, non-dépôt global sur la plateforme) (Reynaud, 1996).



*Figure IV.40 - Extrait des profils sismiques 80 et 69 de la zone KAISER, montrant des incisions et un remplissage du type chenal méandriiforme comme unité interne de la formation de Melville*



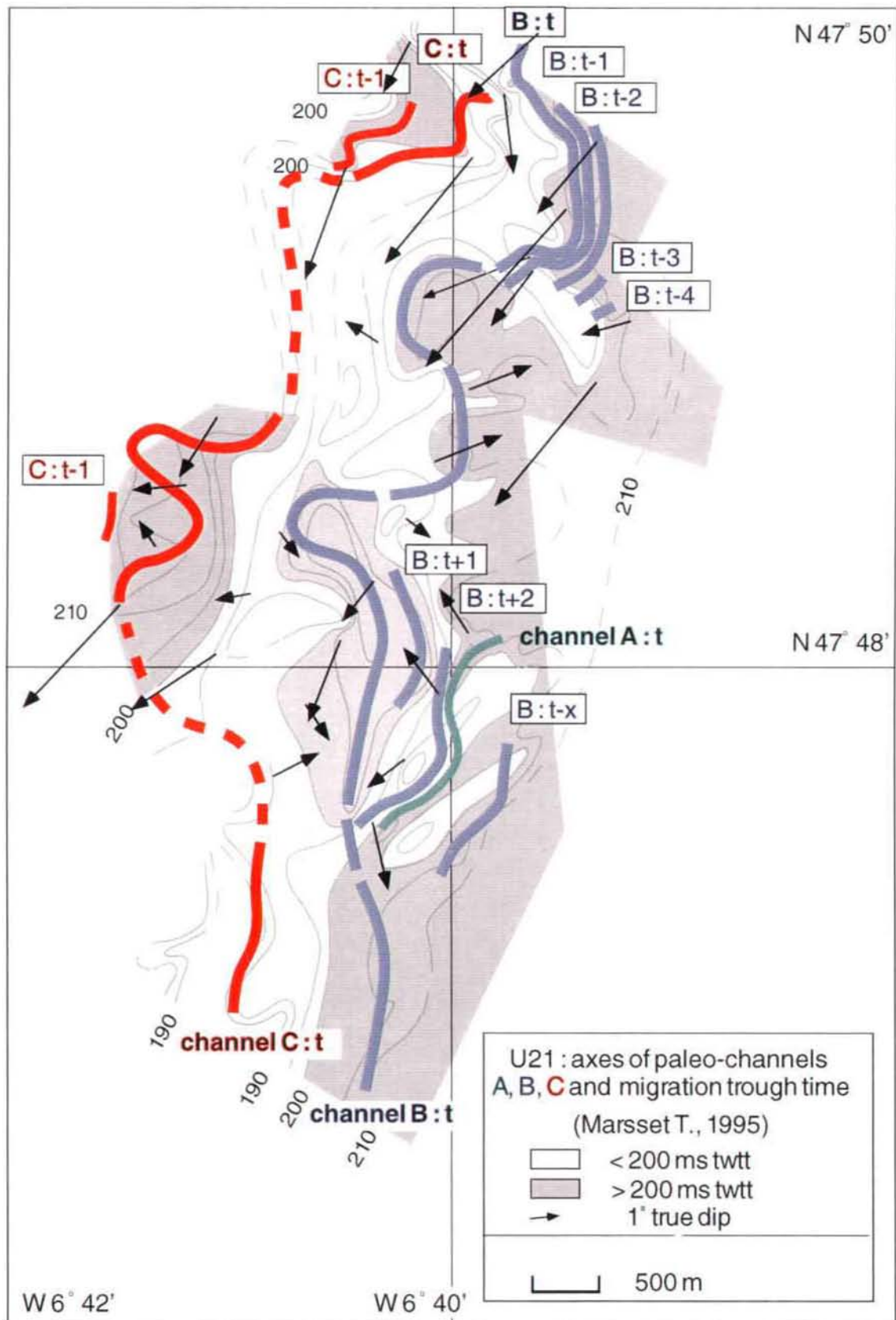


Figure IV.42 - Chenalisation dans l'unité supérieure (Melville) du banc du Kaiser-I-Hind (Marsset T. et al., 1995)

## CHAPITRE 5

---

### *DISCUSSION*

*- "Personne n'a jamais eu encore une idée complètement originale. Chaque idée neuve est produite par la cristallisation de mille idées différentes qu'ont eues d'autres hommes. L'un découvre brusquement le mot juste et l'expression exacte pour cette idée nouvelle et dès que le mot est prononcé, des centaines d'hommes se souviennent aussitôt qu'ils ont eu depuis longtemps cette idée "*

*B. Traven (Le trésor de la Sierra Madre)*



La Manche, au substratum essentiellement Mésozoïque (Smith & Curry, 1975; Larssonneur et al., 1979), est entaillée par un réseau complexe de paléovallées et de fosses. Elle présente une légère déclivité du Pas-de-Calais vers le rebord du plateau des Approches Occidentales. Actuellement, c'est une surface relativement plane recouverte d'une fine couverture sédimentaire, toujours mobile. L'ensemble des paléovallées s'intègre dans un système de drainage complet, tel celui proposé par Schumm (1977, cf. §III.1) et qui peut se décrire par (Fig. I.1; p. 1):

- **le bassin versant**, constitué du Sud de la mer du Nord, de la Manche orientale, des bassins de Londres et de Paris,

- **la zone de transfert** commençant au droit du Cotentin par la zone de confluence des paléovallées de la Manche centrale, dont la plupart présentent des séquences de remplissage, et se poursuivant par la Fosse Centrale de la Manche. Cette partie constitue la majeure partie de notre propos.

- **la zone de dépôt** constituée par l'ensemble des bancs de la mer Celtique et du delta profond situé au pied des canyons de Shamrock et de Black-Mud.

Les caractéristiques du paléoréseau diffèrent entre d'une part, la Manche centrale et orientale et d'autre part, la Manche occidentale. Le système Manche constitué par les fosses et les paléovallées est un système complexe qui doit son origine à la combinaison de plusieurs facteurs:

- la tectonique, élément initial; ce sont les failles paléozoïques et le jeu de celles-ci au cours des différentes phases orogéniques de l'Europe du Nord qui induisent le tracé des cours d'eau,

- le glacio-eustatisme, responsable du façonnement du réseau général et des variations des dépôts centres,

- et le climat des hautes latitudes dont l'effet érosif se superpose à l'allocyclisme du glacio-eustatisme.

Les données que nous possédons ne proviennent que de boîtes dont la superficie est relativement petite comparée à l'étendue du système Manche. Ceci nous empêche de disposer d'un profil complet de tout le système. La qualité des données obtenues nous permet d'émettre des hypothèses sur un modèle d'évolution du système fluvial de la Manche et nous encourage à persévérer dans la voie de reconnaissance géophysique haute résolution.

## V-1 VERS UN MODÈLE D'EVOLUTION DU SYSTÈME FLUVIATILE DE LA MANCHE CENTRALE

### V-1.1 Le Profil Longitudinal Anté-Transgression Holocène

La pénéplaine de la Manche avec des pentes de 0,2 ‰ en moyenne vers l'Ouest (Fig. V.1), est relayée en amont par les bassins versants de la Seine et de la Somme et d'une certaine mesure du Southern Bight (Sud mer du Nord) via le Pas-de-Calais dont le fonctionnement particulier au cours du dernier million d'années expliquerait la formation de la paléovallée septentrionale. Dans leur partie aval, les bassins versants de la Seine et de la Somme ont une pente très faible (1 ‰ pour 10 000, pour la Seine entre Paris et Rouen), les reliefs qu'ils drainent sont soit faibles (Massif Central, Ardennes), soit lointains (Alpes).

L'ensemble Manche centrale, Manche orientale, présente un réseau de paléovallées bien marqué dans la bathymétrie. La paléovallée la plus septentrionale qui aurait drainé les glaciers de la mer du Nord (cf. §I-3), est en majorité dépourvue de sédiments, seul ce critère peut différencier la Manche centrale de la Manche orientale au point de vue sédimentologique.

#### V-1.1.1 La rupture de pente (W1°15) en Manche centrale/orientale

La reconstruction des profils longitudinaux des fleuves est incertaine pour le Pléistocène Inférieur, mais pour le Pléistocène Moyen et Supérieur, les profils longitudinaux de la Seine et de la Somme sont parallèles entre eux et présentent une pente relativement similaire. Dans la vallée de la Seine cette pente est à peu près constante 0,2 à 0,3 ‰ depuis le confluent de l'Yonne jusqu'au Nord de la baie de Seine où se termine le prolongement sous-marin de la vallée (Alduc et al., 1979). En vallée de Somme, la pente est légèrement plus forte, elle est de 0,5 ‰ (Antoine, 1993). Les vallées de la Manche centrale et orientale, forment un système complexe de vallées anastomosées, dont certaines sont surcreusées au niveau de leur confluence. Cette caractéristique a été également décrite sur des vallées fluviales reconnues à terre dans le Sud de l'Angleterre par Berry (1979), Hutchinson (1991). Ces vallées sont la prolongation en mer des vallées côtières actuelles et principalement des fleuves tels que la Seine, la Somme et la Solent (Smith, 1985).

Si l'on considère la morphologie de la paléovallée de la Seine en Manche, le profil longitudinal de la paléo-Seine présente la même pente faible (0,2 à 0,3 ‰) que les profils successifs connus dans le Bassin de Paris et ce jusqu'à la rupture de pente -70 m que nous avons notée sur la zone SAMDI. A ce niveau (W1°15), la morphologie au toit du substratum montre une reprise de l'incision à l'aval de la topographie actuelle, correspondant à une modification du profil d'équilibre. A partir de cette rupture de pente, le profil est beaucoup plus pentu (0,1 ‰, sur la zone SAMDI). Les paléovallées de la Seine et de la Somme se retrouvent alors en confluence et débouchent dans la Fosse Centrale Est.

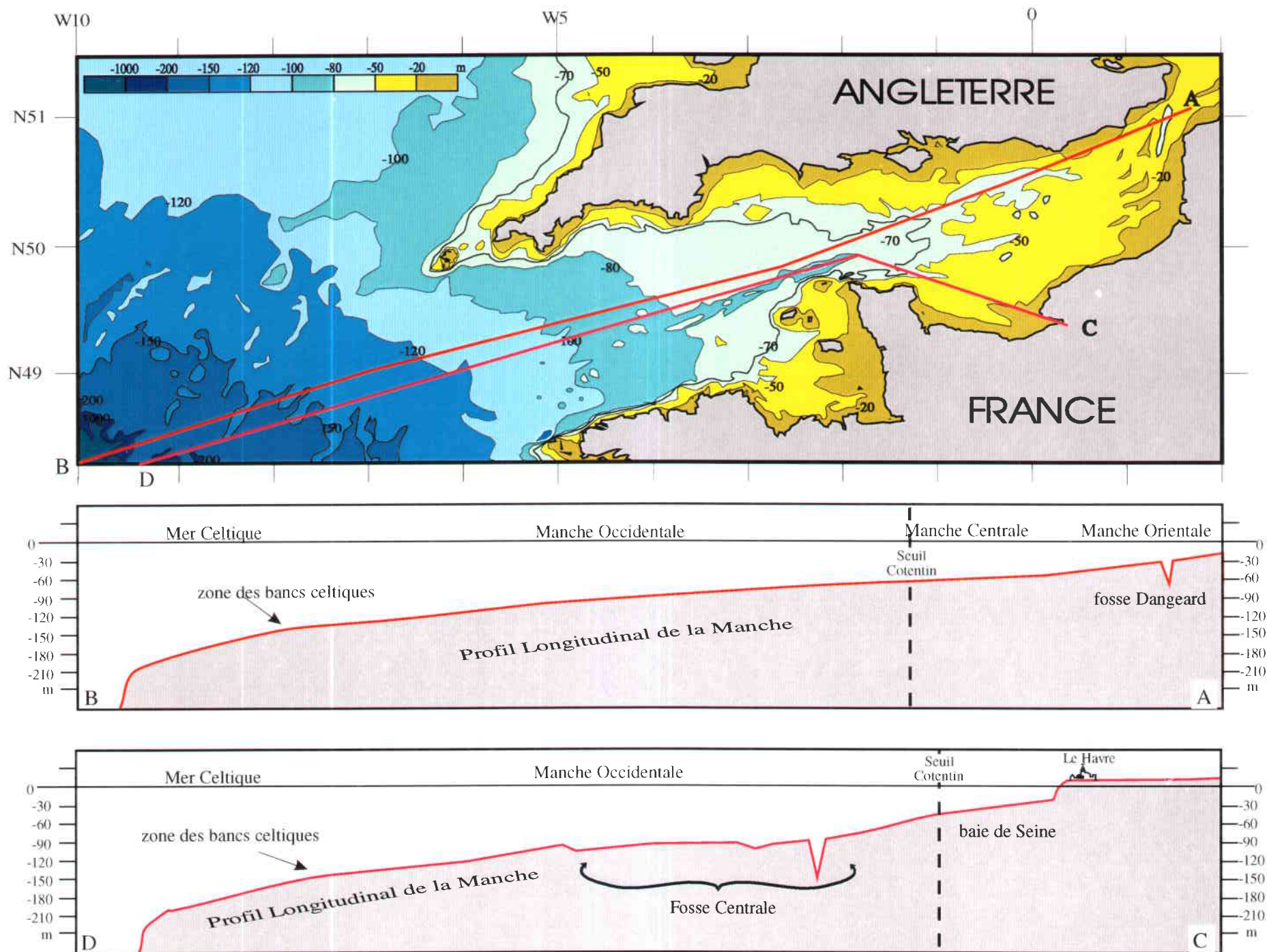


Figure V.1 - Bathymétrie générale et profil longitudinal (ENE-WSW) de la Manche

### V-1.1.2 La surface d'aplanissement et les fosses en Manche occidentale

Plus à l'aval du système, la Manche occidentale, dont la surface est globalement plane, est caractérisée par la Fosse Centrale fortement marquée dans la bathymétrie et longue de 150 km. Sa présence modifie complètement le profil longitudinal de la Manche (Fig. V.1). Il existe deux autres fosses déconnectées du paléoréseau proprement dit:

(1) La Fosse d'Ouessant (reconnue au cours de la mission SEDIMANCHE 2) ne présente aucun remplissage sédimentaire cénozoïque. Elle n'a certainement jamais été connectée au Fleuve Manche.

(2) La Fosse de l'Île Vierge, dont la reconnaissance rapide au cours de SEDIMANCHE 2 a montré qu'elle était aussi dépourvue de remplissage sédimentaire.

### V-1.1.3 La charnière occidentale caractérisée par les bancs de la mer Celtique

A son extrémité Ouest, le profil longitudinal de la Manche se termine par les bancs sableux de la mer Celtique. L'observation du profil bathymétrique NNE-SSW de la Manche depuis l'estuaire de la Seine jusqu'au Sud du banc du Kaiser montre que la limite des bancs est une autre charnière du plateau continental externe (Fig. V.1). La pente au niveau de la zone des bancs est de l'ordre de 0,4 ‰ (Reynaud, 1996). Sur une plateforme continentale, la vitesse du déplacement du rivage et la variation de l'espace disponible répondant à une variation du niveau marin relatif sont d'autant plus grandes que la pente est faible (Miall, 1984). En période de hausse du niveau marin relatif, les contextes de progradation sont donc d'autant plus rares que la pente est plus faible. Dans le cas de la mer Celtique la charnière du plateau continental externe a pu jouer un rôle de barrière à l'extension vers l'amont du delta du fleuve Manche au cours de la transgression. L'effet d'accélération du recul du rivage vers l'amont aurait stoppé la progradation du delta. Celui-ci aurait été déconnecté de ses tributaires en amont par une érosion intense, au moment de la transgression et éventuellement lors des bas niveaux marins postérieurs.

## V-1.2 Incisions et Polyphasage du Comblement des Vallées de la Manche

Aucun argument lithologique ne nous a vraiment permis de caractériser les milieux de dépôt des vallées étudiées sur nos zones d'étude. Il n'existe pas de vérité terrain (forages, carottages), exceptées les données de surface des zones OMBILIC, GUERNESEY et FOSSE CENTRALE (base de données BRGM). C'est pourquoi, nous avons utilisé les faciès sismiques des unités, qui seuls permettent de discuter de la nature du milieu de dépôt. Il existe une relation étroite entre la morphologie des paléovallées et les unités qui les comblent. Nous avons vu que l'évolution des vallées est soumise à l'alternance de phases d'incision (caractérisées par les réflecteurs sismiques à la base des séquences) et de

comblement ou alluvionnement (caractérisé par le contenu des séquences sismiques).

En Manche centrale, dans la prolongation des vallées de la Somme et de la Seine, sur les zones SAMDI et CONFLUENT, nous avons relevé différentes phases d'incision et de comblement. Les séquences sismiques étudiées présentent plusieurs types d'incisions, soit des incisions majeures, telle celle qui érode le substratum des vallées et qui donne la paléomorphologie que nous avons cartographié de la sismique, et des incisions de moindre amplitude préservées dans une phase globalement agradante. Ces dernières présentent des chenaux d'une largeur comprise entre 100 et 200 m, caractérisant un réseau chenalissant méandrique ou anastomosé. L'évolution de cette dynamique dans le temps se traduit par une constance sur les zones étudiées, c'est-à-dire:

- (1) une première grande phase d'incision qui entaille le substratum,
- (2) suivie d'une phase de pulsation incision/remplissage,
- (3) une à trois grandes phases d'agradation (en fonction des zones reconnues),
- (4) et une nouvelle phase d'incision avec un remplissage polyphasé (pulsation érosion/remplissage).

Sur la zone SAMDI, la première phase de creusement (1) entaille largement le substratum et laisse une large vallée qui se comble progressivement (2) d'abord par une phase de pulsations incision/remplissage (2) suivie par une forte tendance à l'alluvionnement (3) (S<sub>d</sub>2, S<sub>d</sub>3 et S<sub>d</sub>4, cf. § IV). La paléovallée reconnue sur la zone CONFLUENT ne se trouve pas du tout corrélée avec le nouveau tracé, elle n'apparaît que légèrement au Sud. Cette paléovallée est également creusée dans le substratum secondaire (1) qui se comble progressivement par un ensemble présentant (2) des phases d'érosion/remplissage successives (S<sub>c</sub>1). On retrouve ensuite une forte tendance à l'alluvionnement (3), mais cette fois en une seule séquence (S<sub>c</sub>2). Sur ces deux zones, on retrouve bien la quatrième phase d'incision suivie d'un remplissage polyphasé avec de nouveaux chenaux plus étroits qui se creusent et se combent (S<sub>d</sub>5 et S<sub>c</sub>3).

Les zones OMBILIC et GUERNESEY sont intéressantes pour deux raisons, la première est que la zone OMBILIC donne une idée de l'âge du remplissage en se basant sur les résultats des prélèvements réalisés dans la zone et la seconde est que la zone GUERNESEY, représente le prolongement à l'Est des données que nous disposons sur la terminaison Ouest de la Fosse Centrale. Les zones FOSSE CENTRALE et GUERNESEY présentent des phases de progradation/agradation. Sur la zone OMBILIC, on distingue un remplissage plio-pléistocène d'un remplissage pléistocène moyen à supérieur. La liaison OMBILIC-GUERNESEY, laisse supposer alors que le remplissage de la Fosse Centrale en séquences progradantes serait postérieur au Pléistocène inférieur.

Afin de proposer un modèle de mise en place et d'évolution du système Manche, nous avons essayé, à partir des analyses lithostratigraphiques (sismique



de faciès) précédentes, de: (1) reconstituer les causes de l'enchaînement des phases d'érosion et des phases d'alluvionnement dans le cadre climatique, (2) corréler ces phases entre les différents secteurs, (3) relier ces phases successives à l'échelle stratigraphique (stratigraphie isotopique, cf. §I-2). En l'absence d'éléments chronologiques fiables, il convient d'établir une séquence d'événements transgressifs/régressifs qui pourra être calée sur les chartes climatiques du Pléistocène.

### V-1.3 Discussion sur l'Origine des Incisions et du Comblement

L'incision des paléovallées peut avoir une cause autocyclique ou allocyclique. Les causes autocycliques d'incision dans les systèmes fluviaux, répondant à des changements du profil d'équilibre forcés par la décharge sédimentaire (Wescott, 1993), sont les plus fréquentes (cf. §III-1). Selon Wescott (1993), la période des successions fluviales élémentaires de dépôt (nappes) pour le Quaternaire est inférieure à 20 000 ans. Ces successions élémentaires, de puissance modeste, ne sont pas corrélables entre deux systèmes contemporains de dépôt. Les mécanismes d'érosion d'origine fluviale, tidale et glaciaire sont les agents principaux responsables des incisions sur le plateau continental au Quaternaire. Les phénomènes climatiques, tels le périglaciaire, interviennent en générant des surcreusements dans les réseaux fluviaux préexistants.

Les causes allocycliques sont: (1) la tectonique, (2) le glacio-eustatisme, (3) le flux sédimentaire, (4) le flux d'eau, qui entraînent des changements du profil d'équilibre déterminant soit l'incision, soit l'alluvionnement.

Les modèles séquentiels non quaternaires tendent à supposer qu'il existe une réponse relativement instantanée aux changements du niveau de base. Lors de la chute du niveau de base au delà du point d'inflexion de chute (Van Wagoner, 1988 et 1990; Posamentier, 1988), l'extrémité aval du système fluvial peut-être caractérisée par une érosion alors que l'extrémité amont sera caractérisée par un dépôt. Les sédiments dépassent la plateforme pour être déposés au niveau de la ligne de rivage de bas niveau. En phase de hausse, l'incision ne sera localisée que dans la partie amont du système alluvial (Miall, 1991). Cependant en ce qui concerne les études des variations glacio-eustatiques du Quaternaire, nous avons vu (cf. § III) qu'en domaine fluvial, il peut y avoir incision en phase de chute comme en phase de hausse du niveau marin relatif, selon la position considérée sur le profil longitudinal du fleuve.

Les séquences aggradantes reconnues sur les profils peuvent être interprétées comme étant le résultat d'une élévation du niveau de base, ceci se réalise au cours d'une remontée du niveau marin relatif ou au cours d'une période de stabilité du niveau marin. Chaque nappe peut être interprétée comme une séquence sédimentaire de dépôt qui correspond à un cycle climatique élémentaire: phase froide vers interstade.

Dans le cadre de notre étude, nous pouvons émettre deux hypothèses quant à l'origine des incisions:

-(1) Il y a incision à chaque période froide, pouvant supprimer totalement et à chaque endroits de la vallée plusieurs nappes antérieures d'alluvionnement. A la fin de chaque période froide le fleuve incise le substratum grâce, vraisemblablement, à l'annulation de la charge (Miall, 1978), comme le démontrent les profils de loess pléniglaciaires en bas des versants dépourvus d'éléments grossiers issus des pentes (Lautridou, 1985). On peut alors considérer que chaque phase d'incision du substratum correspond à une période froide. Au cours de ces périodes, le niveau de base chute, entraînant le réajustement des fleuves vers leur profil d'équilibre; débits et charges étant probablement similaires d'une période froide à l'autre.

-(2) L'incision ne survient pas à chaque période froide. Les séquences sont le résultat d'un façonnement composite par des phases d'érosion latérale dues à plusieurs périodes froides; les alluvions nouvelles s'emboîtent dans les précédentes ou se mélangent à elles. L'incision verticale profonde survient lors de certaines périodes froides seulement. Aux autres périodes froides, le dernier palier du moment se trouve élargi, les séquences antérieures ne sont pas globalement érodées. Cette dernière hypothèse provient du fait qu'à la fin du Weischelien une importante incision du substratum a été reconnue à terre. Cette période correspond à une forte baisse du niveau marin. En revanche pour les stades 8 et 12 on ne constate pas à terre d'incision du substratum (Lefebvre et al., 1994). La cause de l'absence ou de la présence d'incisions doit se trouver dans la plus ou moins grande ampleur de l'abaissement du niveau marin relatif aux périodes froides.

Ces deux types de fonctionnement peuvent en effet s'appliquer au système fluvial de la Manche, en aval et en amont de celui-ci. Si le niveau de la mer ne baisse pas plus que -70 m, le profil longitudinal reste en équilibre et il ne se produit pas d'incisions (la zone en amont est une zone de transit et le système agrade au delà de la ligne -70 m, zone SAMDI et CONFLUENT).

En revanche si le niveau marin s'abaisse sous -70 m, le profil du fleuve est en déséquilibre car la section la plus en aval présente une pente plus forte que le reste du cours. Il y a alors érosion pour rattraper le niveau de base. Par contre ce réajustement ne se fait pas au delà de la Fosse Centrale, la charge solide étant inexistante. La Fosse Centrale située sous le niveau de base se trouve en "pro-gradation" (Nummedal et al., 1993; Koss et al., 1994), et joue un rôle tampon. L'incision en aval est faible, car la puissance brute du cours d'eau s'en trouve diminuée (cf. §III-1).

### V-1.4 Chronologie Relative de la Variation du Niveau de Base

Les séquences alluviales reconnues en Manche centrale (zones SAMDI et CONFLUENT), présentent donc une succession de phases distinctes d'érosion et d'agradation (Fig. V.2a et V.2b). Les grandes phases d'incision qui érodent le substratum peuvent être rapportées aux chutes majeures du niveau relatif de la mer.

Les directions morphologiques de la première incision correspondent aux directions tectoniques du rejeu en inversion des failles de la Manche, décrit au chapitre I et daté de la fin du Tertiaire (Ziegler, 1990, entre autres). A terre, l'encaissement des rivières dans le substratum apparaît comme une conséquence du soulèvement du Bassin de Paris au cours du Pléistocène (Colbeaux et al., 1980; Debrand-Passard et al., 1992). Sur la zone SAMDI, le seuil à -70 m se marque très nettement dans la bathymétrie (Fig. IV.4 et IV.5), on retrouve le même seuil dans la paléobathymétrie (Fig. IV.12a e b). Ce qui est concordant avec une reprise de l'érosion au niveau de cette rupture de pente. Les grandes chutes du niveau relatif de la mer qui pourraient être à l'origine de cette incision sont le Chattien (limite Oligo-Miocène), le Tortonien (Miocène Supérieur), le Messinien (limite Miocène-Pliocène), le Prétiglien (Pliocène Supérieur), et les régressions du Pléistocène Supérieur à partir du Bavélien (900 ka).

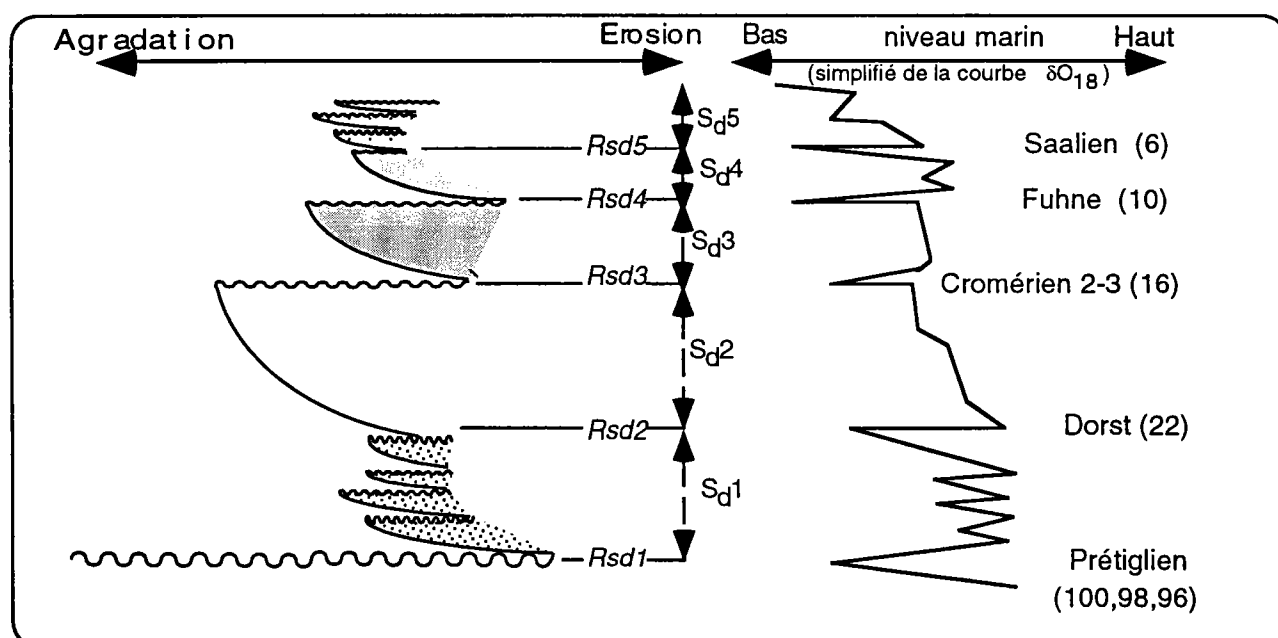


Figure V.2a- Chronologie relative de la zone SAMDI en fonction des variations du niveau de base

Bien qu'il n'existe pas de valeurs exactes pour les chutes chattienne, tortonniennes et messinienne (Crowley, 1996), les premières grandes régressions associées à un net refroidissement climatique sont celles du Prétiglien (2,5-2,4 Ma; stades 100, 98, 96), il existe bien un refroidissement climatique repéré à la limite Zancéen-Piacenzien (3,5-3,2 Ma), mais dont la chute du niveau marin est relativement faible comparée à celle associée au Prétiglien (Suc et al., 1995).

Les deux premières régressions marines plio-pléistocènes ayant dépassé la ligne des -70 m se seraient déroulées: (1) au Prétiglien et (2) beaucoup plus tard au Bavélien (Dorst, 900 ka; stade 22). La chute du niveau marin relatif du Prétiglien est obtenue par addition d'une composante tectonique au niveau marin eustatique (Fig. V.3), cette composante en subsidence jouerait essentiellement au Pliocène Terminal (Reynaud, 1996). Sur les profils sismiques que nous avons interprétés, nous avons distingué une première phase d'incision, suivie d'une phase monotone de pulsations érosion/remplissage ( $S_d1$  sur la zone SAMDI et  $S_c1$  sur la zone CONFLUENT), elle-même érodée par une nouvelle phase importante d'incision à la base d'une séquence agradante de forte extension ( $S_d2$  sur la zone SAMDI et  $S_c2$  sur la zone CONFLUENT). Nous tentons de corrélér ces deux phases d'incision avec ces deux régressions majeures du Quaternaire, le Prétiglien et le Bavélien. Entre ces deux grandes régressions, le retour aux conditions tempérées entraîne l'évolution vers un système en alternance de type méandriforme ou anastomosé, présentant une succession de phases érosion/remplissage. Ce qui se corrèle avec les séquences interprétées  $S_c1$  et  $S_d1$ . Le remplissage proviendrait de l'alimentation des fleuves par un matériel issu de l'altération périglaciaire.

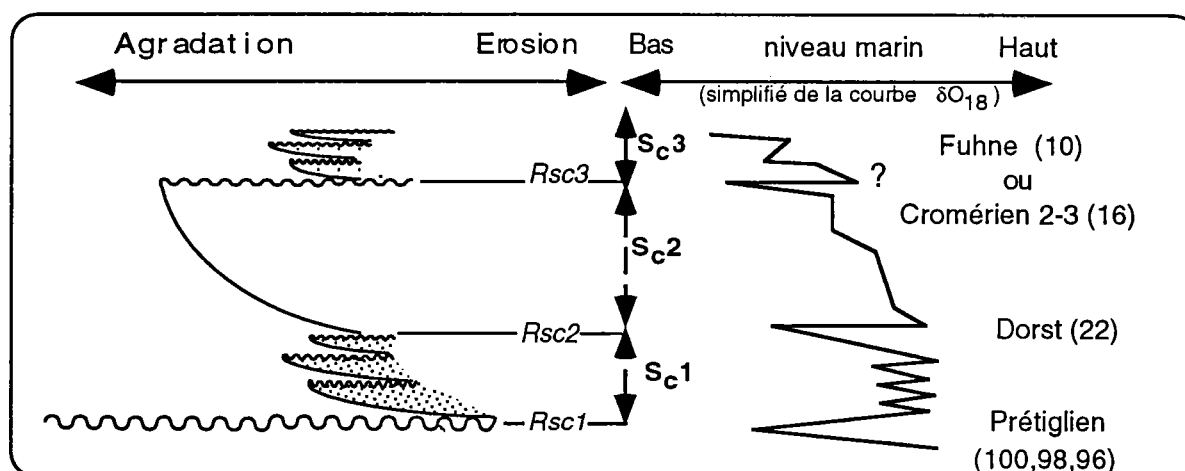
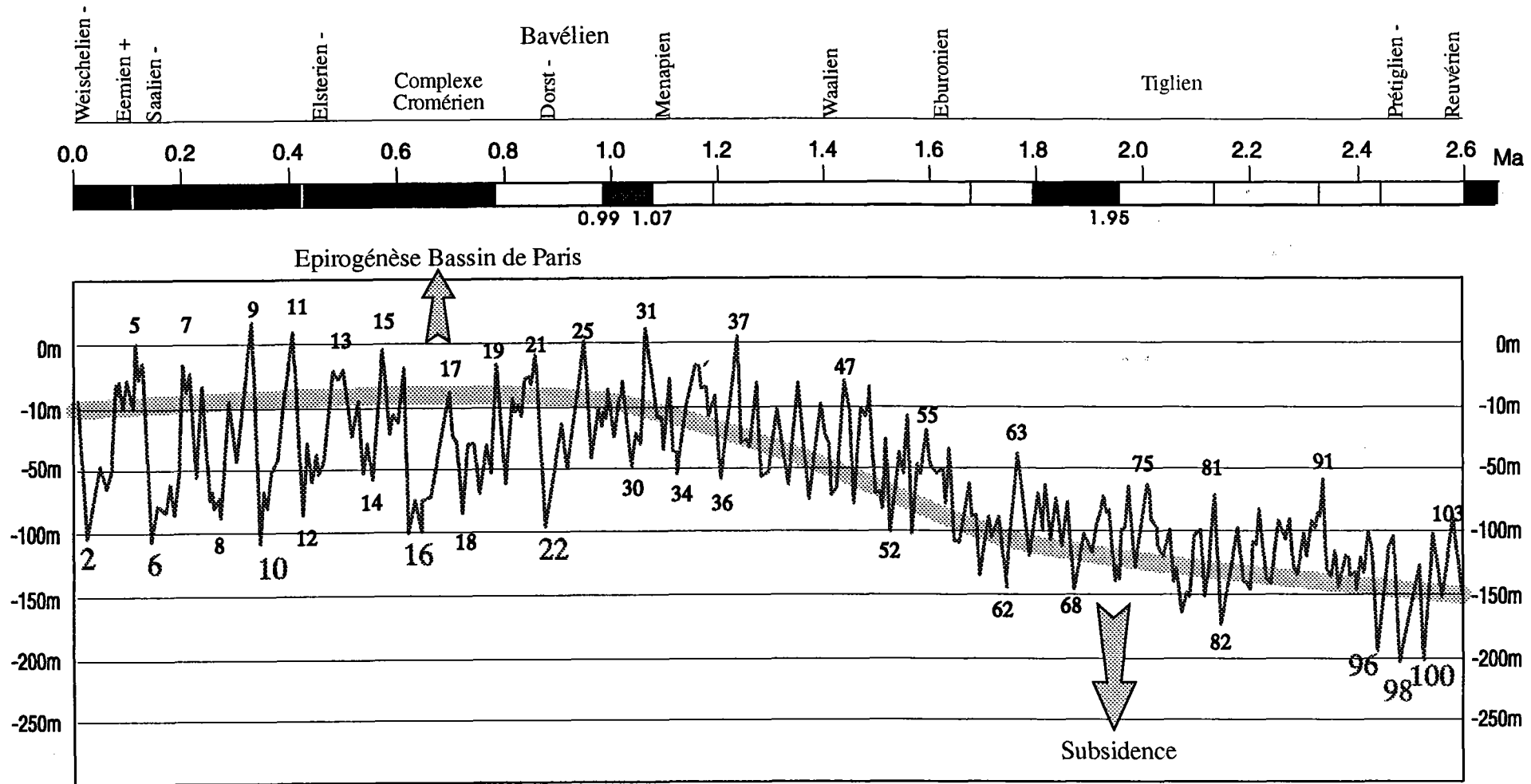


Figure V.2b - Chronologie relative de la zone CONFLUENT en fonction des variations du niveau de base

Pour la Somme, il est nécessaire de distinguer un événement récent, décrit en amont de notre zone d'étude par Auffret et al. (1980) qui aurait modifié le cours de la paléovallée de la Somme. Cet événement serait la capture (avulsion) de la paléovallée au Saalien ? (stade 6). Les nappes alluviales de la paléoSomme, reconnues sur les zones SAMDI et CONFLUENT se sont mises en place avant cette capture. Ici aussi, les incisions sont à relier à des fortes chutes du niveau marin relatif, les incisions sont liées aux abaissements eustatiques les plus forts et antérieurs au stade 6.

Par contre, la disposition à terre montre une érosion latérale supérieure à l'érosion verticale du fait de l'augmentation de la charge due à la gélifraction et à la destruction du couvert végétal. Pour Lefebvre et al. (1994), l'érosion et le dépôt d'alluvions sont soumis à un contrôle climatique dans un contexte de soulèvement épirogénique lent. La tectonique quaternaire décrite dans la zone, à l'origine de ce soulèvement, se serait fait ressentir au cours du Complexe Cromérien entre -600 ka et -400 ka (Colbeaux et al., 1980; Debrand-Passard et al., 1992).



**Figure V.3** - Altitude du paléorivage par rapport au niveau actuel, estimée des variations glacioeustatiques déduites de la composition isotopique de l'oxygène de l'eau de mer (courbe présentée chapitre I).

Le niveau marin relatif est obtenu par addition d'une composante tectonique (trait gris), à la courbe eustatique.  
La composante tectonique fait intervenir l'épirogénèse du Bassin de Paris et une composante subsidente obtenue de la paléobathymétrie de la formation de la Petite Sole (Evans, 1990; Reynaud, 1996).



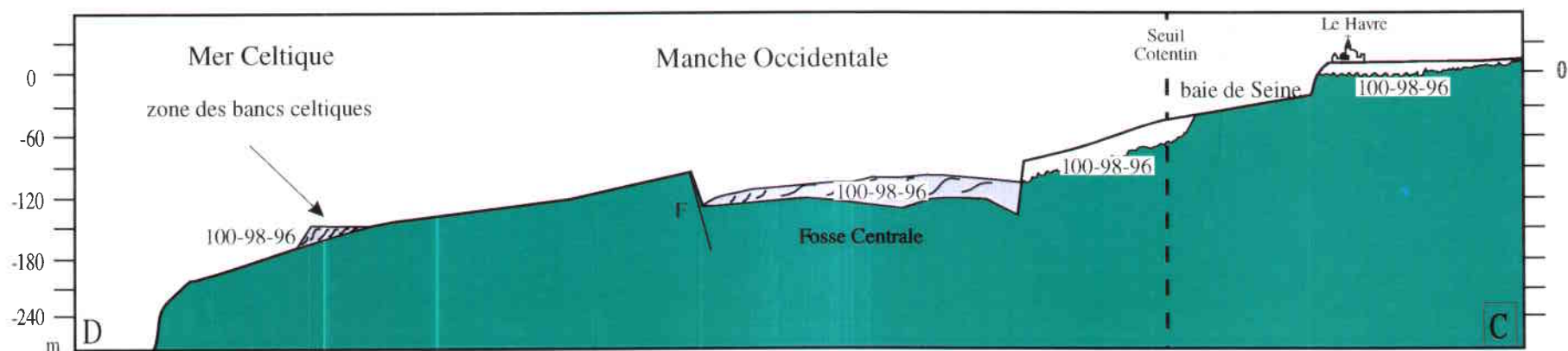
### V-1.5 Les Profils Longitudinaux

Au Pléistocène Inférieur, il n'existe pas de reconstruction des profils longitudinaux des fleuves vraiment sûre, mais nous savons qu'au Prétiglien s'est mis en place un véritable climat froid (stades 100, 98, 96) qui marque un réel changement dans le style de dépôts et dans le fonctionnement du fleuve Manche (Gibbard, 1988; Suc, 1995). Cet ensemble de trois régressions successives, dont la chute semble avoir dépassé la ligne des -70 m (-200 m ?, Fig. V.3) pourrait être à l'origine de l'incision à la base du système fluvial en amont, c'est-à-dire en Manche centrale et orientale. C'est ce profil prétiglien que nous avons essayé de reconstituer (Fig V.4a), il est vrai que la première incision reconnue à terre est bavélienne (stade 22) et que notre schéma peut très bien se rapporter à cette régression. Il serait, cependant, peu réaliste de considérer que le système fluvial de la Manche n'ait gardé aucune trace de l'épisode Prétiglien.

La chute du niveau marin relatif dépassant de nouveau la ligne des -70 m, n'apparaît ensuite qu'au Dorst (stade 22). Entre ces deux grandes régressions, le retour aux conditions tempérées entraîne l'évolution vers un système en alternance de type méandrique ou anastomosé, présentant une succession de phases érosion/remplissage (séquences Sc1 et Sd1). Le remplissage proviendrait de l'alimentation des fleuves par un matériel issu de l'altération périglaciaire.

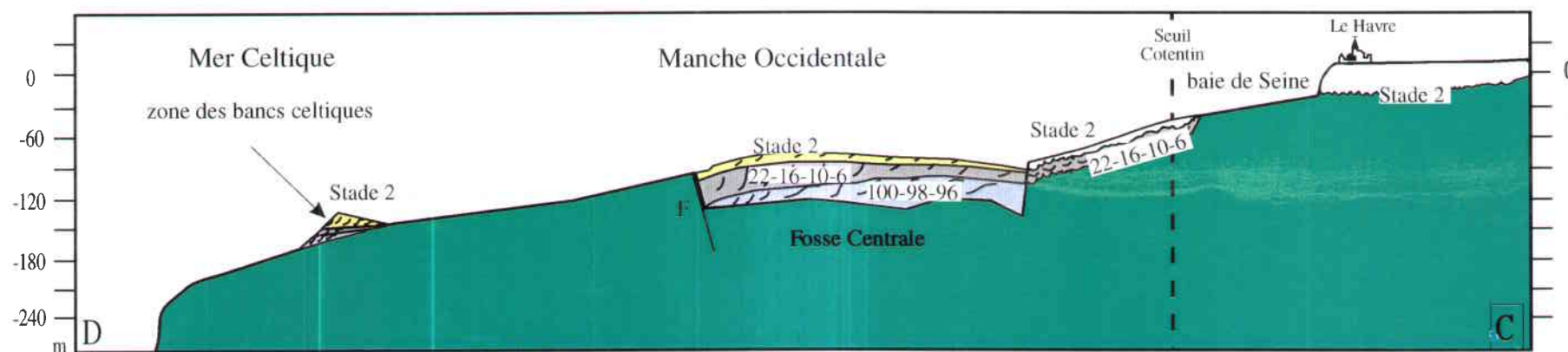
La présence sur la zone SAMDI du talweg de direction N90° (Fig. IV.12a et b), confirmerait qu'il y ait bien eu une réactivation tectonique au Pléistocène Moyen. L'absence du stade 6 pour la paléo-Somme, se corrèle parfaitement avec nos résultats où une phase érosive importante suivie d'une période aggradante manque sur la zone CONFLUENT (Fig. V.2a). L'avulsion de la Somme, nous permettrait donc de corréler sur les deux zones le niveau marin caractéristique du stade 16 ou 10. Il y aurait donc un stade non inscrit dans nos données, il est possible qu'une des chutes 10 ou 16 ait été surestimée ou qu'il n'y ait pas eu pour la Somme d'incisions pendant une longue durée couvrant plusieurs périodes froides. Il est intéressant de noter que cette disparition correspond à l'événement tectonique souligné sur la zone SAMDI. Cet événement tectonique supposé avoir eu lieu entre 0,6 et 0,4 Ma (Colbeaux et al., 1980; Debrand-Passard et al., 1992), correspond à l'intervalle séparant les stades 16 et 10. Par contre, une question se pose si l'on retient le schéma de l'altitude du paléorivage faisant intervenir une composante subsidente, c'est pourquoi dans ce cas, on ne retrouve aucune trace à terre et vraisemblablement en mer des bas niveaux exagérés du Tigrien (62, 68 et 82). Cette question pose le problème de la réalité de cette figure qui permet pourtant de donner la réelle importance de la régression Prétigienne.

La dernière grande régression que le système a subi est la régression weischelienne (Stade 2), son importance pour le système fluvial de la Manche à terre a été démontrée par Antone (1993) et Lefebvre et al. (1994). C'est ce dernier profil longitudinal conservé en Manche que nous avons schématisé figure V.4b.



A)- Profil longitudinal du Prétiégien

Incision ,100-98-96 = stades isotopiques de l'incision  
Progradation ,100-98-96 = stades isotopiques du dépôt



B)- Profil longitudinal du Weischelien

Incision , Stade 2 = stade isotopique de l'incision  
Progradation , Stade 2 = stade isotopique du dépôt

Agradation  
(anté Weischelienne)

Figure V.4 - Reconstitution schématique des profils longitudinaux du système fluvial de la Manche  
A)- Au Prétiégien B)- Au Weischelien

## **V-2 L'ORIGINE DES FOSSES; CAS PARTICULIER LA FOSSE CENTRALE**

Les fosses de la Manche surcreusent le fond de la mer jusqu'à des profondeurs importantes : -270 m au niveau de la Fosse Centrale, -280 m pour la Fosse d'Ouessant. Il existe un nombre important de fosses reconnues dans la Manche :

- en Manche orientale, on retiendra la Fosse Dangeard au niveau du Pas-de-Calais,
- en Manche centrale, 4 fosses principales sont associées au réseau des paléovallées: la Fosse Sainte Catherine, la Fosse du Cotentin, la Fosse médiane et la Fosse centrale de la Hague,
- en Manche occidentale, on distingue également 4 fosses principales: la Fosse d'Ouessant, la Fosse de l'Île Vierge, la Fosse Centrale (bras Nord) et la Fosse du Pluteus.

Ces fosses peuvent être, soit dépourvues de remplissage sédimentaire (Fosse d'Ouessant, Fosse de l'Île Vierge, Fosse Sainte Catherine), soit partiellement comblées (Fosse Centrale), ou encore, entièrement comblées et masquées dans la morphologie actuelle (Fosse du Pluteus).

Plusieurs hypothèses quant à leur origine ont été proposées. Un résumé de ces différentes hypothèses est proposé ici.

### **V-2.1 L'Hypothèse Glaciaire**

Destombes et al. (1975) et Kellaway et al. (1975) reprennent une hypothèse de Berthois (1938) et attribuent la formation de certaines fosses de la mer du Nord au façonnement glaciaire. Cette hypothèse est à exclure pour la formation des fosses de la Manche sachant que les glaciers ne sont jamais arrivés jusqu'en Manche au cours des périodes glaciaires du Pléistocène (cf. §I-2). Par contre, la Manche était une région périglaciaire lors des périodes glaciaires (Lautridou, 1982; Lautridou et al., 1986). L'existence d'un pergélisol en Manche (Lautridou et Coutard, 1995; Lebreton et al., 1996) a été un facteur favorable à une érosion générale non sélective, à l'origine sans doute de la surface plane de la Manche. Les traces d'érosion périglaciaire relevées sur la zone CONFLUENT en sont la preuve.

### **V-2.2 L'Hypothèse Karstique**

Boillot, (1961, 1963a, 1963b et 1964) attribue la formation de la Fosse Centrale et de la Fosse du Pluteus à des phénomènes karstiques. Comme nous venons de le voir, il est possible de conserver cette hypothèse pour les petites dépressions circulaires observées sur la zone CONFLUENT par exemple, et qui sont interprétées comme des thermokarsts; c'est-à-dire des formes de karstification liées à la cryodégradation du calcaire sous climat périglaciaire.

Boillot (1963a et b) pensait que la Fosse Centrale et la Fosse du Pluteus se situaient exclusivement dans des terrains calcaires du Crétacé. Il est vrai que la Fosse du Pluteus se révèle en grande partie creusée dans le Crétacé. Mais, il est difficile d'attribuer uniquement à la dissolution des calcaires l'érosion d'une fosse de 150 km de long sur 5 km de large, isolée au centre de la Manche.

### V-2.3 Le Contrôle Hydrodynamique

Larsonneur et Walker (1982) estiment que "la plupart des fosses de la Manche Centrale peuvent être mises en relation avec un ancien réseau hydrographique". Les fosses, qui représentent des points bas du profil d'écoulement des fleuves glaciaires, auraient été isolées en dépressions fermées par l'érosion des multiples transgressions du Pléistocène supérieur. Pour ces auteurs, le façonnement de la Fosse Centrale est en rapport étroit avec la paléo-Seine.

A partir des études menées sur les Fosses du Dorset et du Canal de Bristol, Donovan et Stride (1961) expliquent leur formation par l'action des courants de marée. Mais pour Larsonneur (1971), les courants actuels qui agissent sur des fonds d'une centaine de mètres, ne peuvent être responsables du façonnement des fosses. Ils permettraient plutôt la conservation des formes anciennes en empêchant la réalisation d'une sédimentation. Hamilton & Smith (1972), Auffret et al. (1980) donnent une origine fluvio-marine aux fosses. Dans cette hypothèse, les phases de ravinement à l'origine des surcreusements des séquences seraient dues à la canalisation des courants de marée lors de la remontée du niveau marin. La Fosse Centrale actuelle correspondrait à l'ultime façonnement fluvio-marin durant le Pléistocène supérieur. Smith (1985) attribue l'accélération maximale des courants de marée au rétrécissement de la Manche au niveau du Cotentin. Ces phénomènes sont décrits actuellement dans les estuaires, or comme nous l'avons vu, dans le Pas-de-calais, au niveau de la Fosse Dangeard, des sédiments à caractère estuarien ont été prélevés entre -30 m et -90 m. Ces sédiments ont été attribués par analyse palynologique, au premier interstade du Weichselien sensu lato (Brörup, ou stade isotopique 5c, Morzadec, 1975).

Les fosses sont souvent limitées ou soulignées par des reliefs de failles, leur forme actuelle n'est pas encadrée par de tels reliefs et la lecture des enregistrements de sismique réflexion ne révèle pas de rejeux de failles à l'intérieur du remblaiement sédimentaire. L'amplitude du creusement de 170 m au toit du substratum pour la Fosse Centrale est très importante, sa longueur (150 km) et son unicité au milieu de la Manche font que l'hypothèse d'une origine exclusivement fluvio-marine ne peut pas être acceptée.

## V-2.4 Le Rôle de la Tectonique

"On peut se demander si la Fosse Centrale ne correspond pas à une région d'affaissement, une sorte de fossé effondrée entre failles" (Dangeard, 1929). Cette thèse fut également reprise par Hinschberger (1963). L'étroitesse et le tracé quasi rectiligne de la Fosse Centrale leur ont suggéré le rôle important de la tectonique. Les berges de la Fosse Centrale, principalement la berge Nord, sont installées sur des abrupts de failles.

La structure de la Fosse Centrale (cf. §IV-3) est due aux mouvements d'inversion dans le substratum jurassique qui induisent des failles et des plis dans les séries du Crétacé Supérieur et du Paléogène. Lors de l'inversion oligocène, l'ensemble médio-Manche (Aurigny-ouessant), de direction N60°, se trouve en position oblique par rapport à la composante pyrénéenne compressive Nord-Sud. Le jeu cisailant senestre résultant est à l'origine de zones locales de distension. Ce découplage tectonique entre le "substrat" (Jurassique et Crétacé Inférieur) et la "couverture sédimentaire" (Crétacé Supérieur et Cénozoïque) (Fig. IV.31, §IV-3) est en accord avec l'histoire géologique de la Manche (cf. §I-1). Cela illustre les différences qui existent entre les structures acquises lors de la phase de rifting du Crétacé Inférieur des bassins permo-triasiques et jurassiques et la couverture sédimentaire peu déformée du Crétacé Supérieur et du Paléogène qui se trouve en non-conformité sur les structures précédentes.

Le schéma structural profond montre clairement que la Fosse Centrale se termine à l'Ouest par une zone de relais entre des failles majeures du substratum permo-triasique, jurassique, failles qui ont été réactivées lors des mouvements compressifs du Tertiaire.

À l'Eocène Terminal, au début de la compression, la zone faillée Aurigny-Ouessant était alors couverte de sédiments en strates sub-horizontales, d'âge Crétacé Supérieur et Eocène. La contrainte compressive globale NS entraîne une réactivation des failles principales ayant affecté le substratum mésozoïque. Cette réactivation se marque également par la création de failles secondaires de direction identique (Fig. IV.31, §IV-3).

## V-2.5 Conclusion sur l'Origine des Fosses

De nombreuses hypothèses ont été émises sur l'origine des fosses de la Manche, mais aucune ne peut s'appliquer de façon générale à toutes les fosses. Les fosses de la Manche Nord-orientale (fosse Dangeard) ont un passé relatif aux érosions pro-glaciaires issues des débâcles du lac proglaciaire de la mer du Nord, lors de la connexion Manche-mer du Nord. Les fosses de la Manche centrale appartiennent au réseau hydrographique fossile, connecté aux distributaires modernes (Seine, Somme et Solent), leur origine semble essentiellement fluvio-marine, ces vallées ayant été creusées lors des bas niveaux marins glacio-eustatiques du Quaternaire.



La Fosse Centrale est un cas particulier en Manche, elle est limitée par des reliefs de failles. L'amplitude du remplissage (170 m) est très important et une origine exclusivement fluvio-marine ne peut pas être retenue. Comme démontré précédemment, la formation de la Fosse Centrale est contrôlée par des structures complexes issues du jeu des mouvements tectoniques du Tertiaire marqués dans le substratum mésozoïque et dans la "couverture sédimentaire" du Crétacé Supérieur, Paléogène. Afin de comprendre la structure générale de la Fosse Centrale, il est nécessaire de retenir les observations et hypothèses suivantes :

- Les structures préexistantes sont obliques par rapport à l'axe principal de compression, ce qui implique que les mouvements transpressifs ont été générés le long des failles N60°.
- Au niveau de la zone de relais entre les deux failles du complexe Aurigny-Ouessant, des conditions de cisaillement avec des changements de direction ont induit l'axe principal de la compression.
- Il s'est formé au niveau de la terminaison occidentale de la Fosse Centrale (4°W) des failles dans la couverture Crétacé Supérieur-Paléogène, elles sont très rapprochées et plus rectilignes dans le Mésozoïque (Fig. IV.31, § IV-3).

Bien qu'aucun âge n'ait pu encore être donné aux unités de remplissage de la fosse, les fossés générés lors des mouvements compressifs du Tertiaire Moyen ont pu commencer à se combler à partir du Tertiaire Supérieur. Le remplissage le plus ancien de la Fosse peut être supposé d'âge Pliocène. Pour rendre compte des nombreuses phases de sédimentation, il faut obligatoirement faire intervenir un processus à caractère répétitif.

Par opposition, la tectonique ne semble avoir joué aucun rôle dans le cas de la Fosse de l'Île Vierge et de plusieurs fosses de la Manche orientale : Fosse Dangeard et Fosse Greenwich par exemple (Alduc et al., 1979). Ces auteurs invoquent le surcreusement, au niveau d'ombilics, du réseau hydrographique. Leur distribution, indépendante des traits structuraux, est par contre étroitement liée à la lithologie; les assises marneuses, sablo-argileuses ou sableuses constituent les substrats les plus adaptés. Après de multiples érosions du plateau continental dues au passage des transgressions du Pléistocène Moyen-Supérieur, il ne resterait plus de ce réseau que des dépressions encloses correspondant aux fosses.

## **V-3 LE FLEUVE MANCHE: "MON PASSÉ DEPUIS L'OLIGOCÈNE"**

### **V-3.1 Origine Tectonique Oligocène (Fig. V.5A)**

La contrainte compressive NS du Tertiaire Moyen, initialisée à l'Eocène, et dont la phase paroxysmale se situerait à l'Oligocène (Ziegler, 1981, 1987b et 1990; Ruffell 1995), entraîne une réactivation des failles principales de direction N60° ayant affecté le substratum mésozoïque (failles Aurigny-Ouessant). Le résultat est l'ouverture de fossés en demi-graben, telle la Fosse Centrale limitée à l'Ouest (4°W) par un système de failles en relais. A l'Oligocène, la Fosse Centrale correspondait à une suite de fossés sur 150 km de long.

Les fondations du système de drainage de la Manche seraient apparus à la fin de l'Oligocène ou au début du Miocène (Gibbard, 1988), alors que s'achève la surrection de la barrière Weald-Artois entre la Manche et la mer du Nord (Ziegler, 1987b).

Preece et al. (1990) ont montré que les relations qui existent entre les dépôts sédimentaires du Sud-Est de l'Angleterre avec ceux du Nord-Est de la France impliquaient un soulèvement d'au moins 400 m au niveau de la barrière Weald-Artois.

L'inversion maximale de la Manche au début du Miocène (Curry & Smith, 1975; Curry et al., 1978) a donné naissance à une régression régionale dès la fin du Serravallien (Tortonien ou Messinien) (Ziegler, 1987b; Gibbard, 1988) marquant le début de la phase de continentalisation des bassins de Paris et de Londres. Ces bassins deviennent alors les bassins versants du fleuve Manche, qui au cours du Miocène et du Pliocène a établi son cours en Manche orientale et se jetait dans le bassin de la Manche occidentale.

### **V-3.2 Du Reuvérien au Bavélien (Fig. V.5B)**

La Manche occidentale a fonctionné à partir du Néogène comme un golfe où se sont succédées des variations du niveau de la mer. Le fait que la Manche ait fonctionné comme une baie au cours du Plio-Quaternaire est confirmé surtout au Pliocène et au début du Pléistocène par les sédiments marins reconnus en Cornouailles anglaise (Jenkins et al., 1986) et à la Londe en Normandie (Lautridou et al., 1986).

Le fleuve Manche se serait alors jeté dans la Fosse Centrale devenue lac (Quesney, 1983). Il aurait pu dépasser la fosse au moment de la régression du Prétiglien, si on fait intervenir une composante tectonique subsidente.

Le fleuve se serait jeté au niveau du rebord de pente des canyons Shamrock et Black-Mud (Reynaud et al., 1995). La mise en place d'un véritable climat froid au Prétiglien (stades 100, 98, 96), marque un réel changement dans le style de dépôts et dans le fonctionnement du fleuve avec l'apport de dépôts grossiers.

Le retour aux conditions tempérées lors des phases interglaciaires du Tiglien (stades 91, 81, 75, 63) entraîne l'évolution vers un système de type méandriforme pour le fleuve Manche, comparable à celui des fleuves Seine, Meuse et Rhin à cette période et une sédimentation beaucoup plus fine.

La reprise du climat froid à l'Eburonien (stades 60, 58) et au Menapien (stades 36, 34) rétablit une altération périglaciaire considérable et de ce fait une alimentation des fleuves avec un matériel d'altération.

Cet accroissement de sédimentation se note dans l'expansion des deltas des Pays-Bas (Zagwijn, 1974). Les résultats obtenus à partir des profils longitudinaux de la Fosse Centrale, montrent dans les séquences de remplissage des horizons en "downlap" progradants d'Est vers l'Ouest. La forme et les caractéristiques de ces séquences révèlent le caractère lacustre de la Fosse Centrale, exutoire du fleuve Manche.

Au Pléistocène les différentes successions - glaciaire, interglaciaire - expliquent aisément l'interaction des phénomènes de pré-érosion périglaciaires et le remaniement érosif par les surfaces de ravinement lors de la remontée du niveau marin couplé aux érosions tidales.

Les premiers enregistrements de pergélisol ont été datés du Tiglien en Belgique (Vandenberghe, 1993), et de l'Eburonien à La Londe (Seine) (Lautridou, 1985). Les profils de géophysique de la mission SEDIMANCHE 2 ont montré des figures d'érosion typiques, caractéristiques d'érosion périglaciaire (zone CONFLUENT).

Ces fossés remplis, les différentes phases d'aplanissement et d'abrasion se mettent en place par la succession d'érosion sub-aérienne en période glaciaire et par érosion marine lors de la remontée du niveau marin, correspondant aux nombreuses phases glacio-eustatiques du Plio-Pléistocène (Curry, 1989). On peut supposer que l'érosion périglaciaire non sélective a affecté aussi bien le substratum environnant que le remplissage sédimentaire de la Fosse, la surface d'abrasion nivelant ainsi l'ensemble (cf. §III-2).

Ces alternances et les successions de phénomènes érosifs et de dépôts, liées au glacio-eustatisme sont à l'origine des modifications du réseau de la Manche centrale (nouvelles incisions, accumulation sédimentaires et érosions) qui ont modifié le paysage à chaque cycle.

### V-3.3 Le Pléistocène Moyen et Supérieur

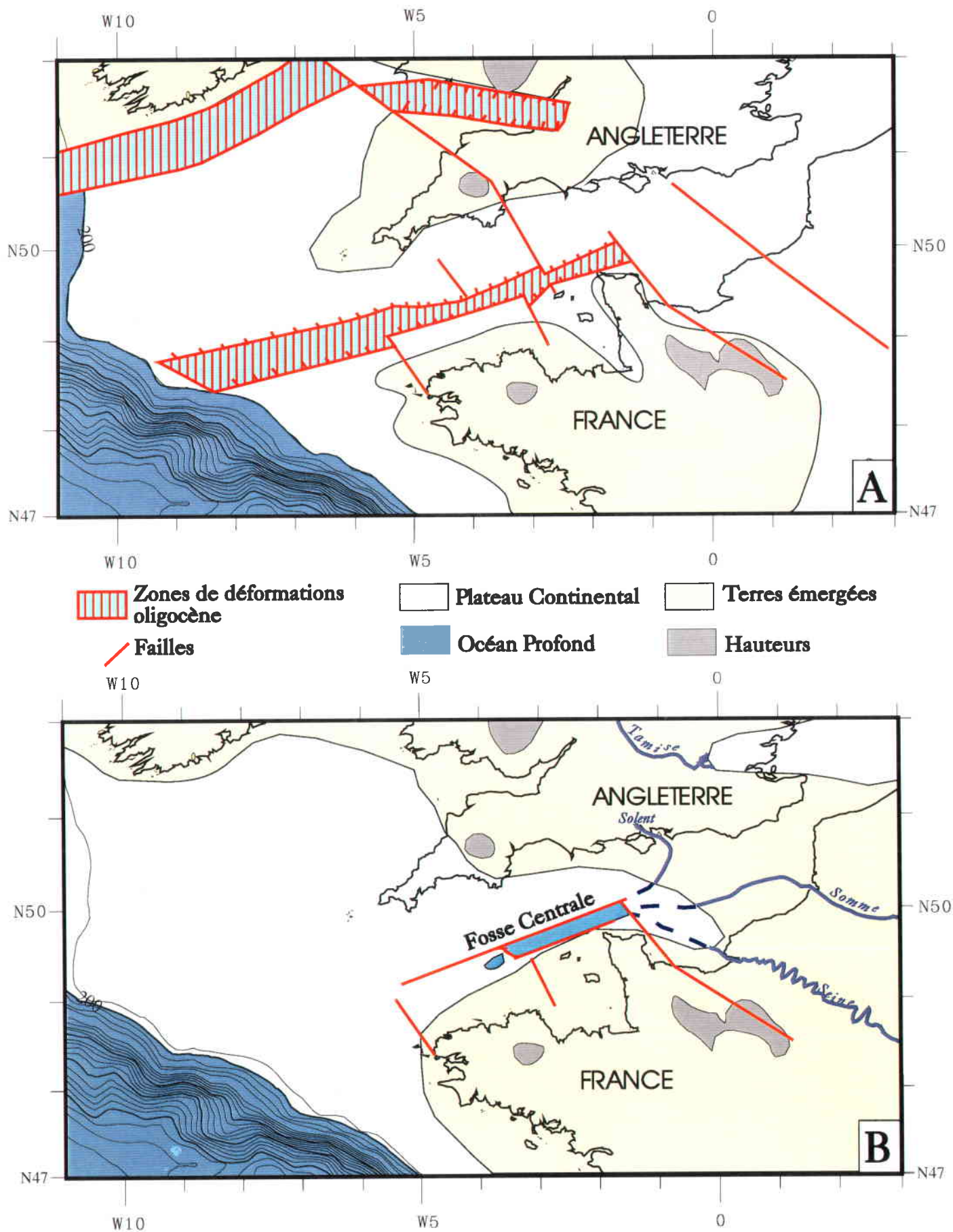
Les phases d'émersion en Manche occidentale ont été moins nombreuses qu'en Manche orientale et centrale et par conséquent la sédimentation est moins marquée. La Fosse Centrale servant d'exutoire pour le fleuve Manche dont l'extension jusqu'au rebord du plateau (-150 m) ne se serait produite que lors des grands maxima glaciaires (stades 22, 16, 10, 6, 2) (Fig. V.5).

Bien que la limite Pléistocène Inférieur/Pléistocène Moyen soit attribuée à l'inversion paléomagnétique Matuyama/Brunhes, les changements d'ordre paléogéographique, géomorphologique et climatique qui marquent cette limite débutent en fait, à la fin du Pléistocène Inférieur, c'est-à-dire au Bavélien et plus précisément au Dorst (stade 22, 900 000 ans). A cette période on note une augmentation très nette du volume moyen des calottes glaciaires. Cette augmentation de volume se traduit par la présence des calottes plus au Sud en mer du Nord. La débâcle résultante de la fonte des glaces lors des périodes interglaciaires devient à partir de ce moment beaucoup plus importante (Peltier & Andrews, 1976).

D'après Gibbard (1995), l'ouverture du détroit de Douvres/Pas-de-Calais (axe Weald-Artois), qui avait déjà pu exister au cours du Néogène supérieur et peut-être de façon sporadique lors des phases de haut niveau du Tiglien, se serait produite dès l'Elsterien (stade 12) par le débordement d'un lac glaciaire situé à l'extrémité Sud du glacier qui descendait à cette époque jusqu'au Sud de la mer du Nord. Lorsque le niveau de l'eau du lac fut suffisant pour déborder la ride Weald-Artois, il est probable que les effets potentiels du rebond isostatique (dépression au niveau de la mer du Nord à l'Elsterien, peut-être accompagnée par une remontée de la Manche Est) aient contribué à l'ouverture de la barrière Weald-Artois.

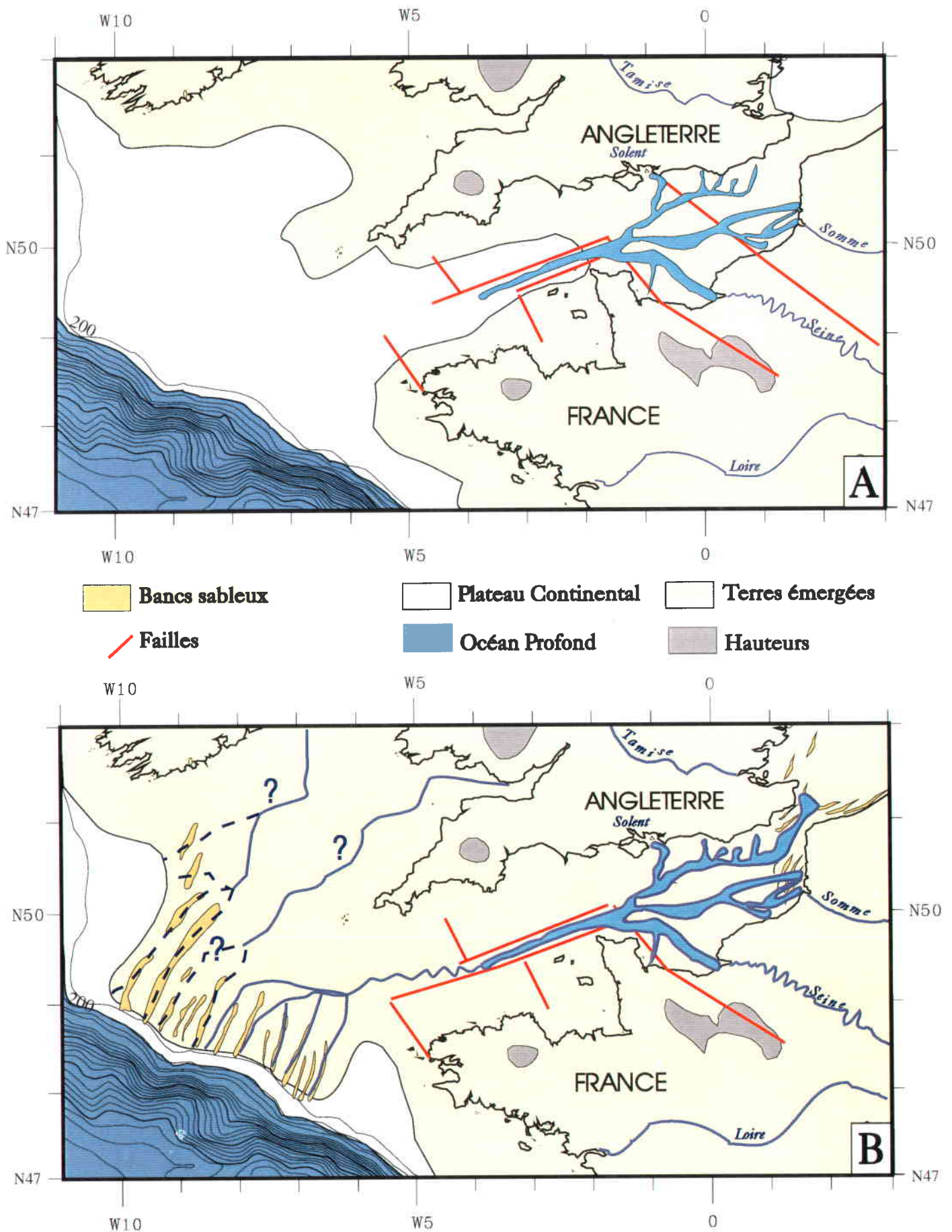
La nature du premier débordement a certainement été d'une force considérable s'il n'a pas été "catastrophique" (Smith, 1985). Les débordements suivants furent plus modérés et ont probablement persisté tout au long de la période glaciaire. Ce phénomène serait à l'origine de la vallée septentrionale de la Manche et explique le fait que cette vallée soit vide de sédiments. Le drainage de ce lac proglaciaire, accompagné d'un réajustement isostatique au niveau du Pas-de-Calais a certainement favorisé la confluence des vallées de la Tamise et de l'Escault vers la vallée septentrionale de la Manche, toujours à l'Elsterien.

La remontée de la mer a de nouveau ennoyé le détroit, mais au cours des chutes suivantes (Saalien, stade 6), les fleuves ont réadopté leur cours précédent. A cette époque et au vu de la position supposée du glacier, il semblerait que le Rhin et la Dresde aient détourné leur cours pour se jeter également dans la Manche, via le Pas-de-Calais (Fig. I.8, I.9, I.10; §I-3).



**Figure V.5 - Reconstruction paléogéographique du fleuve Manche**  
**A) - Ouverture de la Fosse Centrale à l'Oligo-Miocène (Ziegler P.A., 1988)**  
**B) - Du Reuvérien au Tiglien A (modifié de Gibbard, 1988)**





**Figure V.6- Reconstruction paléogéographique du fleuve Manche**  
 A) - Etat moyen au cours des bas niveaux anté-Bavélien  
 B) - Etat supposé lors des bas niveaux maximums (22, 16, 10, 6, 2)

### V-3.4 Conséquences

Il n'existe à l'heure actuelle aucune trace d'incision à l'ouest de la Fosse Centrale, excepté sous les grands bancs sableux de la Mer Celtique. Seuls ces bancs sableux peuvent éventuellement témoigner de l'existence d'un delta ou d'un estuaire, mis en place lors des périodes de très bas niveau marin, Prétiglien ou Bavélien et repris lors des périodes de forte chute postérieures (stades 16, 10, 6, 2). Le banc du Kaiser-I-Hind est constitué d'un ensemble original de dépôts d'embouchure et de shoreface progradants au sein d'un édifice de type deltaïque à prédominance tidale (Reynaud, 1996).

La disparition de l'incision vers l'Ouest peut s'expliquer par l'action érosive des fortes transgressions succédant aux maxima glaciaires - ce qui aurait été créé lors d'une forte glaciation serait alors immédiatement nivelé lors de la transgression suivante.

Les dernières fortes variations saaliennne-éémienne (stades 6-5) et weichselienne-flandrienne (stades 2-1) se seraient traduites au niveau de la Fosse Centrale par la conservation des dépôts remaniés par l'action tidale. La remontée de la mer aurait fait fonctionner cet ensemble comme un estuaire avant de l'envoyer complètement. La dernière phase holocène présente une dynamique tidale incontestable sur les enregistrements étudiés (Fig. IV.30; §IV-6).

La forte cyclicité des variations entre stade glaciaire-interglaciaire, n'a pas permis de conserver des traces des incisions du réseau hydrographique entre la Fosse Centrale et les vallées de la mer Celtique. En effet, en période de très bas niveau, comme nous l'avons vu au § III-1, le fleuve n'incise pas obligatoirement son cours pour rattraper son niveau de base. De plus, les facteurs d'abrasion généralisés, du fait du climat périglaciaire, favorisent l'élimination dans le paysage des traces de paléovallées. Ce qui explique également pourquoi les vallées incisées en Manche occidentale sont très vite biseautées sur la surface de ravinement marine, ce qui restreint le réseau des vallées à la côte armoricaine, limite principale des lignes de rivage du Plio-Quaternaire. La paléovallée du fleuve Manche est, de la même façon, uniquement préservée jusqu'au Cotentin.

La forme des paléovallées de la Manche n'est pas la conséquence unique d'un débordement catastrophique comme l'avait supposé (Smith A.J., 1985), mais d'une succession de phénomènes polycycliques faisant intervenir les incisions fluviales et les ravinements tidaux au cours des variations entre stade glaciaire-interglaciaire du Pléistocène Moyen à Terminal. Il est très intéressant de noter la diversité du remplissage des trois paléovallées confluentes du fleuve Manche. Ce remplissage est dépendant des cours avec lesquels sont connectées les paléovallées. La vallée sèche septentrionale draine une région glaciaire, la paléovallée de la Somme draine une région périglaciaire et la paléovallée de la Seine draine une région plus tempérée. C'est cette dernière qui présente une succession de nappes alluviales le plus en relation avec ce qui est décrit dans la littérature (Miall, 1978; Schumm & Winkley, 1994).



## ***CONCLUSION GENERALE***

*"Le Conte de Bretagne est pareil à un fleuve qui rassemble les eaux d'une quantité d'affluents: ses personnages. Les uns sont impétueux, d'autres calmes et forts, certains sinueux, tous venant s'ajouter à son courant pour suivre la pente unique de la Quête. Au bout de l'Aventure se trouve l'Océan, la Coupe, le Graal....*

*Si l'on remonte l'un quelconque de ces cours d'eau, on le voit composé lui aussi de rivières et torrents, né de rencontres, d'alliances accidentelles ou voulues, parfois secrètes, toutes finalement ayant des conséquences sur les méandres ou les rapides du fleuve."*

*René Barjavel, L'Enchanteur.*

## CONCLUSION GÉNÉRALE

Le développement des concepts de la stratigraphie séquentielle dans les années 80, a conduit à un modèle unitaire de réponse stratigraphique à trois paramètres, (1) les variations eustatiques, (2) la tectonique et (3) le flux sédimentaire.

Le début des années 90 est marqué par une prise de conscience de la spécificité du Quaternaire et plus généralement des périodes de glaciation. Il est alors apparu que l'amplification d'un ordre de grandeur des variations glacio-eustatiques pouvait conduire à des systèmes sédimentaires en déséquilibre. Cette tendance est accentuée pour les systèmes en périphérie des glaciers, c'est-à-dire au niveau des ceintures climatiques qui oscillent entre le tempéré et le périglaciaire, pour lesquelles d'autres paramètres sont à prendre en compte: l'érosion climatique et la glacio-isostasie.

L'étude du fleuve Manche entre dans ce cadre, et constitue une base possible de construction d'un modèle stratigraphique en région périglaciaire sous l'influence des glaciations. Le but de la mission SEDIMANCHE 2 était d'apporter des compléments d'information haute résolution, nécessaires à la compréhension de l'histoire et de l'évolution du fleuve Manche qui aurait drainé jusqu'au rebord du plateau les grands fleuves du Nord-Ouest de l'Europe. Et bien que l'existence de ce fleuve et l'origine des vallées et des fosses de la Manche soient encore discutées, six types de résultats issus de cette étude nous permettent de lever le doute et de proposer un modèle d'évolution du fleuve depuis l'Oligocène.

- (1) **Résultats Géométriques.** A partir des données bathy-morphologiques et sismiques, nous avons mis en évidence différentes phases d'érosion et d'aggradation au niveau des vallées de la Manche centrale, ainsi que des phases de progradation pour la Fosse Centrale proprement dite. De l'étude des variations possibles du niveau de base au cours du Plio-Quaternaire, un calendrier de dépôt a été proposé pour le remplissage sédimentaire de ce système. Une unicité et une connexion évidente entre les différentes zones ont été soulignées.

- (2) **Résultats Climatiques.** L'importance du climat, en particulier à la périphérie des glaciers est un facteur prépondérant sur l'évolution d'un système fluvial. Depuis le Prétigien (2,6 Ma), le fleuve Manche s'est souvent trouvé situé dans un contexte de plateforme périglaciaire, ce que nous avons confirmé par la mise en évidence de formes érosives typiques. Les figures circulaires remplies révélées par la sismique très haute résolution et que nous avons interprétées comme des thermokarsts, soulignent l'importance du climat en Manche au cours des périodes de bas niveau. Cela, confirme le rôle initiateur de l'érosion sous climat périglaciaire favorisant la mise en place d'un relief de pédiplaine sur le fond de la Manche. Bien que n'ayant qu'un profil et donc pas de confirmation en trois dimensions, de nouvelles dépressions, semblables à celle étudiée sur la zone CONFLUENT, ont été mises en évidence lors de la mission de reconnaissance de site de 1996 (Fig. VI.1). Les thermokarsts ne sont pas un trait morphologique exceptionnel en Manche. Le fait qu'ils n'aient pas été mis en évidence jusqu'à présent tient à leur similitude, en 2D, avec les paléovallées.



- (3) **Résultats Tectoniques.** L'origine tectonique de la Fosse Centrale a été confirmée et son rôle de lac exutoire proposé. La Fosse Centrale de la Manche est un demi-graben, d'une dizaine de kilomètres de large, né de l'inversion tectonique maximale connue en Manche à l'Oligocène Supérieur-Miocène Inférieur. Elle est limitée au Nord et au Sud par deux accidents majeurs du système Aurigny-Ouessant et se termine à l'Ouest en ombilic. La présence d'un seuil souligné dans la paléomorphologie de la zone SAMDI, suppose un rejeu tectonique quaternaire que l'on peut relier à la phase de surrection du bassin de Paris au Cromérien.

- (4) **Résultats Stratigraphiques.** L'étude du remplissage des paléovallées et de la Fosse Centrale par rapport aux variations du niveau de base, effectuée par zone de l'amont vers l'aval (du bassin versant à la zone de dépôt), montre que la configuration des paléovallées de la Manche centrale est tributaire du régime du fleuve actuel qu'elles prolongent. La vallée septentrionale est essentiellement une vallée dépourvue de remplissage sédimentaire. Cette caractéristique est à relier au régime de fonctionnement du glacier et du lac proglaciaire associé qui auraient existé au Sud de la mer du Nord lors des dernières glaciations importantes. Les paléovallées de la Seine et de la Somme sont conformes aux caractéristiques des fleuves actuels : la paléo-Somme présente à la sortie de l'embouchure actuelle un remplissage en nappe décalées les unes des autres "en escalier" (Antoine, 1993 et Lefebvre et al., 1994), la paléo-Seine présente un remplissage en nappes emboîtées (cf. §IV-1, zones SAMDI et CONFLUENT). Bien qu'inattendue pour un fleuve comme la Somme dont la vallée est sub-rectiligne, cette différence s'explique par la nature du cours d'eau et par des contrastes hydrauliques moins forts pour la Somme entre stade et interstade, en relation avec un bassin versant plus petit que celui de la Seine plus Sud. Le remplissage de la Fosse Centrale est caractérisé par un ensemble de quatre séquences majeures. Les données EM 1000 montrent une dynamique sédimentaire active caractérisée par des dunes d'amplitude décamétrique sur le flanc Sud de l'actuelle Fosse Centrale. Le remplissage sédimentaire de la fosse serait lié à son fonctionnement comme embouchure du Fleuve Manche. Les séquences de remplissage à clinoformes progradants présentent les caractéristiques d'un delta lacustre.

- (5) **Résultats Chronologiques.** Pour essayer de reconstituer une chronologie absolue par rapport à l'histoire géologique du fleuve Manche depuis l'Oligocène, nous avons essayé de souligner les traits particuliers des différentes expressions morphologiques du fleuve, fosses ou paléovallées. Si on considère la dynamique sédimentaire à l'échelle des bassins, nous pouvons dire qu'au cours de la plupart des périodes froides du Pléistocène, les niveaux marins résultants n'étaient que modérément bas ( $\approx 50$  m). Lors des bas niveaux marins correspondants, les incisions ne se présentent que sur la partie émergée de la plateforme, seule la Manche occidentale reste immergée, les paléovallées s'installent donc à l'Est du Cotentin et viennent se jeter dans la Fosse Centrale. Les fleuves apportaient des débris issus de l'érosion périglaciaire dans les basses vallées de la Manche et dans la Fosse Centrale, où ils s'accumulaient. Par contre, lors des fortes régressions (stades: 22, 16, 10, 6, 2) ayant dépassé 100 m de

chute, les fleuves confluent et forment le fleuve Manche qui atteint le plateau externe: la Manche occidentale est, cette fois, également émergée. La trace d'embouchure (delta ou estuaire ?) du fleuve Manche sur le plateau externe a été préservée au niveau des bancs de la mer Celtique. Ceux-ci reposent sur un ensemble de paléovallées incisées dans le substrat Miocène (Bouysse et al., 1976). La base du banc du Kaiser-I-Hind est constituée par des séquences de comblement de vallées fluviales (Reynaud et al., 1995). Les bancs actuels seront probablement érodés lors de la prochaine grande glaciation, dans la mesure où la subsidence reste inactive. Le blocage de la subsidence, indépendamment de sa cause, est favorisé par la tendance actuelle de la marge à perdre sa charge sédimentaire (érosion sur la pente, non-dépôt global sur la plateforme) (Reynaud, 1996). Ni le fleuve Manche, ni les vallées armoricaines ne présentent d'incision majeure en Manche occidentale. En dehors du fait que les fleuves n'incisent pas nécessairement leur cours en période de chute du niveau de base (cf. § III.1), ce contraste avec les grandes incisions du domaine oriental peut s'expliquer par le fait que le secteur occidental, en deçà du seuil à -70 m marquant le changement de pente de la Manche, est plus profond (profondeur moyenne de 80 m). Seules les grandes chutes liées aux stades 22, 16, 10, 6, 2 ont conduit à une émergence complète de la Manche, et permis une éventuelle incision à l'Ouest de la Fosse Centrale. Le changement de pente, la perte de la charge solide et donc de la puissance brute du fleuve font que cette incision n'a certainement pas été suffisante pour être préservée au cours du ravinement tidal qui a accompagné les remontées rapides (1,5cm/an, Williams, 1988; Lambeck, 1991) qui suivirent. De plus les facteurs d'érosion généralisée sous climat périglaciaire ont préparé la Manche occidentale à l'effacement de toute trace d'incision en favorisant le ravinement lors de la remontée du niveau de la mer.

- (6) **Histoire Géologique.** Des cinq résultats précédant, nous proposons une histoire géologique de mise en place et d'évolution du système fluvial de la Manche. Son origine est à relier au bouleversement oligocène qui a fortement marqué le continent Nord-Ouest européen. L'exondation de la Manche et l'ouverture du fossé tectonique (la Fosse Centrale) à l'Oligocène marque la naissance du système. Son évolution est étroitement liée à la mise en place de la calotte glaciaire sur l'Arctique et à ses fortes variations plio-pléistocènes résultat du forçage glacio-isostatique. Les périodes de fortes régressions (stades isotopiques 22, 16, 10, 6, 2) associées au développement maximal de la calotte ont donné les grandes phases d'incision en Manche centrale et de dépôt sur le rebord du plateau. Les périodes de relative stabilité (période froide-interstade) sont à l'origine des phases d'aggradation dans les paléovallées de la Manche centrale. La vallée septentrionale se serait incisée lors de la vidange du lac proglaciaire (à l'Elsterien ?). L'importance de la crue résultante de la rupture du barrage naturel, constitué par l'axe Weald-Artois reliant Calais à Douvres, explique l'absence de sédiment dans la paléovallée. Des données de sismique réflexion très haute résolution supplémentaires ont été obtenues au cours d'une mission de reconnaissance de site en Manche (Lericolais, 1996). Un des profils coupe l'intersection de la vallée septentrionale avec la paléovallée de la Somme. Cet enregistrement (Fig. VI.2) montre un prisme de remplissage au niveau de l'intersection des deux vallées, ce prisme pourrait correspondre à un dépôt de crue. Au niveau de la confluence, les conditions

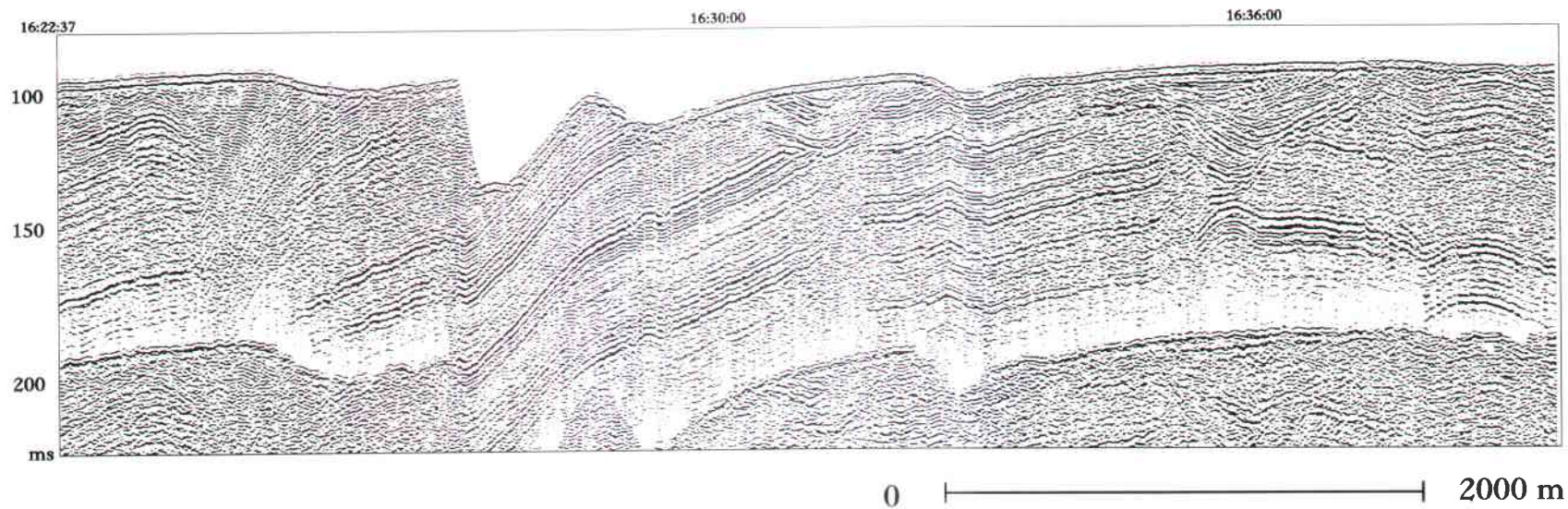
hydrauliques différent, la charge transportée par le fleuve en crue (fleuve septentrional) se déposerait alors à la rencontre de la paléo-Somme (Fig. VI.2).

Ces résultats s'accompagnent de nouvelles questions ou plutôt, permettent de définir de nouvelles **perspectives scientifiques** pour trouver des solutions aux problèmes rencontrés au cours de ce travail. Nous avons proposé une évolution possible du système fluvial de la Manche, mais afin de *reconstituer une véritable évolution du profil longitudinal* au cours du temps de la paléo-Seine, de la paléo-Somme et de la paléovallée septentrionale, *il est indispensable de disposer de forages et de dater les séquences de remplissage* des paléovallées et des fosses. Il reste à comprendre l'origine des *replats des profils longitudinaux* en Manche centrale, l'origine de *la surface d'aplanissement* de la Manche occidentale, et *la nature allocyclique ou autocyclique des facteurs à l'origine des bancs sableux* de la mer Celtique.

Pour cela, il serait nécessaire de reprendre la reconnaissance systématique (géophysique et carottages) des paléovallées et des fosses de la Manche, de rapporter l'étude d'un banc à une étude plus générale de plusieurs bancs et de coupler ces résultats avec les données terrestres des travaux réalisés par Auffret (1980, 1982), Lautridou et al. (1982, 1986) Antoine (1993) et Lefebvre et al. (1994) et à venir, sur les vallées actuelles de la Seine et de la Somme. Cela nous permettrait, par corrélation, de quantifier le bilan érosion-sédimentation dans l'ensemble du bassin hydrographique afférent à la Manche. Le plus urgent étant de dater les séquences reconnues et cartographiées sur nos zones d'études afin de valider ainsi les hypothèses émises. Il s'avère donc utile de réaliser des forages scientifiques d'au moins 100 m de profondeur afin de déterminer l'âge, la lithologie et les milieux de dépôts des séquences de remplissage des paléovallées et des fosses et de connaître ainsi toute la vérité sur l'histoire du fleuve Manche au cours du Plio-Quaternaire.



C



D

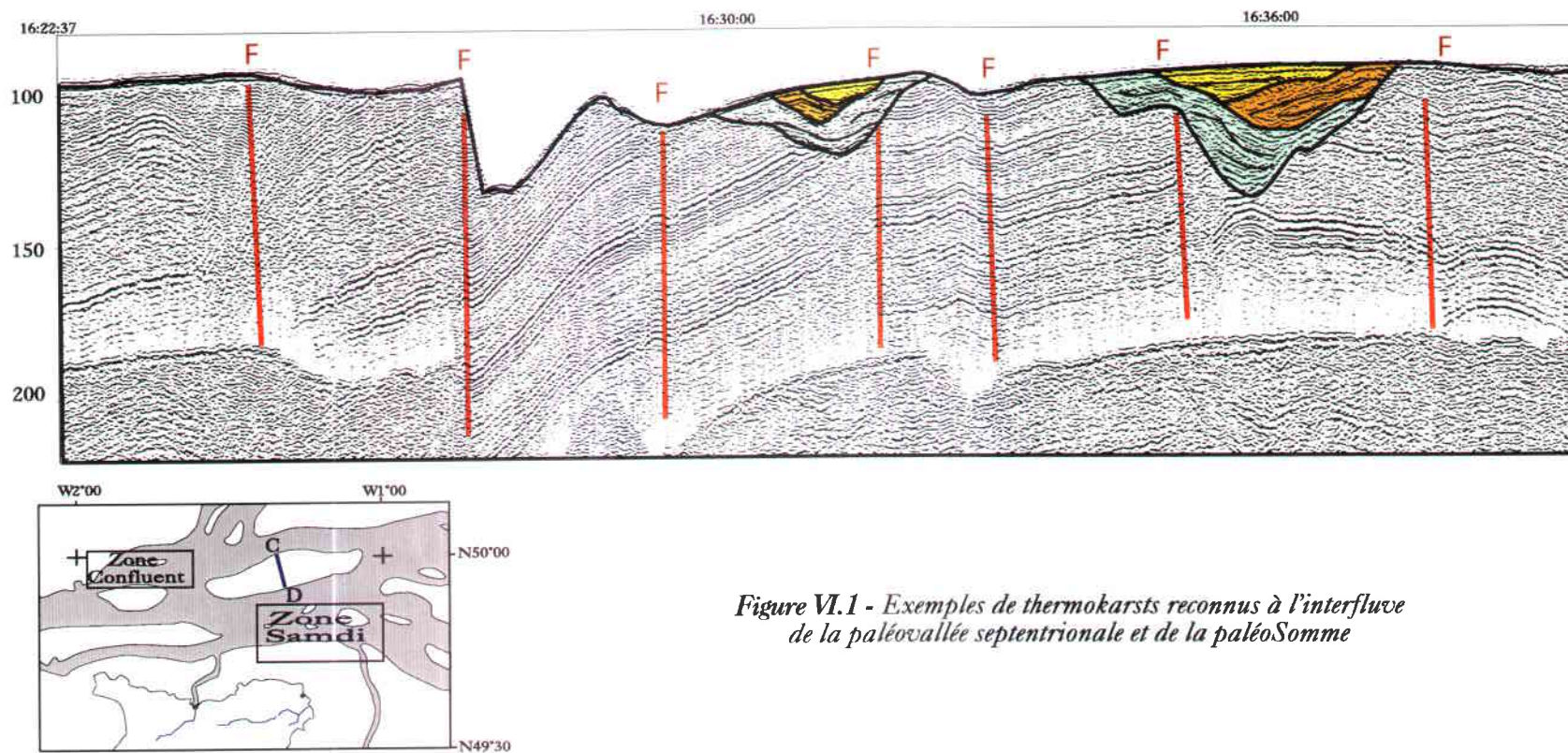
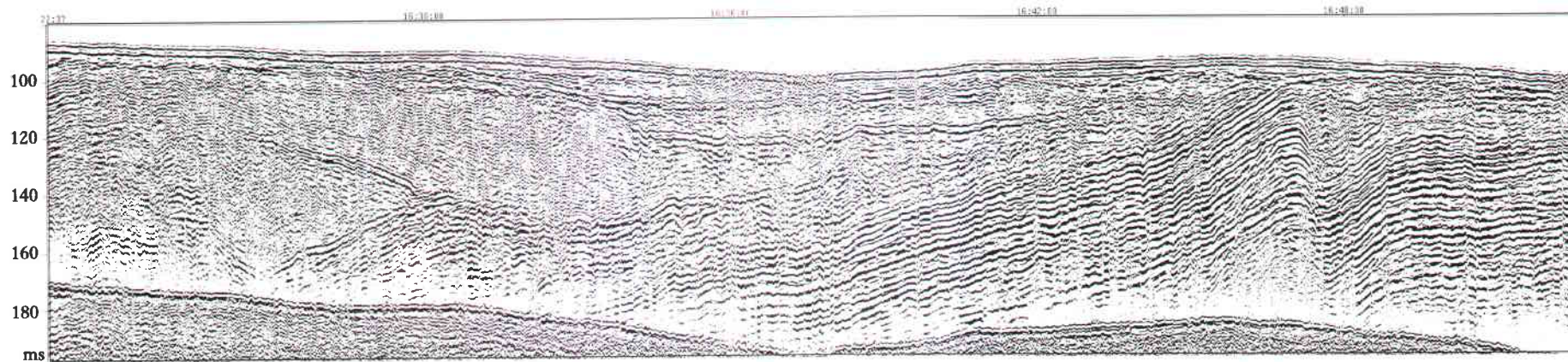


Figure VI.1 - Exemples de thermokarsts reconnus à l'interfluve de la paléovallée septentrionale et de la paléoSomme



A

B



Axe de la paléovallée septentrionale

Axe de la paléo-Somme

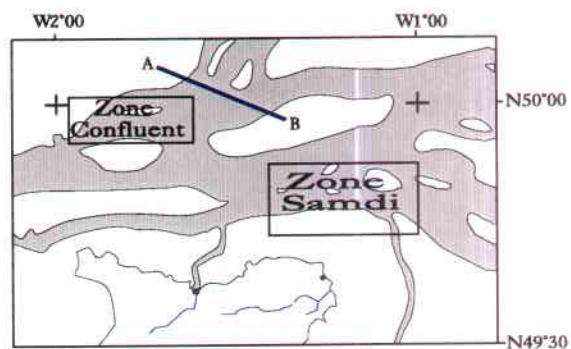
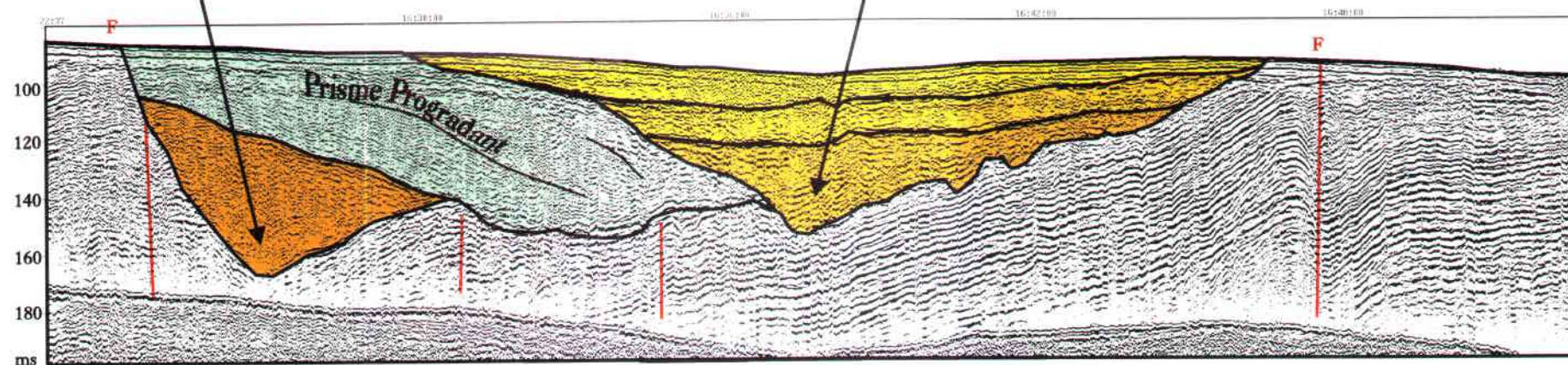


Figure VI.2 - Prisme de remplissage reconnu à la confluence de la vallée septentrionale et de la paléovallée de la Somme (Profil AB)



# ***BIBLIOGRAPHIE***

- *"If entropy increasing, where it is coming from ?"*

*Loubachesky*

## A

- Aguirre E. & Pasini G.**, 1985.- The Plio-Pleistocene boundary. *Episodes*, **8** : 116-120.
- Aharon P.**, 1983.- 140,000-yr isotope climatic record from raised coral reefs in New Guinea. *Nature*, **304** : 720 - 723.
- Alduc D., Auffret J.P., Carpentier G., Lautridou J.P., Lefebvre D. & Porcher M.**, 1979.- Nouvelles données sur le pléistocène de la basse vallée de la seine et on prolongement sous marin en Manche orientale. *Bull. Info. des Geol. du Bassin de Paris*, **16** : 27-33.
- Allen L.G. & Gibbard P.L.**, 1993.- Pleistocene evolution of the Solent river of southern England. *Quaternary Science Reviews*, **12** : 503-528.
- Anderson E.J. & Goodwin P.W.**, 1990.- The significance of metre-scale allocycles in the quest for a fundamental stratigraphic unit. *Journal of Geological Society of London*, **147** : 507-518.
- Andreieff P., Bouysse P., Curry D., Fletcher B.N., Hamilton D., Monciardini C. & Smith A.J.**, 1975.- The stratigraphy of the post-Paleozoic sequences in part of the western Channel. *Philos. Trans. R. Soc. London*, **279** : 79-97.
- Andreieff P., Bouysse P., Horn R. & Monciardini C.**, 1972.- Contribution à l'étude géologique des approches occidentales de la Manche. *Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, **79** : 30-48.
- Antoine P.**, 1993.- Le système de terrasses du bassin de la Somme: modèle d'évolution morpho-sédimentaire cyclique et cadre paléoenvironnemental pour le Paléolithique. *Quaternaire*, **4**, 1 : 3-16.
- Ashley G.M.**, 1988.- Classification of glaciolacustrine deposits. In R. P. Goldthwait & C. L. Matsch (Editeur), *Genetic Classification of Glacigenetic Deposits*, Balkema, Rotterdam : 243-260.
- Auffret G.A., Boelaert A., Vergnaud-Grazzini C., Müller C. & Kerbrat R.**, 1996.- Identification of Heinrich Layers in core KS01 North-Eastern Atlantic (46°N, 17°W), implications for their origin. *Marine Geology*, **131** : 5-20.
- Auffret J.P., Alduc D., Larssonneur C. & Smith A.J.**, 1980.- Cartographie en isopaques des formations sédimentaires de la Manche Orientale et bathymétrie au toit de bed-rock. *Anns. Inst. Océanographique*, **56** : 21-35.
- Auffret J.P., Berne S., Gresselin F., D'Ozouville J.L. & Walker P.**, 1986.- *Anse de Vauville : géologie et dynamique sédimentaire, notice explicative*. IFREMER édit., 1/5000.
- Auffret J.P., Bignot G. & Blondeau A.**, 1975.- Géologie du bassin tertiaire de la Manche orientale au large du Pays de Caux. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **279** : 169-176.
- Auffret J.P. & Colbeaux J.P.**, 1977.- Etude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche orientale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **19** : 1047-1055.
- Auffret J.P. & Larssonneur C.**, 1971.- Paléovallées et bancs sableux entre l'estuaire de la Seine et le Nord Cotentin. *Bull. Soc. Géol. Normandie*, **64** : 21-34.
- Augustin J.M.**, 1985.- Logiciel de traitement des images acoustiques des sonars latéraux. *IFREMER, Internal Report, DIT/DI/DLS*.

**B**

- Baulig H.**, 1940.- Le profil d'équilibre des versants. *Annales de Géographie*, 4 : 81-93.
- Bassinot F., Labeyrie L., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N. J. & Lancelot Y.**, 1994.- The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 126 : 91-108.
- Beck C., Clabaut P., Dewez S., Vicaire O., Chamley H., Augris C., Hoslin R. & Caillot A.**, 1991.- Sand bodies and sand transport pths at the English Channel-North Sea border: morphology, hydrodynamics and radioactive tracing. *Oceanologica Acta*, 11 : 111-121.
- Beerbrouwer J.R.**, 1964.- Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. *In Symposium on Cycle Sedimentation*, Kansas City. 19 : 31-42.
- Belderson R.H., Pingree R.D. & Griffiths D.K.**, 1986.- Low sea-level tidal origin of Celtic Sea sand banks- Evidence from numerical modelling of M2 tidal streams. *Mar. Geol.*, 73 : 99-108.
- Bellamy A.G.**, 1995.- Extension of the British landmass: evidence from shelf sediment bodies in the English Channel. *In* R. C. Preece (Editeur), *Island Britain: a Quaternary perspective*, Geological Society Spec. publication, London : 47-62.
- Berger A.**, 1988.- Milankovitch theory and climate. *Revi. of Geophysics*, 26 : 624-657.
- Berné S.**, 1991.- Architecture et dynamique des dunes tidales. Exemples de la marge atlantique française. *Thèse de Sciences*, Lille 1,
- Berné S., Auffret J.P. & Walker P.**, 1988.- Internal structure of subtidal sand waves revealed by high-resolution seismic reflection. *Sedimentology*, 35 : 5-20.
- Berry F.G.**, 1979.- late Quaternary scour hollows and related features in central London. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 12 : 9-29.
- Berthois L.**, 1938.- Etude des sédiments dragués par le "Président Théodore Tissier". *Rev. Trav. Off. Pêches marit.*, 11 : 381-424.
- Beurrier M., Bles J.-L., Gros Y., Lozes J. & Marot A.**, 1979.- Etude de la partie occidentale du massif granitique de Quintin: Pétrographie, géochimie, fracturation. *Bull. BRGM, série 1* : 317-336.
- Biquand D.**, 1974.- Position chronologique de la très haute nappe alluviale de Grâce (vallée de la Somme) par rapport à la limite paléomagnétique Brunhes-Matuyama. *Bull. Ass. Fr. Etude Quat.*, 40-41 : 157-159.
- Blundell D.J.**, 1975.- The geology of the Celtic-Sea and South-Western Approaches. *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 4 : 341-362.
- Blundell D.J., Davey F.J. & Graves L.J.**, 1971.- Geophysical surveys over the South Irish Sea and Nymph Bank. *J. Geol. Soc. London*, 127 : 339-375.
- Boillot G.**, 1961.- Sur une nouvelle fosse de la Manche Occidentale, la "fosse de l'île Vierge". *C. R. Acad. Sc., Paris*, 252 : 156-158.
- Boillot G.**, 1963a.- Sur la fosse centrale de la Manche. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 257 : 4199-4202.
- Boillot G.**, 1963b.- Sur une nouvelle fosse de la Manche Occidentale, la "fosse du Pluteus". *C. R. Acad. Sc., Paris*, 257 : 3348-3451.

- Boillot G.**, 1964.- *Géologie de la Manche Occidentale: Fonds rocheux, dépôts Quaternaires, sédiments actuels*. Paris, 220.
- Boillot G., Horn R. & Lefort J.P.**, 1972.- Evolution structurale de la Manche occidentale au Secondaire et au Tertiaire. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, **79** : 79-86.
- Boillot G., Lefort J.P., Cressard A.P. & Musellec P.**, 1974.- *Carte Géologique de la Manche - Geological Map of the English Channel*. B.R.G.M. - CNEXO édit.,
- Boillot G. & Musellec P.**, 1975.- Origine de la Manche d'après une carte géologique au 1/1 000 000. *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A** : 21-27.
- Bois C., Cazes M., Gariel O., Lefort J.P., Le Gall B., Pinet B. & Sibuet J.C.**, 1991a.- Principaux apports scientifiques des campagnes SWAT et WAM à la géologie de la mer Celtique, de la Manche et de la marge atlantique. *Mémoires de la Société Géologique de France*, **n.s.** : 185-217.
- Bois C., Gariel O., Mascle A. & Schroeder I.J.**, 1991b.- Les bassins sédimentaires de mer Celtique et de Manche: apport des profils sismiques SWAT. *Mémoires de la Société Géologique de France*, **n.s.** : 25-66.
- Bond G.C. & Lotti R.**, 1995.- Iceberg discharges into the North Atlantic on millennialtime scales during the last glaciation. *Science*, **267** : 1005-1010.
- Boothroyd J.C. & Nummedal D.**, 1978.- Proglacial braided outwash: A model for humid alluvial-fan deposits. *In* A. D. Miall (Editeur), *Fluvial Sedimentology*, Canadian Society of petroleum Geologists, Calgary, Alberta, Canada : 641-669.
- Bourdier F.**, 1969.- Etude comparée des dépôts quaternaires des bassins de la Seine et de la Somme. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **21** : 165-231.
- Bourdier F. & Lautridou J.-P.**, 1974.- Les grands traits morphologiques et structuraux des régions de la Somme et de la Basse-Seine. *Bull. Ass. Fr. Etude Quat.*, **3** : 109-111.
- Bourgeois A., Lericolais G., Berné S. & Magneville P.**, 1988.- Apport de la sismique très haute résolution multitrace à l'étude des séquences sédimentaires récentes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8** : 1039-1048.
- Bourillet J.F., Edy C., Rambert F., Satra C. & Loubrieu B.**, 1996.- Swath mapping system processing : bathymetry and cartography. *Marine Geophysical researches*, **17** :
- Bouysse P., Horn R., Lapierre F. & Le Lann F.**, 1976.- Etude des grands bancs de sable du Sud-Est de la Mer Celtique. *Marine Geology*, **20** : 251-275.
- Bouysse P., Horn R., Lefort J.P. & Le Lann F.**, 1975.- Tectonique et structures post-paléozoïques en Manche Occidentale. *Philos. Trans. R. Soc. London*, **279** : 41-54.
- Brooks J.R.V.**, 1986.- Future potential of hydrocarbon exploration on the United Kingdom continental shelf. *In* M. T. Halbouty (Editeur), *Future petroleum provinces of the world*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa : 77-698.
- Brown L.F.Jr. & Fisher W.L.**, 1977.- Seismic-stratigraphic Interpretation of depositional systems; Examples from Brazilian rift and pull-apart basins. *In* C. E. Payton (Editeur), *Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration*, AAPG, Tulsa, Oklahoma : 49-205.
- Busch A.D.**, 1971.- Genetic units in delta prospecting. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **55** : 1137-1154.

**C**

- Caine T.N.**, 1969.- A model for alpine talus slope development by slush avalanching. *Journal of Geology*, **77** : 92-100.
- Carter R.W.G.**, 1992.- Sea-level changes: past, present and future. *Quaternary proceedings*, **2** : 111-132.
- Chadwick R.A.**, 1986.- Extension tectonics in the Wessex Basin, southern England. *J. Geol. Soc. London*, **140** : 893-911.
- Chantraine J., Chauvel J.-J., Balé P., Denis E. & Rabu D.**, 1988.- Le Briovérien (protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **IV**, **8** : 641-653.
- Chappell J. & Shackleton N.J.**, 1986.- Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, **324** : 137-140.
- Chapman T.J.**, 1989.- The Permian to Cretaceous structural evolution of the Western Approaches Basin (Melville sub-basin), UK. *In* M. A. Cooper & C. D. Williams (Editeur), *Inversion Tectonics*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, London : 177-200.
- Clayton L.**, 1964.- Karst topography on stagnant glaciers. *Journal of Glaciology*, **5** : 107-112.
- Clet M.**, 1982.- Bosq d'Aubigny Formation. *In* J.-P. Lautridou (Editeur), *The Quaternary of Normandy. Field handbook*, Quaternary research Association, Cambridge : 67-69.
- Cogné J.**, 1974.- Le Massif Armoricaïn. *In* J. Debelmas (Editeur), *Géologie de la France - Vieux massifs et grands bassins sédimentaires*, doin, Paris : 105-106.
- Colbeaux J.-P., Dupois C., Robaszynski F., Auffret J.-P., Haesaerts P. & Somme J.**, 1980.- Le détroit du Pas de Calais: un élément dans la tectonique de blocs de l'Europe Nord-occidentale. *Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris*, **17** : 41-54.
- Cooper M.A. & Williams G.D.**, 1989.- *Inversion tectonics*. London, 375p.
- Cross T.A., Baker M.R., Chapin M.A., Clark M.S., Gardner M.H., Hanson M.S., Lessenger M.A., Little L.D., McDonough K.J., Sonnenfeld M.D., Valasek M.D., Williams M. & D.N. W.**, 1993.- Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. *In* R. E. a. B. Doligez (Editeur), *Subsurface Reservoir Characterisation from Outcrop Observations*, Editions Technip, Paris : 11-33.
- Cross T.A. & Lessenger M.A.**, 1988.- Seismic stratigraphy. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **16** : 319-354.
- Crowley T.J.**, 1996.- Pliocene climates: the nature of the problem. *Marine micropaleontology*, **4**: 3-12.
- Curry D.**, 1975.- A method of classification of samples into groups of similar faunal content and its application to some rocks from the floor of the English Channel. *Phil. Trans. Roy. Soc., A* : 99-107.
- Curry D.**, 1989.- The rock floor of the English Channel and its significance for the interpretation of marine unconformities. *Proceedings of the Geologists' Association*, **100** : 339-352.



- Curry D., Adams C.G., Boulter M.C., Dilley F.C., Earnes F.E., Funnell B.M. & Wells M.K., 1978.- A correlation of Tertiary rocks in the British Isles. *Geol. Soc. Lond. Spec. Report*, 12.
- Curry D., Hamilton D. & Smith A.J., 1970.- Geological and shallow subsurface geophysical investigations in the Western Approaches to the English Channel. *Report of the Institute of Geological Sciences*, 70/3.
- Curry D., Hamilton D. & Smith A.J., 1971.- Geological evolution of the Western English Channel and its relation to the nearby continental margin. In (Editeur), *ICSU/SCOR Working Party 31 symposium*, : 129-142.
- Curry D. & Smith A.J., 1975.- New discoveries concerning the geology in the central and eastern parts of the English Channel. *Phil. Trans. Roy. Soc., A* : 155-167.
- Czudek T. & Demek J., 1970.- Thermokarst in Siberia and its influence on the development of lowland relief. *Quaternary Research*, 1 :

## D

- Dangeard L., 1929.- Observations en géologie sous-marine et d'océanographie relatives à la Manche. *Annales de l'Institut Océanographique*, 6 : 1 - 295.
- Dangeard L., 1972.- Historique des premières recherches de géologie sous-marine dans la Manche. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 79 : 13-15.
- Davies J.L., 1969.- *Landforms of Cold Climates*. The M.I.T. Press, Cambridge, 200p.
- Davis W.M., 1899.- The geographical cycle. *Geogr. J.*, 14 : 481-504.
- Debrand-Passard S., Gros Y., Lablanche G., Menot J.C., Clozier L. & Tourenq J., 1992.- Age, genèse et évolution du fossé de la Loire: nouvelle approche stratigraphique et structurale. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 29 : 63-74.
- Demek J., 1969.- Cryoplanation terraces in Yakutia. *Biuletyn Peryglacjalny*, 16 :
- Derruau M., 1974.- *Précis de Géomorphologie*. Paris, 453 p..
- Desnoyers J., 1829.- Observations sur un ensemble de dépôts marins plus récents que le terrain tertiaire du bassin de la Seine, et pouvant constituer une formation géologique distincte. *Annales des Sciences Naturelles*, 16 : 402-491.
- Destombes J.P., Shepard-Thorn E.R. & Redding J.H., 1975.- A buried channel system in the Strait of Dover. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 285 : 243-256.
- Dingwall R.G., 1975.- Sub-bottom infilled channels in an area of the Eastern English Channel. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 279 : 233-241.
- Donovan D.T. & Stride A.H., 1961.- Erosion of a rock floor by tidal sand streams. *Geol. mag.*, 5 : 393-398.
- Dylik J., 1964.- Le thermokarst, phénomène négligé dans les études du Pleistocène. *Annales de Géographie*, 73 : 513-523.
- Dylik J., 1968.- Thermokarst. In R. W. Fairbridge (Editeur), *Encyclopedia of Geomorphology*, Reinhold Book Co., London : 1149-1151.
- Dylik J., 1972.- Rôle du ruissellement dans le modèle périglaciaire. In J. Hoverman & G. Oberbeck (Editeur), *Sonderdruck aus Heft 60 der Hans-Poser-Festschrift*, Göttingen : 169-180.

**E**

- Einsele G. & Ricken W.**, 1991.- Cycles and Events in Stratigraphy - Part II: Larger cycles and sequences - Introductory remarks. *In* G. Einsele & W. Ricken (Editeur), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin : 611-616.
- Eisma D., Mook W.G. & Laban C.**, 1981.- An early Holocene tidal flat in the southern Bight. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, **5** : 229-237.
- Embleton C. & King C.A.M.**, 1975.- *Periglacial Geomorphology*. Edward Arnold, London, 203p.
- Evans C.D.R.**, 1990.- *The geology of the western English Channel and its western approaches*. NERC, London, 93p.
- Evans C.D.R. & Hughes M.J.**, 1984.- The Neogene succession of the South Western Approaches, Great-Britain. *Journal of Geological Society of London*, **141** : 315-326.
- Evans C.D.R., Lott G.K. & Warrington G.**, 1981.- The Zephyr (1977) wells, South-Western Approaches and western English Channel. *Institute of Geological Sciences, Compilation*, 81/8.

**F**

- Forbes E.**, 1846.- On the connection between the distribution of the existing fauna and flora of the British Isles and the geographical changes which has affected their area, especially during the epoch of the northern Drift. *Memoir of the Great Britain Geological Survey*, **1** : 336-432.
- Frazier D.E.**, 1974.- Depositional-episodes: their relationship to the quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. *B. E. G. geological circular*, **74** : 28 p.
- French H.M.**, 1976.- *The Periglacial Environment*. Longman Inc., New-York, 309p.
- Funnell B.M.**, 1995.- Global sea-level and the (pen-)insularity of late Cenozoic Britain. *In* R. C. Preece (Editeur), *Island Britain: a Quaternary perspective*, Geological Society Special publication, London : 3-13.

**G**

- Gaffin S.R.**, 1992.- Unforced oscillations in a freeboard and basin model: analogue to glacial/climate oscillators. *Journal of Geology*, **100** : 717-729.
- Galloway W.E.**, 1989.- Genetic stratigraphic sequences in basin analysis: architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units. *Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **73** : 125-142.
- Gibbard P.L.**, 1988.- The History of the great northwest European rivers during the past three million years. *Philos. Trans. R. Soc. London*, **318** : 559-602.

- Gibbard P.L.**, 1995.- The formation of the Strait of Dover. In R. C. Preece (Editeur), *Island Britain: a Quaternary perspective*, Geological Society Special publication, London : 15-26.
- Gibbard P.L., West R.G. & Zagwijn W.H.**, 1991.- Early and Early middle Pleistocene correlation in the southern North Sea Basin. *Quaternary Science Reviews*, **10** : 23-52.
- Gidon M.**, 1987.- *Les structures tectoniques*. B.R.G.M., Orléans, 206 p.
- Goodwin P.W. & Anderson E.J.**, 1985.- Punctuated Aggradational Cycles: A general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *Journal of Geology*, **93** : 515-523.
- Graciansky (de) P.C. & Poag W.**, 1984.- Initial Report of the deep-sea drilling project. *U.S. Govt. Printing Office, Washington*, 80.
- Guillocheau F., Lejay A., Homewood P. & Hoffert M.**, 1989.- Effet des variations du niveau relatif de la mer à très haute fréquence sur l'agencement de corps sédimentaires côtiers tidaux : importance relative des contrôles auto- et allo-cycliques. *C.R.A.S. Paris*, **309** : 1047-1053.
- Guillocheau F., Van Vliet-Lanöe B., Guennoc P., Lericolais G. & Ollivier-Pierre M.F.**, 1994.- Evolution Cénozoïque du domaine armoricain à terre et en mer. In *Morphogénèse Cénozoïque de l'Europe de l'ouest*, Rennes. : 20.
- Guillocheau F.**, 1995.- Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (II), série II a*, **360** : 1141-1157.

## H

- Hack J.T.**, 1960.- Interpretation of erosional topography in humid temperature regions. *American Journal of Science*, **258** : 89-97.
- Hallam A.**, 1984.- Pre-Quaternary sea level change. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **12** : 205-243.
- Hamblin R.J.O., Crosby A., Balson P.S., Jones S.M., Chadwick R.A., Penn I.E. & Arthur M.J.**, 1992.- *The geology of the English Channel*. NERC, London, 106p.
- Hamilton D.**, 1979.- The geology of the English Channel, South Celtic Sea and continental margin, South Western Approaches. In M. B. C. a. K. S. M. F.T. Banner (Editeur), *The North-West European Shelf Seas: the Sea Bed and the Sea in motion - I. Geology and Sedimentology*, Elsevier, Amsterdam : 61 - 87.
- Hamilton D. & Blundell D.J.**, 1971.- Submarine geology of the approaches to the Bristol Channel. *Proc. Géol. Soc. London*, **1664** : 297-300.
- Hamilton D., Pantin H.M. & Evans C.D.R.**, 1980.- The origin of large scale tidal sand ridges in the Celtic Sea, S.W. Britain Congrès Géologique International; FRA; Orléans : BRGM. **2** : 481p.
- Hamilton D. & Smith A.J.**, 1972.- The origin and sedimentary history of the Hurd Deep, English Channel, with additional notes on other deeps in the western English Channel. *Mémoires du Bureau de Recherches géologiques et Minières*, **79** : 59 - 78.
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R.**, 1987.- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235** : 1156-1157.

- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R.**, 1988.- Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *In* H. C. K. Wilgus, B. S., St. C. Kendall, C. G., Posamentier, H. (Editeur), *Sea-level changes: An intergrated approach*, Soc. Econ.Paleont. & Min., Tulsa : 407p.
- Haq B.U. & Van Eysinga F.W.B.**, 1987.- *Geological timetable, 4th revised and updated edition*. Elsevier Science Publishers édit.,
- Harrington H.J.**, 1965.- Space, things, time, and events - an essay on stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **49** : 1601-1646.
- Hayward A.B. & Graham R.H.**, 1989.- Some geometrical characteristics of inversion. *In* M. A. C. a. G. D. Williams (Editeur), *Inversion Tectonics*, Special Publication of the Geological Society of London, London : 17-39.
- Hilgen F.J.**, 1991.- Astronomical calibration of gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth and Planetary Science Letters*, **104** : 226-244.
- Hinschberger F.**, 1963.- Un problème de morphologie sous-marine: La Fosse d'Ouessant. *Norvis*, **10** : 217-233.
- Hunt C.O.**, 1989.- The palynology and correlation of the Walton Crag (Red Crag Formation, Pliocene). *Journal of the Geological Society of London*, **146** : 743-745.
- Hutchinson J.N.**, 1991.- Theme lecture: periglacial and slope processes. *In* A. Forster, M. G. Culshaw, J. C. Cripps, J. A. Little & C. F. Moon (Editeur), *Quaternary Engineering Geology*, Geological Society, spec. publ., London : 283-331.

## I

- Imbrie J.**, 1993.- On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. the 100,000 year cycle. *Paleoceanography*, **8** : 699-735.
- Imbrie J. & Imbrie J. Z.**, 1980.- Modeling the climatic response to orbital variations. *Science*, **207** : 943-953.

## J

- Jenkins D.G., Whittaker J.E. & Carlton R.**, 1986.- On the age and correlation of the St Erth Beds, SW England, based on planktonic foraminifera. *Journal of Micropalaeontology*, **5** : 93-105.
- Jervey M.T.**, 1988.- Quantitative geological modeling of siliclastic rock sequences and their seismic expressions. *In* H. S. H. C. K. Wilgus, H. S. Posamentier, J. Van Wagonner, C. A. Ross and C; G. Kendall (Editeur), *Sea level changes: An integrated approach*, SEPM special publication, : 47-69.

**K**

- Katasonov E.M.**, 1973.- Present day ground and ice veins in the region of the Middle Lena. *Biuletyn Peryglacjalny*, **23** : 81-89.
- Kauffman E.G.**, 1986.- High-resolution event stratigraphy: regional and global cretaceous bio-events. In O. H. Waliser (Editeur), *Global Bio-Event, Lecture notes in earth Sciences*, Springer-Verlag, Berlin : 279-335.
- Kauffman E.G.**, 1988.- Concepts and methos of high-resolution event stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **16** : 605-654.
- Keigwin L.D. Jr.**, 1979.- Late Cenozoic stable isotope stratigraphy and paleoceanography of the South Atlantic and Southwest Pacific oceans: A synthesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **45** : 361-382.
- Kellaway G.A., Redding J.H., Shepard-Thorn E.R. & Destombes J.P.**, 1975.- The quaternary history of the English Channel. *Philos. Trans. R. Soc. London*, **279** : 189-218.
- Kenyon N.H.**, 1970.- The origin of some transverse sand patches in the Celtic Sea. *Geol. Mag.*, **107** : 389-394.
- Kenyon N.H., Belderson R.H., Stride A.H. & Johnson M.A.**, 1981.- Offshore tidal sand-banks as indicators of net sand transport and as potential deposits. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, **5** : 257-268.
- Kjemperud A. & Fjedskaar W.**, 1992.- Pleistocene glacial isostasy - implications for petroleum geology. In R. M. Larsen & H. E. Brekke (Editeur), *Structural and Tectonic Modelling and its Application to Petroleum Geology*, Norwegian Petroleum Society (NPF) Spec. publ., Amsterdam : 187-195.
- Koss J.E., Ethridge F.G. & Schumm S.A.**, 1994.- An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems. *Journal of Sedimentary Research*, **B64**, : 90-98.
- Kuntz G. & Lautridou J.-P.**, 1974.- Contribution à l'étude du Pliocène et du passage Pliocène-Quaternaire dans les dépôts de la Forêt de la Londe près de Rouen. Corrélations possibles avec divers gisements de Haute Normandie. *Bull. Ass. Fr. Etude Quat.*, **3** : 117-128.

**L**

- Lafont F.**, 1994.- Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque - Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées espagnoles. *Doctorat de l'Université de Rennes I*, Univ. Rennes, 270 p.
- Lambeck K.**, 1991.- Glacial rebound and sea-level changes in the British Isles. *Terra Nova*, **3** : 379-389
- Lambeck K.**, 1993a.- Glacial rebound of the British Isles II - a high resolution high precision model. *Geophysical Journal International*, **115** : 960-990.
- Lambeck K.**, 1993b.- Glacial rebound of the British Isles I-Preliminary Models from results. *Geophysical Journal International*, **115** : 941-959.



- Lambeck K.**, 1995.- Late Devensian and Holocene shorelines of the British Isles and North Sea from models of glacio-hydro-isostatic rebound. *Journal of Geological Society, London*, **152** : 437-448.
- Lane E.W.**, 1955.- The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. *American Society of Civil Engineering Proceedings*, **81** : 17p.
- Larsonneur C.**, 1971.- Manche centrale et Baie de Seine. Géologie du substratum et des dépôts meubles. *Géologie*, Univ. Caen, 394p.
- Larsonneur C., Auffret J.P. & Smith A.J.**, 1982.- *Carte des paléo-vallées et des bancs de la Manche orientale. Carte au 1/500 000*. B.R.G.M. édit.
- Larsonneur C., Vaslet D. & Auffret J.P.**, 1979.- *Carte des sédiments superficiels de la Manche orientale. Carte au 1/500 000*. B.R.G.M. édit.
- Larsonneur C., Vaslet P. & Auffret J.P.**, 1978.- *Les sédiments superficiels de la Manche*. B.R.G.M. édit., 1/500 000.
- Larsonneur C. & Walker P.**, 1982.- Le golfe normand-breton : synthèse sédimentologique. *Université de Caen, Contrat CNEXO*, 81/6646, 79 p.
- Lautridou J.P.**, 1982.- *The Quaternary of Normandy*. Caen, 88p.
- Lautridou J.P.**, 1985.- Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. *Thèse Lettres*, Univ. Caen,
- Lautridou J.P. & Coutard J.P.**, 1995.- Le problème de l'extension et de la profondeur du pergélisol pléistocène en Normandie (France du Nord-Ouest). *Quaestiones Geographicae*, : 201-203.
- Lautridou J.P., Masson M., Paepe R., Puissegur J.J. & Verron G.**, 1974.- Loess, nappes alluviales et tufs de Saint-Pierre-les-Elbeuf, près de Rouen. Les terrasses de la Seine de Muids à Caudebec. *Bull. Assoc. Franc. Etude Quat.*, **3-4** : 193-201.
- Lautridou J.P., Monnier J.L., Morzadec M.T., Somme J. & Truffeau A.**, 1986.- The Pleistocene of Northern France. *Quaternary Science Reviews*, **5** : 387-393.
- Lebret P., Dupas A., Clet M., Courbouleix S., Coutard J.P., Garcin M., Lautridou J.P., Levy M. & Van Vliet-Lanoe B.**, 1996.- Modélisation de la profondeur de pergélisol au cours du dernier cycle glaciaire en France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **167** : 169-179.
- Lefebvre D.**, 1974.- Le caillouutis wurmiens de fond de vallée, en Basse-Seine. *Bull. Assoc. Franc. Etude Quat.*, **3-4** : 251-252.
- Lefebvre D., Antoine P., Auffret J.-P., Lautridou J.-P. & Lecolle F.**, 1994.- Réponses de la Seine et de la Somme aux événements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pléistocène moyen et récent: rythmes et taux d'érosion. *Quaternaire*, **5** : 165-172.
- Lefèvre M.A.**, 1936.- Eustatisme et morphologie fluviale. *Bull. Soc. belge d'études Géogr.*, **6** : 194-218.
- Lefort J.P.**, 1975.- *Le socle péri-armoricain. Etude géologique et géophysique du socle immergé à l'Ouest de la France*. Rennes, 217p. +33p., 5 pl. h.t.
- Lefort J.P.**, 1977.- Possible "Caledonian" subduction under the Domonean domain, North Armorican area. *Geology*, **5** : 523-526.

- Lefort J.P.**, 1991.- L'organisation structurale du socle profond de la Manche occidentale, d'après l'interprétation des profils sismiques SWAT. Un exemple d'intersection entre suture cadomienne et structures hercyniennes divergentes. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, n.s. : 123-132.
- Lemoine M. & Trumpy R.**, 1987.- Pre-Oceanic rifting in the Alps. *Tectonophysics*, **133** : 305-320.
- Leopold L. & Maddock T.**, 1953.- The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *Prof. Pap. U.S. Geol. Survey*, **252** : 1-57.
- Leopold L.B., Woolman M.G. & Miller J.P.**, 1964.- *Fluvial processes in geomorphology*. San Francisco, 522.
- Lericolais G.**, 1990.- A new set for very high resolution digital seismic reflection. *In Oceanology International*, Brighton, UK. :
- Lericolais G.**, 1996.- Reconnaissance géophysique du site Pointe de Barfleur 1. *Hunt Oil - Ifremer*, Raport d'étude, 30p., Confidentiel.
- Lericolais G., Allenou J.P., Berne S. & Herveou J.**, 1988.- SINUP : a new equipment for acquisition and processing of very high-resolution seismic reflection. *In 20th Ocean Technology Conference*, Houston, U.S.A. annual meeting proc. : 337-343.
- Lericolais G., Auffret J.P., Bourillet J.F., Berné S., Guennoc P., Le Drezen E., Normand A. & Guillocheau F.**, 1995.- L'énigmatique Fosse Centrale de la Manche: une approche de sa morphologie et de son remplissage par géophysique haute résolution. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **321** : 39-46.
- Lericolais G. & Berne S.**, 1990.- Apport de l'acquisition et du traitement numérique de la sismique réflexion très haute résolution à l'étude des corps sableux de plate-forme. *Bull. Cent. Rech. Expl. Prod. Elf Aquit.*, **14** : 185-196.
- Lericolais G., Girault R., Tofani R. & Olagnon M.**, 1991.- Recent Advances in Shallow Seismic Reflection Processing. *In 23rd Ocean Technology Conference*, Houston, U.S.A. annual meeting proc. : 501-507.
- Lericolais G., Guennoc P., Auffret J.P., Bourillet J.F. & Berné S.**, 1996.- Detailed survey of the western end of the Hurd Deep (English Channel): New facts for a tectonic origin. *In* (Editeur), *Geology of Siliclastic Shelf Seas.*, London : 203-217.
- Lericolais G., Guennoc P., Bourillet J.F., Berné S., Joseph P. & Auffret J.P.**, 1994.- Detailed survey of the western end of the Hurd Deep (English Channel): New facts for a tectonic origin. *In 2nd International conference on The Geology of Siliclastic Shelf Seas.*, Gent, Belgium.
- Lericolais G., Olagnon M. & Berné S.**, 1994a.- Use of fast simple migration processing for very high resolution seismic data. *In 56th meeting of European Association of Exploration Geophysicists*, Vienna, Austria. :
- Lericolais G., Olagnon M., Krone R. & Nouzé H.**, 1994b.- Multiple removal in very high resolution seismic site survey data. *In M. S. T. C. Chrysosytomidis, A. J. Whittle and M. S. Hoo Fatt* (Editeur), *Boss 94, Behaviour of offshore structures*, Pergamon, Boston, USA : 125-136.

**M**

- Macaire J.J.**, 1984.- Les vallées et formations alluviales Plio-Quaternaires dans le sud et le sud-ouest du Bassin de Paris : genèse et signification dynamique. *Bull. Ass. Fr. Etude Quat.*, **1-2-3** : 37-40.
- Mackay J.R.**, 1962.- Pingos of the Pleistocene Mackenzie River Delta area. *Geographical Bulletin*, **18** : 1-12.
- Mackay J.R.**, 1972.- Offshore permafrost and ground ice, southern Beaufort sea, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **9** : 1550-1561.
- Mackay J.R.**, 1973.- The growth of Pingos, Western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **10** : 979-1004.
- Marsset T., De Batist M., Reynaud J.Y. & Tessier B.**, 1995.- Internal structure and ancient dynamics of the Kaiser-I-Hind sand bank. *CEE Mast2 Starfish project*, final report.
- Masclé A. & Cazés M.**, 1987.- La couverture sédimentaire du Bassin parisien le long du profil ECORS - Nord de la France. *Revue de l'Institut Français des Pétroles*, **42** : 303-316.
- Miall A.D.**, 1978.- *Fluvial sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, 859 p.
- Miall A.D.**, 1984.- Deltas. In R. G. Walker (Editeur), *Facies models*, Geological Association of Canada Geoscience, Ottawa : 497-505.
- Miall A.D.**, 1991.- Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *Journal of Sedimentary petrology*, **61** : 497-505.
- Milankovitch M.**, 1941.- Canon of insolation and the ice-age problem (English translation by Israel program for Scientific Translations, Jerusalem 1969). *Special publication of the Royal Serbian Academy*, **132** : 33 p.
- Mitchum R.M., Vail P.R. & Sangree J.B.**, 1977.- Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In C. E. Payton (Editeur), *Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration*, AAPG, Tulsa, Oklahoma : 117-133.
- Mitchum R.M. & Van Wagoner J.C.**, 1991.- High-frequency cycles and their stacking patterns; sequence stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, **70** : 131-160.
- Morzadec-Kerfourn M.-T.**, 1975.- Palynology of the Quaternary sediments in borehole V050. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A 279** : 253-256.
- Morzadec-Kerfourn M.-T.**, 1977.- La limite Pliocène-Pléistocène en Bretagne. *Boreas*, **6**, : 275-283.
- Murton B.J.**, 1996.- Thermokarst-lake-basin sediments, Tuktoyaktuk Coastlands, western arctic Canada. *Sedimentology*, **43** : 737-760.

**N**

- Naylor D. & Mounteney S.N.**, 1975.- *Geology of the North-West European continental shelf*. London, 162 p.
- Nouzé H.**, 1993.- Intégration de nouveaux modules de traitements de sismique très haute résolution dans SITHERE. *ENSPM, Diplôme Ingénieur, Rapport IFREMER*, n°9305, 20p.
- Nummedal D., Riley G.W. & Templet P.L.**, 1993.- High-resolution sequence architecture: a chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies. *In* H. W. Posamentier, C. P. Summerhayes, B. U. Haq & G. P. Allen (Editeur), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*, Spec. Publ. Int. Ass. Sed., : 55-68.

**O**

- Odin G.S. & Odin C.**, 1990.- Echelle numérique des temps géologique-mise à jour 1990. *géochronique*, **35** : 12-22.
- Owen T.R.**, 1974.- The geology of the Western Approaches. *In* Nairin and Stehli (Editeur), *The Ocean basins and margins. 2. The North Atlantic*, Plenum, New-York : 233-272.

**P**

- Pantin H.M. & Evans C.D.R.**, 1984.- The Quaternary geology of the central and southwestern Celtic Sea. *Mar. Geol.*, **57** : 259-293.
- Payton C.E.**, 1977.- *Seismic Stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Tulsa, 516p.
- Peltier W.R. & Andrews J.T.**, 1976.- Glacial-isostatic adjustment-1. The forward problem. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society of London*, **46** : 605-646.
- Pingree R.D. & Griffiths D.K.**, 1979.- Sand transport paths around the British Isles resulting from M2 and M4 tidal interactions. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, **59** : 497-513.
- Pinot J.P.**, 1966.- Quelques hauts niveaux quaternaires de la côte du Tregor central. *Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire*, **2** : 139-151.
- Pissart A.**, 1965.- Les pingos des Hautes Fagnes. Le problème de leur genèse. *Annales, Société Géologique de Belgique*, **88** : 277-289.
- Pissart A.**, 1970.- Les phénomènes physiques essentiels liés au gel. *Annales, Société Géologique de Belgique*, **93** : 7-49.
- Pissart A.**, 1973.- Résultats d'expériences sur l'action du gel dans le sol. *Biuletyn Peryglacjalny*, **23** : 101-113. p.
- Pissart A.**, 1975.- Banks Island; pingos, wind action, periglacial structures. *Geological Survey of Canada*, **75** : 479-481.

- Pittman W.D.**, 1978.- Relationships between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geological society of America Bulletin*, **89** : 1389-1403.
- Plagnol C.**, 1995.- Stratigraphie sismique à très haute résolution du banc du Kaiser-I-Hind - Mer Celtique. *ENSG - IFREMER, DRO/GM/R293*.
- Plint A.G.**, 1982.- Eocene sedimentation and tectonics in the Hampshire Basin. *Journal of the Geological Society of London*, **139** : 249-254.
- Posamentier H.W. & Allen G.P.**, 1991.- The effects of baselevel control on sedimentation patterns in the fluvial/coastal plain environment. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, **A** : 171.
- Posamentier H.W., Allen G.P., James D.P. & Tesson M.**, 1992.- Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: Concepts, Examples, and Exploration significance. *Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **76** : 1687 - 1709.
- Posamentier H.W., Jervey M.T. & Vail P.R.**, 1988.- Eustatic controls on clastic deposition I - Conceptual framework. *In* B. S. H. C.K. Wilgus, H.W. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner (Editeur), *Sea-level changes - An integrated approach*, Barbara H. Lidz, Tulsa, Oklahoma : 109-124.
- Posamentier H.W. & Vail P.R.**, 1988.- Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tracts models. *In* B. S. H. C.K. Wilgus, H.W. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner (Editeur), *Sea-level changes - An integrated approach.*, Barbara H. Lidz, Tulsa, Oklahoma : 125-154.
- Preece R.C., Scourse J.D., Houghton S.D., Knudsen K.L. & Penney D.N.**, 1990.- The Pleistocene sea-level and neotectonic history of the eastern Solent, southern England. *Philos. Trans. R. Soc. London.*, **328** : 425-477.

## Q

- Quesney A.**, 1983.- *Manche occidentale et Mer Celtique. Etude des paléovallées, des fosses et des formations superficielles.* - Thèse 3ème cycle, Univ.Caen, 162p.

## R

- Reynaud J.Y.**, 1996.- Architecture et évolution d'un banc sableux de mer Celtique méridionale. *Géologie, Géochimie et Géophysique Sédimentaires*, Univ. Université des Sciences et Technologies de Lille, **1**, 266
- Reynaud J.Y., Tessier B., Proust J.N., Lericolais G., Marsset T., Berné S. & Chamley H.**, 1995.- Apport de la sismique très haute résolution à l'interprétation génétique d'un banc sableux de la mer Celtique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **320** : 125-132.
- Reynaud J.Y., Tessier B., Proust J.N., Marsset T., Lericolais G., Berné S., Vanhauwaert P. & De Batist M.**, 1994.- High and very high resolution seismic stratigraphy of a Celtic Sea sand bank. 2nd International Conference on the Geology of Siliciclastic Shelf Seas (Southern North Sea and other examples), *Gent*, : 97-98.
- Ritter D.F.**, 1986.- *Process geomorphology*. William C. Brown Company, Dubuque, Iowa, 195p.



- Roberts D.G., Masson D.G., Montadert L. & Charpal O.**, 1981.- Continental margin from the Porcupine Seabight to the Armorican marginal basin. *In* I. V. I. a. C. D. Hobbs (Editeur), *Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe*, Inst. Petr., London : 455-473.
- Ruddiman W. F., Raymo M. E., Martinson D. G., Clement B. M. & Backman J.**, 1989.- Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheets and north Atlantic ocean. *Paleoceanography*, **4** (4) : 353-412.
- Ruffell A.H.**, 1995.- Evolution and hydrocarbon prospectivity of the Brittany Basin (Western Approaches Trough), offshore north-west France. *Marine and Petroleum Geology*, **12** : 387-407.

## S

- Sandwell D.T. & Smith W.H.F.**, 1992.- Global marine gravity from ERS-1, Geosat and Seasat reveal new tectonic fabric. San Francisco, *EOS, AGU*, :
- Schumm S.A.**, 1963.- Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains. *Bulletin of the Geological Society of America*, **74**, : 1089-1100.
- Schumm S.A.**, 1973.- Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. *In* M. Morisawa (Editeur), *Fluvial geomorphology*, Binghamton Publications, New York : 299-310.
- Schumm S.A.**, 1977.- *The fluvial system*. John Wiley and sons, New York, 338p.
- Schumm S.A.**, 1988.- Variability of the fluvial system in space and time. *In* T. Roswall, R. G. Wordinsee & P. G. e. Risser (Editeur), *Scales and Global Changes*, John Wiley & sons, Chichester (UK) :
- Schumm S.A. & Ethridge F.G.**, 1991.- The effect of baselevel change on the fluvial system. *In* *Geological Society of America*, :
- Schumm S.A., Mosley M.P. & Weaver W.E.**, 1987.- *Experimental fluvial geomorphology*. John Wiley & sons,
- Schumm S.A.**, 1993.- River response to baselevel change: Implication for sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, **101**, : 279-294.
- Schumm S.A. & Winkley B.R.**, 1994.- *The variability of large alluvial rivers*. ASCE Press, 467p.
- Scourse J.D., Bateman R.M., Catt J.A., Evans C.D.R., Robinson J.E. & Young J.R.**, 1990.- Sedimentology and micropalaentology of glaci-marine sediments from the Central and South-western Celtic Sea. *In* J. A. Dowdeswell & J. D. Scourse (Editeur), *Glacimarine Environments: Processes and Sediments*, Geological Society of London, Special Publication, London : 329-347.
- Shackleton N.J.**, 1987.- Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, **6** : 183-190.
- Shackleton N.J., Backman J., Zimmerman H., Kent D.V., Hall M.A., Roberts D.G., Schnitker D., Baldauf J.G., Desprairies A., Homrighausen R., Huddleston P., Keene J.B., Kaltenback A.J., Krumsiek K.A., Morton A.C., Murray J.W. & Westberg-Smith J.**, 1984.- Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature*, **307** : 620-623.

- Shackleton N.J., Berger A. & Peltier W.R.**, 1991.- An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 617. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **81** : 252-261.
- Shackleton N.J. & Opdyke N.D.**, 1977.- Oxygen isotopes and palaeomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation. *Nature*, **270**, : 216-219.
- Sheriff R.E.**, 1977.- Limitations on resolution of seismic reflections and geologic detail derivable from them. In C. E. Payton (Editeur), *Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration*, AAPG, Tulsa, Oklahoma : 3-14.
- Slingerland R.**, 1990.- Predictability and chaos in quantitative dynamic stratigraphy. In T. A. Cross (Editeur), *Quantitative Dynamic Stratigraphy*, Prentice Hall, Boulder : 747-752.
- Sloss L.L.**, 1960.- Stratigraphic models in exploration. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **46** : 1050-1057.
- Smith A.J.**, 1985.- A catastrophic origin for the paleovalley system of the eastern English Channel. *Marine Geology*, **64** : 65 - 75.
- Smith A.J. & Curry D.**, 1975.- The structure and geological evolution of the English Channel. *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A** : 3-20.
- Smith N.P.J.**, 1985.- *Pre-Permian geology of the United-Kingdom (south)*. 1:1 000 00.0 British geological Survey édit.
- Soloviev P.A.**, 1973.- Thermokarst phenomena and landforms due to frost heaving in Central Yakutia. *Biuletyn Peryglacjalny*, **23** : 135-155.
- Suc J.P., Dinitz F., Leroy S., Poumot C., Bertini A., Dupont L., Clet M., Bessais E., Zheng Z., Fauquette S. & Ferrier J.**, 1995.- Zanclean (~Brunssumien) to early Piacenzian (~early-middle Reuverian) climate from 4° to 54° north latitude (West Africa, West Europe and West Mediterranean areas). *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **52**, : 46-56.
- Suter J.R. & Berryhill H.L.**, 1985.- Late-Quaternary shelf margins deltas, northwest Gulf of Mexico. *Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **41** : 741-746.

## T

- Taillefer F.**, 1944.- La dissymétrie des vallées Gasconnes. *La Revue de Géographie de Pyrénées et du Sud-Ouest*, **15** : 153-181.
- Tauxe L., Opdyke N.D., Pasini G. & Elmi C.**, 1983.- Age of Plio-Pleistocene boundary in the Vrica section, southern Italy. *Nature*, **304** : 125-129.
- Taylor R.T., Bouysse P., Fletcher B.N. & Lefort J.P.**, 1980.- *GUERNSEY, Sheet 49N 04W, Scale 1:250 000*. Crown édit.,
- Tedrow J.C.F.**, 1969.- Thaw lakes, thaw sinks and soils in northern Alaska. *Biuletyn Peryglacjalny*, **20** : 337-345.
- Torrès J.**, 1995.- Analyse détaillée du transfert sédiment du continent vers le bassin: Le Quaternaire terminal au large du delta du Rhône (Méditerranée nord-occidentale). *Doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale*, 353 p.
- Tricart J.**, 1956.- Etude expérimentale du problème de la gélivation. *Bul. Peryglac.*, **285-318**.
- Tricart J.**, 1968.- Periglacial Landscapes. In R. W. Fairbridge (Editeur), *Encyclopedia of Geomorphology*, Reinhold Book Co., London : 829-833.

**Tricart J.**, 1970.- *Geomorphology of Cold Environments*. St Martin's Press, New-York, 320p.

**Tucker R.M. & Arter G.**, 1987.- The tectonic evolution of the North Celtic Sea and Cardigan Bay basin with special reference to basin inversion. *Tectonophysics*, **137** : 291- 307.

## V

**Vail P.R., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N. & Perez-Cruz C.**, 1991.- The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. In G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (Editeur), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin : 617-659.

**Vail P.R., Colin J.P., Du Chene R.J., Kuchly J., Mediavilla F. & Trifilieff V.**, 1987.- La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, **7** : 1301-1321.

**Vail P.R. & Mitchum R.M.J.**, 1977.- Seismic Stratigraphy and global changes of sea-level, Part 1 Overview. In C. E. Payton (Editeur), *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*, Payton C., Tulsa, Oklahoma : 52-53.

**Valet J.-P. & Meynadier L.**, 1993.- Geomagnetic field intensity and reversals during the past four million years. *Nature*, **366** : 234-238.

**Van Hinte J.E.**, 1976a.- A Cretaceous time scale. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **60** : 498-516.

**Van Hinte J.E.**, 1976b.- A Jurassic time scale. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **60** : 489-497.

**Van Hoorn B.**, 1987.- The South Celtic Sea/Bristol Channel Basin; origin and inversion history. *Tectonophysics*, **137** : 309-334.

**Van Vliet-Lanoe B.**, 1996.- Relations entre la contraction thermique des sols en Europe du Nord-Ouest et la dynamique de l'indlandsis weichselien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **322** : 461-468.

**Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M. & Rahmanian V.D.**, (Editeur), 1990.- *Siliclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies*. Amer. Assoc. Pet. Geol. Methods in Exploration, Barbara H. Lidz, Tulsa, Oklahoma : 55 p.

**Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S. & Hardenbol J.**, 1988.- An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In C. K. e. a. Wilgus (Editeur), *Sea-level changes - An integrated approach*, Barbara H. Lidz, Tulsa, Oklahoma : 39-46.

**Vandenbergh J.**, 1993.- Recent results of Pleistocene periglacial research in the Netherlands. *Geol. Mijnb.*, **72** : 103-106.

**Vanney J.R. & Stanley D.J.**, 1983.- Shelfbreak physiography: an overview. In D. J. S. a. G. T. Moore (Editeur), *The shelfbreak; critical interface on continental margins*, SEPM, special publication, : 1-24.

**Veldkamp A. & Van den Berg M.W.**, 1993.- Three-dimensional modelling of Quaternary fluvial dynamics in a climo-tectonic dependent system. A case study of the Maastricht record (Maastricht, The Netherlands). *Global and Planetary Change*, **8** : 203-218.

**Vidal L., Labeyrie L., Cortijo E., Arnold M., Michel E., Becqué S., Duplessy J.C. & van Weering T.C.E., 1996.-** Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to the Heinrich events. *Earth and Planetary Science Letters*, : 191-197.

**Vigneress J.-L., 1988.-** La fracturation post-hercynienne du massif armoricain d'après les données géophysiques. *Géologie de la France*, **4** : 3-10.

## W

**Walker R.G., 1990.-** Facies modelling and sequence stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60** : 777-786.

**Wanless H.R. & Weller J.M., 1932.-** Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothem. *Geological Society of America Bulletin*, **43** : 1003-1016.

**Watts A. & Steckler M.S., 1979.-** Subsidence and eustasy at the continental margin of eastern North-America. In *A.G.U. symposium*, M. Ewing. **3** : 218-234.

**Wescott W.A., 1993.-** Geomorphic Thresholds and Complex Response of Fluvial Systems-Some Implications for Sequence Stratigraphy. *Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **77** : 1208-1218.

**Wheeler H.E., 1959.-** Unconformity bounded units in stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **43** : 1975-1977

**Williams D.F., 1988.-** Evidence for and against sea-level changes from the stable isotopic record of the Cenozoic. In B. S. H. C.K. Wilgus, H.W. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner (Editeur), *Sea-level changes - An integrated approach.*, Barbara H. Lidz, Tulsa, Oklahoma : 31-36.

**Wingfield R.T.R., 1995.-** A model of sea-levels in the Irish and Celtic seas during the end-Pleistocene to Holocene transition. In R. C. Preece (Editeur), *Island Britain: A Quaternary perspective*, The Geological Society, Bath : 209-242.

**Wingfield R.T.R., 1990.-** The origin of major incisions within the Pleistocene deposits of the North Sea. *Marine Geology*, **91** : 31-52.

**Wood A., 1974.-** Submerged platform of marine abrasion around the coasts of south-western Britain. *Nature*, : 252-263.

**Wood L.J., 1991.-** Effects of basin type on coastal plain-shelf-slope systems during base level fluctuations: an experimental approach. **75** : 696.

**Wood L.J., Ethridge F.G. & Schumm S.A., 1991.-** Influence of subaqueous shelf angle on coastal plain-shelf-slope deposits resulting from a rise or fall in base-level. **75** : 696.

**Wright V.P. & Marriot S.B., 1993.-** The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, **86**, : 203-210.

**Z**

- Zagwijn W.H.**, 1985.- An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. *Geol. en Mijn.*, **64** : 17-24.
- Zagwijn W.H.**, 1986.- The Plesitocene of the Netherlands with a special reference to glaciation and terrace formation. *Quaternary Science Reviews*, **5** : 341-345.
- Zagwijn W.H.**, 1989.- The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary : A case history of coastal lowland evolution. *Geol. en Mijn.*, **68** : 107-120.
- Zagwijn W.H. & Doppert J.W.C.**, 1978.- Upper Cenozoic of the southern North-Sea Basin: paleoclimatic and paleogeography evolution. In A. J. v. Loon (Editeur), *Keynotes of the MEGS-II*, Geologie Mijnb., Amsterdam : 369-385. **Ziegler P.A.**, 1981.- Evolution of sedimentary basins in North-West Europe. In I. V. I. a. C. D. Hobhson (Editeur), *Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe*, Inst. Petr., London : 432-443.
- Zeuner F.E.**, 1959.- *The Pleistocene Period*. Hutchinson, London, 447.
- Ziegler P.A.**, 1978.- *North-Western Europe: tectonics and basin development*. Geologie Mijnb., Amsterdam, 626.
- Ziegler P.A.**, 1981.- Evolution of sedimentary basins in North-West Europe. In I. V. I. a. C. D. Hobhson (Editeur), *Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe*, Inst. Petr., London : 432-443.
- Ziegler P.A.**, 1982.- *Geological atlas of western and central Europe*. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B. V., Elsevier scientific publishing company, The Hague, 130p.
- Ziegler P.A.**, 1987a.- Celtic Sea-Western Approaches area: an overview. In (Editeur), *Tectonophysics*, : 285-289.
- Ziegler P.A.**, 1987b.- Evolution of the Western Approaches Trough. *Tectonophysics*, **137** : 141-146.
- Ziegler P.A.**, 1990.- *Geological atlas of western and central Europe*. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B. V., Geol. Soc. Publishing House, The Hague, 239p.





## ***LISTE DES FIGURES***

- *"L'homme est plein d'imperfections, mais on ne peut  
que se montrer indulgent si l'on songe à l'époque où il  
fut créé"*

*Alphonse Allais*

## LISTE DES FIGURES

### Chapitre 1

<b>Figure I.1</b> - Situation générale du système fluvial de la Manche .....	1
<b>Figure I.2</b> - Les bassins en Manche et en mer Celtique à partir de la carte des anomalies gravimétriques (données du Satellite ERS-1) (d'après Sandwell & Smith, 1992) .....	5
<b>Figure I.3</b> - Schéma structural de la marge européenne Nord-orientale .....	7
<b>Figure I.5</b> - Carte géologique de l'extrémité Ouest de la Fosse Centrale .....	10
<b>Figure I.4</b> - Carte géologique de la Manche d'après la carte géologique au 1/1 000 000 . .....	11
<b>Figure I.6</b> - En transpression, il apparaît des failles inverses et des plis qui compensent par un gonflement vers la surface le rétrécissement de la zone, ces structures sont connues sous le nom de structures en bouquet de fleur (Gidon, 1987). .....	17
<b>Figure I.7</b> - Le système fluvial de la Manche (d'après Larssonneur, 1982).....	25
<b>Figure I.8</b> - Reconstruction paléogéographique des principales lignes de drainage A) Du Reuvérien au Tiglien A B) lors des bas niveaux marins du Cromérien (Gibbard, 1988) .....	29
<b>Figure I.9</b> - Reconstruction paléogéographique des principales lignes de drainage C) de l'Eltérien D) du Saalien (Gibbard, 1988) .....	30
<b>Figure I.10</b> - Reconstruction paléogéographique des principales lignes de drainage au Weischelien (Gibbard, 1988 modifié d'après Lambeck, 1995) .....	31

### Chapitre 2

<b>Figure II.1</b> - Plan des campagnes de reconnaissance de la Manche entre 1966 et 1981 (Quesney A., 1983) .....	37
<b>Figure II.2</b> - Plan de localisation des zones reconnues lors de la mission SEDIMANCHE 2 .....	39
<b>Figure II.3</b> - Exemple de filtrage passe-bande (120-1000 Hz) et de gain appliqué sur le profil 110 de la Fosse Centrale .....	44
<b>Figure II.4</b> - Exemple de filtrage de la houle appliqué sur le profil 110 de la Fosse Centrale (la mer était forte 5,6 lors de l'acquisition). .....	45
<b>Figure II.5</b> - Caractérisation d'une séquence de dépôt (d'après Mitchum et al., 1977a) 1/ Coupe stratigraphique schématisée d'une séquence de dépôt. Les limites de la séquence sont définies par les surfaces A et B, lesquelles passent latéralement de surfaces de discontinuité avec troncature des strates sous-jacentes à surfaces conformes. 2/ Coupe chronostratigraphique schématisée d'une séquence de dépôt. Les relations stratigraphiques montrées en haut, sont ici reportées en une coupe chronostratigraphique où l'échelle de temps est arbitraire. ....	49
<b>Figure II.6</b> - Relations entre les réflexions sismiques et les limites de séquence sismique (d'après Mitchum et al., 1977a) 1/ relations entre les réflexions sismiques et la limite supérieure de la séquence. 2/ relations entre les réflexions sismiques et la limite inférieure de la séquence... ..	50

<b>Figure II.7-</b> Les facteurs de contrôle de l'enregistrement sédimentaire (Lafont F., 1994)	53
---	----

<b>Figure II.8 -</b> Quantification du niveau de la mer par -le niveau eustatique, -le niveau relatif -la bathymétrie (d'après Lafont F., 1994)	54
---	----

<b>Figure II.9-</b> Schéma synthétique des différentes notions relatives au niveau marin et à l'accommodation. On y distingue, (1) le niveau eustatique; (2) la subsidence; (3) l'épaisseur de sédiment cumulée (accommodation remplie); (4) l'espace réellement disponible (accommodation non remplie) équivalent de la bathymétrie; (5) le niveau relatif de la mer (d'après Lafont F., 1994).	55
--	----

<b>Figure II.10 -</b> Architecture d'une séquence de dépôt selon le "modèle EXXON", avec les différents âges de dépôt et leurs surfaces spécifiques (d'après Haq et al. 1987). On note la différence qui existe entre les deux types de discordances, résultant d'une chute importante (type 1) ou limitée (type 2) du niveau relatif de la mer. (Vail P.R. et al., 1977).	56
--	----

<b>Figure II.11 -</b> Exemples de profils sismiques obtenus au cours de la mission SEDIMANCHE 2, dont l'interprétation en terme de stratigraphie séquentielle s'est avérée insuffisante pour en comprendre les mécanismes de mise en place. A) Profil 110, sur la Fosse Centrale (cf. Chapt. 4) B) Profil 150, zone CONFLUENT (cf. Chapt. 4)	61
--	----

### Chapitre 3

<b>Figure III.1a -</b> Modèle d'un système fluvial défini par Schumm (1977)	65
---	----

<b>Figure III.1b -</b> Profil longitudinal d'un fleuve et comportement vis à vis du niveau de base (Schumm, 1977)	66
---	----

<b>Figure III.2 -</b> Profils de pentes montrant l'effet que la pente de la plateforme marine peut avoir sur le comportement d'un fleuve lors d'une chute du niveau marin (Wescott W.A., 1993). Sc = pente du chenal, Sv = pente de la vallée et P = sinuosité	68
---	----

<b>Figure III.3 -</b> Lors d'une chute du niveau marin au delà du rebord de plateau (Wescott W.A., 1993) (A) Il y a érosion par le cours principal et création d'un seuil morphologique au niveau du rebord de plateau - De nouveaux seuils (canyons) se forment également (B) Il y a érosion régressive, avec apparition de nouveaux systèmes de drainage sur la plateforme émergée. Cette érosion régressive peut intercepter les cours principaux (C) Et il peut y avoir capture si ces seuils proposent un accès à la mer plus aisé	71
--	----

<b>Figure III.4 -</b> Exemple de profil sismique à l'origine de la réflexion sur les conditions d'érosion et de dépôt par les processus périglaciaires (profil 150, zone CONFLUENT)	74
--	----

<b>Figure III.5 -</b> Pergélisol et mollisol (remarquer les 2 pierres à plat dans le mollisol, elles sont à l'origine du dallage nival)	76
---	----

<b>Figure III.6 -</b> Permafrost, coins de glace (actif à droite, en voie de résorption à gauche), action d'un lac dégradant le permafrost (Derruau M., 1974).	80
--	----

<b>Figure III.7 -</b> Coupes d'hydrolaccolites - à gauche, un palse - à droite, un pingo du type delta du Mackensie. Alimentation en glace par ségrégation dans le palse et par injection dans le pingo (Derruau M., 1974).	81
---	----

<b>Figure III.8</b> - Répartition d'une coulée de blocs sur les versants périglaciaires, avec replat de Goletz et passage au dallage nival. (Demek J., 1969) .....	83
<b>Figure III.9</b> - Evolution d'un versant modelé dans une roche très gélive sous climat froid. En trait interrompu, au début de l'évolution, irrégularités diverses (loupes, replats de Goletz). En trait plein, coupe à la fin de l'évolution: "grève" sur les versants et dans les fonds. Versants à pente constante (très exagérée ici). (En partie d'après J. Tricart. 1970) .....	84
<b>Figure III.10</b> - Dissymétrie des vallées - B = boulbène solifluant et poussant vers l'Est le cours d'eau, de sorte que la rive Ouest soit sapée. (Taillefer, 1944). .....	84
<b>Figure III.11</b> - Première étape schématique de la mise en place d'un thermokarst (Murton B.J., 1996) .....	85
<b>Figure III.12</b> - Bloc diagramme présentant le rebord de plateforme et la marge adjacente dans une région périglaciaire (d'après Vanney, 1983). .....	87
<b>Chapitre 4</b>	
<b>Figure IV.1</b> - Cadre géographique du paléosystème fluvial de la Manche .....	93
<b>Figure IV.2</b> - localisation des zones SAMDI et CONFLUENT .....	94
<b>Figure IV.3</b> - Plan de position des profils sur la zone SAMDI .....	96
<b>Figure IV.4</b> - Carte bathymétrique et interprétation géomorphologique de la zone SAMDI obtenue à partir du MNT interpolé des données du sondeur monofaisceau.....	97
<b>Figure IV.5</b> - Bloc diagramme de la bathymétrie de la zone SAMDI obtenue à partir du MNT interpolé des données du sondeur monofaisceau.....	99
<b>Figure IV.6</b> - Profil sparker n°29 et son interprétation .....	103
<b>Figure IV.7</b> - Profil sparker n°48 et son interprétation .....	105
<b>Figure IV.8</b> - Profil sparker n°51 et son interprétation .....	107
<b>Figure IV.9</b> - Profil sparker n°54 et son interprétation .....	109
<b>Figure IV.10</b> - Profil sparker n°56 et son interprétation .....	111
<b>Figure IV.11</b> - Taux de préservation/érosion des séquences reconnues sur la zone SAMDI .....	113
<b>Figure IV.12a</b> - Carte des isochrones du substratum de la zone SAMDI .....	115
<b>Figure IV.12b</b> - Bloc diagramme des isochrones du substratum de la zone SAMDI .....	117
<b>Figure IV.13</b> - Plan de position des profils de la zone CONFLUENT .....	120
<b>Figure IV.14a</b> - Bathymétrie EM1000 de la zone CONFLUENT et interprétation géomorphologique .....	121
<b>Figure IV.14b</b> - Mosaïque de l'imagerie EM1000 de la zone Confluent .....	123
<b>Figure IV.15</b> - Bloc diagramme de la bathymétrie EM1000 de la zone Confluent ....	125
<b>Figure IV.16</b> - Taux de préservation/érosion des séquences reconnues sur la zone CONFLUENT .....	137



<b>Figure IV.17</b> - Profil sparker n°158 et son interprétation .....	129
<b>Figure IV.18</b> - Profil sparker n°150 et son interprétation .....	131
<b>Figure IV.19</b> - Profil sparker n°157 et son interprétation .....	133
<b>Figure IV.20</b> - Bloc diagramme des isochrones du substratum de la zone Confluent obtenu à partir du MNT interpolé des données de sismique THR .....	135
<b>Figure IV.21</b> - Schéma explicatif de la formation des thermokarsts de la zone .....	139
<b>Figure IV.22</b> - Bathymétrie au toit du substratum de la Fosse Centrale orientale, synthèse à partir des travaux d'A. Quesney (1983) .....	143
<b>Figure IV.23</b> - Bathymétrie au toit du substratum de la Fosse Centrale médiane, synthèse à partir des travaux d'A. Quesney (1983) .....	145
<b>Figure IV.24</b> - Plan de position des profils des zones GUERNESEY et OMBILIC ..	148
<b>Figure IV.25</b> - Profil sparker n°145a et son interprétation déduite des prélèvements de surface (source, base de données BRGM). Les éléments prélevés ne sont pas forcément en place .....	153
<b>Figure IV.26</b> - Profil sparker n°145b et son interprétation déduite des prélèvements de surface (source, base de données BRGM). Les éléments prélevés ne sont pas forcément en place .....	155
<b>Figure IV.27a</b> - Profil sparker n°89t1 et son interprétation .....	159
<b>Figure IV.27b</b> - Profil sparker n°89t2 et son interprétation .....	161
<b>Figure IV.27c</b> - Profil sparker n°89t3 et son interprétation.....	163
<b>Figure IV.27d</b> - Profil sparker n°89t4 et son interprétation .....	165
<b>Figure IV.28</b> - Plan de position des profils sur la Fosse Centrale .....	167
<b>Figure IV.29</b> - Résultats Bathymétriques sur la Zone Fosse Centrale . .....	169
<b>Figure IV.30</b> - Mosaïque d'images EM1000 sur la Zone Fosse Centrale . .....	171
<b>Figure IV.31</b> - Line drawings des profils de sismique profonde en corrélation avec la sismique de surface de SEDIMANCHE 2. AB - Profil 118, CD - Profil 116 (Interprétation P. Guennoc dans Lericolais G. et al., 1996) .....	175
<b>Figure IV.32</b> - a) Schéma structural des séries du Trias et du Jurassique, réalisé à partir des lignes sismiques COPAREX 1-failles normales, 2-axes synclinaux, 3-axes anticlinaux, 4-pendage, 5-position des sections présentées sur la figure précédente, 6-bathymétrie. b) Structures du Crétacé Supérieur et du Paléogène (redessinées de la carte géologique; 1a et 2a et des éléments nouveaux de la mission SEDIMANCHE 2; 1b et 2b) 1- failles, 2-limites géologiques , 3a-axes anticlinaux, 3b-axes synclinaux, 4-pentes raides observées sur la sismique de surface, 5-pendages dans le Crétacé Supérieur (ku) et dans le Paléogène (ge) (Interprétation P. Guennoc dans Lericolais G. et al., 1996) .....	176
<b>Figure IV.33</b> - Bloc diagramme résultat du MNT, représentant ici la morphologie du fond de la Fosse Centrale sans remplissage sédimentaire .....	177
<b>Figure IV.34</b> - Zone Fosse Centrale. Profil Sparker 110 et son interprétation .....	181

<b>Figure IV.35</b> - Interprétation du profil 117 et sa représentation avec le MNT .....	183
<b>Figure IV.36</b> - Carte des isochrones du mur des séquence IS1 à IS3 et du toit du substratum à partir du MNT .....	185
<b>Figure IV.37</b> - Détail du profil 110 (Fig. IV.34) montrant la base des dunes .....	187
<b>Figure IV.38</b> - Plan de position des profils sismiques et bathymétriques reconnus lors de la campagne SEDIMANCHE 2 sur le banc du Kaiser-I-Hind. La bathymétrie a été réalisée à partir du sondeur EM 1000 .....	191
<b>Figure IV.39</b> - Profil sismique 81 SEDIMANCHE2 de la zone Kaiser M = formation de Melville - SB = Système Base, PSS = formation de la Petite Sole Supérieure - S = Substratum miocène. ....	193
<b>Figure IV.40</b> - Extrait des profils sismiques 69 et 80 de la zone KAISER, montrant des incisions et un remplissage du type chenal méandrique comme unité interne de la formation de Melville .....	197
<b>Figure IV.41</b> - Interprétation schématique des chenaux en coupe (Reynaud J.Y., 1996) .....	192
<b>Figure IV.42</b> - Chenalisation dans l'unité supérieure (Melville) du banc du Kaiser-I-Hind (Marsset T. et al., 1995) .....	199

## Chapitre 5

<b>Figure V.1</b> - Bathymétrie générale et profil longitudinal de la Manche (profil ENE-WSW) .....	203
<b>Figure V.2a</b> - Chronologie relative de la zone SAMDI en fonction des variations du niveau de base .....	209
<b>Figure V.2b</b> - Chronologie relative de la zone CONFLUENT en fonction des variations du niveau de base .....	210
<b>Figure V.3</b> - Altitude du paléorivage par rapport au niveau actuel, estimée des variations glacioeustatiques déduites de la composition isotopique de l'oxygène de l'eau de mer. ....	211
<b>Figure V.4</b> - Reconstitution schématique des profils longitudinaux du système fluvial de la Manche: A) Au Prétiglien, B) Au Weischelien .....	213
<b>Figure V.5</b> - Reconstruction paléogéographique du fleuve Manche A)- Ouverture de la Fosse à l'Oligo-Miocène (Ziegler P.A., 1988) B)- du Reuvérien au Prétiglien A (modifié de Gibbard P.L., 1988) .....	221
<b>Figure V.6</b> - Reconstruction paléogéographique du fleuve Manche A)- Etat moyen au cours des bas niveaux anté-Bavélien B)- Etat supposé lors des bas niveaux maximums (22, 16, 10, 6, 2) .....	223

## Conclusion

<b>Figure VI.1</b> - Exemple de thermokarsts reconnus à l'interfluve de la paléovallée septentrionale et de la paléoSomme. ....	231
<b>Figure VI.2</b> - Prisme de remplissage reconnu à la confluence de la vallée septentrionale et de la paléovallée de la Somme (Profil AB). ....	233

## LISTE DES TABLEAUX

---

### Chapitre 1

**Tableau I 1** - Principales phases de déformation en France et dans les régions voisines et discordances en mer Celtique et en Manche ..... 14

**Tableau I.2** - Classification paléoclimatologique continentale pour le Plio-Quaternaire ..... 20

**Tableau I.3** - Chronostratigraphie du Nord de l'Europe versus les variations globales du niveau de la mer (d'après Shackleton N.J. et al., 1991, Valet J.-P. & Meynadier L., 1993, Funnell B.M., 1995) ..... 21

### Chapitre 2

**Tableau II.1** - Données acquises entre 1968 et 1981 (d'après Quesney, 1983) ..... 36

**Tableau II.2** - Missions SEDIMANCHE, localisation et km reconnus ..... 38

**Tableau II .3** - Période et ordres de cyclicité des changements du niveau marin relatif. .... 58

**Tableau II.4** - Eléments de l'orbite terrestre (d'après Berger, 1989)..... 60

## ***TABLE DES MATIERES***

*"I went on to test the program in every way I could devise. I strained it to expose its weaknesses. I ran it for high-mass stars and low-mass stars, for stars born exceedingly hot and those born relatively cold. I ran it assuming the superfluid currents beneath the crust to be absent -- not because I wanted to know the answer, but because I had developed an intuitive feel for the answer in this particular case. Finally I got a run in which the computer showed the pulsar's temperature to be less than absolute zero. I had found an error. I chased down the error and fixed it. Now I had improved the program to the point where it would not run at all"*

*George Greenstein, "Frozen Star: Of Pulsars, Black Holes and the Fate of Stars"*

# EVOLUTION DU FLEUVE MANCHE DEPUIS L'OLIGOCENE : STRATIGRAPHIE ET GEOMORPHOLOGIE D'UNE PLATEFORME CONTINENTALE EN REGIME PERIGLACIAIRE

## I-HISTOIRE REGIONALE DE LA MANCHE : ETAT DES CONNAISSANCES

<b>I-1 CONTEXTE STRUCTURAL</b>	<b>3</b>
<b>I-1.1 Situation Générale</b>	<b>9</b>
<b>I-1.2 Histoire de l'Evolution des Bassins</b>	<b>13</b>
I-1.2.1 Le socle .....	13
I-1.2.2 Le Permo-Trias .....	13
I-1.2.3 Le Jurassique .....	14
I-1.2.4 Le Crétacé .....	15
I-1.2.5 Le Cénozoïque Inférieur .....	16
<b>I-1.3 Style Structural</b>	<b>16</b>
I-1.3.1 La faille Aurigny-Ouessant .....	17
I-1.3.2 Conclusions sur les phases tectoniques .....	17
<b>I-1.4 L'Importance des Phénomènes d'Inversion en Manche</b>	<b>18</b>
I-1.4.1 L'Inversion Cénozoïque de la Manche .....	18
<b>I-2 CONTEXTE EUSTATIQUE AU PLIO-QUATERNAIRE</b>	<b>19</b>
<b>I-2.1 Les Variations du Niveau de la Mer depuis 2,6 Ma</b>	<b>19</b>
<b>I-2.2 Le Pliocène</b>	<b>20</b>
I-2.2.1 La régression tardi-pliocène .....	21
I-2.2.2 Les variations du niveau de la mer au Pliocène terminal .....	22
<b>I-2.3 Le Quaternaire</b>	<b>22</b>
I-2.3.1 Définition du Quaternaire et limite plio-pléistocène .....	22
I-2.3.2 Le Pléistocène Inférieur .....	23
I-2.3.3 Les glaciations du Pléistocène Moyen et Supérieur .....	24
<b>I-2.4 Résumé sur les Variations Glacio-Eustatiques Plio-Quaternaires</b>	<b>24</b>
<b>I-3 HISTOIRE DES GRANDS FLEUVES DE L'EUROPE DU NORD-OUEST</b>	<b>25</b>
<b>I-3.1 Généralités sur les tributaires du fleuve Manche</b>	<b>26</b>
I-3.1.1 La Somme .....	26
I-3.1.2 La Seine .....	26
I-3.1.3 La Solent .....	27
<b>I-3.2 Reconstruction Paléogéographique</b>	<b>28</b>
I-3.2.1 Du Reuvérien au Tiglien A (Fig. I.8A) .....	28
I-3.2.2 Complexe du Cromérien (Fig. I.8B) .....	28
I-3.2.3 De l'Elstérien au Weichselien (Fig. I.9 et Fig. I.10) .....	31
<b>1-4 CONCLUSION</b>	<b>33</b>

---

**II-PRÉSENTATION DES DONNÉES ET MÉTHODES D'INTERPRÉTATION**

<b>II-1 LES MISSIONS À LA MER</b>	<b>35</b>
II-1.1 Les données antérieures	36
II-1.2 Les missions SEDIMANCHE	36
<b>II-2 LES OUTILS D'ACQUISITION ET DE TRAITEMENT</b>	<b>40</b>
II-2.1 Le Positionnement	40
II-2.2 Le sondeur Multifaisceaux EM1000	40
II-2.3 La sismique THR	41
II-2.3 Les Modèles Numériques de Terrain	43
<b>II-3. LES MÉTHODES D'INTERPRÉTATION</b>	<b>46</b>
II-3.1 La Stratigraphie Sismique	46
II-3.1.1 Processus d'interprétation .....	48
II-3.1.3 Analyse des faciès sismiques .....	50
II-3.1.4 Signification géologique des réflexions .....	51
II-3.2 Les Principes de la Stratigraphie Séquentielle Haute Résolution	52
II-3.2.1 L'enregistrement sédimentaire .....	53
II-3.2.2. Les variations du niveau marin .....	53
II-3.2.3 La notion d'accommodation .....	54
II-3.2.4 La notion de séquence de dépôt .....	55
II-3.2.5 Les unités génétiques Séquences élémentaires de dépôt .....	57
II-3.2.6 Les ordres de séquences .....	58
II-3.2.7 Les origines de la cyclicité .....	59
<b>II-4 CONCLUSION</b>	<b>60</b>

---

**III-INFLUENCE DES FACTEURS GÉOMORPHOLOGIQUES SUR  
L'ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE**

<b>III-1 EVOLUTION DES SYSTÈMES FLUVIATILES EN RÉPONSE AUX VARIATIONS EUSTATIQUES.</b>	<b>64</b>
III-1.1 Les Systèmes Fluviaux	65
III-1.2 Les Relations Fleuve, Eustatisme	68
III-1.2.1 Définitions .....	68
III-1.2.2 Cas particuliers: les érosions "régressives" .....	70
III-1.2.3 L'influence de la vitesse de variation du niveau de la mer .....	70
III-1.3 Erosions Episodiques et Cyclicité Géomorphologique	71
III-1.4. Déformations Isostatiques	72



<b>III-2 LE SYSTÈME D'ÉROSION PÉRIGLACIAIRE</b>	<b>74</b>
<b>III-2.1 Définitions</b>	<b>75</b>
III-2.1.1 La Zone Périglaciaire .....	75
III-2.1.2 Pergélisol ou Permafrost .....	76
<b>III-2.2 Géodynamique des Régions Périglaciaires</b>	<b>77</b>
III-2.2.1 Les mécanismes du gel dans le sol et dans les roches .....	77
III-2.2.2 Les mécanismes associés au dégel et à la fonte des neiges .....	78
III-2.2.3 Le ruissellement .....	79
III-2.2.4 Le vent .....	79
<b>III-2.3 Les Formes Propres au Permafrost</b>	<b>79</b>
<b>III-2.4 Evolution des Versants</b>	<b>82</b>
<b>III-2.5 Le Drainage des Régions Dites Périglaciaires</b>	<b>85</b>
III-2.5.1 Les dépressions de thermokarst (cryokarst) .....	85
III-2.5.2 Les lacs encaissés .....	86
III-2.5.3 Les vallées comblées .....	86
<b>III-2.6 La Plateforme Périglaciaire</b>	<b>87</b>
<b>III-3 CONCLUSIONS</b>	<b>89</b>

---

## **IV-LE PALÉOSYSTÈME FLUVIATILE DE LA MANCHE**

<b>IV-1 LE PALÉOSYSTÈME DE VALLÉES EN MANCHE CENTRALE</b>	<b>95</b>
<b>IV-1.1 La Zone SAMDI</b>	<b>101</b>
IV-1.1.1 Description morpho-bathymétrique .....	101
IV-1.1.2 Description de la stratigraphie .....	101
IV-1.1.3 Description structurale .....	113
IV-1.1.4 Discussion .....	113
IV-1.1.5 Conclusion .....	114
<b>IV-1.2 La Zone CONFLUENT</b>	<b>127</b>
IV-1.2.1 Description morpho-bathymétrique .....	127
IV-1.2.2 Description de la stratigraphie .....	127
IV-1.2.3 Description structurale .....	128
IV-1.2.4 Discussion .....	137
IV-1.2.5 Conclusion .....	138
<b>IV-1.3 Conclusion sur la morphologie du creusement en Manche centrale</b>	<b>140</b>
<b>IV-2 RELATION MANCHE CENTRALE, MANCHE OUEST</b>	<b>142</b>
<b>IV-2.1 La Relation Paléovallées Orientales, Fosse Centrale</b>	<b>142</b>
IV-2.1.1 Bathymétrie et Paléomorphologie .....	142
IV-2.1.2 Remplissage alluvial .....	147
<b>IV-2.2 Les Zones Guernesey et Ombilic</b>	<b>149</b>
IV-2.2.1 Morphologie et bathymétrie .....	145
IV-2.2.2 Nature du substratum et tectonique .....	150
IV-2.2.3 Stratigraphie du remplissage sédimentaire .....	151
IV-2.2.4 Discussion .....	152

<b>IV-3 LA TERMINAISON OCCIDENTALE DE LA FOSSE CENTRALE</b>	<b>167</b>
IV-3.1 Résultats des Travaux Antérieurs	168
IV-3.2 Morphologie et Bathymétrie	173
IV-3.3 La Tectonique	174
IV-3.3.1 Structures peu profondes Crétacé Supérieur et Paléogène. ....	174
IV-3.3.2 La structure de surface .....	174
IV-3.4 Le Remplissage	179
IV-3.5 Discussion	188
<b>IV-4 LES BANCS DE LA MER CELTIQUE</b>	<b>190</b>
IV-4.1 Stratigraphie du Kaiser-I-Hind	191
IV-4.2 L'Origine des Bancs	195
<hr/>	
<b>V-DISCUSSION</b>	
<b>V-1 VERS UN MODÈLE D'EVOLUTION DU SYSTÈME FLUVIATILE DE LA MANCHE CENTRALE</b>	<b>202</b>
V-1.1.1 La rupture de pente (W1°15) en Manche centrale/orientale .....	202
V-1.1.2 La surface d'aplanissement et les fosses en Manche occidentale.....	205
V-1.1.3 La charnière occidentale caractérisée par les bancs de la mer Celtique.....	205
V-1.2 Incisions et Polyphasage du Comblement des Vallées de la Manche	205
V-1.3 Discussion sur l'Origine des Incisions et du Comblement	207
V-1.4 Chronologie Relative de la Variation du Niveau de Base	209
V-1.5 Les Profils Longitudinaux	212
<b>V-2 L'ORIGINE DES FOSSES</b>	<b>214</b>
V-2.1 L'Hypothèse Glaciaire	214
V-2.2 L'Hypothèse Karstique	214
V-2.3 Le Contrôle Hydrodynamique	215
V-2.4 Le Rôle de la Tectonique	216
V-2.5 Conclusion sur l'Origine des Fosses	216
<b>V-3 LE FLEUVE MANCHE "MON PASSÉ DEPUIS L'OLIGOCÈNE"</b>	<b>218</b>
V-3.1 Origine Tectonique Oligocène (Fig. V.5A)	218
V-3.2 Du Reuvérien au Bavélien (Fig. V.5B)	218
V-3.3 Le Pléistocène Moyen et Supérieur	220
V-3.4 Conséquences	225

CONCLUSION GÉNÉRALE	227
BIBLIOGRAPHIE	235
LISTE DES FIGURES	255
TABLE DES MATIÈRES	261

Guenoc travail de groupe nécessaire, il y a tout un  
proj. de travail à faire et pas seulement un prog.  
Gros boulot devant l'avancer une idée de pt programme

Tastet Histoire de la thèse - Paléoville de la Gironde 1990  
12 mai 96 1<sup>er</sup> jet de la thèse.  
Souligne le rôle de F. Guillocheau  
N'a au pt de signature THK à l'Hémis, traitement  
Reproche : chaque fois qu'il a eu l'occasion la signature  
ne marchait pas...

Chamblay Refs URMIS  
Res. de fond manque de calage strat. et géologique  
titre excessif : depuis l'oligocène... alors  
que l'approch. est + géologique et concerne  
+ le plio.

Q - Rapport 08/016 meilleur rapport pour reconnaître l'ion  
global du niv. de la mer

p. 223 fleuve Manche

Imaginer prop. de forage

- 100 m ? mensur.
- où mettre le forage, y. a-t-il  
suffisamment d'infos pour  
situer le forage
- y. a-t-il assez de forages à terre

Approche intelligente, non dogmatique, modeste  
originale, qualité des documents (cubim)  
exploration du 21<sup>e</sup> siècle

Ingénieur, mais chercheur. Sciences et techno  
qualité d'enseignement doit en être

Esprit de synthèse. Thèse longue, mais ça permet de  
faire une bonne synthèse → maîtrise. Auparavant compar.

Faugère Cette thèse : beaucoup d'effort technique à une thèse 2<sup>e</sup> cycle  
classique

Lam tido

- bonne thèse
- bibliographie : non citée SORME Lille  
pb. sur le péri-glacière : trop d'oubliés  
faire un tour à la biblioth. du  
centre de Géomorphologie de Gen  
Atten voir en Arctique

- le thermokarst + de 50m

intervention H.C : → difficile à imaginer dans la roche ?  
→ 2 de cas à terre dans la vallée de la Somme ?

→ je vais réfléchir

Grillocheau

- hervait
- Exploit. base de données themel
- Développement de méthode surtout pour l'analyse  
sédimentaire
- Strat. seq. chap. trop gros
- Dépt des syst. fluviaux

Q : Est-ce que l'échelle historique mérite d'être discutée ?

R : émergence forte n'influencent pas forcément la  
paleo Manche → manque d'argument  
→ manque de forages

Grillocheau : réseau pluvial majeur à l'est (étude  
du massif armoricain)  
- on peut discuter l'hypothèse proposée  
par G.L. sans rien changer

Comportement géomorpho

PB carte bathy SANDI : pas de sens  
non de surface  
lire

Intervention de Auffret :

c'est juste à l'endroit où se trouve la crasse

Thèse = début de une grande aventure géomorpho de la fin de  
de la Manche  
→ cesse d'être modeste, faire parler de géomorpho.

Auffret

- Parti. mis du fluvial
  - fosse centrale : Griban ?
  - remplissage lacustre de la fosse
- 3 résultats fondamentaux  
seront discutés

Agard p. 152 ?

- fosse centrale - compression MS comment ouvrir un graben ? à l'avant  
une faille N 60 (descendant)

Saemoe

- PB, numérisation carte géol
- travail accidenté profond et structure superficielle  
reste à faire
- Existence du fleuve Manche à l'W à partir de la fosse centrale ??
- Insiste sur la note verticaux post-cristallin sup surtout oligocène  
→ fosse centrale entre 2500 et 2500 que passe ?
- regrette de ne pas avoir de un d'ensemble 3D de la  
Manche

## Abstract

Based on interpretation of geophysical data (Very high resolution seismic combined with EM1000 swath bathymetry), this memoir proposes a review of the history of the Channel River throughout the late Cenozoic. Processing techniques used bring out new facts and illustrate how the interplay of tectonics, eustasy and climate have influenced this Northwest European drainage system.

The concepts of sequence stratigraphy allow the subdivision of the sedimentary record into depositional sequences bounded by unconformities. The unconformities are thought to have formed as a result of globally synchronous sea level changes and have been used to construct world-wide stratigraphic correlations. However, the recognition of eustatic sea level changes in cold climate environment is very difficult. This is due to addition of phenomena as glacio-isostatic sea level changes added to glacio-eustatic changes. For the seismic interpretation to be possible, it was necessary to adjust these concepts with those of the geomorphology.

The foundations of the modern drainage system were laid after the height of the earth movements associated with the Oligocene Channel inversion. In general these early rivers occupied shallow valleys. The Pleistocene cold climates resulted in fluvial dissection of the landscape. Through time, the Channel river has adopted a drainage system which can be divided into

three parts:

- (1) The drainage basin constituted by the Southern Bight, the eastern Channel and the basins of London and Paris. This work describes the differences existing between the northern and the southern valleys and the play of periglacial climate on the fluvial morphology.

- (2) The river zone itself which begins at Cotentin peninsula going through the Hurd Deep before reaching the continental shelfbreak in the Celtic Sea. The Hurd Deep is a unique feature in the Channel. A Neogene tectonic origin for the Hurd Deep and the interplay of erosion and sedimentation during the last glacial and interglacial periods are presented in terms of geomorphology and sequence stratigraphy. The presence of progradational foresets in the main infilling sequence indicates that the Deep could have functioned as an exsurgence lake.

- (3) The depositional basin is constituted by the set of the Celtic Banks and by the deep delta located at the feet of Shamrock and Black-mud Canyons. During strong lowstands (stages: 22, 16, 10, 6, 2), the Channel river should have reached the shelfbreak as witnesses the internal structure of the banks.

# Evolution du Fleuve Manche depuis l'Oligocène : Stratigraphie et Géomorphologie d'une Plateforme Continentale en Régime Périglaciaire.

## Résumé

— Ce travail propose un scénario de reconstruction de l'histoire du fleuve Manche depuis son origine supposée oligocène, basé sur l'interprétation de données numériques de géophysique très haute résolution (sismique sparker, et multifaisceaux EM100) acquises par l'IFREMER au cours d'une série de campagnes qui ont été réalisées dans le cadre du programme SEDIMANCHE. Les techniques de traitement utilisées (sismique, imagerie et cartographique) apportent des éléments nouveaux témoins de l'existence et du passé du fleuve qui a drainé au cours des périodes de bas niveau marin plio-quaternaires, une grande partie de l'Europe du Nord-Ouest. —

Les techniques d'interprétation employées montrent que les concepts de la stratigraphie séquentielle fondés sur le fait que les systèmes fluviaux répondent de manière prévisible aux variations relatives du niveau de la mer, n'intègrent pas correctement ceux de la géomorphologie. Les profils sismiques traités nous ont amenés à réintroduire (1) les principes de géomorphologie nécessaires à la compréhension du comportement des fleuves, en particulier vis à vis de leur niveau de base et (2) de faire intervenir les conditions climatiques comme facteur de contrôle important.

Le fleuve Manche, comme tous les fleuves a emprunté pour rejoindre la mer, des zones de faiblesse du substratum qui sont le résultat d'une activité tectonique, mainte fois reprise. Il est constitué de trois parties :

- (1) son grand bassin versant, constitué du Sud de la mer du Nord (le Southern Bight), de la Manche orientale, des bassins de Londres et de Paris. Cette étude décrit les différences de morphologie qui existent entre les vallées du Nord et les vallées du Sud et l'importance que l'érosion en climat périglaciaire a sur le modelé sous-marin préservé de ces vallées.

- (2) la zone de transfert commençant au droit du Cotentin par la zone de confluence des paléovallées de la Manche centrale, et se poursuivant par la Fosse Centrale. Cette dernière se trouve le long d'une ancienne et importante ligne structurale (l'ensemble de failles Aurigny-Ouessant). Le schéma structural obtenu montre la discontinuité latérale des failles N60° de la Manche occidentale ainsi que l'existence de zones de relais entre failles. La Fosse Centrale peut-être considérée comme un demi-graben initié lors de l'inversion Oligocène de la Manche. Le remplissage de la fosse est caractérisé par un ensemble de séquences présentant pour la plupart des réflecteurs internes progradants de l'Est vers l'Ouest et traduisant un remplissage de type delta lacustre. La Fosse Centrale aurait, semble-t-il, fonctionné comme un lac exutoire du fleuve Manche, au cours des bas niveaux d'amplitude moyenne du Pléistocène.

- (3) la zone de dépôt constituée par l'ensemble des bancs de la mer Celtique et du delta profond situé au pied des canyons de Shamrock et de Black-Mud. Lors des fortes régressions ayant dépassé 100 m de chute (stades : 22, 16, 10, 6, 2), le fleuve Manche a atteint le rebord de la plateforme comme en témoigne la structure interne des bancs de la mer Celtique.



Jordi Han ...