HAL
open science

Tectonique et dynamique du relief : Le socle armoricain au Pléistocène

Stéphane Bonnet

To cite this version:

Stéphane Bonnet. Tectonique et dynamique du relief : Le socle armoricain au Pléistocène. Géologie appliquée. Université Rennes 1, 1997. Français. NNT : . tel-00619316

HAL Id: tel-00619316

https://theses.hal.science/tel-00619316v1

Submitted on 6 Sep 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

S. BONNET

ISSN 1240-1498
ISBN 2-905532-85-8

Tectonique et dynamique du relief :

LE SOCLE ARMORICAIN AU PLÉISTOCÈNE

MEMOIRES

1998

Géosciences Rennes

n° 86

16 JUIN 1998

GEOSCIENCES - RENNES BIBLIOTHÈQUE CNRS - UPR 4661

Clami à (Bureau)

MEMOIRES DE GEOSCIENCES - RENNES

EXCLU DU PRET

N° 86

GEOSCIENCES - RENNES
CNRS - UPR 4661
Numéro d'inventaire Bibliothèque 9253

Stéphane BONNET

Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pleistocène

Thèse de Doctorat de l'Université de RENNES
soutenue le 10 Octobre 1997

Géosciences - Rennes
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex
(France)

1998

16 JUIN 1998
GEOSCIENCES-RENNES
BIBLIOTHÈQUE
CNRS - UPR 4661
EXCLU DU PRET

ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-85-8

1998

GEOSCIENCES-RENNES
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042-RENNES Cédex (France)

Stéphane BONNET

Tectonique et dynamique du relief :
le socle armoricain au Pléistocène.

Mémoires de Géosciences Rennes, n°86, 352 p.

GEOSCIENCES - RENNES BIBLIOTHÈQUE CNRS - UPR 4661

REMERCIEMENTS

Des creux et des bosses...

C'est à peu près en ces termes que nous qualifiions le relief armoricain quand voici 3 ans, je me suis lancé sur cette thèse, intrigué. Notre vocabulaire s'est quelque peu enrichi depuis (thalwegs, glacis, effet "splash", knickpoint, ...), mais le plus important est qu'aujourd'hui, nous avons commencé à savoir lire dans ces creux et dans ces bosses; et j'ai une furieuse envie d'en savoir encore plus.

C'est donc avant tout aux instigateurs de cette thèse que vont mes remerciements, François GUILLOCHEAU et Jean-Pierre BRUN. Je tiens à les remercier au premier plan pour la formidable émulation intellectuelle que cela a entrainé, mais également pour tout un tas de choses qu'il serait trop long de citer ici. Un grand grand merci à Fanch pour tout, pour sa vision de la géologie et j'espère moi aussi que notre route commune sera longue. Je tiens aussi à remercier Jean-Pierre pour avoir su être là aux bons moments et me remettre sur les rails les quelques fois ou mes doutes ont pu prendre le dessus.

Je tiens également à leurs associer Philippe DAVY et Alain CRAVE qui ont été tout au long de cette thèse des interlocuteurs privilégiés. J'ai de très bons souvenirs de certaines de nos discussions, interminables et très enrichissantes. J'ai toujours gardé à l'esprit leurs préoccupations de "théoriciens" et ma réflexion n'aurait jamais été la même s'ils n'avaient pas été là. Les modèles analogiques du Linlin commencent à approcher la perfection et je lui souhaite sincèrement de réussir son pari. L'arrivée de Jean VAN DEN DRIESSCHE a marqué un tournant dans notre aventure commune. Je tiens également à le remercier au premier plan pour son enthousiasme en découvrant mon travail, pour son soutien constant et pour son aide précieuse la vieille de ma soutenance. J'ai également une pensée envers Jeanine ESTEOULE-CHOUX, pour son travail, son humour et sa gentillesse.

C'est à l'occasion d'une excursion dans le sud de la France sur les vallées Messiniennes que j'ai connu Georges CLAUZON. Il a été le révélateur qui m'a montré qu'il était possible de lire des histoires incroyables dans le relief. Allez voir la base de la paléo-ria de l'Orb et vous comprendrez ! Je tiens à le remercier également pour avoir accepté de juger ce travail, pour son enthousiasme et ses encouragements. Je remercie enfin les deux autres membres extérieurs de mon jury, Mr José ACHACHE qui a si bien compris la philosophie de mon travail, ainsi que Mr Jean-Philippe AVOUAC.

Parcequ'une thèse c'est pas tous les jours facile, il y a heureusement tous les copains : Jimmy le Outin et Rico Thomas, qui sont avec Yudith, Nathalie et les p'tiotes Solène et Mégann (" 'veux faire un bisou à Steph ") bien plus que mes accolytes armoricains. Nos souvenirs en commun pourraient bien dépasser les 350 pages de ce manuscrit. Il y a aussi Gillou le Kerrouac, Philippe La Boule, le gros Diraise, le cyber-Bourgeois et Zorbek le Gras dit Richard Moriceau, avec qui j'ai également eu l'occasion de passer des nuits blanches, et pas seulement en fin de thèse. A ce titre, je remercie au passage Mathurin Méheut. Je profite également de cette page pour faire une grosse bise à toutes les charmantes demoiselles que j'ai cotoyé à l'institut : la petite Caro, Lisa Mi Vicunita, Sido la Peste, Nadia notre Berberian Silicon Girl, Cécile-C'est-Mignon (qui a abandonné ses étudiants de PVI sur le terrain pour assister à ma soutenance; bisou), Dèle et enfin les filles du dessous, Valérie de Groix et Christine. J'ai été heureux de cotoyer plein d'autres gens de l'Institut, TitiNana, Pieje le Gautier, Erwann, Annick, Jacques, Olivier etc... ainsi que tous les nouveaux venus au labo de Sédim, le gars Serrano et sa Sylvie, Toph', Sylvie et son Claude, Jean-Noel. Je tiens à remercier toutes ces personnes qui nous facilitent la vie, Annick, l'Incroyable Lulu, ... mais surtout les secrétaires à qui j'ai pu donner bien du soucis, Marie-Paule, Arlette et Marie-Hélène. Je voudrais également remercier Olivier Dauteuil pour m'avoir initié au traitement des MNT, ainsi que Yves Queté que l'on ne remerciera jamais assez pour sa gentillesse, sa compétence et sa disponibilité. Je souhaite finalement pleins de bonnes choses aux nouveaux piou-pious arrivés au labo cette année, Laurie, Valérie, le Quemeneur, Gnouff, et les exilés.

Eric, Fabienne, Gillou, Sève, Lolive et Cécile sont les personnes que j'ai presque cotoyé quotidiennement depuis mon arrivée à Rennes, il y a maintenant 8 ans. Je les remercie pour leur amitié et je souhaite que notre route commune soit encore très longue. Mes remerciements vont également à tous mes grands frères et grandes soeurs et à leurs chères familles, aussi bien pour leur soutien moral que matériel. Sans leur aide je ne serais jamais arrivé ici et je leur souhaite plein plein de bonheur. Enfin, le petit embrasse très fort ses parents, Colette et Michel, et il les remercie pour leur amour, leur compréhension et leur soutien quotidien; ce travail est un peu le leur. Je dédie enfin cette thèse à la mémoire de ma grand-mère, Marie-Madeleine, pour qui j'ai un souvenir presque quotidien.

SOMMAIRE

RÉSUME 13

ABSTRACT 15

INTRODUCTION 17

CHAPITRE I

LA FORMATION DU RELIEF DES DOMAINES CONTINENTAUX 19

1-LES ELEMENTS DU RELIEF ET LEUR CARACTERISATION 22

1.1-Généralités. 22

1.2-Les bassins versants 22

1.3-Les réseaux de thalwegs 25

1.4-La sédimentation dans les réseaux de drainage : les systèmes alluviaux 31

1.5.Une particularité des réseaux de drainage : les terrasses 31

2-DYNAMIQUE ET ÉVOLUTION DES RELIEFS 32

2.1-L'érosion en domaine continental 32

2.1.1-Les processus et les lois d'érosion 32

2.1.2-Les bilans de matière et les taux de dénudation 39

2.2-Les paramètres de contrôle de la morphogenèse 43

2.2.1-Les différences de potentiel et la notion de niveau de base 43

2.2.2-Le rôle du climat 45

2.3-L'évolution du relief. 48

2.3.1-La croissance des réseaux hydrographiques 48

2.3.2-Variations du niveau de base et réseaux de drainage : l'apport des profils longitudinaux 55

2.3.3-Variations du niveau de base et réseaux de drainage : l'apport des terrasses 64

2.3.4-Les modèles d'évolution du relief 66

3-CONCLUSION 71

CHAPITRE II

ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN DURANT LE MESO-CENOZOIQUE : IMPLICATIONS SUR LA FORMATION DU RELIEF

ÉTAT DES CONNAISSANCES ET DÉVELOPPEMENTS ACTUELS 73

1-LES PRINCIPAUX TRAITS DU RELIEF ARMORICAIN 77

1.1-Le relief à terre 77

1.1.1-Le Plateau Ouest Armoricain 82

1.1.2-La Dépression de Rennes 85

1.1.3-Les bassins versants et les réseaux de drainage 85

1.2-Le relief en mer 94

1.2.1-Le relief de la Manche Occidentale / mer d'Iroise 97
1.2.2-Le relief de la façade Atlantique 98
1.3-Conclusion : le découplage entre les reliefs incisés et les surfaces d'aplanissement 100
2-LA FORMATION DU RELIEF ARMORICAIN : ETUDES ANTERIEURES 101
2.1-Les différents modèles d'évolution du relief du Massif Armoricain. 101
2.1.1-L'évolution du relief selon Charles Barrois. 101
2.1.2-L'évolution du relief selon Emmanuel De Martonne. 103
2.1.3-Les apports de Musset (1928) et la reconnaissance des paléo-surfaces. 105
2.2-L'établissement du réseau hydrographique. 107
2.3-Conclusions 109
3-EVOLUTION GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN 111
3.1-Contexte géodynamique à l'échelle du domaine Nord-Ouest européen 111
3.2-L'histoire armoricaine anté-Tortonienne 118
3.2.1-Le Mésozoïque 118
3.2.2-Le Paléogène 119
3.3-Le Massif Armoricain au Mio-Pliocène : les sables rouges 121
3.3.1-Le Pliocène armoricain et la formation des sables rouges 123
3.3.2-Les environnements de dépôt des sables rouges : publication (in prep.) : *les sables pliocènes armoricains : un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias)-Conséquences stratigraphiques et géodynamiques.* 123
3.3.3-Discussion : paléogéographie et paléotopographie Pliocène 132
3.3.4-Conclusion 133
3.4-Le Massif Armoricain durant le Pléistocène 136
3.5-Discussion : âge du réseau de vallées armoricain 137
4-SYNTHESE ET CONCLUSIONS 140

CHAPITRE III

LA MESURE DE L'INCISION FLUVIATILE : UNE QUANTIFICATION DES DÉPLACEMENTS VERTICAUX 141

1-L'ANALYSE DE L'INCISION : FINALITES ET PRINCIPES 143
2-LA MESURE DE L'INCISION DE LA TOPOGRAPHIE 145
2.1-Les méthodes de mesure de l'incision : état des connaissances; application au Massif Armoricain 145
2.1.1-Les méthodes antérieures 145
2.1.2-Application au Massif Armoricain 146
2.2-Une nouvelle méthode de mesure de l'incision : la détermination du rapport profondeur/largeur des vallées 147
3-APPLICATION AU BASSIN VERSANT DE LA VILAINE 149
3.1-Présentation 149

3.2-Publication (in prep.): " L'incision des vallées : une nouvelle méthode de quantification des déplacements verticaux de la lithosphère " 150
4-DISCUSSION ET CONCLUSIONS 181
4.1-Implications régionales : variations de topographie à grande longueur d'onde et mouvements verticaux Pléistocène du Massif Armoricain 181
4.2-Implications géomorphologiques 184

CHAPITRE IV

GÉOMORPHOLOGIE DES BASSINS VERSANTS BRETONS

LEURS RELATIONS AVEC LES FORMES ACTUELLES DU RELIEF 187

1-UNE ETUDE INTÉGRÉE TERRE/MER : LE CAS DE LA VILAINE 190
1.1-La prolongation de la Vilaine dans le domaine actuellement immergé; son profil longitudinal à terre et en mer 190
1.2-Le remplissage sédimentaire de la Vilaine 193
1.3-Répartition des terrasses et dépôts associés 195
1.4-Synthèse et discussion: rôles respectifs du climat, de l'eustatisme et de la tectonique dans l'évolution de la Vilaine 204
1.5-Conclusions à l'étude du profil longitudinal de la Vilaine 213
2-LES BASSINS VERSANTS DE L'OUST ET DU BLAVET 214
2.1-La topographie 214
2.2-Morphologie des bassins versants 219
2.3-Les réseaux de drainage 219
2.4-Les terrasses 221
2.5-Synthèse 222
3-LES BASSINS VERSANTS DE BRETAGNE MERIDIONALE 225
3.1-La topographie 225
3.2-Morphologie des bassins versants 229
3.3-Les réseaux de drainage 231
3.4-Synthèse 235
4-LE BASSIN VERSANT DE L'AULNE 238
4.1-La topographie 238
4.2-Morphologie du bassin versant 241
4.3-Le réseau de drainage et les terrasses 241
4.4-Synthese 244
5-LES BASSINS VERSANTS NORD ARMORICAINS 244
5.1-La topographie 244
5.2-Morphologie des bassins versants 251
5.3-Les réseaux de drainage 256

5.4-Le passage en mer des rivières nord-armoricaines 260
5.5-Synthèse 262
6-CONCLUSION 264

CHAPITRE V

LES FLEUVES CÔTIERS BRETONS :

UN MODÈLE D'ÉVOLUTION EN RÉGIME PÉRIGLACIAIRE ET EN CONTEXTE DE DÉFORMATION DE FAIBLE AMPLITUDE ET DE GRANDE LONGUEUR D'ONDE

IMPLICATIONS SUR LA CROISSANCE DES RÉSEAUX 265

1-SIGNIFICATION DES RUPTURES DE PENTE DANS LES PROFILS LONGITUDINAUX (KNICKPOINTS) 268
1.1-Introduction 268
1.2-Les ruptures de pente d'origine lithologique 269
1.2.1-Caractérisation des ruptures de pente lithologiques dans l'espace 269
1.2.2-Evolution dans le temps des ruptures de pente d'origine lithologique 273
1.2.3-Discussion : genèse des ruptures de pente d'origine lithologique 275
1.3-Les ruptures de pente d'origine tectonique 276
1.4-Evolution des ruptures de pente tectonique 277
1.4.1-Incidence d'un contrôle tectonique aval sur le développement de ruptures de pente lithologiques. 279
1.4.2-Implications sur la dynamique érosive en Bretagne méridionale 283
1.4.3-Modèle d'évolution des profils longitudinaux soumis à un contrôle mixte, tectonique et lithologique 287
1.5-Les ruptures de pente liées à une chute du niveau de base 290
1.6-Conclusion à l'étude des ruptures de pente 292
2-PARAMETRES MORPHOLOGIQUES ET DEPLACEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHERE : LE CAS D'UNE DEFORMATION DE FAIBLE AMPLITUDE ET DE GRANDE LONGUEUR D'ONDE 293
2.1-Une approche qualitative : les indices morphologiques 293
2.2-Une approche quantitative : la mesure de l'incision 296
2.3-La déformation récente du Massif Armoricain d'après les caractéristiques de la topographie 297
2.3.1-Erosion et morphologie anté-Pléistocène 297
2.3.2-L'initiation du relief actuel 298
2.3.3-Le relief en tant que marqueur de la déformation du Massif Armoricain durant le Pléistocène 298
3- L'ÉVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DES FLEUVES CÔTIERS BRETONS : IMPLICATIONS SUR LA DYNAMIQUE DU RELIEF 321
3.1-Influence des paramètres de contrôle tectonique, eustatique et climatique sur la cinétique de l'érosion 321
3.2-Discussion : importance du contrôle tectonique sur les modalités de l'incision de la topographie. 323
3.2.1-Influence de la géométrie du contrôle tectonique sur la formation du relief 323

3.2.2-Influence de la vitesse de surrection sur le mode d'adaptation des rivières : incision *vs.* croissance324

3.2.3-conclusion : surrection et croissance des reliefs 326

CONCLUSIONS GÉNÉRALES ***327***

ANNEXE 1 : RUPTURES DE PENTE LITHOLOGIQUES DES PROFILS LONGITUDINAUX **333**

BIBLIOGRAPHIE ***337***

RÉSUME

Le relief des continents est contrôlé principalement par la tectonique, l'eustatisme et le climat par le biais de l'incision fluviatile. Un des problèmes majeur de la géomorphologie est de caractériser la façon dont les rivières s'adaptent aux variations de ces paramètres, afin de pouvoir comprendre comment les reliefs évoluent au cours du temps.

Le Massif Armoricain est un socle granitique et métamorphique d'altitudes modérées dont la topographie est marquée par un ensemble de plateaux, incisés. L'âge du début de cette incision a été contraint de deux manières : nous montrons que les formations sédimentaires Mio-Pliocène ("sables rouges") sont les témoins d'un premier réseau hydrographique dont les vallées ont été comblées au Pliocène terminal. Les réseaux hydrographiques actuels sont sécants et donc indépendants de ce premier réseau. L'âge du début de l'incision et de la formation du relief armoricain peut ainsi être estimé au Cromérien (environ 0,7 Ma) à partir de l'âge des hautes terrasses.

L'étude de l'incision du relief, à partir de données de terrains (terrasses, altérations) et de Modèles Numériques de Terrain (MNT) a été un moyen de discuter de l'influence des paramètres de contrôle tectonique, eustatique et climatique sur le fonctionnement des réseaux hydrographiques en érosion.
Dans un tel domaine de socle, la déformation est le paramètre de premier ordre qui contrôle l'évolution du relief. En particulier, nous montrons l'existence de différences spatiales d'incision fluviatile qui ne s'expliquent que par une déformation du Massif Armoricain durant le Pléistocène. A cette évolution se surimpose un fort contrôle climatique lié à la position en domaine périglaciaire de la région étudiée durant le Quaternaire. Il opère par le biais d'une forte non-linéarité du flux de matière liée aux périodes de déglaciation et est responsable de la formation des terrasses. A l'opposé, les variations eustatiques à haute fréquence qui caractérisent cette période semblent sans effets sur l'incision de la topographie. Enfin, le Massif Armoricain étant un domaine de socle, hétérogène par définition, il existe un contrôle lithologique sur les modalités de l'incision; dans les cas extrêmes, les lithologies résistantes (grès, granites) peuvent bloquer la propagation des variations du niveau de base et permettre la conservation de paléo-topographies, non-incisées.

Finalement, l'étude du relief nous a permis de discuter de la déformation du Massif Armoricain durant le Pléistocène selon un schéma de flambage lithosphérique et de proposer un modèle d'évolution des fleuves en domaine de socle, en régime périglaciaire et en contexte de déformation de faible amplitude et de grande longueur d'onde.

ABSTRACT

Continental topography is controlled principally by tectonics, eustasy and climate through the mechanism of fluvial incision. In order to characterize the way in which relief evolves over time, we must understand how rivers adapt to variations in these parameters. This remains one of the major unsolved problems in geomorphology.

The Armorican Massif is a basement complex of moderate relief, whose topography is characterized by some plateaus incised by a network of valleys. A study of this incision has been undertaken in order to understand the mechanisms of valley formation and to determine what parameters control this evolution. The approach adopted has been to combine fieldwork with an analysis of the relief using a digital elevation model (DEM). One of the applications of the methods developed is the measurement of vertical displacements of the lithosphere from the consequent incision of the valleys.

First of all, it is shown that the formation of the present relief of the Armorican Massif is due to post-Pliocene deformation. Study of this topography suggests a model of the evolution of the river system, which includes certain features distinct to the region. This evolution is influenced by the heterogeneity of the basement, which in some extreme cases produces local base levels that disconnect the topography from regional variations in base level. The alternation of glacial and interglacial periods has induced brief phases of zero incision on the time scale of every 10^5 years. On the other hand, glacio-eustatic variations have had no effect on the incision of the bedrock. This may be explained by the higher frequency of these variations, and by the fact that the rivers were disconnected from the external base level during episodes of sea level fall. Finally, it is shown that there are regional variations in the amount of erosion, linked to disequilibrium longitudinal river profiles, which can be explained solely by the relative differences in uplift. To first order, tectonics controls the evolution of topography at all spatial scales, over the range ~100m to ~100km, and at a temporal scale of 10^5 to 10^6 years. Incision of the Armorican basement complex is thus controlled principally by a Pleistocene lithospheric deformation of low intensity but long wavelength.

INTRODUCTION

La surface des continents est l'interface où interagissent les processus endogènes, la tectonique, et exogènes, l'eustatisme et le climat. La combinaison de ces facteurs définit deux grands types de domaines à la surface des continents : des régions en sédimentation et des régions en érosion. Chacune de ces régions est caractérisée par la formation d'entités géologiques spécifiques : des accumulations sédimentaires dans le premier cas et des reliefs en érosion dans le second. Leur étude géométrique 3D et la reconstitution de leur évolution dans le temps sont les seuls moyens de caractériser et de quantifier l'importance relative des paramètres tectoniques, eustatiques et climatiques responsables de leur formation.
Cette démarche a été entreprise depuis longtemps dans l'étude des bassins sédimentaires et a conduit à la mise au point de méthodes de mesure quantitative des paramètres tectoniques et eustatiques dans le temps et dans l'espace à partir de l'enregistrement sédimentaire. Cette démarche n'a été que peu développée sur les systèmes en érosion; c'est précisément le but de ce travail : mesurer les déplacements verticaux de la lithosphère continentale à partir du relief, en discriminant les rôles respectifs de la tectonique de l'eustatisme et du climat dans la formation de la topographie.

Notre propos est ici (1) de développer une méthode de mesure des déplacements verticaux à partir de Modèles Numériques de Terrain (MNT) et (2) de proposer un schéma de comportement des systèmes fluviatiles en incision vis à vis des paramètres tectoniques, eustatiques et climatiques.

Cette étude a été effectuée sur le Massif Armoricain dont l'originalité est d'être un socle cadomo-hercynien qui a évolué en domaine périglaciaire durant le Pléistocène. La formation de sa topographie a été fortement influencée par ces particularités lithologiques et climatiques, mais c'est avant tout une déformation à grande longueur d'onde, caractérisée au cours de cette étude, qui a conditionné au premier ordre l'évolution de son relief.

CHAPITRE I

LA FORMATION DU RELIEF DES DOMAINES CONTINENTAUX

PLAN DU CHAPITRE

INTRODUCTION 17

CHAPITRE I

LA FORMATION DU RELIEF DES DOMAINES CONTINENTAUX *19*

1-LES ELEMENTS DU RELIEF ET LEUR CARACTERISATION 22

1.1-Généralités. 22

1.2-Les bassins versants 22

1.3-Les réseaux de thalwegs 25

1.4-La sédimentation dans les réseaux de drainage : les systèmes alluviaux 31

1.5.Une particularité des réseaux de drainage : les terrasses 31

2-DYNAMIQUE ET ÉVOLUTION DES RELIEFS 32

2.1-L'érosion en domaine continental 32

2.1.1-Les processus et les lois d'érosion 32

2.1.2-Les bilans de matière et les taux de dénudation 39

2.2-Les paramètres de contrôle de la morphogenèse 43

2.2.1-Les différences de potentiel et la notion de niveau de base 43

2.2.2-Le rôle du climat 45

2.3-L'évolution du relief. 48

2.3.1-La croissance des réseaux hydrographiques 48

2.3.2-Variations du niveau de base et réseaux de drainage : l'apport des profils longitudinaux 55

2.3.3-Variations du niveau de base et réseaux de drainage : l'apport des terrasses 64

2.3.4-Les modèles d'évolution du relief 66

3-CONCLUSION 71

CHAPITRE I
LA FORMATION DU RELIEF DES DOMAINES CONTINENTAUX

La surface des continents est caractérisée par l'existence d'une très grande variété de topographies, liées principalement aux différents contextes tectoniques et climatiques. Selon les environnements considérés, des topographies spécifiques peuvent se former sous l'action de processus particuliers : environnements glaciaires, désertiques, ... Ces spécificités ne seront pas considérées ici; nous nous focaliserons sur la géomorphologie fluviatile, axée principalement sur la formation de topographies en liaison avec les réseaux hydrographiques (Fig. I.1).
Après avoir décrit les éléments qui caractérisent une telle topographie, ce chapitre sera consacré à une synthèse des connaissance actuelles concernant la dynamique et l'évolution du relief.

Figure I.1 L'incision de la topographie par les réseaux hydrographiques est contrôlée par deux facteurs principaux : les mouvements verticaux de la lithosphère et les variations eustatiques. La profondeur d'une vallée représente leurs effets cumulés. Un des objectifs principaux de ce travail est d'estimer les mouvements verticaux de la lithosphère à partir de l'analyse du relief.
(Bartholomaes anglicus, "On the properties of things", France, XVème siècle)-Bibliothèque Nationale de France

1-LES ELEMENTS DU RELIEF ET LEUR CARACTERISATION

1.1-Généralités.

La surface des continents évolue continuellement sous l'action combinée des processus d'érosion et de sédimentation. Dans la suite ce cette étude, nous ne considérerons pas la topographie des systèmes en sédimentation, qui sont généralement des surfaces très planes. Nous entendrons donc principalement sous les termes de topographie et de relief que les surfaces montrant des alternances de lignes de crète et de thalwegs.
Au premier ordre, l'existence d'un relief indique que les processus d'érosion sont majoritaires devant les processus de sédimentation. Dans de tels systèmes, l'information de premier ordre est principalement l'altitude et plus particulièrement sa dérivée, c'est à dire **la pente** (Hack, 1960). Un deuxième paramètre important est également défini : c'est la différence entre l'altitude maximale et l'altitude minimale d'un secteur considéré, c'est à dire **le relief local** (Ahnert, 1970). Une topographie peut ainsi être caractérisée par sa rugosité et sa dimension fractale (Huang et Turcotte, 1989); cependant, l'information contenue dans ces dernières mesures est actuellement fortement débattue (voir Klinkenberg, 1992 par exemple).
Une des originalités de la topographie réside dans son mode de formation : c'est fondamentalement un processus destructif. Les processus étudiés ne sont donc pas favorables à la formation de marqueurs chronologiques. L'accès au temps est ainsi un (le ?) problème majeur en géomorphologie. Pour cela, de nouvelles techniques de datation ont été élaborées récemment telles que l'ESR (Electron Spin Resonance : voir Grün, 1989 par exemple) et les méthodes utilisant les isotopes cosmogéniques produits *in situ* (voir Bierman, 1994 pour une synthèse).

1.2-Les bassins versants

Un bassin versant est un objet délimité par une ligne de crète, qui collecte les précipitations sur une aire donnée et les transfère à l'océan par le biais de son réseau de drainage. La formation des bassins versants résulte de l'organisation intrinsèque des flux d'eau dans l'espace; ils ont ainsi un rôle majeur dans la répartition des flux de matière transportés. A la surface des continents, ce sont les unités élémentaires de transfert de matière et de formation de la topographie et de ce fait, leur étude est fondamentale car les observations et les mesures qui y sont effectuées sont susceptibles d'avoir une signification en terme de processus d'érosion. Comme nous le verrons, la mesure de quantité de matières aux exutoires de bassins versants est par exemple un moyen d'estimer les taux de dénudation en domaine continental.

Plusieurs paramètres permettent de caractériser la forme planimétrique d'un bassin versant (Tableau I.1). Ils ont permis de mettre en évidence l'existence d'un certains nombre de lois universelles auxquelles obéissent tous les bassins versants (loi de Hack par exemple). L'étude de ces lois vise à comprendre quelle est la part de l'organisation intrinsèque aux systèmes érosifs dans les formes du relief qui sont observées.

La répartition des altitudes au sein d'un bassin versant est fréquemment décrite par sa courbe hypsométrique et par l'intégrale de cette courbe, telles que définies par Strahler (1952). Cette courbe représente, par altitudes décroissantes, la superficie du bassin versant dont les altitudes sont situées au dessus de chaque altitude donnée : fig. I.2. Cette mesure est normalisée par rapport à l'aire et l'altitude maximale du bassin versant. Une courbe hypsométrique convexe caractérise alors un bassin versant ayant une proportion importante de sa topographie située à des altitudes élevées, c'est à dire un bassin versant ayant une forme plutôt incisée. Une courbe concave indique par contre un bassin versant ayant de faibles amplitudes d'altitudes, c'est à dire un faible relief. Pour des bassins versants de forme allongée, la courbe hypsométrique peut être assimilée au profil moyen du bassin versant (Souriau, 1995).

Tableau I.1 : Caractérisation planimétrique des bassins versants

En plan, on définit le rapport de circularité et le rapport d'élongation :

- Rc : Rapport de circularité : aire du bassin versant divisé par l'aire d'un cercle ayant le même périmètre.

-Re : Rapport d'élongation : Diamètre d'un cercle ayant la même aire que le bassin versant divisé par la longueur maximale du bassin versant mesurée à partir de son embouchure.

D'après Chorley *et al.* (1984) des valeurs de Re de 0.6 et de 1.0 ont été obtenues pour des bassins versants ayant respectivement un relief important (bassin versant allongé) et un faible relief (bassin versant circulaire).

Hack (1957) a montré que dans les bassins versants la longueur du drain le plus long (Lm) est reliée à l'aire du bassin versant (A) par une loi de puissance :

$$Lm=1.4A^{0.6}$$

Cette relation implique que les bassins versants sont anisotropes et que plus ils sont longs, plus ils sont étroits (Ijjasz-Vasquez *et al.*, 1993). Ceci permet de définir les propriètés fractales des bassins versants (Rigon *et al.*, 1996).

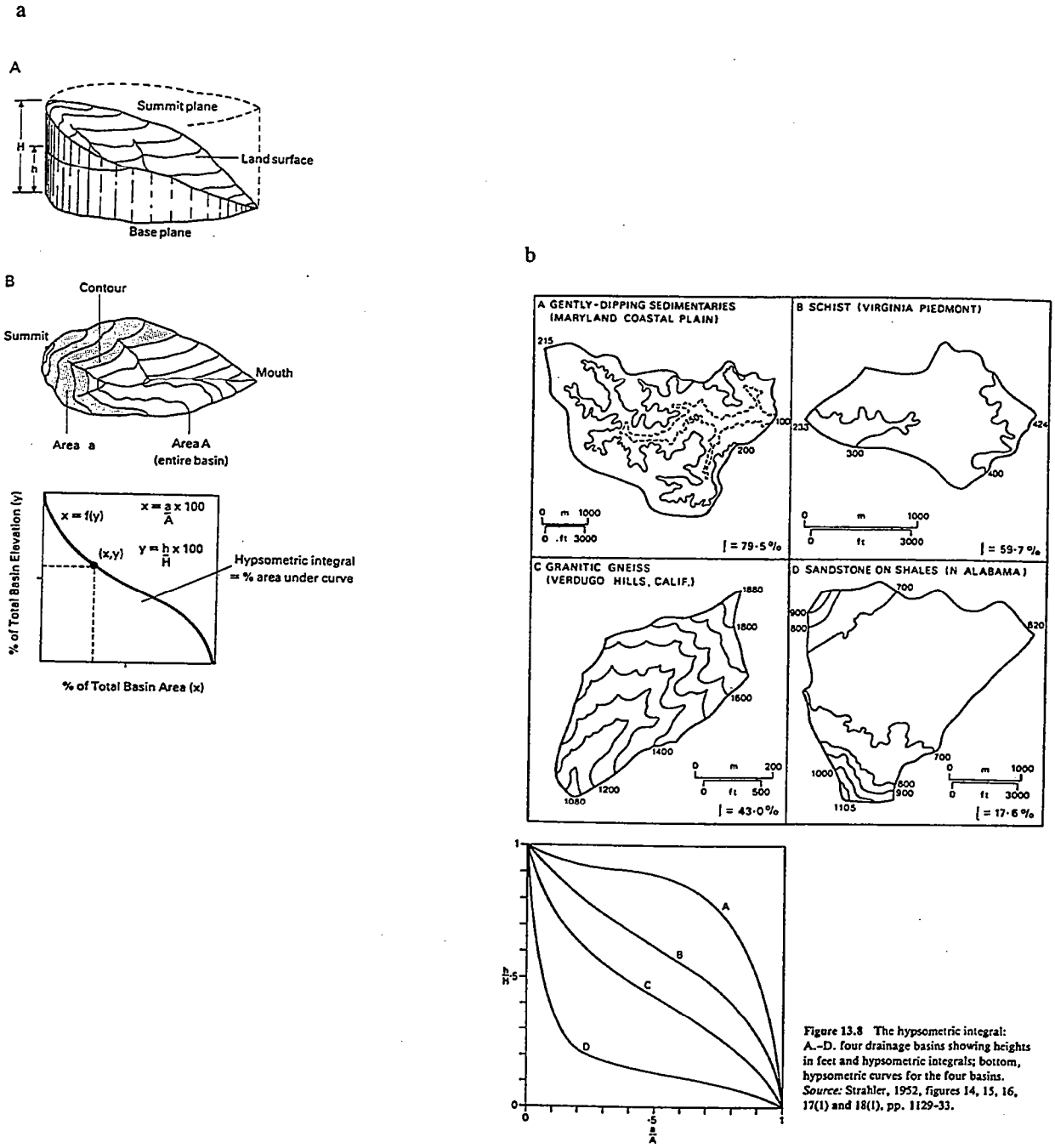


Figure 13.8 The hypsometric integral: A.–D. four drainage basins showing heights in feet and hypsometric integrals; bottom, hypsometric curves for the four basins. *Source:* Strahler, 1952, figures 14, 15, 16, 17(1) and 18(1), pp. 1129–33.

Figure I.2
a-Définition de la courbe hypsométrique d'un bassin versant. En ordonnée est reportée l'altitude (h) normalisée à l'altitude maximale du bassin versant (H). L'abcisse correspond à la superficie du bassin versant (a) dont les altitudes sont supérieures à h, normalisée à la superficie totale (A).
b-Courbes hypsométriques de quatre bassins versants depuis une forme incisée (A) jusqu'à une forme non incisée (D). D'après Strahler (1952), modifié.

1.3-Les réseaux de thalwegs

A l'intérieur des bassins versants, les réseaux de thalwegs sont définis par l'ensemble des points bas, formant des vallées. Ils sont organisés en arborescences et sont composés de segments (drains) connectés vers l'aval. Ce sont ainsi des structures qui sont fondamentalement convergentes et qui vont donc concentrer les flux d'eau. Nous verrons ultérieurement que cette concentration des flux est primordiale dans la formation d'une topographie incisée.
A ce stade, il est important de noter que les réseaux de thalwegs sont des systèmes dans lesquels il existe un écoulement d'eau permanent ou pas. En effet, dans les zones amont, la présence d'eau dans ces structures dépend fortement de critères hydrologiques, tels que la position de la nappe phréatique. Ainsi, à un instant t, il existe des vallées dans lesquelles il n'y a pas d'écoulement chenalisé permanent (vallées sèches); elles n'appartiennent donc pas au réseau hydrographique. Dans un bassin versant, **le réseau de thalwegs** désigne l'ensemble des points bas organisés en structure convergente, qu'il y existe un écoulement d'eau permanent ou non. Cette distinction dépend de l'échelle de temps considérée ("hydrologique" ou "géologique") et par la suite, c'est le réseau de thalwegs qui sera considéré. Par pure commodité, nous parlerons désormais indifféremment de réseau de thalwegs ou de réseau de drainage.

La géométrie des réseaux est extrêmement variée. Quelques grands types de réseaux peuvent cependant être définis (Howard, 1967; Deffontaines et Chorowicz, 1991) : fig. I.3. Certains réseaux (Treillis, Rectangulaires) montrent une adaptation à la structure du substrat : contrastes lithologiques, joints, failles, ...Quand il s'agit de structures tectoniques, ceci n'implique pas obligatoirement un rejeu de ces structures durant le développement du réseau. Ainsi, dans les régions de déformation modérée, la définition de "linéaments" à partir de l'alignement des drains peut aboutir à des abus sur l'importance du contrôle tectonique. Par contre, dans les zones tectoniquement active, les réseaux de drainage permettent de caractériser le développement des structures de surface (plis, failles) et quelquefois d'en préciser la cinématique. C'est bien sur le cas désormais classique des réseaux de drainage associés à la faille décrochante de San Andréas. Mais on peut citer également les travaux de Leeder et Jackson (1993) en régime extensif et de Jackson *et al.* (1996) en régime compressif.
Depuis les travaux précurseurs de Horton (1945), il existe de nombreuses publications portant sur la quantification de l'organisation des réseaux. Leur but est de caractériser les processus d'érosion responsables de la formation de ces structures et de préciser l'existence ou non d'un déterminisme dans leur développement.
Horton (1945) et Strahler (1952) ont défini une méthode de hiérarchisation des réseaux hydrographiques permettant de distinguer plusieurs ordres de drainage (Tableau I.2). L'organisation des réseaux est alors caractérisée par une série de lois ("lois de Horton"),

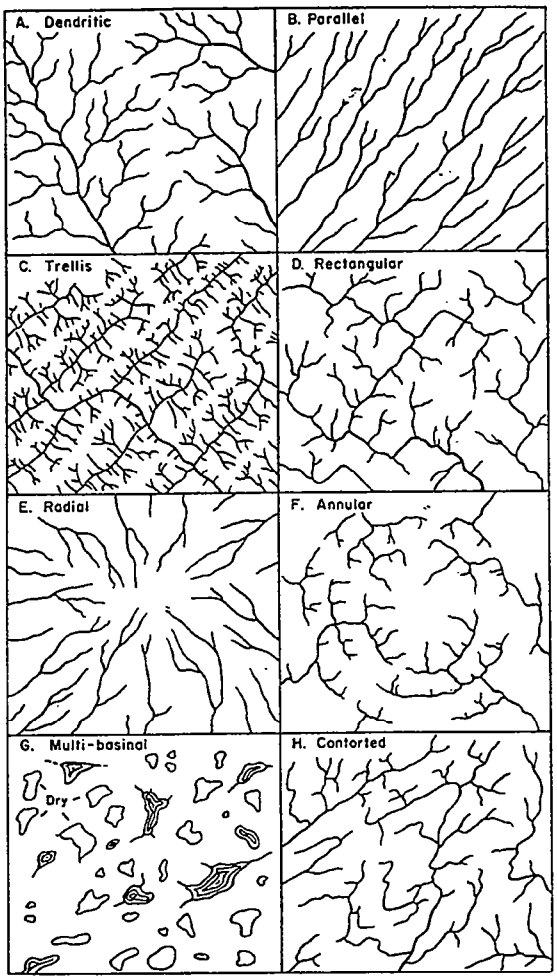


FIG. 1.—Basic drainage patterns. Each pattern occurs in a wide range of scales. Examples shown may be regarded as types. Dendritic pattern resembles spreading branches of oak or chestnut tree with tributaries entering at wide angles. In trellis pattern, small tributaries to long parallel subsequent streams are about same length on both sides of subsequent streams.

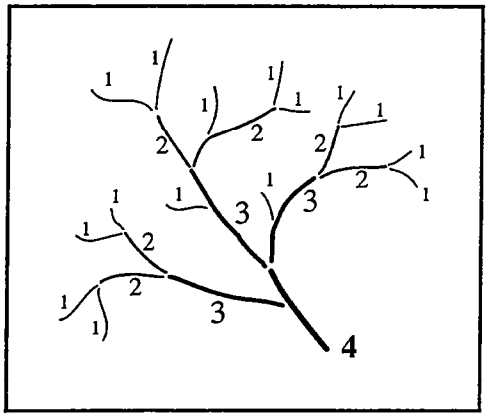
Figure I.3 Les principaux types de réseaux de drainage. D'après Howard (1967)

Tableau I.2 : Hiérarchisation des réseaux de drainage et lois de Horton.

- La hiérarchisation des ordres de drainage, définie par Horton (1945) et Strahler (1952) obéit aux lois suivantes :

  - un cours d'eau issu d'une source est d'ordre 1,
  - un cours d'eau issu de la confluence de deux drains d'ordres u est d'ordre u+1,
  - un cours d'eau issu de la confluence de deux drains d'ordre u et v avec u>v est d'ordre u.

  L'ordre d'un réseau de drainage correspond à l'ordre maximal du réseau.



- La géométrie d'un réseau de drainage est caractérisée par les "lois de Horton" :

  -Le nombre de drains (N) décroit avec l'ordre (w) selon une suite géométrique :

  R_B : rapport de bifurcation : $R_B \sim N_w / N_{w+1}$

  R_B varie de 3 à 5

  -La longueur moyenne des drains (L) croit avec l'ordre (w) selon une suite géométrique :

  R_L : rapport de longueur : $R_L \sim L_w / L_{w-1}$

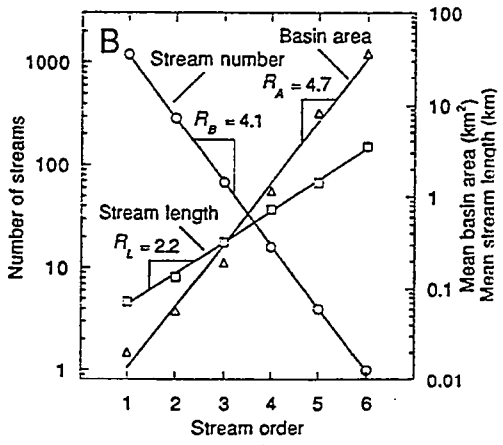
  R_L varie de 1,5 à 3

  -L'aire amont moyenne des drains (A) croit avec l'ordre (w) selon une suite géométrique :

  R_A : rapport d'aire : $R_A \sim A_w / A_{w-1}$

  R_A varie de 3 à 6

D'après Chorley et al. (1984)



Progression géométrique du nombre de drains, des longueurs moyennes et des aires amont en fonction des ordres de drainage. Bassin versant de Daddy's Creek (Tennessee).

D'après Kirchner (1993).

montrant des progressions géométriques avec l'ordre de drainage du nombre de drains, de leur longueur moyenne et des aires drainées amont. Ces lois sont quelquefois utilisées pour tester la validité des modèles numériques de croissance des réseaux (Rodriguez-Iturbe *et al.*, 1992). Shreve (1966) a montré que les modèles théoriques de construction de réseau de drainage à partir d'embranchements aléatoires obéissaient à ces lois. Cependant, il a été montré récemment que ces relations sont valables quelquesoit la topologie de l'arborescence (Kirchner, 1993); elles ne peuvent donc pas rendre compte des processus d'érosion responsables de la formation des réseaux hydrographiques. Cette approche ne constitue donc pas la meilleure façon de caractériser les réseaux hydrographiques et à l'heure actuelle elle ne parait pas appropriée pour mettre en évidence l'existence ou non d'un déterminisme dans leur formation.

D'autres paramètres ont été utilisés pour quantifier l'organisation des réseaux hydrographiques (voir la synthèse de Abrahams, 1984). Parmis ceux-ci, nous pouvons citer la densité de drainage Dd (Horton, 1945), définie par :

$$Dd=Lt/A$$

avec Lt la longueur totale de drains et A l'aire.

C'est une mesure du taux d'occupation de la surface topographique par le réseau hydrographique. La densité de drainage est très variable selon le climat et la lithologie du substrat (fig. I.4). A pluviométrie identique, elle correspond à des différences d'érodabilité des roches. Étant donné que la densité de drainage se mesure en Km^{-1}, l'inverse de Dd peut s'interpréter en terme de longueur caractéristique. Selon Horton (1945) 1/Dd est proportionnel à la longueur caractéristique de ruissellement sur les versants; cette valeur pourrait donc permettre de définir une longueur de versant au delà de laquelle se trouve un cours d'eau. De même, Tarboton *et al.* (1992) interprètent la densité de drainage comme une mesure spatiale de la transition entre les processus d'érosion sur les versants et dans les réseaux de drainage.
La densité de drainage, en corrélation avec le relief local, est importante dans la topographie car c'est la combinaison de ces deux paramètres qui va définir la pente moyenne des versants. Ceci est représenté schématiquement sur la figure I.5 : on observe qu'à relief constant, une augmentation de la densité de drainage entraîne une augmentation de la pente moyenne des versants et vice-versa. Ce point est fondamental quand on considère les effets d'une surrection sur le développement de la topographie.

Enfin, les réseaux de drainage sont généralement caractérisés par leurs profils longitudinaux, c'est à dire en traçant des graphes représentant l'altitude des drains en fonction de la distance. Les profils longitudinaux idéaux ont une forme concave, avec une pente qui décroît d'amont en aval. La recherche de la loi mathématique qui décrit le mieux les profils

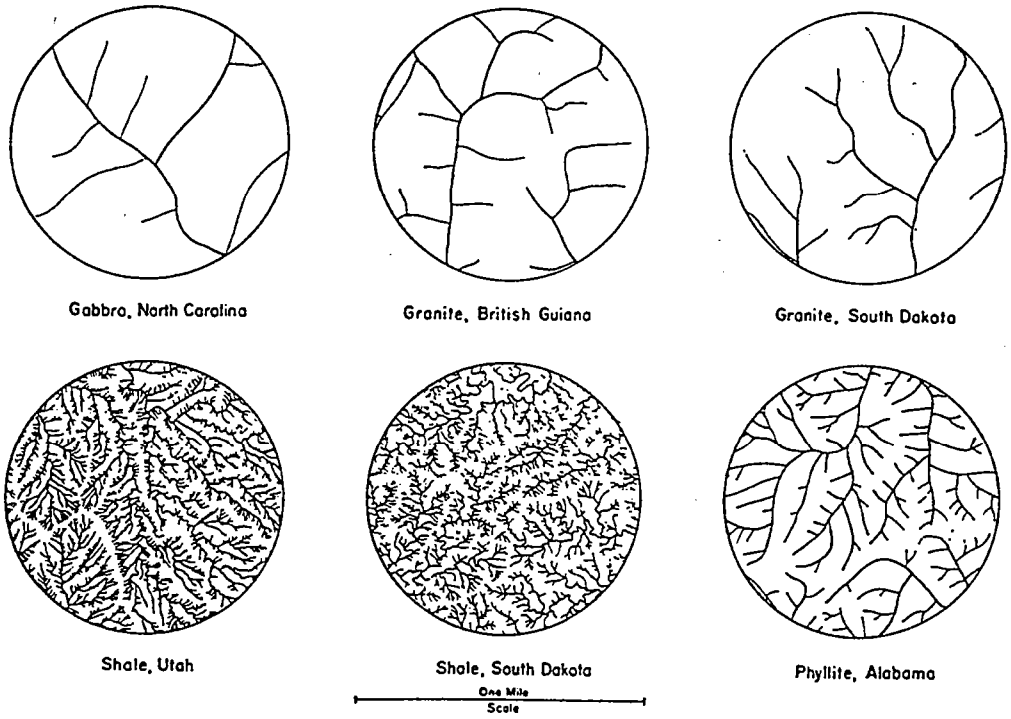


Figure I.4 Représentation à la même échelle de différents réseaux de drainage en fonction de la lithologie du substrat. Les différences de taux d'occupation de la surface par les réseaux correspondent à différentes densités de drainage (d'après Ray et Fischer, 1960, in Chorley et al., 1984).

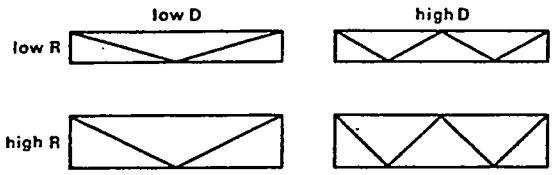


Figure I.5 Représentation schématique des relations entre le relief (R), la densité de drainage (D) et la pente moyenne des versants (d'après Chorley et al., 1984). Pour une même valeur de relief (schémas horizontaux) la pente moyenne des versants augmente quand on passe d'une topographie de faible à forte densité de drainage. Il en est de même quand on passe d'une topographie de faible à fort relief pour une densité de drainage constante (schémas verticaux).

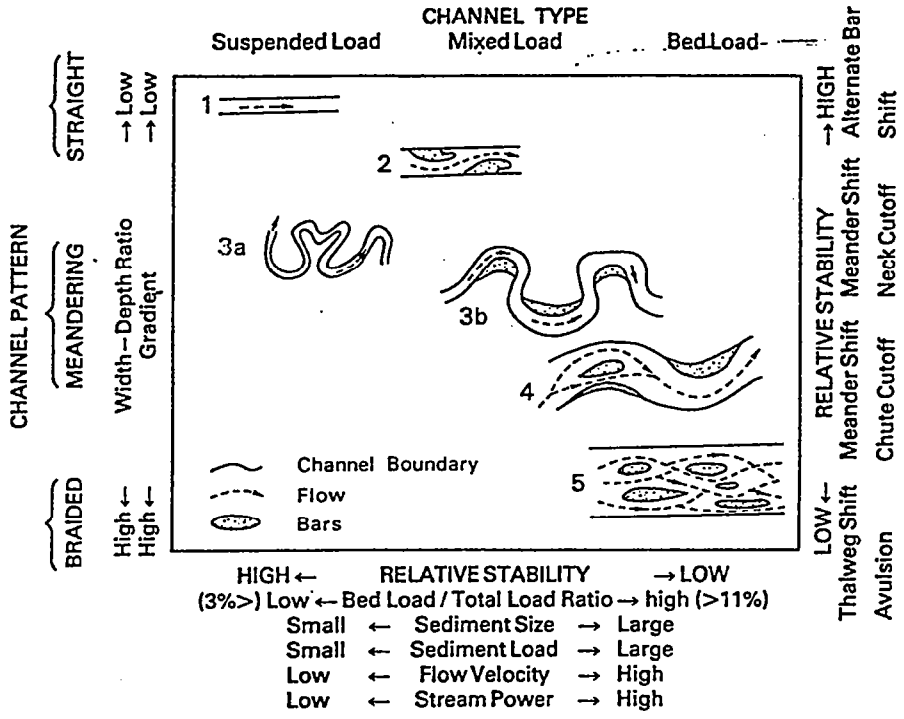


Figure I.6 Classification des systèmes alluviaux de Schumm (1981).

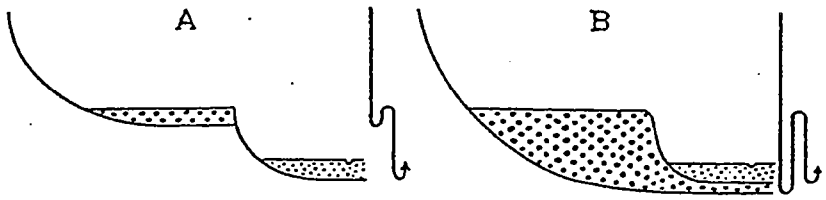


Figure I.7 Terrasse étagée (A) et terrasse emboitée (B)-Derruau (1996).

longitudinaux a fait l'objet de nombreuses études, à partir d'objets naturels (Hack, 1973; Shepherd, 1985; Ohmori, 1991; Hovius, 1995) ou de modélisations numériques (Snow et Slingerland, 1987). Selon les cas, les profils longitudinaux sont décrits par des fonctions logarithmiques, exponentielles ou par des lois de puissance, ou bien par la combinaison de ces fonctions.

1.4-La sédimentation dans les réseaux de drainage : les systèmes alluviaux

Il existe de nombreuses classifications des systèmes alluviaux, basées principalement sur les différences de sinuosité et sur le nombre de chenaux des systèmes. Celle de Schumm (1981) et Schumm *et al.* (1987) diffère car elle considère que le mode de transport des sédiments reflète la nature du chenal (fig. I.6). Trois types de chenaux sont définis : les chenaux à charge sur le fond ("bebload), les chenaux à charge en suspension (suspended-load) et les chenaux mixes (mixed-load). Cinq types de réseaux sont alors définis qui évoluent entre deux poles : les réseaux droits et les réseaux en tresse, en passant par les chenaux méandriformes. Le passage des réseaux droits aux réseaux en tresse se fait en augmentant la pente et/ou le débit du cours d'eau.

1.5.Une particularité des réseaux de drainage : les terrasses

Les terrasses sont d'anciens lits de cours d'eau, incisés et abandonnés sur les versants d'une vallée. Le long d'un versant, les terrasses correspondent morphologiquement à des replats, encadrés par des sections à plus forte pente. Ils peuvent être creusés directement dans le substrat mais sont fréquemment recouverts par des sédiments associés au fonctionnement du système fluviatile. Dans un premier temps, on distingue les **terrasses étagées** et les **terrasses emboitées**. Deux terrasses étagées sont séparées l'une de l'autre par le substratum érodé tandis que deux terrasses emboitées se chevauchent en altitude, la plus jeune étant la plus basse (fig; I.7). Dans une logique érosive qui conduit à la formation de vallées, la sédimentation préservée sur les terrasses est le témoin d'un changement d'état stratigraphique des rivières, depuis un état en érosion vers un état en sédimentation. Les causes de ce changement ont conduit Tricart (1947) à définir deux types de terrasses, les **terrasses climatiques** et les **terrasses eustatiques**. La sédimentation associée aux terrasses climatiques est liée à une augmentation du flux de matière qui arrive dans le cours d'eau, induite par des variations de climat. En ce qui concerne les terrasses eustatiques, la sédimentation est liée à une augmentation du niveau marin.

L'intérêt des terrasses réside dans le fait que ce sont les seuls témoins de l'incision d'une topographie au cours du temps. Leur étude est ainsi de première importance en géomorphologie.

2-DYNAMIQUE ET ÉVOLUTION DES RELIEFS

2.1-L'érosion en domaine continental

2.1.1-Les processus et les lois d'érosion

La plupart des processus physiques d'érosion sont des mécanismes purement gravitaires. Deux grandes classes de processus peuvent être distingués selon que l'érosion fasse intervenir ou pas une phase aqueuse.

O Une première catégorie de processus de transport est liée uniquement à l'existence d'une contrainte gravitaire. L'ensemble de ces processus porte le nom de mouvements de masse; ce terme inclus plusieurs mécanismes d'érosion des versants tels que le fluage, la solifluction, les glissements de terrain,..., induits lorsque la composante cisaillante de la contrainte gravitaire dépasse la résistance au cisaillement du matériel. Deux grands types de facteurs peuvent provoquer ces mouvements de masse (Varnes, 1978 in Chorley *et al.*, 1984, p. 247) :

(1) les mécanismes qui font augmenter la composante cisaillante de la contrainte gravitaire : surcharges, augmentation de la pente,...,

(2) les processus qui contribuent à réduire la résistance au cisaillement du matériel : altération, alternances gel/dégel, saturation de la porosité, ...

Dans certains environnements, ces mécanismes peuvent avoir une importance considérable. Ainsi, Burbank *et al.* (1996) ont montré que dans le nord-ouest de l'Himalaya, l'érosion des versants se fait majoritairement par des glissements de terrain, en réponse à des taux d'incision fluviatiles très élevés. Dans ce cas, la pente des versants est alors contrôlée par l'angle de friction interne du matériel, de l'ordre de 30°. De même, en Nouvelle-Zélande, les flux sédimentaires dérive principalement de glissements de terrain (Hovius *et al.*, 1997).

O Une deuxième grande catégorie de processus d'érosion correspond aux mécanismes de transfert de matière par le biais de l'eau, sous l'effet de la gravité. Ils incluent aussi bien certains mécanismes d'érosion des versants que les processus d'érosion/transport dans les cours d'eau. Contrairement aux mouvements de masse qui représentent une réponse "passive" à des changements de conditions aux limites ou de propriétés du matériel, ils sont responsables de la formation des réseaux de drainage et donc de la topographie en domaine continental (Davis, 1899; Horton, 1945; Kirkby, 1971; Ahnert, 1976; Dunne, 1980; Howard *et al.*, 1994, ...). De ce fait, ces processus vont plus particulièrement être développés dans ce chapitre.

Lors des précipitations, la pluie qui ne disparait pas par évaporation va circuler sur les versants selon plusieurs chemins de transfert (fig. I.8) :

-le ruissellement de surface ("overland flow"),

-le ruissellement de sub-surface ("throughflow"),

-l'infiltration jusqu'à la nappe phréatique ("groundwater flow").

L'eau issue des versants va ensuite atteindre le réseau de drainage en surface et être évacuée jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Durant ce cheminement, l'érosion se produit quand la contrainte cisaillante τ à l'interface eau/substrat est supérieure à la contrainte cisaillante critique τ_c du matériel.

⇨*Les lois d'érosion.*

Empiriquement, il a été montré que sur des petites échelles de temps, le flux de matière q_s en un point est proportionnel à deux paramètres, le flux d'eau q et la pente locale S, selon une relation du type (Kirkby, 1971; Smith et Bretherton, 1972) :

$$q_s = K\, q^n\, S^m$$

avec K, une constante qui dépend de la résistance du substrat, et n et m des exposants qui varient suivant le type de processus d'érosion considéré (Kirkby, 1971)· Au niveau des réseaux de drainage, le paramètre flux d'eau est fréquemment remplacé par l'aire drainée (A) dans la loi d'érosion (Willgoose, 1991; Howard *et al.*, 1994; Montgomery *et al.*, 1996):

$$q_s = K\, A^n\, S^m$$

Ces auteurs considèrent généralement qu'il existe une relation linéaire entre q et A, bien qu'une relation de type loi de puissance paraisse plus justifiée (Knighton, 1984 : fig. 1.2; Crave, 1995). Selon les valeurs de n et m, cette équation aboutit à des formes d'érosion caractéristiques d'un processus donné : figure I.9. Cette relation liant le flux de matière au flux d'eau détermine la **loi d'érosion**, que ce soit sur les versants ou dans le réseau de drainage. Il est important de noter (Dunne, 1980) que selon la valeur de l'exposant n, une augmentation du flux d'eau va entrainer une augmentation du flux de matière plus forte et donc éroder si $n>1$. C'est typiquement le cas du ruissellement sur les versants ($n\sim2$; $m\sim1$-2) ou de l'écoulement dans les

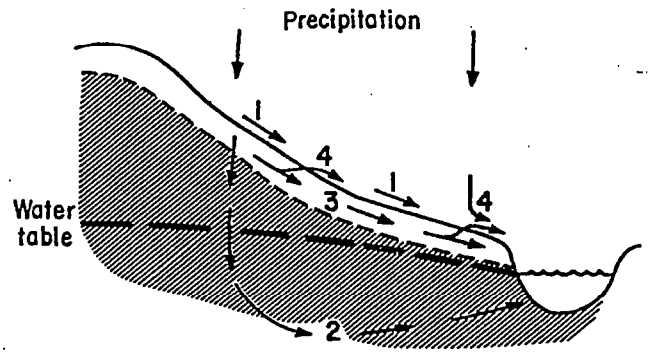


Figure 1 Potential paths of runoff. Path 1 is Horton overland flow; path 2 is groundwater flow; path 3 is shallow subsurface flow; path 4 is saturation overland flow composed of infiltrated water that emerges from the ground (return flow) and direct precipitation onto the resulting saturated zone. The unshaded zone indicates highly permeable topsoil, and the shaded zone represents less permeable subsoil or rock

Figure I.8 Chemins de transfert sur un versant des eaux de pluie non évaporées D'après Dunne (1980).

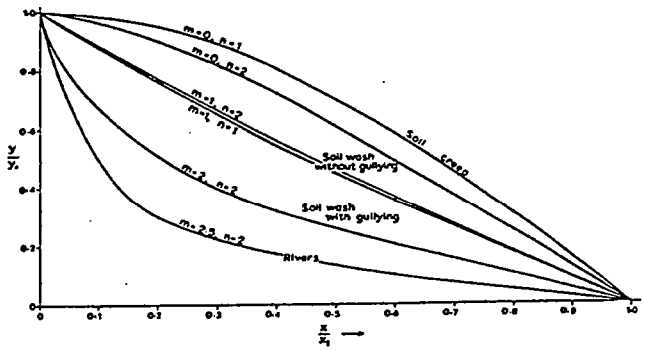


FIGURE 5. Dimensionless graph showing approximate characteristic-form slope profiles for a range of processes from Table I, for the simplest case $\mu = 1, k \to \infty, \rho \to \infty$. Approximations are on the same basis as in Figure 4.

Figure I.9 Formes caractéristiques résultant de l'action de différents processus, modélisées à partir des lois d'érosion en faisant varier les valeurs des paramètres m et n. La forme caractéristique du fluage est convexe (courbe du haut); celle de l'incision fluviatile (courbe du bas) est concave. D'après Kirkby (1971).

réseaux de drainage (n~2; m~2.5). Par contre, si n<1, une augmentation du flux d'eau va faire augmenter le flux de matière sortant dans une moindre proportion. Ceci équivaut à combler les petites dépressions présentes sur une surface; c'est par exemple le cas de l'impact des gouttes de pluie (effet "splash" : n~0; m~2).

A court terme, l'évolution de l'altitude (z) d'un point au cours du temps (t) , que ce soit dans le réseau (n_r, m_r) ou sur les versants (n_v, m_v) correspond alors à :

$$-\frac{\partial z}{\partial t} = \nabla q_s$$

Cette équation est utilisée dans les modélisations numériques d'évolution du relief avec un terme supplémentaire T(x,y,t) qui permet de tenir compte des variations d'altitude d'origine tectonique: Willgoose *et al.* (1991), Crave (1995). Bien que ces simulations produisent des reliefs très réalistes, le problème majeur que pose cette approche est la validité de l'extrapolation de la loi d'érosion sur des échelles de temps géologiques. De plus, la détermination de valeurs pertinentes pour les paramètres m et n reste problématique (Seidl et Dietrich, 1992).

⇨*La transition versant-réseau et la formation des ordres 1*

Un des problèmes majeurs que pose l'étude des processus d'érosion est de comprendre de quelle façon se forme un écoulement concentré apte à développer une structure chenalisante c'est à dire un cours d'eau. Smith et Bretherton (1972) ont montré que la création d'une instabilité pouvant induire une érosion concentrée nécessite :

$$\frac{\partial q_s}{\partial q} > \frac{q_s}{q}$$

Si cette condition est remplie, une petite augmentation de flux d'eau entraîne une érosion qui est supérieure à l'érosion nécessaire pour maintenir une forme constante; de ce fait, il va y avoir création d'une forme concave et formation d'une instabilité pouvant concentrer les flux d'eau. Si elle s'amplifie, elle va pouvoir être à l'origine de la formation d'un cours d'eau. Par contre, si cette condition n'est pas remplie, une petite augmentation de flux d'eau entraîne toujours une érosion plus importante, mais celle-ci est inférieure à l'érosion nécessaire pour maintenir une forme constante. Il se forme alors une structure convexe, inapte à développer une entité chenalisante.

La nature de la transition versant/réseau dans les zones amont est sujette à débat, entre les partisans d'un approche continue (la formation d'une tête de réseau est due à la non linéarité de la loi d'érosion : figure I.10 a; Carson et Kirkby, 1972; Smith et Bretherton, 1972) ou d'un approche discontinue (l'érosion plus intense dans le réseau est due à un seuil d'érosion versant/réseau avec un changement de loi d'érosion : figure I.10 b; Horton, 1945; Montgomery et Dietrich, 1988, Willgoose *et al.*, 1991). Pour Montgomery et Dietrich (1988, 1992), la transition versant/réseau est dépendante de la pente locale et de l'aire drainée en amont et correspond à un seuil d'érosion. Cette notion de seuil est fréquemment utilisée dans les modélisation numériques pour différencier l'érosion des versants ($\tau<\tau c$) de l'érosion dans le réseau de drainage ($\tau>\tau c$) : Willgoose *et al.*, 1991, Rinaldo *et al.*, 1995. Ces problèmes de transition versant/réseau font l'objet d'une littérature très importante car ils conditionnent les processus de croissance et d'extension des réseaux hydrographiques mais également la distribution de l'érosion à l'intérieur du bassin versant puisque au sein d'un réseau, environ la moitié des drains sont des ordres 1 (Kirkby, 1994).

⇨*Le transport de matière dans les réseaux de drainage*

Le transport de sédiments dépend de paramètres tels que la géométrie du chenal, la vitesse de l'écoulement et la granulométrie des particules. Au premier ordre, il peut cependant être caractérisé par une loi de puissance reliant la charge sédimentaire (q_c) à l'aire drainée par le biais de l'assimilation q->A (Montgomery *et al.*, 1996) :

$$q_c=b\,A^p$$

Si $q_s > q_c$, la capacité de transport est supérieure à la charge sédimentaire; le système va donc éroder son substrat, et déposer dans le cas contraire. Ceci a été formalisé par Bull (1979) qui définit le "stream power" comme l'énergie disponible pour transporter les particules et le "critical power" comme l'énergie nécessaire pour transporter un stock de particules en un point donné du profil longitudinal. Selon le rapport stream power/critical power, le système va être en érosion, en transit ou en dépôt : fig.I.11.
A partir d'études de terrain (Howard et Kirkby, 1983), il a été montré que dans le réseau de drainage, la distribution des domaines en érosion et des domaines en sédimentation est fortement contrôlée par l'aire drainée et le gradient. Il est ainsi possible de définir une pente critique (Sc) délimitant les domaines en incision des domaines en sédimentation :

$$Sc=(b/K.A^{p-n})^{1/m}$$

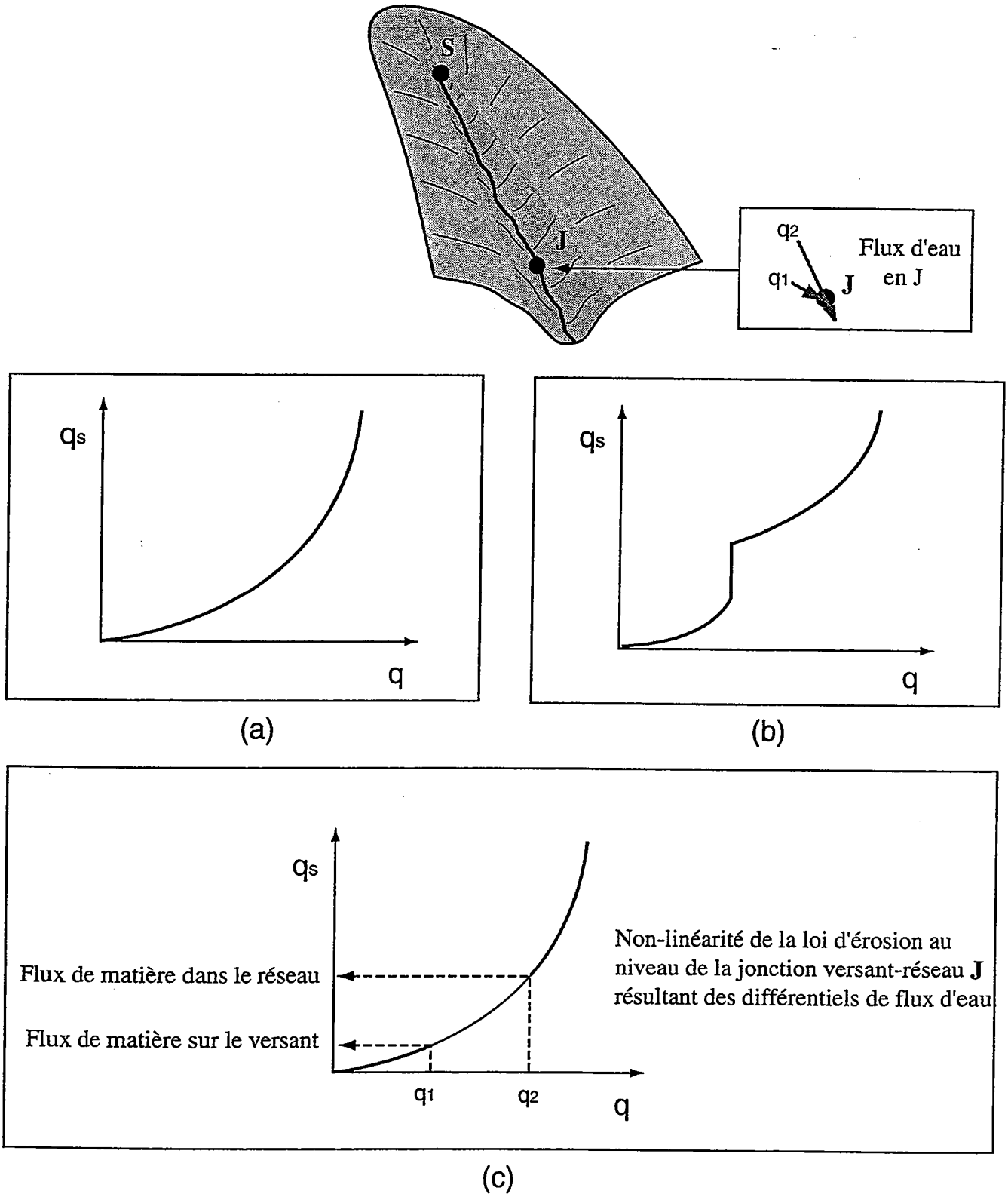


Figure.I.10 Lois d'érosion reliant le flux de sédiments (qs) au flux d'eau (q) selon que la transtion versant/réseau au niveau d'une source (S) soit considérée comme un effet de non-linéarité de la loi d'érosion (a) ou comme seuil (b).
(c) : non-linéarité de la loi d'érosion au niveau d'une jonction versant-réseau (J) induite par les différences de flux d'eau.

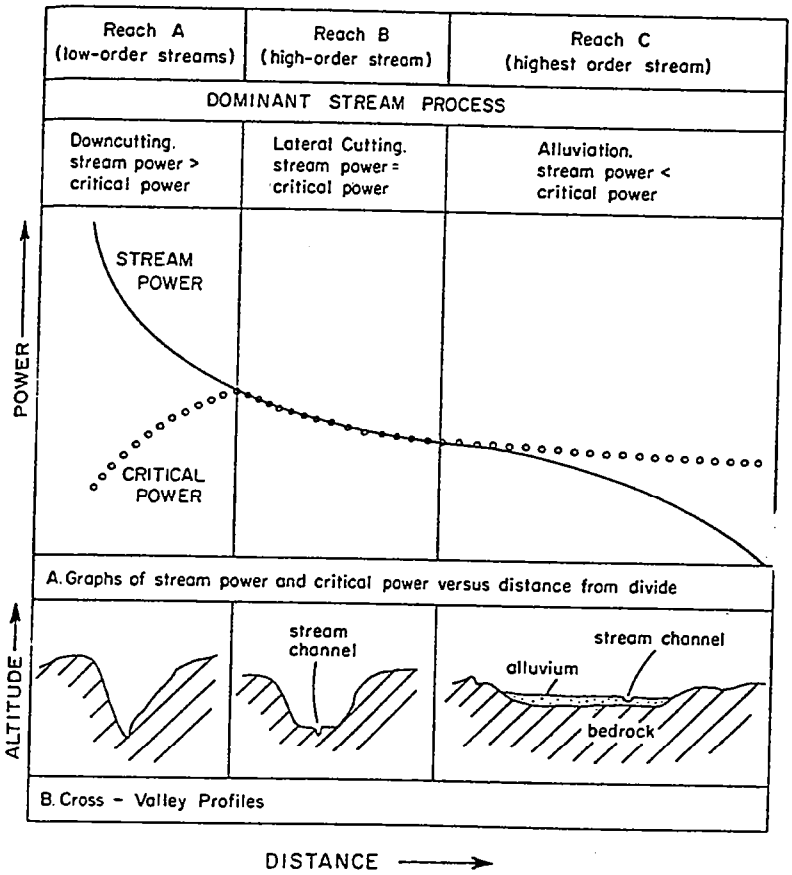


Figure 3. Diagrammatic sketches and graphs of stream power and critical power for arid rocky drainage basin.

Figure I.11 Processus dominants dans un cours d'eau en fonction du rapport entre le stream power (capacité de la rivière) et le critical power (capacité nécessaire pour transporter le stock particulaire disponible). En A, la rivière est en érosion (stream power>critical power), en B elle est en transit (stream power=critical power) et en C elle est en alluvionnement (stream power<critical power). D'après Bull (1979).

La pente critique délimitant les processus d'érosion/sédimentation dépend de l'aire drainée et donc du flux d'eau par l'assimilation q->A.

En conclusion, il apparaît qu'à court terme, les processus élémentaires d'érosion sont contrôlés principalement par la **pente locale** et le **flux d'eau**. La combinaison de ces deux paramètres permet de définir des lois d'érosion, généralement non-linéaires. De plus, de part leur nature convergente, les réseaux de drainage localisent les écoulements et concentrent ainsi les flux d'eau. Il en résulte une différence de dynamique érosive qui induit des différentiels de vitesses d'érosion entre les versants et le réseau (fig. I.10c). **C'est fondamentalement cette différence de dynamique que l'on observe dans la topographie.**
Les vitesses d'érosion mesurées sur les versants sont extrêmement variables, en fonction du climat, de la couverture végétale et du processus considéré. La compilation des mesures expérimentales, effectuée par Saunders et Young (1983), donne des vitesses d'érosion pour le ruissellement qui varient de 10^{-3} mm/an à plus de 1 mm/an : fig. I.12 . Il est important de noter que les valeurs les plus élevées ne sont pas représentatives car elles correspondent à des milieux fortement déstabilisés par l'homme (vitesses d'érosion augmentées d'au moins deux ordres de grandeur). Étant donné que ces mesures ont été effectuées sur des temps très courts (au maximum 1 an), leur extrapolation sur des périodes de temps importantes reste problématique (Gardner *et al.*, 1987).
En ce qui concerne les réseaux de drainage, les vitesses d'incision sont déterminées à partir de l'altitude de terrasses d'âge connu, en supposant que l'érosion a été linéaire dans le temps. Des vitesses de l'ordre de 0.1 à 1 mm/an sont ainsi fréquemment rencontrées (Hamblin *et al.*, 1981; Rockwell *et al.*, 1984; Merrits *et al.*, 1994; Personius, 1995). Exceptionnellement, dans l'Himalaya, des vitesses d'érosion supérieures à 10 mm/an ont été mesurées (Burbank *et al.*, 1996).

2.1.2-Les bilans de matière et les taux de dénudation

L'étude des processus élémentaires d'érosion montre que les paramètres flux d'eau et pente sont de premier ordre à l'échelle locale. Qu'en est il à une échelle plus globale et en particulier à l'échelle du bassin versant ?
Une des approches développées considère les relations entre les flux de matière (dissous + particulaire) mesurés à l'exutoire des bassins versants et les caractéristiques morphométriques et climatiques de ces derniers. Un des problèmes majeur de cette approche concerne la représentativité des flux de matière mesurés, en particulier du fait des modifications

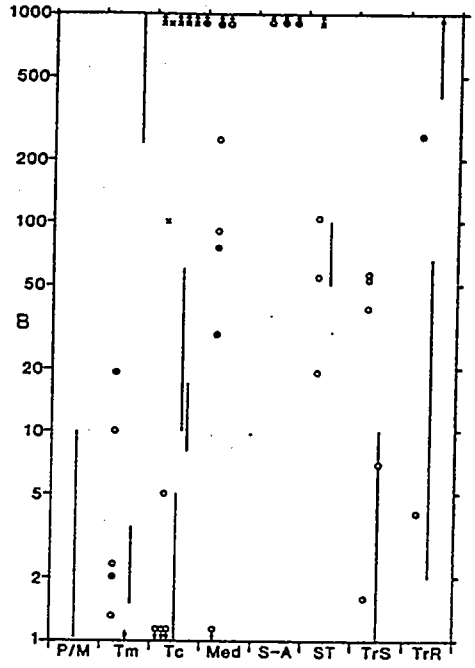


Figure 2. Rates of surface wash. B = Bubnoff units, = 1 mm/1000 y^{-1}

Figure I.12 Vitesses d'érosion liées au ruissellement dans différents contextes climatiques (P/M : environnements périglaciaires et montagneux; Tm : environnement tempéré océanique; Tc : environnement tempéré continental; Med : environnement méditérannéen; S-A environnement tropical semi-aride; ST environnement subtropical humide; TrS environnement de savane; TrR environnement forestier humide). D'après Saunders et Young (1983).

Table 15.6 Estimated denudation rates for the world's thirty-five largest drainage basins based on solid and solute transport rates

	DRAINAGE AREA (10^6 km^2)	RUNOFF (mm a^{-1})	TOTAL DENUDATION (mm ka^{-1})	MECHANICAL DENUDATION (mm ka^{-1})	CHEMICAL* DENUDATION (mm ka^{-1})	CHEMICAL DENUDATION AS % OF TOTAL
Amazon	6.15	1024	70	57	13	18
Zaire (Congo)	3.82	324	7	4	3	42
Mississippi	3.27	177	44	35	9	20
Nile	2.96	30	15	13	2	10
Paraná (La Plata)	2.83	166	19	14	5	28
Yenisei	2.58	217	9	2	7	80
Ob	2.50	154	7	2	5	70
Lena	2.43	206	11	2	9	81
Chiang Jiang (Yangtze)	1.94	464	133	96	37	28
Amur	1.85	175	13	10	3	22
Mackenzie	1.81	169	30	20	10	33
Volga	1.35	196	20	7	13	64
Niger	1.21	159	24	13	11	47
Zambezi	1.20	186	31	28	3	11
Nelson	1.15	96	—	—	—	—
Murray	1.06	21	13	11	2	18
St Lawrence	1.03	434	13	1	12	89
Orange	1.02	89	58	55	3	5
Orinoco	0.99	1111	91	78	13	14
Ganges	0.98	373	271	249	22	8
Indus	0.97	245	124	108	16	13
Tocantins	0.90	385	—	—	—	—
Chari	0.88	69	3	2	1	29
Yukon	0.84	232	37	27	10	28
Danube	0.81	254	47	31	16	35
Mekong	0.79	595	95	75	20	21
Huang He (Yellow)	0.77	63	529	518	11	2
Shatt-el-Arab	0.75	61	104	93	11	11
Rio Grande	0.67	5	9	6	3	38
Columbia	0.67	375	29	16	13	46
Kolyma	0.64	111	5	3	2	31
Colorado	0.64	31	84	78	6	7
São Francisco	0.60	151	—	—	—	—
Brahmaputra	0.58	1049	677	643	34	5
Dnepr	0.50	104	6	1	5	88

* Allowance made for non-denudational component of solute loads.
Source: Based primarily on data from M. Meybeck (1976) *Hydrological Sciences Bulletin* 21, 265–89, and J. D. Milliman and R. H. Meade (1963) *Journal of Geology* 91, 1–21.

Figure I.13 Vitesses de dénudation des trente plus grands bassins versants mondiaux. (in Summerfield, 1984).

anthropiques (Milliman et Meade, 1983) : régularisation des cours d'eau, constructions de barrages, agriculture, déforestation, ...
A l'échelle du bassin versant, les données de charge sont fréquemment interprètées en terme de taux de dénudation (De), généralement exprimés en mm/ka :

$$De=M/(\rho .A)$$

avec M la charge, ρ la densité moyenne du matériel érodé et A l'aire du bassin versant. Ce taux de dénudation représente une épaisseur uniforme de matériel enlevée dans le bassin versant pour rendre compte de la masse de matière qui arrive à l'exutoire; c'est donc une mesure moyenne qui ne différencie pas l'érosion des versants de l'érosion dans le réseau de drainage et qui n'intègre pas les variations spatiales d'érosion. Pour les trente plus grands bassins versants du monde, les taux de dénudation ainsi déterminés varient de quelques mm/ka à plusieurs centaines de mm/ka pour les bassins versants d'Asie du Sud-Est (Summerfield, 1984) : figure I.13. Les taux de dénudation ainsi déterminés sont du même ordre de grandeurs que ceux qui sont calculés à partir des volumes de sédiments et à partir des études de traces de fission (Saunders et Young, 1983; Brown *et al.*, 1994; Summerfield et Hulton, 1994). Ces taux seraient donc extrapolables à l'échelle des temps géologiques (Summefield, 1991a).
Si l'on considère les taux de dénudation physique et chimique (Summerfield et Hulton, 1994), il apparaît qu'en absolu, plus les taux de dénudation sont élevés et plus les taux de dénudation chimique sont élevés. Par contre, en relatif, plus les taux de dénudation sont élevés et plus la proportion de dénudation chimique devient faible par rapport à la dénudation mécanique : figure I.14. Actuellement, de nombreux auteurs s'accordent à minimiser le rôle des précipitations et de la température dans la détermination des taux de dénudation mécanique. Toutes les études tendent à montrer qu'il n'existe pas de relation simple entre les taux de dénudation mécanique et les précipitations (fig. I.15). Ceci pourrait être du à des modifications de l'érosion mécanique liées au développement de la végétation (Ohmori, 1983, in Summefield, 1991a).

Enfin, le résultat majeur des études de corrélation est la mise en évidence de fortes corrélations entre les taux de dénudation et les propriétés morphométriques des bassins versants: le relief , l'altitude moyenne et le relief local, c'est à dire la pente (Schumm, 1963; Ahnert, 1970; Pinet et Souriau, 1988; Summerfield, 1991; Summerfield et Hulton, 1994) : figure I.16. **Ce sont donc tous les mécanismes qui sont aptes à augmenter la différence de potentiel de la surface des continents qui vont contrôler les processus d'érosion.**

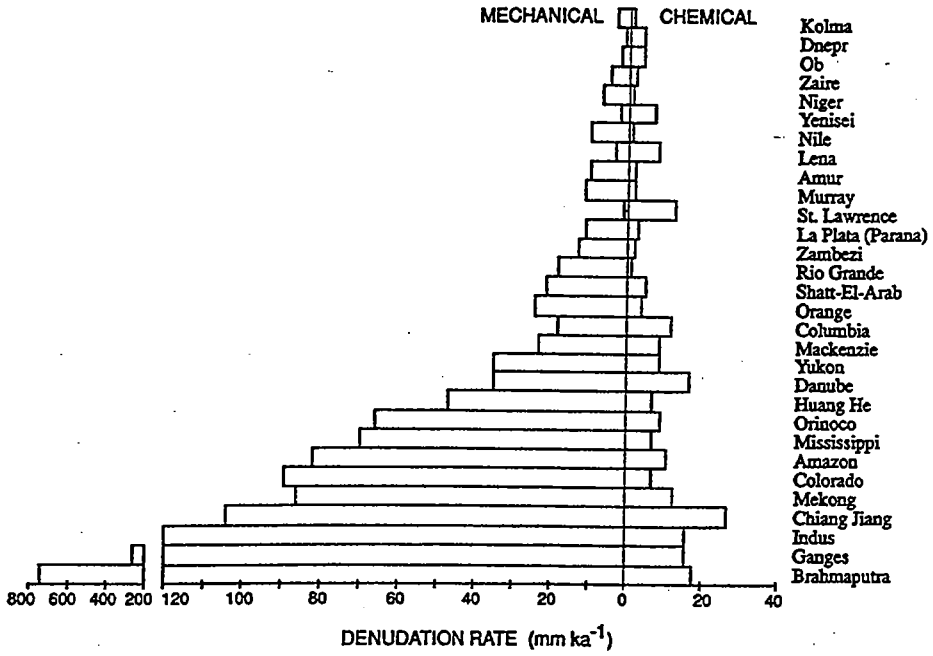


Figure 2. Histograms comparing mechanical and chemical denudation rates for major externally drained basins.

Figure I.14 Rapports entre les vitesses de dénudation mécanique et chimique des trente plus grands bassins versants mondiaux. D'après Summerfield et Hulton (1994).

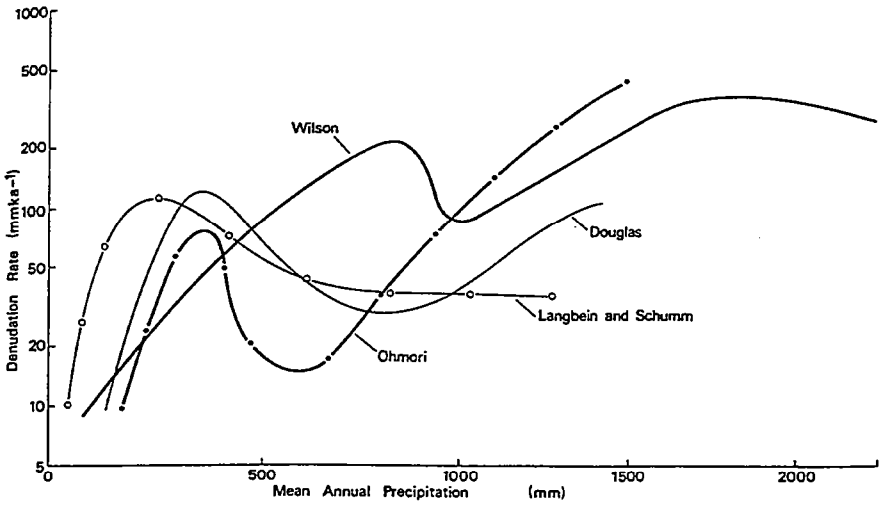


Fig. 15.19 Various estimates of the relationship between (mechanical) denudation rate and mean annual precipitation. (Based on H. Ohmori (1983) Bulletin, Department of Geography, University of Tokyo *No. 15, Fig. 2, p. 84.)*

Figure I.15 Différentes relations proposées entre les vitesses de dénudation et la quantité de précipitation annuelle (in Summerfield, 1984).

En conclusion, les taux de dénudation mesurés à partir des bilans de matière aux exutoires de bassins versants montrent un fort contrôle de l'érosion par les facteurs altitudinaux, c'est à dire par les différences de potentiel. Les mouvements verticaux issus de la déformation de la lithosphère vont donc être fondamentaux du point de vue de la dynamique des reliefs.
En ce qui concerne les processus d'érosion, ce sont principalement les augmentations de pente locale, induites par le différentiel de temps de réponse versant-réseau, qui font le lien entre processus d'érosion et tectonique. Ainsi, à long terme, les modes d'évolution du relief vont dépendre principalement de deux couplages qui sont (1) la capacité d'adaptation du réseau de drainage par rapport aux mouvements verticaux et (2) la vitesse d'adaptation des versants par rapport à celle du réseau. Sur le long terme, l'adaptation du relief à un changement de condition aux limites va dépendre de ces deux points. Le climat, en contrôlant la distribution des flux d'eau, va avoir un rôle fondamental dans ces cinétiques d'adaptation.

2.2-Les paramètres de contrôle de la morphogenèse

Deux grandes classes de facteurs contrôlent l'évolution du relief :

⇨ une première catégorie comprend tous les mécanismes qui modifient les différences de potentiel au sein de la topographie. Ce sont les **mouvements verticaux de la lithosphère**, d'origine tectonique ou isostatique et les **variations eustatiques**. Ces mouvements peuvent être relativement rapides (fig. I.17), de l'ordre de 0,1 à 10 mm/a selon le contexte; les vitesses d'érosion dans les réseaux de drainage peuvent être du même ordre de grandeur (cf. I.2.1.1).

⇨ la deuxième grande catégorie de paramètres importants dans l'évolution du relief correspond au facteur qui contrôle le fonctionnement hydrodynamique des bassins versants (flux d'eau) et la production de matière : **le climat**.

2.2.1-Les différences de potentiel et la notion de niveau de base

Les mouvements verticaux de la lithosphère et les variations eustatiques contrôlent le développement des différences de potentiel au sein de la topographie. La somme de ces facteurs détermine la position du **niveau de base**, défini comme une surface qui délimite les domaines en érosion des domaines en sédimentation. La notion de niveau de base, bien que fréquemment utilisée, est cependant confuse et il en existe trois définitions principales (Schumm, 1993).

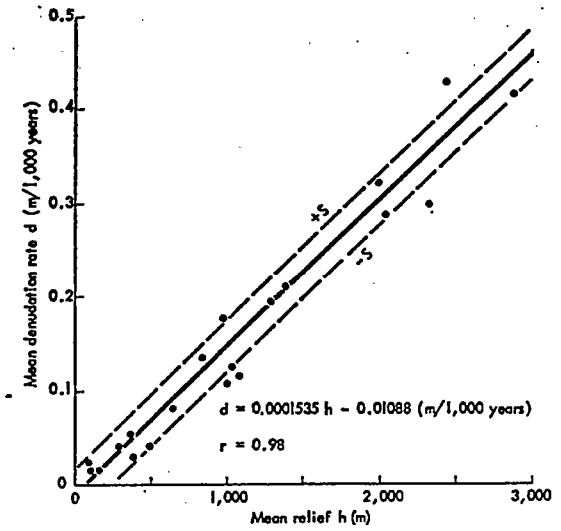


Fig. 3. Relationship between mean denudation rate and mean relief.

Figure I.16 Relation entre les taux de dénudation et le relief. D'après Ahnert (1970).

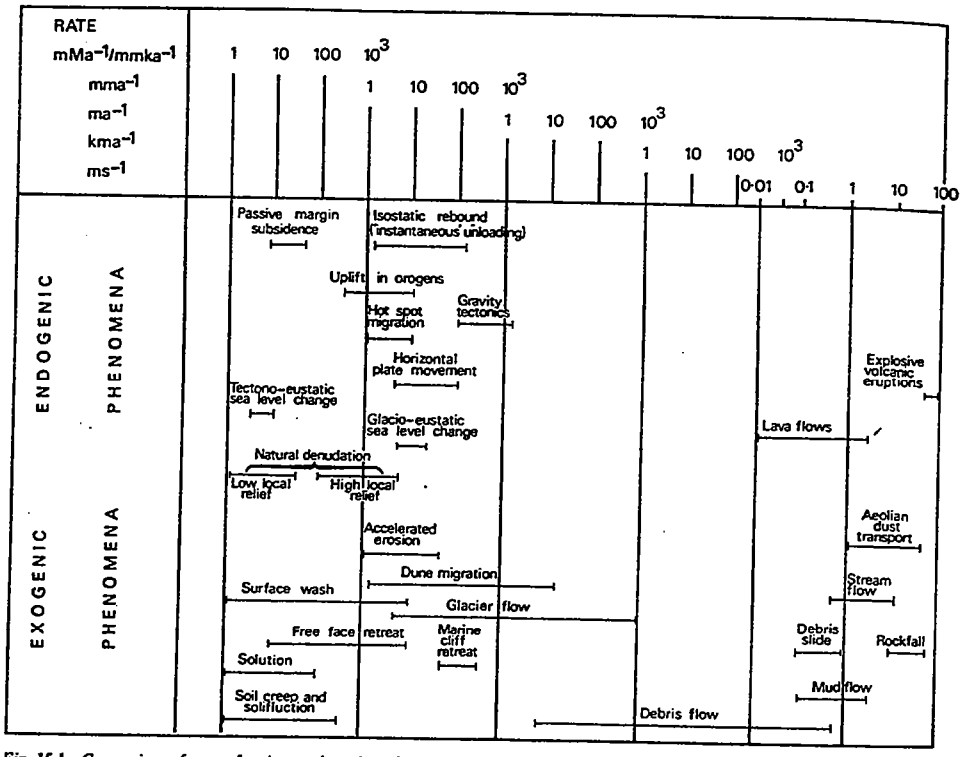


Fig. 15.1 Comparison of rates of various endogenic and exogenic geomorphic processes. Note that rates of specific slope processes are discussed in Chapter 7 and are included here for comparative purposes.

Figure I.17 Vitesses caractéristiques de différents mécanismes endo et éxogéniques (in Summerfield, 1984).

❍ Le concept de niveau de base a tout d'abord été introduit par Powell (1875); selon cette première définition, le niveau de base correspond à la limite inférieure de l'érosion sub-aérienne, c'est à dire au niveau marin. Cependant, Powell (1875) note qu'il peut exister des niveaux de base locaux, du fait de contrastes lithologiques ou au niveau d'un lac par exemple.

❍ La définition de Powell (1875) a été reprise et étendue par Wheeler (1964). Pour Wheeler, étant donné qu'il existe également de la sédimentation au dessus du niveau de la mer (systèmes alluviaux par exemple), le niveau de base doit être considéré comme une surface ondulante au sommet de la lithosphère dont les intersections avec la topographie délimite les zones en érosion des zones en sédimentation.

❍ La définition proposée par Wheeler (1964) a été combattue par Schumm (1993); en effet, celui-ci remarque que dans cette définition, le niveau de base est confondu avec le profil longitudinal d'un fleuve, alors que celui-ci dépend également de phénomènes climatiques. Pour Schumm (1993), le niveau de base correspond à un niveau marin relatif, c'est à dire au niveau marin corrigé des mouvements verticaux de la lithosphère.

Dans ce travail, nous utiliserons le concept de niveau de base tel que défini par Schumm (1993). Dans l'absolu, il serait nécessaire de définir le niveau de base par rapport à un référentiel fixe situé en dessous la lithosphère, le référentiel idéal étant le centre de la Terre.

Dans cette conception la somme des mouvements verticaux de la lithosphère et des variations eustatiques a une signification en terme de délimitation des domaines en érosion et des domaines en sédimentation. La formation d'un relief est alors le diagnostic d'une **chute du niveau de base**. Trois cas peuvent alors être envisagés pour rendre compte d'une telle chute :

→ la zone étudiée est en surrection alors que le niveau marin chute,

→ la zone étudiée est en surrection et le niveau marin monte, mais à une vitesse inférieure à la surrection,

→ la zone étudiée est subsidente et le niveau marin chute, mais à une vitesse supérieure à la subsidence.

2.2.2-Le rôle du climat

La surface du globe peut être subdivisée selon différentes ceintures climatiques (Tricart et Cailleux, 1965) ayant des températures et des régimes de précipitations spécifiques. Chacun de ces grands domaines est caractérisé par des processus d'érosion différents : figure I.18. Comme nous le verrons, dans les régions de moyennes latitudes tel que le Massif Armoricain, le développement des glaciations au Quaternaire a profondément influencé la formation du relief.

Table 1.4 The Earth's major morphoclimatic zones (based on various sources)

MORPHOCLIMATIC ZONE	MEAN ANNUAL TEMPERATURE (°C)	MEAN ANNUAL PRECIPITATION (mm)	RELATIVE IMPORTANCE OF GEOMORPHIC PROCESSESS
Humid tropical	20–30	>1500	High potential rates of chemical weathering; mechanical weathering limited; active, highly episodic mass movement; moderate to low rates of stream corrasion but locally high rates of dissolved and suspended-load transport
Tropical wet–dry	20–30	600–1500	Chemical weathering active during wet season; rates of mechanical weathering low to moderate; mass movement fairly active; fluvial action high during wet season with overland and channel flow; wind action generally minimal but locally moderate in dry season.
Tropical semi-arid	10–30	300–600	Chemical weathering rates moderate to low; mechanical weathering locally active especially on drier and cooler margins; mass movement locally active but sporadic; fluvial action rates high but episodic; wind action moderate to high
Tropical arid	10–30	0–300	Mechanical weathering rates high (especially salt weathering); chemical weathering minimal; mass movement minimal; rates of fluvial activity generally very low but sporadically high; wind action at a maximum
Humid mid-latitude	0–20	400–1800	Chemical weathering rates moderate, increasing to high at lower latitudes; mechanical weathering activity moderate with frost action important at higher latitudes; mass movement activity moderate to high; moderate rates of fluvial processes; wind action confined to coasts
Dry continental	0–10	100–400	Chemical weathering rates low to moderate; mechanical weathering, especially frost action, seasonally active; mass movement moderate and episodic; fluvial processes active in wet season; wind action locally moderate
Periglacial	<0	100–1000	Mechanical weathering very active with frost action at a maximum; chemical weathering rates low to moderate; mass movement very active; fluvial processes seasonally active; wind action rates locally high
Glacial	<0	0–1000	Mechanical weathering rates (especially frost action) high; chemical weathering rates low; mass movement rates low except locally; fluvial action confined to seasonal melt; glacial action at a maximum; wind action significant
Azonal mountain zone	Highly variable	Highly variable	Rates of all processes vary significantly with altitude; mechanical and glacial action become significant at high elevations

Figure I.18 Principales zones morphoclimatiques du globe et processus géomorphologiques associés (in Summerfield, 1984).

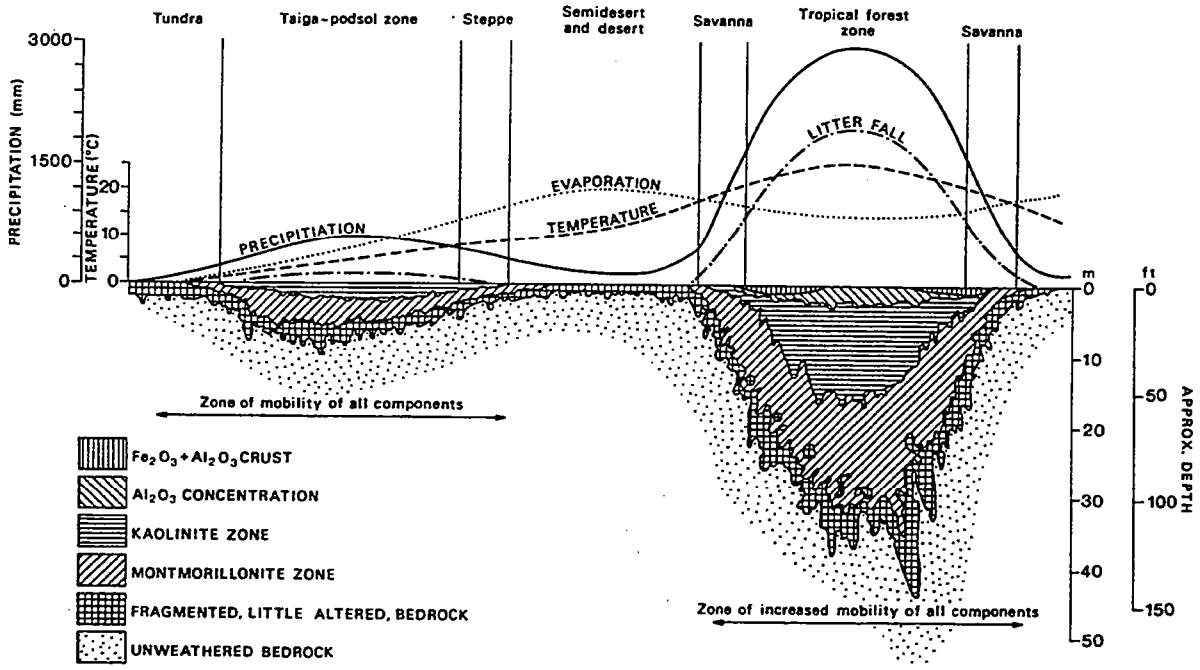


Figure 9.16 Schematic depth and structures of the weathered mantle in different climates; note the absence of treatment of maritime temperate climates.
Source: Strakhov, 1967, figure 2, p. 6.

Figure I.19 Répartition de l'altération dans les principales zones morphoclimatiques du globe et structures des sols correspondantes. On peut noter l'importance de ces transformations dans les zones tropicales. D'après Strakhov (1967) in Chorley et al. (1984).

Le rôle du climat sur l'évolution du relief se fait essentiellement par le biais des précipitations et de la température. Au premier ordre, les variations de flux d'eau induits par les différences de régime de précipitations vont probablement être fondamentaux. Cependant, sur le long terme, du fait qu'il n'existe pas de relations simples entre précipitations, température et processus d'érosion, le rôle des changements climatiques sur le développement du relief est largement méconnu. Par exemple, un changement climatique caractérisé par une augmentation des précipitations ne conduit pas obligatoirement à une augmentation des vitesses d'érosion comme cela est prévu par les lois d'érosion. En effet, l'augmentation des précipitations favorise le développement de la végétation, celle-ci ayant tendance à fixer les particules et ainsi à freiner l'érosion des versants. Par la suite, si le climat devient plus aride, la destruction de la végétation entraîne au contraire une augmentation de l'érosion, bien que la quantité de précipitation soit moins importante. Ceci a été particulièrement bien documenté par Schumm (1968) et par Baker et Penteado-Orellana (1976) par exemple.

Le climat joue également un rôle important car selon les conditions de température et de précipitation, il peut y avoir une transformation profonde des roches en matériaux meubles, que ce soit en climat tropical (altération; voir Millot, 1980 par exemple) ou en contexte périglaciaire (Lebret *et al.*, 1996 par exemple) : figure I.19.

Ces transformations peuvent être fondamentales car elles vont diminuer la cohésion des matériaux et faciliter leur érosion. On peut ainsi différencier les reliefs dont l'évolution est contrôlée par les capacités de transport des agents érosifs (vitesse d'altération supérieure à la vitesse d'érosion : transport-limited) et les reliefs dont l'évolution est contrôlée par la production de matériel issus de l'altération (vitesse d'érosion supérieure à la vitesse d'altération : weathering limited) : Chorley *et al.* (1984); Anderson et Humphrey (1989); Howard (1994).

En conclusion, la topographie résulte de l'interaction de processus antagonistes, les uns ayant tendance à créer du relief, les autres à le faire décroître. L'évolution de la topographie va dépendre du degré de couplage entre ces deux grandes classes de processus. Les échelles de temps d'adaptation des systèmes érosifs par rapport aux variations du niveau de base vont donc être fondamentales. Le climat, en modifiant ces cinétiques d'adaptation, va ici jouer un rôle probable, mais qu'il est difficile d'évaluer actuellement. Il va résulter de ces interactions des évolutions particulières; on peut se demander si elles aboutissent à la création de topographies et de formes spécifiques, induites en particulier par les différences d'adaptation entre les versants et les réseaux de drainage.

2.3-L'évolution du relief.

2.3.1-La croissance des réseaux hydrographiques

La croissance des réseaux de drainage constitue la première étape de la morphogenèse d'une surface nouvellement exposée à l'érosion sub-aérienne. Trois principaux modèles de croissance ont été proposés (fig. I.20).

O Le modèle proposé par Horton (1945) (fig. I.20a) considère une surface soumise à un ruissellement généralisé. Quand la distance de ruissellement est supérieure à une distance critique (égale à l'inverse de la densité de drainage), il se forme une série de rigoles incisées, parallèles à la pente. La concentration des flux d'eau sur les bordures de ces rigoles entraîne alors le développement de nouveaux drains, qui deviennent des tributaires de ces structures primaires.

O Un second modèle (fig. I.20b), proposé par Schumm (1956) et Howard (1971a) considère la croissance d'un réseau comme la propagation d'incisions initiées à partir d'une des limites du modèle (littoral, escarpement, ...). Le développement du réseau se fait alors principalement par la croissance et la bifurcation des ordres 1 jusqu'à ce que toute la surface soit colonisée par le réseau. Ce modèle, connu sous le nom de Headward growth model, équivaut à la propagation d'une "onde de dissection".

O Un troisième modèle (fig. I.20c), proposé par Glock (1931), considère l'installation d'un réseau frustre sur toute la surface. Il se forme ensuite de nouveaux tributaires à partir des drains initiaux, accompagné d'une réorganisation spatiale du réseau. Glock défini ainsi plusieurs étapes dans la croissance du réseau (fig. I.21): (1) l'installation d'un réseau frustre sur tout le modèle (initiation); (2) une phase mixte de croissance des ordres 1 (élongation) et d'adjonction de nouveaux tributaires au sein du réseau (élaboration); (3) une phase d'extension maximale caractérisée par une forte densité de drainage; (4) une phase d'intégration marquée par la disparition des drains dans les zones de faible relief.

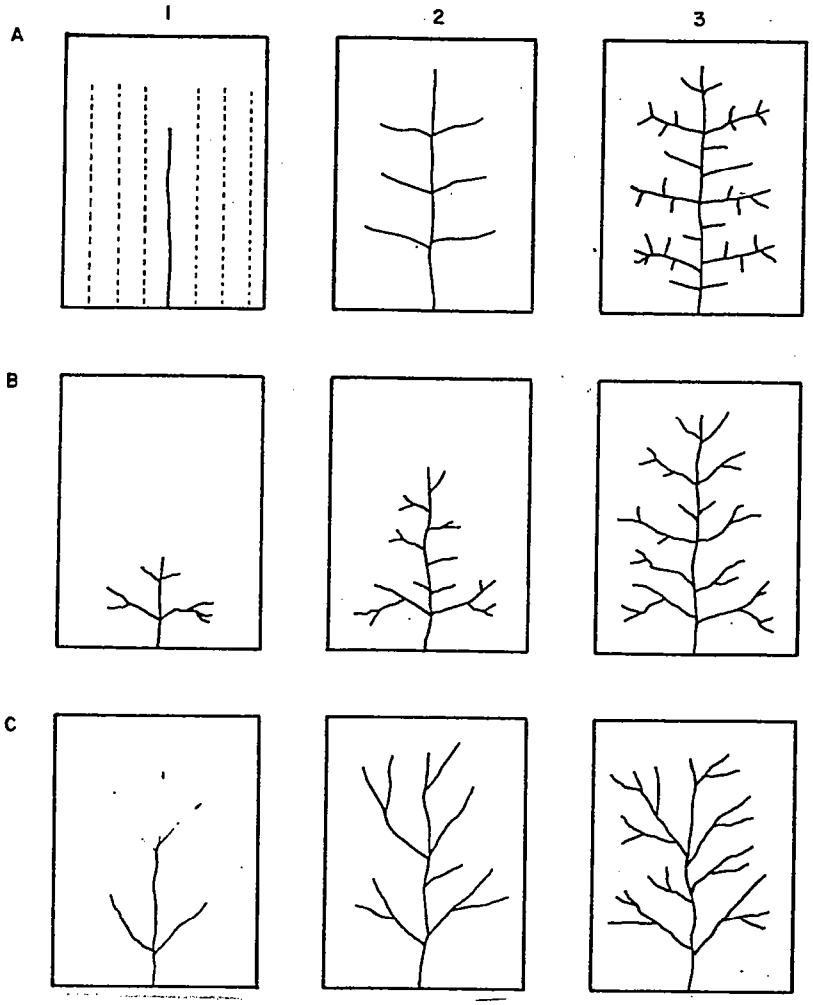


Figure I.20 Différents modèles de croissance des réseaux de drainage (in Schumm et al. 1987).
a-Modèle de Horton (1945)
b-Headward Growth Model (Schumm, 1956; Howard, 1971)
c-Modèle de Glock (1931)

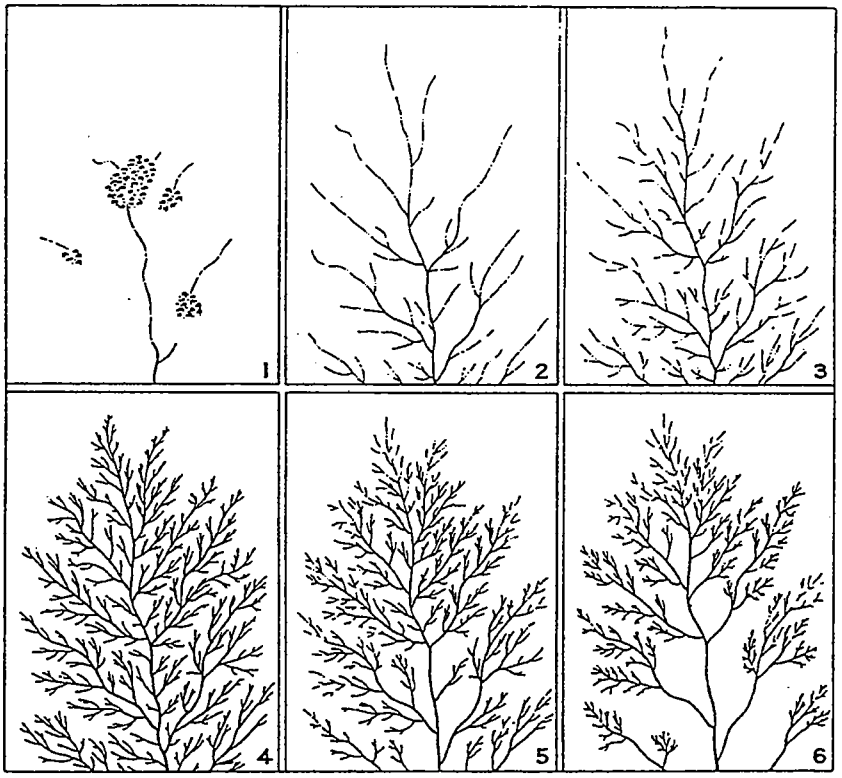


FIGURE 2.6. Drainage network from initiation (1) through extension (2) and (3), to maximum extension (4), followed by reduction (5) and (6) (from Glock, 1931).

Figure I.21 Modèle de croissance des réseaux de drainage de Glock (1931) (in Schumm et al. 1987).
Voir texte pour les commentaires.

Parmis tous ces modèles, seul celui de Horton (1945) considère la croissance des réseaux en terme de processus d'érosion, le ruissellement en l'occurrence. Cependant, sur le terrain, Dunne (1980) a observé que le ruissellement ne conduisait que rarement à la formation de structures chenalisées permanentes. Il en conclut que ce mécanisme ne peut pas être responsable de la formation des réseaux de drainage à l'échelle régionale.

Dunne (1980) propose un modèle de croissance des réseaux lié à la nappe phréatique : figure I.22a. L'érosion s'initie dans les zones d'émergence de la nappe; elle est facilitée par la diminution de la résistance du matériel du fait de l'altération chimique dans les zones de circulation d'eau. La création d'une petite incision entraîne une modification des écoulements et une concentration des flux d'eau issus de la nappe au niveau de ces structures. Il en résulte une érosion plus importante, responsable d'une extension de l'incision d'aval en amont tant que l'apport en eau est suffisant. La formation de nouveaux drains (fig I.22), initiés sur les premières structures, aboutit ainsi à la formation d'un réseau hydrographique. Dans ce modèle, la concentration des flux d'eau dans des zones de discontinuités ayant des perméabilités importantes (joints, failles) permet d'expliquer pourquoi certains réseaux sont adaptés à la structure du substrat. Finalement, ce modèle correspond à une croissance par extension et bifurcation des ordres 1, telle que décrite par Schumm (1956) et Howard (1971a).

Les modes de croissance décrits par Schumm (1956) et Howard (1971a) et par Glock (1931) ont été reconnus lors des modélisations analogiques (Schumm *et al.*, 1987). Les expériences représentées sur la figure I.23 illustrent respectivement une croissance par propagation des têtes de réseau d'aval en amont (croissance par expansion : expérience 1) et selon le modèle de Glock (croissance par extension : expérience 2). Ces expériences montrent que la croissance aval-amont a lieu quand il existe une forte chute du niveau de base à la limite du modèle. Ce mode de croissance est également reproduit numériquement selon des principes d'agrégation à partir d'une condition aux limites jouant le rôle d'une chute du niveau de base (Strark, 1991; Masek et Turcotte, 1993). Par contre, la croissance selon le modèle de Glock est reproduite analogiquement sur une surface inclinée sans chute du niveau de base. Dans ce dernier cas (fig. I. 24), l'évolution de la densité de drainage au cours du temps permet de mettre en évidence les différentes phases de croissance décrites par Glock (1931) à partir de cas naturels.

Les expériences analogiques montrent que la pente initiale de la surface joue un rôle important dans la croissance des réseaux : à pente croissante, la densité de drainage du réseau augmente (Mosley, 1972 in Schumm *et al.*, 1987) et l' angle de jonction entre drains diminue (Phillips et Schumm, 1987). Il se forme ainsi des réseaux dendritiques ou des réseaux parallèles selon que la pente initiale du modèle est respectivement faible ou forte.

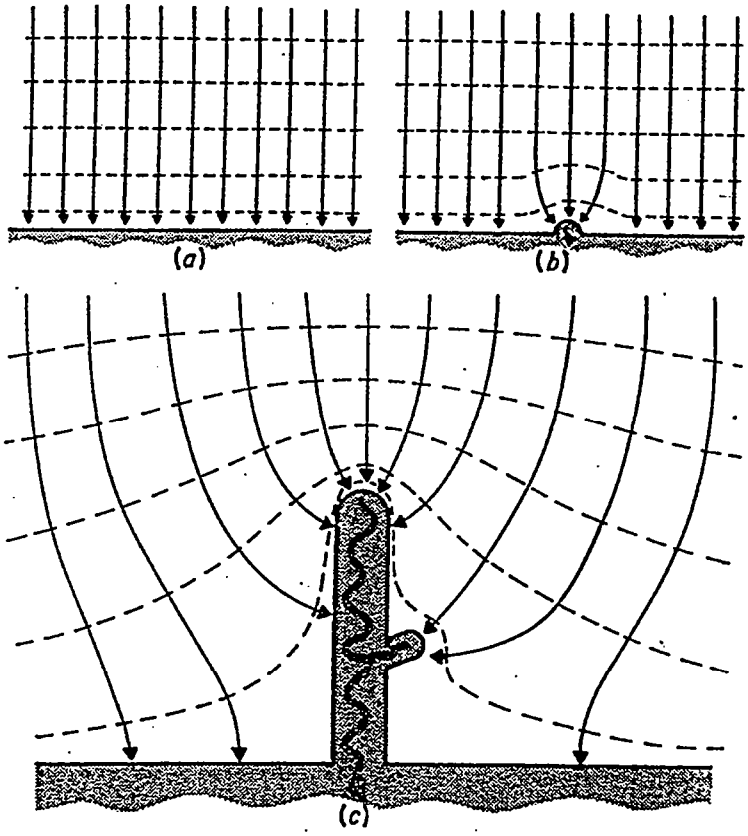


Figure 5 Plan view of a groundwater flow net during extension of spring heads to form a drainage network. Solid arrows are flow lines, dashes indicate equipotential lines. a) groundwater flows towards the land margin; b) convergence of groundwater flow at the head of an embayment produced by a small piping failure or by an initial irregularity in the land margin; c) increased convergence of flow lines around a spring head that has retreated headward from the land margin extending a valley. A second piping failure has occurred on one side of the valley and is distorting the flow field in that region. *After Dunne (1969)*

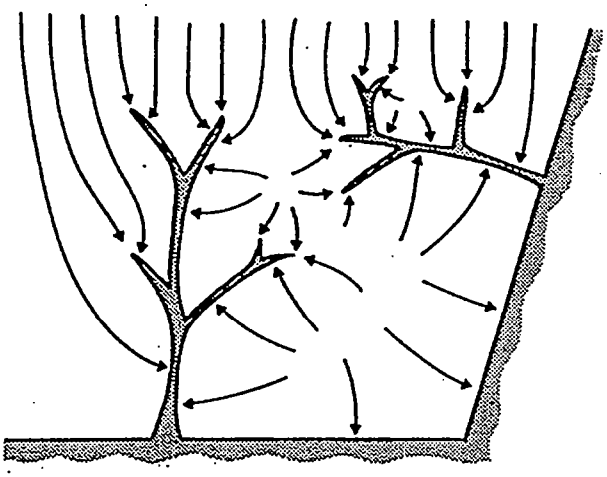


Figure 7 A network of valleys developed by headward spring sapping. Flow lines (arrows) concentrate on the heads of valleys. The pattern stabilizes when the declining drainage area of each spring head is no longer large enough to yield enough groundwater to cause piping in the weathered bedrock. *After Dunne (1969)*

Figure I.22 Modèle de croissance des réseaux de drainage de Dunne (1980). En (a), modification des lignes de flux de la nappe phréatique liées à la formation d'une petite incision. En (b), bifurcation des incisions et ramification.

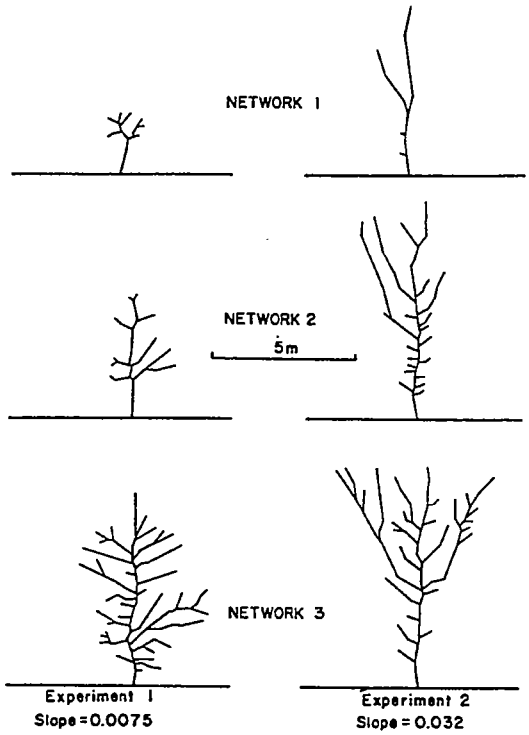


Figure I.23 Croissance des réseaux de drainage en modélisation analogique. D'après Parker (1977) in Schumm et al. (1987). Voir texte.

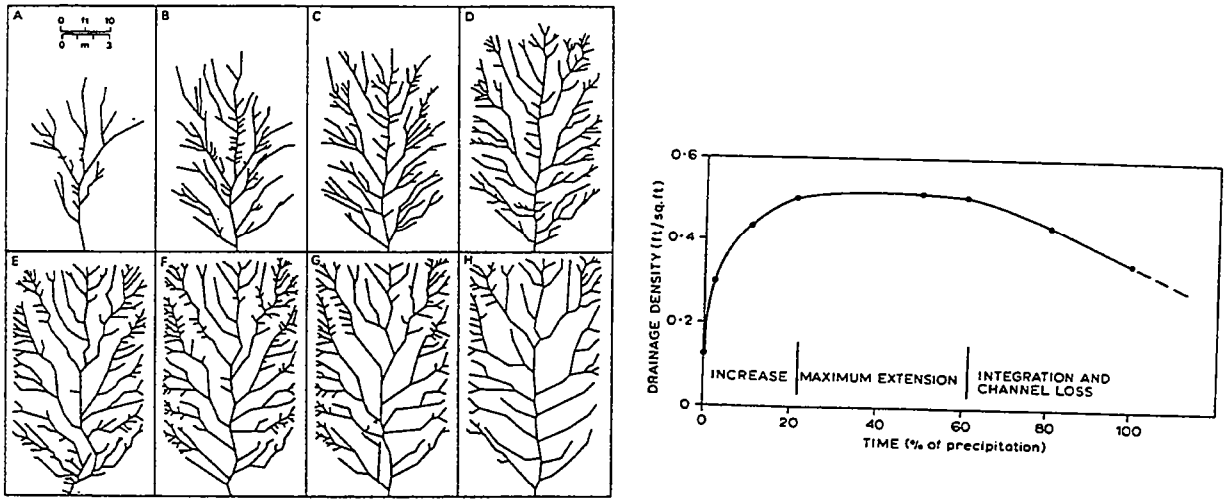


Figure I.24 Croissance des réseaux de drainage selon le modèle de Glock en modélisation analogique (comparer avec la figure I.21) et variations au cours du temps de la densité de drainage. D'après Parker (1977) in Schumm et al. (1987).

Suite à la phase de croissance du réseau de drainage, des modifications de celui-ci peuvent se produire. Pour Howard (1990), quatre processus importants peuvent modifier la structure planimétrique d'un réseau :

- le développement de nouveaux drains,
- le changement de la taille du bassin versant par migration des lignes de crète,
- la migration des vallées et l'optimisation des angles de confluence, principalement quand le relief est faible,
- les captures.

Les captures correspondent à la diversion d'un drain quand il est recoupé par un autre cours d'eau (fig. I.25). Un exemple classique est la capture de la Haute-Moselle par la Meurthe (Derruau, 1996). Les captures peuvent être particulièrement importantes car il peut en résulter des modifications drastiques de la géométrie des réseaux entraînant une réorganisation complète des écoulements (Howard, 1971b). C'est le cas par exemple des captures de drainages internes (systèmes de drainage se jetant dans des lacs par exemple) telles que celles qui ont été mises en évidence lors de modélisations numériques (Crave, 1995) : figure I.26. Un tel mécanisme de captures de systèmes de drainages internes a ainsi été proposé pour décrire l'évolution géomorphologique post-Miocène du continent africain (Summefield, 1991a).

En conclusion, la phase de croissance des réseaux de drainage est relativement importante dans l'évolution morphologique puisque leur organisation va contrôler la distribution des variabilités spatiales d'érosion. Si la reconnaissance des phénomènes de captures permet d'avoir accès à certaines étapes de la phase de croissance, ce sont des phénomènes ponctuels qui peuvent être propres à la dynamique du réseau (Howard, 1971). Ainsi, mis à part les effets de pente régionale, relativement peu d'informations peuvent être extraits de la phase de croissance pour caractériser le contexte tectonique et/ou eustatique responsable de cette première étape de la morphogenèse.

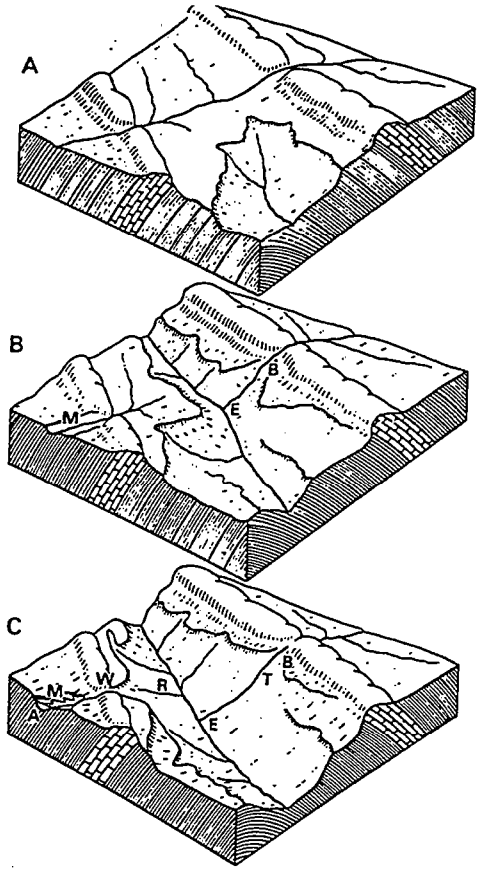


Figure 2.3 Three successive stages of stream piracy resulting from a stream at a lower elevation cutting back and beheading a stream flowing at a higher level; see text, for description. *Source:* Jenkins, California Division of Mines Bull. 135, 1964, p. 135.

Figure I.25 Exemple de capture par érosion régressive (in Summefield, 1984).

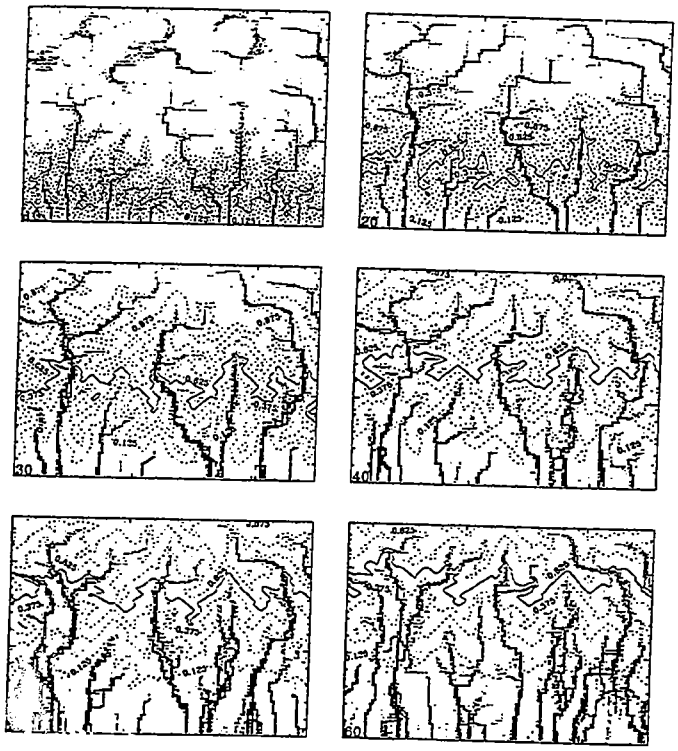


Figure I.26 Modélisation numérique d'érosion d'un plateau (Crave, 1995). Noter la formation de lacs au début de l'évolution du système (schéma en haut à gauche) et leur capture ultérieure par le réseau de drainage.

2.3.2-Variations du niveau de base et réseaux de drainage : l'apport des profils longitudinaux

Après la phase de croissance, l'évolution des réseaux de drainage se fait principalement selon la dimension verticale en fonction de la position du niveau de base. Si le niveau de base reste fixe, les profils longitudinaux vont tendre vers une configuration d'équilibre que Mackin (1948) définit comme une situation pendant laquelle un système de drainage n'est en moyenne ni en érosion ni en dépôt. Le système est donc principalement en transit et en chaque point, la pente du réseau est ajustée pour que le système ait juste la capacité à transporter la quantité de matière disponible (Mackin, 1948). Un tel système est alors caractérisé par des profils longitudinaux concaves (Hack, 1957, 1973). Une variation du niveau de base va entraîner un déséquilibre du réseau de drainage. Celui-ci va alors évoluer pour retrouver une nouvelle situation d'équilibre, principalement en ajustant la pente de ses profils longitudinaux. Les réseaux de drainage, par le biais de leurs profils longitudinaux, sont donc des objets très intéressants pour étudier la déformation de la lithosphère via le niveau de base. La question fondamentale qui en découle est de savoir comment les variations du niveau de base vont se propager dans le réseau de drainage.

Les réseaux de drainage sont des systèmes dans lesquels il existe une forte variabilité de flux d'eau et donc de vitesses d'érosion selon les ordres de drainage. A ces différences de vitesses, il faut également rajouter les variabilités de nature du substratum : la cinétique de l'érosion est différente selon que l'écoulement se produit sur des alluvions ou bien sur un substrat rocheux (Howard et Kirkby, 1983; Seidl et Dietrich, 1992; Howard *et al.*, 1994), mais également selon la nature des roches constituant ce substrat (Hack, 1973; Holland et Pickup, 1976; Selby, 1980; Miller, 1991). L'ensemble de ces facteurs fait qu'il n'existe pas de réponses simples à une variation du niveau de base.

Un réseau hydrographique s'adapte à une variation du niveau de base en réajustant la pente de ses profils longitudinaux par rapport à cette nouvelle condition aux limites. Ceci s'effectue par de l'incision et/ou de la sédimentation mais également par un changement de mode d'écoulement quand il s'agit d'un système alluvial (Schumm, 1993). En effet, dans ce dernier cas, si on distingue le gradient de la vallée et le gradient du chenal alluvial, le système alluvial peut répondre à une augmentation de la pente de la vallée en augmentant sa sinuosité et en diminuant ainsi sa pente d'écoulement. Les modélisations analogiques de Schumm et Khan (1971) ont ainsi montré qu'en augmentant la pente, un système droit évolue en système à méandre puis en système en tresse (fig. I.27). Par contre, un système en tresse ne peut répondre à une augmentation de pente que par de l'incision. A l'opposé, une diminution de la pente de la vallée peut être accommodée par une diminution de la sinuosité du système alluvial. On trouvera dans les publications de Ouchi (1985), Schumm (1986) et Schumm *et al.* (1987), la présentation des modélisations analogiques concernant l'influence de la pente et de la tectonique sur les systèmes

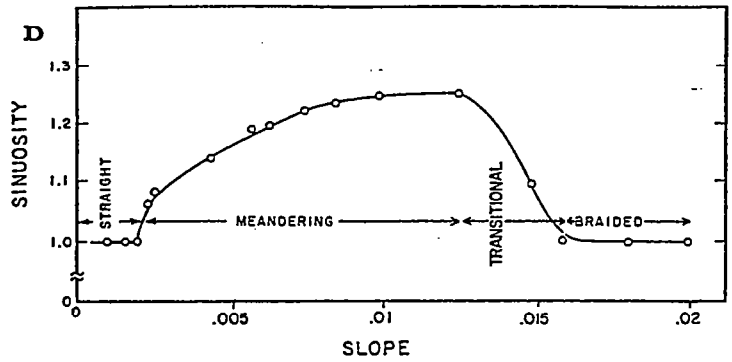


FIGURE 5.33. Effect of valley slope on channel geometry: (*A*) width–depth ratio, (*B*) depth, (*C*) width, and (*D*) sinuosity (from Schumm and Khan, 1971).

Figure I.27 Effet de la pente sur la sinuosité des systèmes alluviaux, déterminé à partir des modélisations analogique. D'après Schumm et Khan (1971).

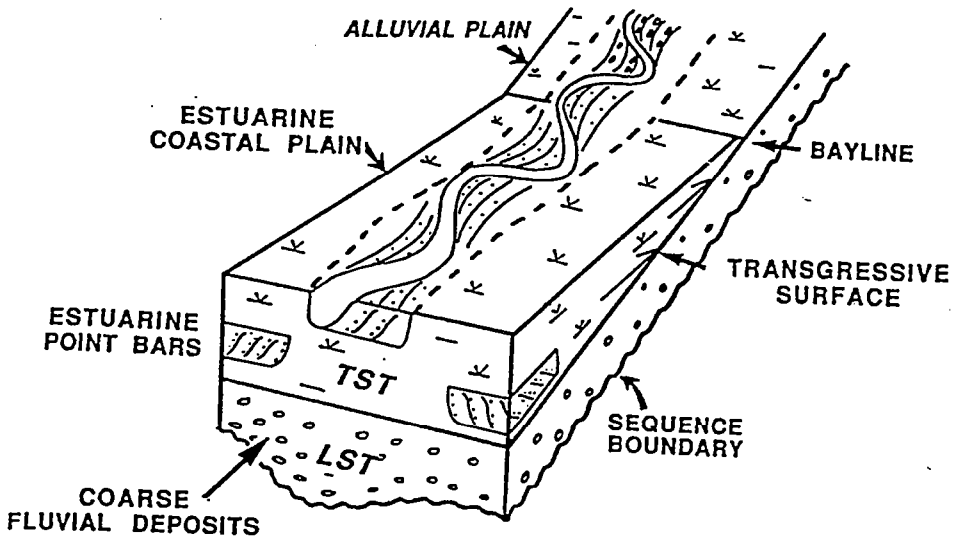


Figure I.28 Effets d'une montée du niveau de base sur les systèmes sédimentaires fluviatiles (Posamentier et Allen, 1993). Noter l'onlap des sédiments estuairiens sur les sédiments fluviatiles antérieurs (transgressive surface; TST : Trasgressive System Trac; LST : Low Stand System Trac.

alluviaux. Des applications à des fins néotectoniques sur des cas naturels pris aux Etats-Unis ont été publiées par Adams (1980), Burnett et Schumm (1983) et Schumm (1986).

Le mode de réponse du réseau de drainage dépend de la magnitude, de la vitesse, de la durée et du sens de la variation du niveau de base (Schumm, 1993).

❍ Quand le niveau de base monte, la réponse est relativement simple : soit cette variation est accommodée par une diminution de la sinuosité de la partie alluviale du profil, soit le système sédimente. Dans ce dernier cas, il y a dépôt de séries transgressives; il en résulte une géométrie en onlap des corps sédimentaires sur les profils longitudinaux antérieurs : figure I.28 (Transgressive System Tract : Allen et Posamentier, 1993).

❍ Quand le niveau de base chute, soit la partie alluviale du profil augmente sa sinuosité (Schumm, 1993), soit le système rééquilibre ses profils longitudinaux en érodant. Dans ce dernier cas, trois modes de réponse différents peuvent être envisagés et ont été définis ici (fig. I.29) :

(1) quand le niveau de base chute, le réseau de drainage peut répondre par une **adaptation homogène** (fig. I.29a). Dans ce cas, les profils longitudinaux conservent leur forme, quelque soit l'endroit ou l'on se situe dans le réseau. Ceci implique qu'en chaque point du réseau hydrographique, la vitesse d'érosion est nettement supérieure à la vitesse de chute du niveau de base. Ce mode de réponse a été obtenu par Begin (1979, in Schumm *et al.*, 1987) à partir de modélisations analogiques de systèmes entièrement alluviaux, sans bedrock. On note ainsi sur ces expériences des profils initiaux et terminaux parallèles (fig I. 30), bien que les stades intermédiaires ne montrent pas une adaptation homogène. Ce mode d'adaptation concerne donc les systèmes qui possèdent un temps de relaxation très court. A notre connaissance, c'est une situation qui n'a jamais été parfaitement documentée à l'heure actuelle à partir de cas naturels (au problème des corrélations de terrasses près, cf. infra).

(2) quand le niveau de base chute, le réseau de drainage peut répondre par une **adaptation hétérogène** (fig. I.29b), c'est à dire que le degré d'adaptation à la chute du niveau de base va être différents selon l'ordre des drains considères. Dans ces systèmes, les flux d'eau dans les ordres de drainage les plus faibles sont insuffisants pour que les vitesses d'érosion soient au moins égales à la vitesse de chute du niveau de base. Ces drains vont donc voir la pente de leurs profils longitudinaux augmenter. Ce mode de réponse a été observé sur des modélisation numériques d'évolution de profils de systèmes alluviaux, basées sur les équations de continuité (Bonneau et Snow, 1992). De même, Hamblin *et al.* (1981) et Merrits et

Vincent (1989) ont décrit de telles évolutions sur des cas naturels. Ainsi, en Californie (Merrits et Vincent, 1989), la pente des drains d'ordre 1 et 2 varie systématiquement avec les vitesses de surrection : plus ces vitesses sont élevées et plus les gradients de ces drains sont importants (fig.I.31a). A partir des ordres 3, tous les drains ont des pentes similaires, quelquesoit leur localisation. Il en résulte donc un schéma général qui met en jeu une augmentation de la pente des parties amonts des profils quand la vitesse de chute du niveau de base augmente (fig.I.31b).

(3) quand le niveau de base chute, le réseau de drainage peut répondre par une **adaptation discontinue** (fig. I.29c) : seule la partie avale du système s'adapte à la chute du niveau de base; elle est séparée de la partie amont, non adaptée, par un segment de fort gradient qui représente une rupture de pente dans le profil.

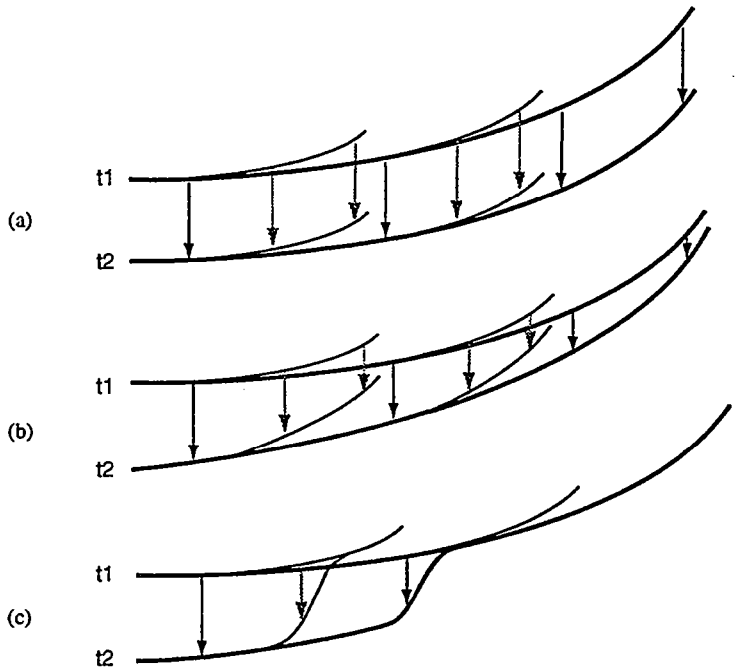


Figure 1.29 Différents modes d'évolution envisageables des profils longitudinaux suite à une chute du niveau de base : (a) adaptation homogène; (b) adaptation hétérogène et (c) adaptation discontinue.

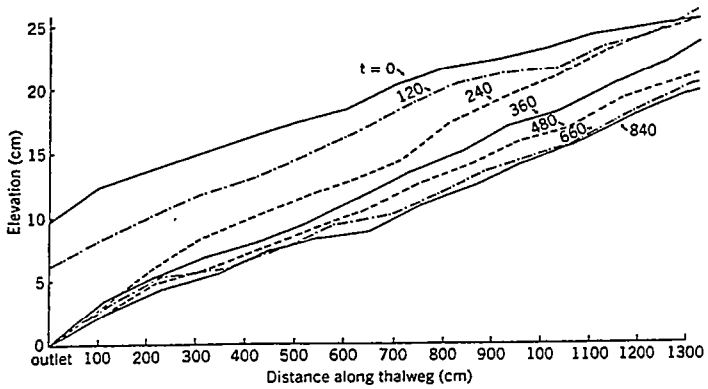


FIGURE 6.11. Profile development during runs 3A and 4. Baselevel was lowered twice, at $t = 0$ and at $t = 120$ min. Numbers denote run time in minutes (from Begin, 1979).

Figure I.30 Evolution homogène d'un profil longitudinal. D'après les modélisations analogiques de Begin (1979; in Schumm et al., 1987).

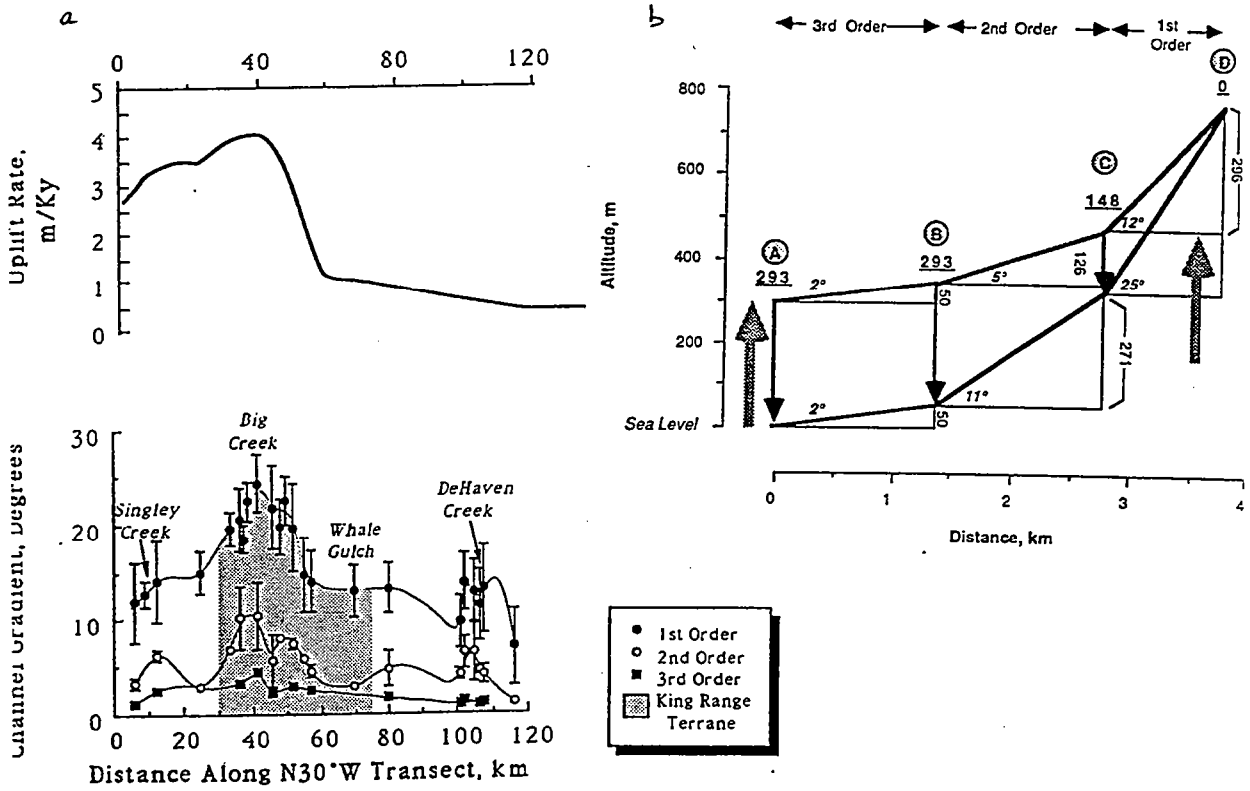


Figure I.31
(a) Relation entre les vitesses de surrection et la pente des ordres de drainage au niveau du point triple de Mendocino.
(b) Modèle d'évolution de profil correspondant : dans les régions de surrection les plus élevées, les rivières de plus faible ordre ont des pentes plus fortes car elles n'ont pas la capacité à maintenir leur profil d'équilibre (noter la faible taille du système considéré). D'après Merrits et Vincent (1989).

Les ruptures de pente des profils longitudinaux

Dans les profils longitudinaux, la présence de ruptures de pente n'est pas obligatoirement significatif d'une évolution dicntinue en réponse à une chute du niveau de base. Elles peuvent avoir plusieurs origines et être dues :

(1) à une variation de lithologie (Hack, 1973; Holland et Pickup, 1976; Miller, 1991),

(2) à la présence d'un escarpement de faille ou plus généralement d'une zone de déformation active (Reed, 1981; Seeber et Gornitz, 1983),

(3) à une augmentation de la capacité érosive à la jonction des affluents (Seidl et Dietrich, 1992),

(4) à un changement de granulométrie d'un lit alluvial (Howard *et al.*, 1994),

(5) à un déséquilibre érosif témoignant d' une chute du niveau de base (Hack, 1973; Gardner, 1983; Schumm *et al.*, 1987; Seidl et Dietrich, 1992; Goldrick et Bishop, 1993).

Selon les auteurs, différents modes d'évolution des ruptures de pente postérieurement à leur formation ont été proposés. A partir de modélisations analogiques, Gardner (1983) considère que les ruptures de pente disparaissent *in situ* par le jeu combiné de l'érosion à l'amont de ces structures et de la sédimentation en aval (fig. I.32). Au contraire, Begin (1979, in Schumm *et al.*, 1987), toujours à partir de modélisations analogiques, a montré qu'une rupture de pente initiée à l'aval pouvait migrer le long du profil vers l'amont tout en conservant leur forme[1] (fig. I.33). Ceci a également été observé dans les modélisations analogiques de Parker (1977, in Schumm *et al.*, 1987) à l'échelle du bassin versant (fig I.34). Il a ainsi été montré que la rupture de pente initiée à l'aval se propage dans tout le réseau, à une vitesse qui dépend de l'ordre des drains et de l'aire drainée (fig I.34 c, d). Ce mode de réponse a également été observé sur des cas naturels (Schumm *et al.*, 1987; Seidl et Dietrich, 1992; Young et McDougall, 1993). Young et McDougall (1993) on ainsi caractérisé une rupture de pente de 250 m de haut qui a migré de 15 Km en 20 Ma. Il existe ainsi de très nombreux arguments pour affirmer que l'adaptation des profils longitudinaux par migration de ruptures de pente est un processus réaliste (Howard *et al.*, 1994).

[1] les différences d'adaptation observées par Begin (1979) entre les profils des figures I.30 et I. 33 sont dues à l'utilisation de matériaux différents pendant les modélisations analogiques

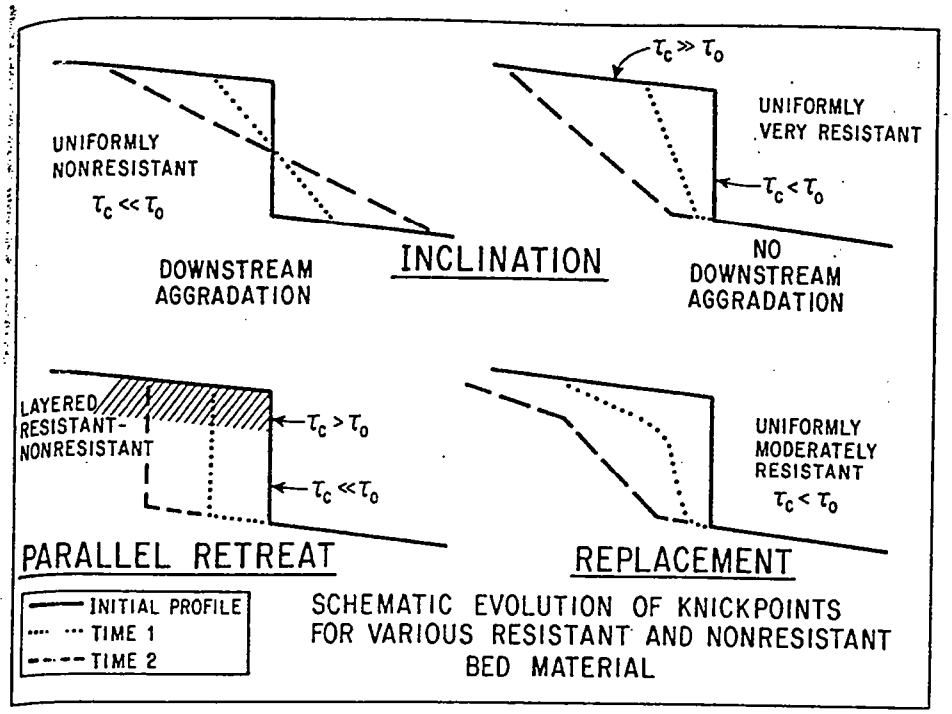


Figure 13. Models of knickpoint evolution for various types of bed material. τ_c is critical bottom shear stress needed to initiate erosion. τ_0 is actual bottom shear stress.

Figure I.32 Différents modes d'évolution des ruptures de pente des profils longitudinaux. D'après les modélisations analogiques de Gardner (1983).

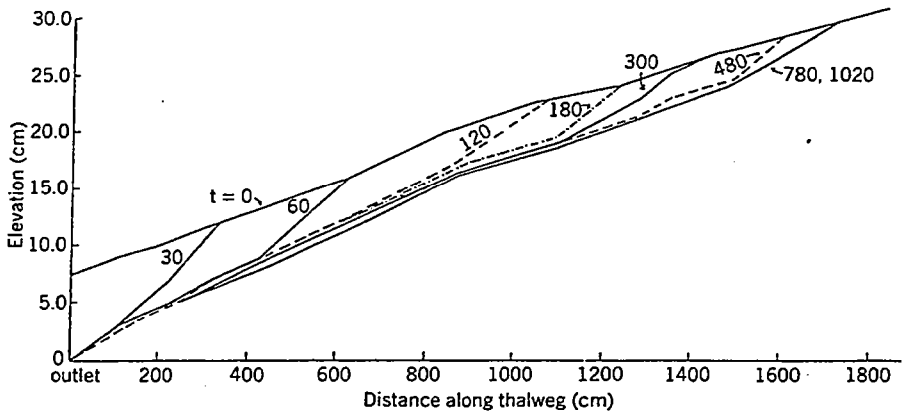


FIGURE 6.13. Profile development, run 11. Numbers denote time in minutes (from Begin, 1979).

Figure I.33 Evolution d'un profil longitudinal par recul d'une rupture de pente. D'après les modélisations analogiques de Begin (1979; in Schumm et al., 1987).

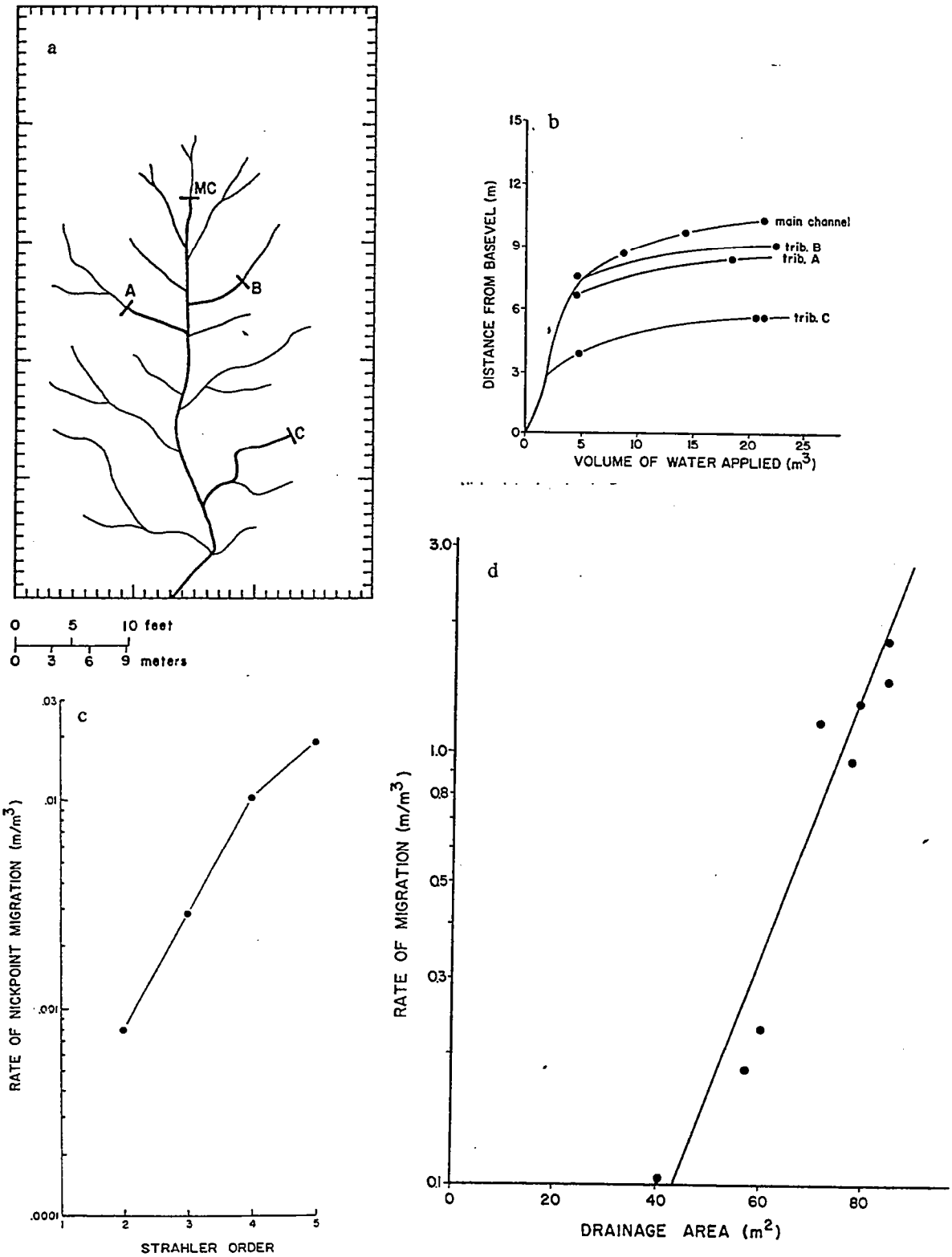


Figure I.34 Evolution des ruptures de pente à l'échelle du bassin versant dans les modélisations analogique de Parker (1977; in Schumm et al., 1987). En (a), réseau de drainage obtenu pendant la modélisation et localisation des affluents étudiés; (b) migration des ruptures au cours du temps, exprimé en volume d'eau évacué du système. (c)vitesse de migration des ruptures de pente en fonction des ordres de drainage (d) vitesse de migration en fonction de l'aire drainée.

L'adaptation des profils longitudinaux à une variation du niveau de base n'est donc pas univoque. Lors d'une chute du niveau de base, le système va répondre globalement par de l'érosion mais toute les modélisations analogiques effectuées à l'Université du Colorado par l'équipe de Stanley Schumm montrent que dans le détail, les adaptations s'effectuent par des alternances de périodes d'incision et de dépôts, décorrèlées dans le temps à l'échelle du profil longitudinal et du bassin versant (Schumm *et al.*, 1987). Ceci sera illustré dans le prochain paragraphe, traitant des terrasses. Par ailleurs, mis à part la nature du substratum, la magnitude, la durée et la vitesse de la variation du niveau de base sont également de première importance (Schumm, 1993). C'est le cas par exemple des variations du niveau de base à haute fréquence induites par les variations glacio-eustatiques, spécialement au Quaternaire. Ces variations correspondent à des chutes de forte amplitude et de faible durée. Certaines études actuelles tendent à montrer que les systèmes géomorphologiques répondent très peu à ces variations. Des adaptations sont généralement observées dans la partie aval des réseaux, là ou il existe une plaine alluviale. Par contre, dans les zones amont, il n'existe peu voire pas de réponse (Schumm, 1993; Blum et Salvatore Valastro, 1994; Leigh et Feeney, 1995). Ainsi comme le notent Howard *et al.*, (1994) : *exposure of resistant bedrock isolates headwater areas from short-term effects of base-level fluctuations*. Ceci est à mettre en relation avec les différences de cinétique d'adaptation selon le type de substrat, avec les variabilités spatiales d'hydrodynamique au sein du réseau de drainage, et avec les changements de climat et de végétation qui ont accompagné les variations glacio-eustatiques du Quaternaire.

A l'opposé, dans des domaines de tectonique active, certaines études récentes montrent que les vitesses d'incision dans le bedrock déterminées à partir des datations de terrasses sont du même ordre de grandeur que les vitesses de surrection (Bull, 1990; Merrits *et al.*, 1994; Burbank *et al.*, 1996). Sur le long terme, il est ainsi proposé que ce sont les taux de surrection qui contrôlent les vitesses d'incision. Il s'établirait ainsi un équilibre entre surrection et érosion dans les réseaux de drainage.

Bien que les profils longitudinaux soient des objets idéaux pour étudier les interactions tectonique/relief, leur utilisation est rendue difficile du fait de notre méconnaissance actuelle des échelles de temps et d'espace de fonctionnement de ces systèmes. Les terrasses, puisqu'elles constituent des reliques de paléo-profils, sont des objets qui contiennent un potentiel d'informations fondamental dans ce type d'étude. En théorie, la détermination de leur répartition géométrique à un instant donné constitue ainsi une façon de caractériser le mode d'adaptation des profils longitudinaux et donc d'avoir accès aux échelles d'espace d'adaptation de ces systèmes. Par ailleurs, l'étude de leur développement chronologique constitue une voix potentielle de détermination des échelles de temps d'adaptation des réseaux de drainage vis à vis des variations du niveau de base.

2.3.3-Variations du niveau de base et réseaux de drainage : l'apport des terrasses

Selon le type de terrasse considéré, plusieurs causes peuvent être envisagées pour expliquer leur formation. La présence de terrasses étagées (strath terraces) indique clairement qu'il y a eu incision du socle. Il est de plus en plus couramment admis qu'elles puissent être directement interprétables en terme de chute du niveau de base (Bull, 1991). La géométrie d'un tel système de terrasses dépend de la vitesse de chute du niveau de base mais également de la possibilité d'érosion latérale du réseau de drainage (Yoxall, 1969; Merrits *et al.*, 1994). En effet, la formation et la conservation d'une terrasse implique que l'écoulement puisse divaguer dans la vallée. La qualité de l'enregistrement du temps sous forme de terrasses étagées dépend donc du rapport entre migration latérale et incision verticale. Ce rapport est fortement conditionné par la taille du système considéré et en particulier par l'aire drainée amont : plus l'aire drainée augmente et plus la possibilité de migration latérale augmente. Il ne se forme donc des terrasses morphologiques qu'au delà une certaine aire drainée critique (voir la discussion de Merrits *et al.*, 1994). Exceptionnellement (Seidl et Dietrich, 1992), de telles terrasses ont pu être mises en relation avec des ruptures de pentes dans les profils : figure I.35.

En ce qui concerne les terrasses alluviales, leur interprétation est plus difficile car leur origine peut être attribuée aussi bien à des facteurs allocycliques (les variations climatiques et les variations du niveau de base) qu'à des facteurs autocycliques (les variations d'hydrodynamique): Bull (1991). Les modélisations analogiques d'adaptation de bassin versant à une chute du niveau de base (Schumm et Parker, 1973; Schumm *et al.*, 1987) fournissent d'excellentes illustrations des étapes d'incision et de sédimentation le long d'un profil et de la complexité géométrique des terrasses alluviales qui en résultent : figure I.36. Cet exemple montre (1) qu'en un point, il peut se former plusieurs terrasses alluviales lors d'une seule chute du niveau de base et (2) que les étapes de sédimentation et d'incision ne sont pas obligatoirement synchrones le long des profils longitudinaux. Ce comportement a été appelé "réponse complexe" par Schumm et Parker (1973).

En conclusion, bien que les terrasses soient potentiellement riches d'informations pour étudier l'adaptation des profils longitudinaux, elles sont actuellement sous-exploitées du fait de leur complexité géométrique, aussi bien dans la dimension horizontale (l'espace) que dans la dimension verticale (le temps). Les corrélations entre terrasses constituent ainsi une des difficultés majeure rencontrée dans les travaux concernant ces objets. En tout état de cause, il apparaît que les corrélations basées sur l'altitude des terrasses par rapport aux thalwegs actuels doivent être abandonnées car elles aboutissent à des géométries erronées (voir la discussion et la figure 9 de Merrits *et al.*, 1994). En effet, ce mode de corrélation suppose inconsciemment que les adaptations de profils se font uniquement de façon homogène. Les terrasses, quand leur âge est connu, permettent cependant de déterminer des vitesses d'incision (Hamblin *et al.*, 1981;

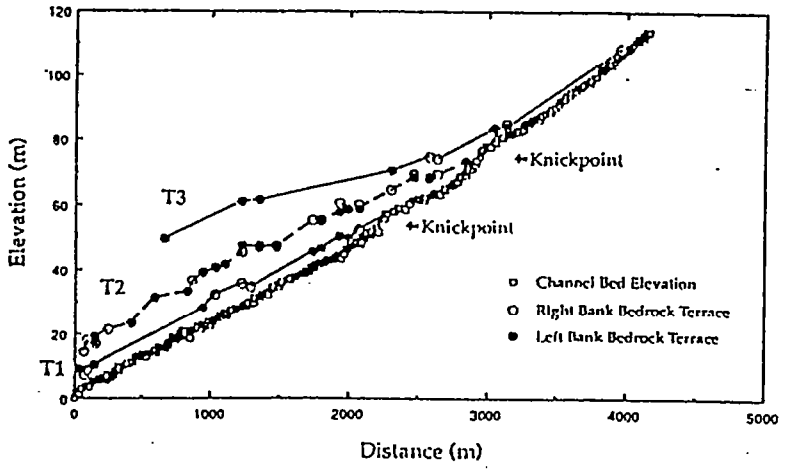


Fig. 10: Elder Creek surveyed longitudinal profile and bedrock terrace elevations. 0 meters distance corresponds to the confluence of Elder and the South Fork of the Eel River. Terrace levels T1 and T2 end abruptly at channel knickpoint locations. Terrace level T3 terminates where the channel bed slope increases markedly. The lines connecting terrace locations are not perfectly straight because of the thin alluvial caps of 1-3 meters thickness on the straths.

Figure I.35 Corrélation entre des terrasses et des sections amont de ruptures de pente (d'après Seidl et Dietrich, 1992)

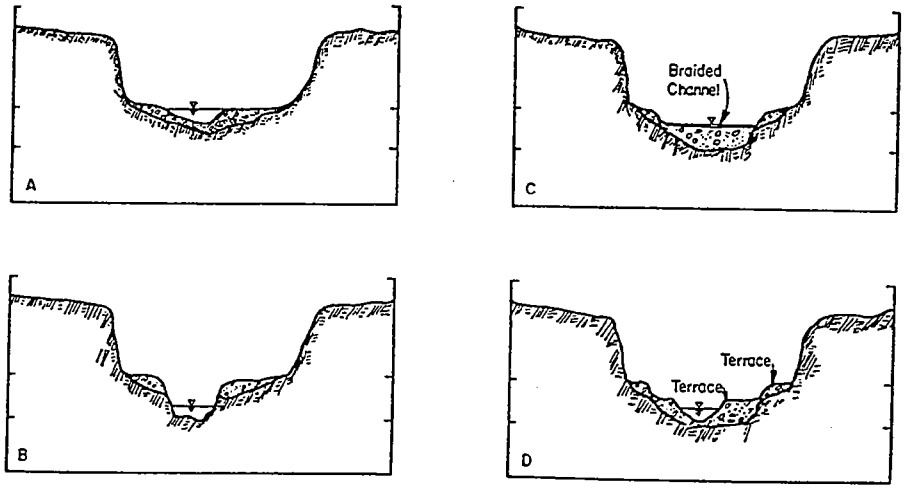


FIGURE 4.7. Diagrammatic cross sections of experimental channel 1.5 m from outlet of drainage system (baselevel) showing complex response of channel to a single lowering of baselevel (Schumm and Parker, 1973). (*A*) Valley and alluvium, which was deposited during previous run, before baselevel lowering. The channel flows on alluvium. (*B*) After baselevel lowering of 10 cm, the channel incises into alluvium and the bedrock floor of valley to form a terrace. Following incision, bank erosion widens the channel and partially destroys the terrace. (*C*) An inset alluvial fill is deposited as the sediment discharge from upstream increases. The channel with high width–depth ratio is braided and unstable. (*D*) A second terrace is formed as the channel incises slightly and assumes a low width–depth ratio in response to reduced sediment load. With time, channel migration will destroy part of the lower terrace and a floodplain will form at a lower level.

Figure I.36 Modélisation analogique de développement de terrasses lors d'une chute du niveau de base. Cette expérience montre qu'une seule chute du niveau de base peut provoquer la formation de plusieurs terrasses emboitées (cf. légende).

Rockwell *et al.*, 1984; Merrits *et al.*, 1994; Personius, 1995; Anderson *et al.*, 1996; Burbank *et al.*, 1996). De telles informations sont primordiales car elles constituent avec les techniques récentes de datation par les isotopes cosmogéniques (Bierman, 1994) une des rares source d'informations disponible concernant la cinétique des processus géomorphologiques pour des périodes de temps relativement longues. On peut toutefois noter que dans ce cas, c'est une vitesse minimale qui est mesurée puisque c'est le dépôt de la terrasse qui est datée et non pas sa formation, c'est à dire son incision.

2.3.4-Les modèles d'évolution du relief

Le premier modèle d'évolution du relief a été élaboré dès la fin du siècle dernier par Davis (1899). Ce modèle est connu sous le nom de théorie cyclique ou cycle d'érosion. Suite à un épisode de surrection, instantané à l'échelle de temps considérée, celui-ci considère un schéma évolutif d'une surface nouvellement exposée à l'érosion. Plusieurs étapes sont alors caractérisées : (fig. I. 37 et I. 38)

- stade jeune (A, B, C fig. I.37) : immédiatement après l'épisode de surrection, un réseau de drainage croit sur la surface puis l'incise. La topographie est alors caractérisée par un relief important et des vallées en forme de V. La pente des versants est contrôlée par l'angle de friction interne des matériaux. La fin du stade jeune est marquée par l'équilibration des profils longitudinaux du réseau de drainage et leur ajustement au niveau de base.

- stade mature (D, E fig. I.37) : après l'équilibration du réseau de drainage, le stade mature est dominé par l'érosion et l'équilibration des versants. Leurs pentes diminuent et le relief commence à décroître .Une partie des produits de cette érosion n'est pas évacuée du système et il se forme des plaines alluviales dans le réseau de drainage.

- stade vieux (F fig. I.37) : à la fin du cycle d'érosion, les versants et le réseau de drainage sont adaptés au niveau de base. Le relief est minimum et est caractérisé par une pénéplaine sur laquelle quelques petits reliefs résiduels peuvent subsister (monadocks).

A la suite de la formation d'une pénéplaine, une nouvelle surrection peut faire débuter un nouveau cycle d'érosion. De même, lors du déroulement d'un cycle, un nouvel épisode de surrection entraîne une réjuvénation du relief et la formation d'une topographie polycyclique. Davis (1899) considère que la formation d'une pénéplaine nécessite des durées de l'ordre de 20 à 200 Ma. Or, nous savons actuellement qu'il existe très peu de localités sur Terre qui sont restées stables sur des périodes de temps supérieures à 10 Ma (Summerfield, 1991). La

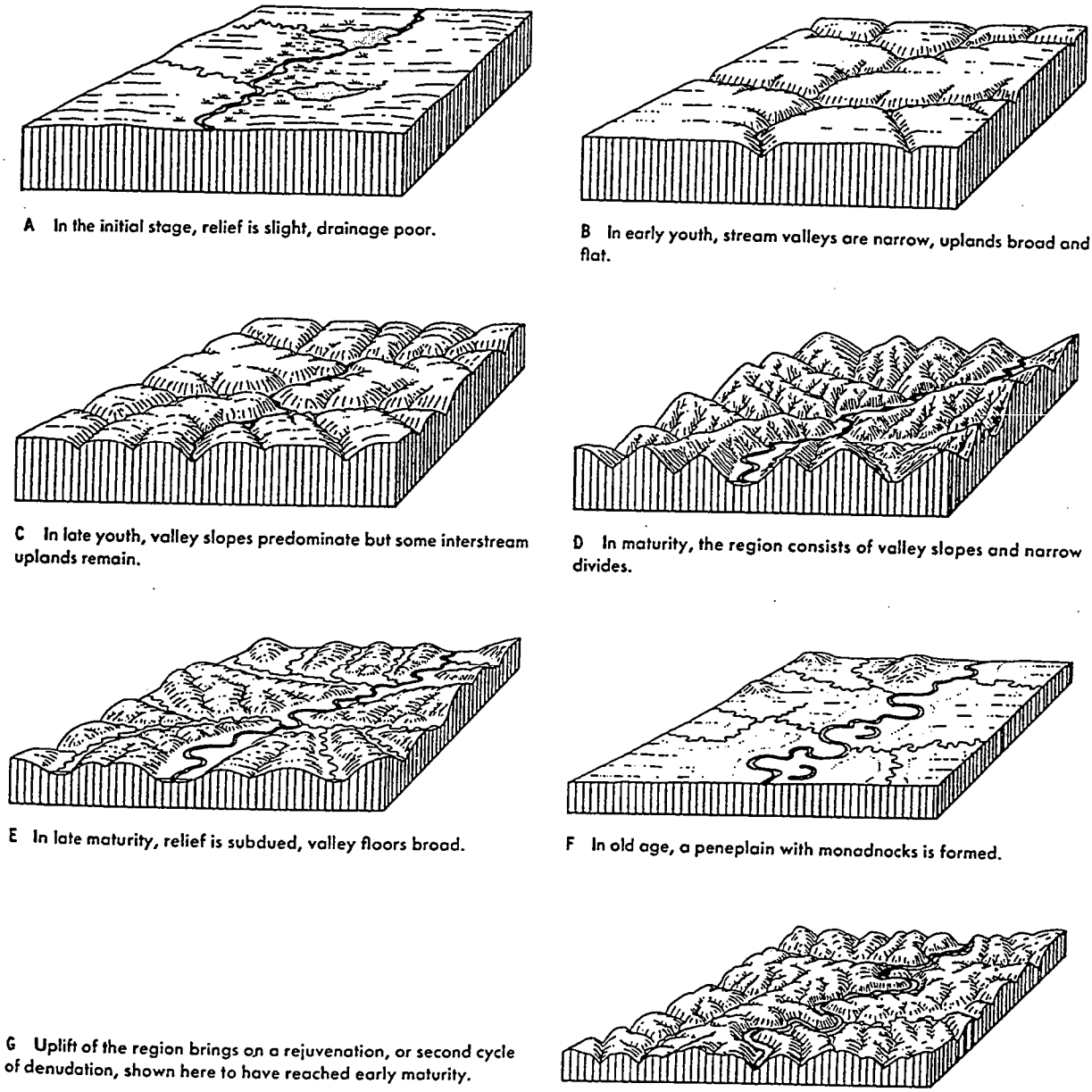


Figure 2.1 The cycle of erosion, proposed by W. M. Davis, drawn by E. Raisz.
Source: A. N. Strahler, *Introduction to Physical Geography*, 1965, figure 21.1, p. 304, copyright © John Wiley and Sons, by permission.

Figure I.37 Modèle d'évolution de la topographie de Davis (1899; in Chorley et al., 1984).

formation de pénéplaines est donc à considérer avec prudence et si cette évolution cyclique est correcte, il semble que la formation de topographies polycycliques soit plus réaliste.

Suite à la publication des travaux de Davis (1899), Penck (1924, 1953) a proposé un nouveau modèle d'évolution cyclique. La principale objection de Penck porte sur les modalités de la surrection. Alors que Davis considère une surrection instantanée, Penck envisage plutôt une surrection continue dans le temps, croissante puis décroissante. Pour des forts taux de surrection, les réseaux de drainage peuvent s'adapter mais pas les versants (phase de waxing); ces derniers sont alors convexes. Au contraire, pour des faibles taux de surrection les versants peuvent également s'adapter et ont alors une forme concave (phase de waning). Le résultat final de cette évolution est également représenté par une pénéplaine. Un troisième modèle a été proposé par King (1953) à partir d'études de terrain en Afrique du Sud. Comme Davis, il considère une surrection très courte dans le temps, mais une évolution morphologique qui s'effectue principalement par le recul parallèle d'un escarpement initié à la bordure du continent.

A l'opposé de ces théories cycliques, pour lesquelles la forme du relief évolue au cours du temps, Hack (1960) considère au contraire que quand les conditions externes ne varient pas (niveau de base, climat), les taux d'érosion sont constants sur l'ensemble de la topographie; c'est l'équilibre dynamique. Selon cette théorie, il existe donc des formes caractéristiques qui reflètent un équilibre vis à vis des conditions externes. Dans le cas idéal ou les vitesses de surrection et d'érosion sont égales, le relief et l'altitude moyenne de la topographie ne varient pas au cours du temps. C'est un état stationnaire, caractérisé par une topographie qui a une forme indépendante du temps.

Ces différents modèles correspondent à des visions très différentes des processus de surrection. Mais ces différentes conceptions ne sont pas contradictoires; elles correspondent fondamentalement à différentes échelles de temps d'adaptation des systèmes géomorphologiques vis à vis des processus de surrection (Kooi et Beaumont, 1996) :

O si les échelles de temps des processus d'érosion sont très courtes par rapport aux processus tectoniques, le relief s'adapte continuellement aux conditions de surrection et conserve une forme constante au cours du temps (fig. I.38). C'est une topographie en équilibre dynamique (Hack, 1960) qui conserve une forme caractéristique; les variations de conditions aux limites ne seront donc pas visibles dans un tel relief.

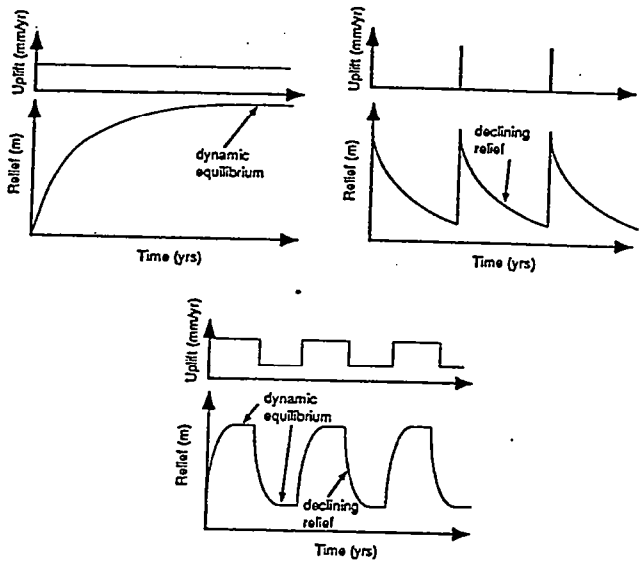


Figure 1. Schematic showing cycles of tectonic uplift and the response of the catchment relief, and the situations under which dynamic equilibrium and the declining characteristic form occur. (Top left) Constant tectonic uplift leading to dynamic equilibrium. (Top right) Cycles of event uplift leading to declining characteristic form. (Bottom) Time varying tectonic uplift potentially leading to periods of dynamic equilibrium separated by periods of declining characteristic form.

Figure I.38 ' Variations du relief (altitude maximale-altitude minimale) en fonction des conditions de surrection (d'après Willgoose, 1994).
Dans le premier cas (haut à gauche), un taux de surrection constant est appliqué; après une période initiale de croissance, le relief se stabilise autour d'une valeur constante. C'est une situation d'équilibre dynamique.
Dans le second cas (haut à droite), la surrection est brève et discontinue; cela se manifeste par une croissance rapide du relief après un épisode de surrection. Il entre ensuite dans une phase de décroissance.
Le dernier cas (bas) est un exemple d'évolution du relief controlée par l'alternances de périodes ou les taux de surrection sont alternativement élevés puis plus faibles.

O si les échelles de temps des processus d'érosion sont du même ordre de grandeur que celles des processus tectoniques, les éléments de la topographie (versants, réseaux) s'adaptent continuellement et sont donc en équilibre dynamique. Par contre, la forme de la topographie prise dans son ensemble évolue en fonction des conditions externes. Dans ce cas là, la forme de la topographie globale évolue continuellement au cours du temps et ne conserve pas de forme caractéristique. C'est une situation équivalente au modèle de Penck (1934, 1953).

O si les échelles de temps des processus d'érosion sont nettement inférieures à celles des processus tectoniques, le système est en déséquilibre quelquesoit l'échelle d'espace considérée. La topographie pourra s'équilibrer uniquement quand la surrection sera stoppée (fig. I.38). Le système sera alors en relaxation et son relief pourra alors décroître avec le temps. C'est typiquement le modèle proposé par Davis (1899).

L'ensemble de ces situations ont été modélisées numériquement par Kooi et Beaumont (1996) et partiellement par Willgoose *et al.* (1991) et Willgoose (1994). Cependant, ces différents types d'interactions, théoriques, manquent fondamentalement de comparaison avec l'évolution de systèmes naturels. Ceci reflète principalement les difficultés d'accès au temps et aux changements de forme qui existent en géomorphologie. La détermination des échelles de temps et dans une moindre mesure des échelles d'espace caractéristiques des systèmes géomorphologiques est un sujet d'étude fondamental qu'il est nécessaire de développer pour améliorer notre compréhension des interactions entre tectonique et topographie.

3-CONCLUSION

Un des objectifs principaux de ce travail est de mesurer les mouvements verticaux de la lithosphère à partir des formes du relief qu'ils engendrent. Ces formes résultent de l'adaptation des réseaux hydrographiques à la chute du niveau de base, la topographie ayant une forme incisée du fait d'une différence fondamentale de cinétique d'érosion entre les rivières et les versants. C'est ce contraste de vitesse qui est responsable de la formation des vallées; leur profondeur est donc à priori représentative de la quantité de chute du niveau de base responsable de l'incision. C'est un postulat de base que nous suivrons dans la suite de cette étude. A partir de ce principe, une déformation peut être mise en évidence à partir de variations spatiales de profondeur de vallées, c'est à dire de variations d'incision.

Cette synthèse a montré l'existence de fortes variabilités de capacités érosives, entre les versants et les réseaux, mais également au sein des réseaux eux-mêmes. C'est le résultat de la non-linérité des lois d'érosion. De ce fait, la simple mesure de la profondeur d'une vallée ne peut pas être immédiatement interprétée en terme de quantité de chute du niveau de base. Par exemple, on peut penser qu'il existe une variation de la profondeur des vallées le long d'une même rivière, simplement du fait que son profil longitudinal est concave. Par la suite, il sera donc nécessaire de tenir compte de ces effets de variabilités spatiales. La totalité de ce travail sera ainsi effectuée sur les unités géomorphologiques de base que sont les bassins versants et sur leurs éléments constitutifs. En effet, seule cette approche nous permettra d'effectuer des mesures susceptibles d'avoir une signification en terme de processus d'érosion.

La topographie que nous avons choisi d'étudier est celle du Massif Armoricain; une synthèse de son évolution géologique et géomorphologique va être présentée dans un premier temps.

CHAPITRE II

ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN DURANT LE MESO-CENOZOIQUE : IMPLICATIONS SUR LA FORMATION DU RELIEF

ÉTAT DES CONNAISSANCES ET DÉVELOPPEMENTS ACTUELS

CHAPITRE II

ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN DURANT LE MESO-CENOZOIQUE : IMPLICATIONS SUR LA FORMATION DU RELIEF

ÉTAT DES CONNAISSANCES ET DÉVELOPPEMENTS ACTUELS _____ 73

1-LES PRINCIPAUX TRAITS DU RELIEF ARMORICAIN _____ 77

1.1-Le relief à terre _____ 77

1.1.1-Le Plateau Ouest Armoricain _____ 82

1.1.2-La Dépression de Rennes _____ 85

1.1.3-Les bassins versants et les réseaux de drainage _____ 85

1.2-Le relief en mer _____ 94

1.2.1-Le relief de la Manche Occidentale / mer d'Iroise _____ 97

1.2.2-Le relief de la façade Atlantique _____ 98

1.3-Conclusion : le découplage entre les reliefs incisés et les surfaces d'aplanissement _____ 100

2-LA FORMATION DU RELIEF ARMORICAIN : ETUDES ANTERIEURES _____ 101

2.1-Les différents modèles d'évolution du relief du Massif Armoricain. _____ 101

2.1.1-L'évolution du relief selon Charles Barrois. _____ 101

2.1.2-L'évolution du relief selon Emmanuel De Martonne. _____ 103

2.1.3-Les apports de Musset (1928) et la reconnaissance des paléo-surfaces. _____ 105

2.2-L'établissement du réseau hydrographique. _____ 107

2.3-Conclusions _____ 109

3-EVOLUTION GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN _____ 111

3.1-Contexte géodynamique à l'échelle du domaine Nord-Ouest européen _____ 111

3.2-L'histoire armoricaine anté-Tortonienne _____ 118

3.2.1-Le Mésozoïque _____ 118

3.2.2-Le Paléogène _____ 119

3.3-Le Massif Armoricain au Mio-Pliocène : les sables rouges _____ 121

3.3.1-Le Pliocène armoricain et la formation des sables rouges _____ 123

3.3.2-Les environnements de dépôt des sables rouges : publication (in prep.) : *les sables pliocènes armoricains : un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias)-Conséquences stratigraphiques et géodynamiques.* _____ 123

3.3.3-Discussion : paléogéographie et paléotopographie Pliocène _____ 132

3.3.4-Conclusion _____ 133

3.4-Le Massif Armoricain durant le Pléistocène _____ 136

3.5-Discussion : âge du réseau de vallées armoricain _____ 137

4-SYNTHESE ET CONCLUSIONS _____ 140

CHAPITRE II
ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN DURANT LE MÉSO-CÉNOZOIQUE : IMPLICATIONS SUR LA FORMATION DU RELIEF

ÉTAT DES CONNAISSANCES ET DÉVELOPPEMENTS ACTUELS

Le Massif Armoricain est un socle cadomo-hercynien entouré par trois principaux bassins sédimentaires Mésozoique (fig. II.1) : le Bassin de Paris à l'est, le Bassin des Approches Occidentales de la Manche au nord-ouest et la marge Sud-Armoricaine au sud-est (Ziegler, 1987a). La ligne de cote actuelle ne correspond pas à ces unités géologiques; la limite ente le socle et la couverture Mésozoique est soit immergée (bassin des Approches Occidentales de la Manche et marge Sud-Armoricaine) soit émergée (Bassin de Paris).

Le relief actuel du Massif Armoricain est un relief en érosion (fig. II.2) : sa topographie est actuellement incisée par des rivières qui sont à l'origine de la formation de vallées creusées dans le socle. Il n'y existe aucune aire actuellement subsidente pouvant correspondre à un bassin sédimentaire actif. Au premier ordre, ceci indique que **le Massif Armoricain est soumis à une chute du niveau de base**, d'origine tectonique et/ou eustatique (cf. chap. I).

Dans le cadre de l'étude du relief armoricain, plusieurs questions importantes se posent que nous allons discuter dans ce chapitre :

- quel est l'âge de la topographie?, en d'autres termes, quel est l'âge du réseau hydrographique responsable du creusement des vallées ?

- comment la formation du relief actuel s'intègre t'elle dans une histoire géologique Tertiaire marquée par la convergence alpine ?

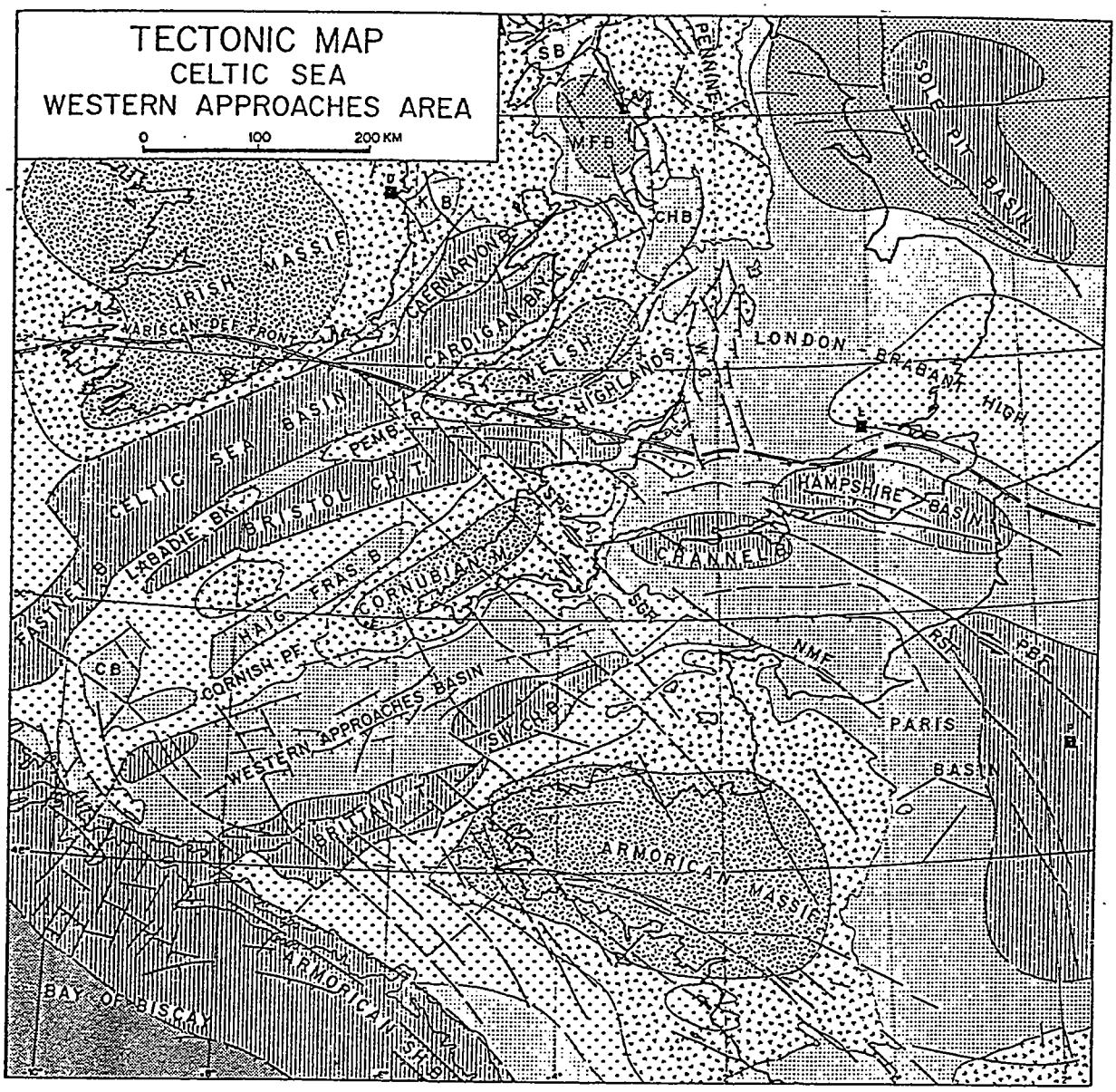


Figure II.1 Carte tectonique des Approches Occidentales de la Manche et de la Mer Celtique (d'après Ziegler, 1987a). Les bassins Méso-Cénozoiques péri-armoricains sont le bassin de Paris à l'est, le bassin des Approches Occidentales de la Manche au nord-ouest (Brittany T.) et la marge sud armoricaine au sud-ouest.

Pour tenter de répondre à ces questions, ce chapitre comprend trois parties principales : dans un premier temps, les principales caractéristiques du relief armoricain, à terre et en mer, vont être définies. La deuxième partie sera consacrée à un historique de l'évolution des idées sur la formation de ce relief, principalement à partir des travaux de Barrois (1897) - 100 ans ! - et de De Martonne (1906). Enfin, la troisième et dernière partie sera consacrée à une synthèse du contexte géodynamique Tertiaire et à l'exposé des connaissances et des développements actuels concernant son évolution durant cette période . Ceci conduira à une esquisse chronologique du développement du relief armoricain.

1-LES PRINCIPAUX TRAITS DU RELIEF ARMORICAIN

La topographie actuelle du Massif Armoricain prise au sens large, c'est à dire incluant aussi bien le relief à terre qu'en mer (fig. II.2 et II.12), montre deux grands types de forme : des régions extrêmement planes et à l'opposé des régions profondément incisées et découpées. *A priori*, ici, ces deux signatures correspondent respectivement à deux styles de topographies que l'on trouve majoritairement dans le premier cas, en mer et dans le second, à terre. Ce changement de style de relief ne coïncide pas avec la ligne de rivage actuelle : dans le domaine sud armoricain, le réseau de vallées incisées à terre peut être suivi en mer jusqu'à l'isobathe - 50 m, permettant ici de définir une topographie de type "continental" ennoyée. Ces variations de forme ne suivent également aucunes contraintes d'ordre géologique : le fond actuel de la Manche correspond à une surface plane qui recoupe aussi bien le socle que les formations Mésozoique.

1.1-Le relief à terre[2]

Le Massif Armoricain est un socle recouvert à l'est par les sédiments Mésozoiques discordants du Bassin de Paris. Sa topographie (fig. II.2) est actuellement incisée par les réseaux de drainage avec une longueur caractéristique de l'ordre de 1 Km correspondant probablement à la limite entre les versants et les rivières (Crave, 1995; Crave et Davy, 1997). D'un point de vue textural, elle parait ainsi fortement découpée en comparaison avec la topographie beaucoup plus plane qui caractérise le Bassin de Paris à l'est (fig. II.2). Cependant, cette transition définie à partir de la texture de la topographie n'a aucune signification géologique : la limite actuelle socle-couverture définie à partir des affleurements de sédiments Mésozoïque est située à l'ouest de cette transition texturale, du coté armoricain (fig. II.2).

[2] En complément des figures appelées dans le texte, la lecture de cette partie peut être également illustrée à l'aide des documents situés à la fin du manuscript.

○Variations de relief à grande longueur d'onde

Au premier ordre, la topographie actuelle du Massif Armoricain (fig II.2) est caractérisée par trois grands domaines d'altitudes supérieures à 200 m : le **Plateau Ouest Armoricain** (altitude maximale : 380 m), le **Bocage Normand** (altitude maximale : 420 m) et la **Gâtine** (altitude maximale : 295 m). Ces trois grands domaines sont séparés par des zones de plus basses altitudes, dont la **Dépression de Rennes**. Leurs limites sont franches, marquées par des zones de failles ayant une signature topographique très nette à cette échelle : le **Cisaillement Sud Armoricain** (CSA) et les zones de failles N140 de **Quessoy-Nort sur Erdre** et **Céaucé** : figure II.2. Ces alternances permettent de définir des variations du relief à grande longueur d'onde (>100 Km), par exemple à l'aide de profils topographiques moyens* : figure II.3.

○Les éléments topographiques de second ordre

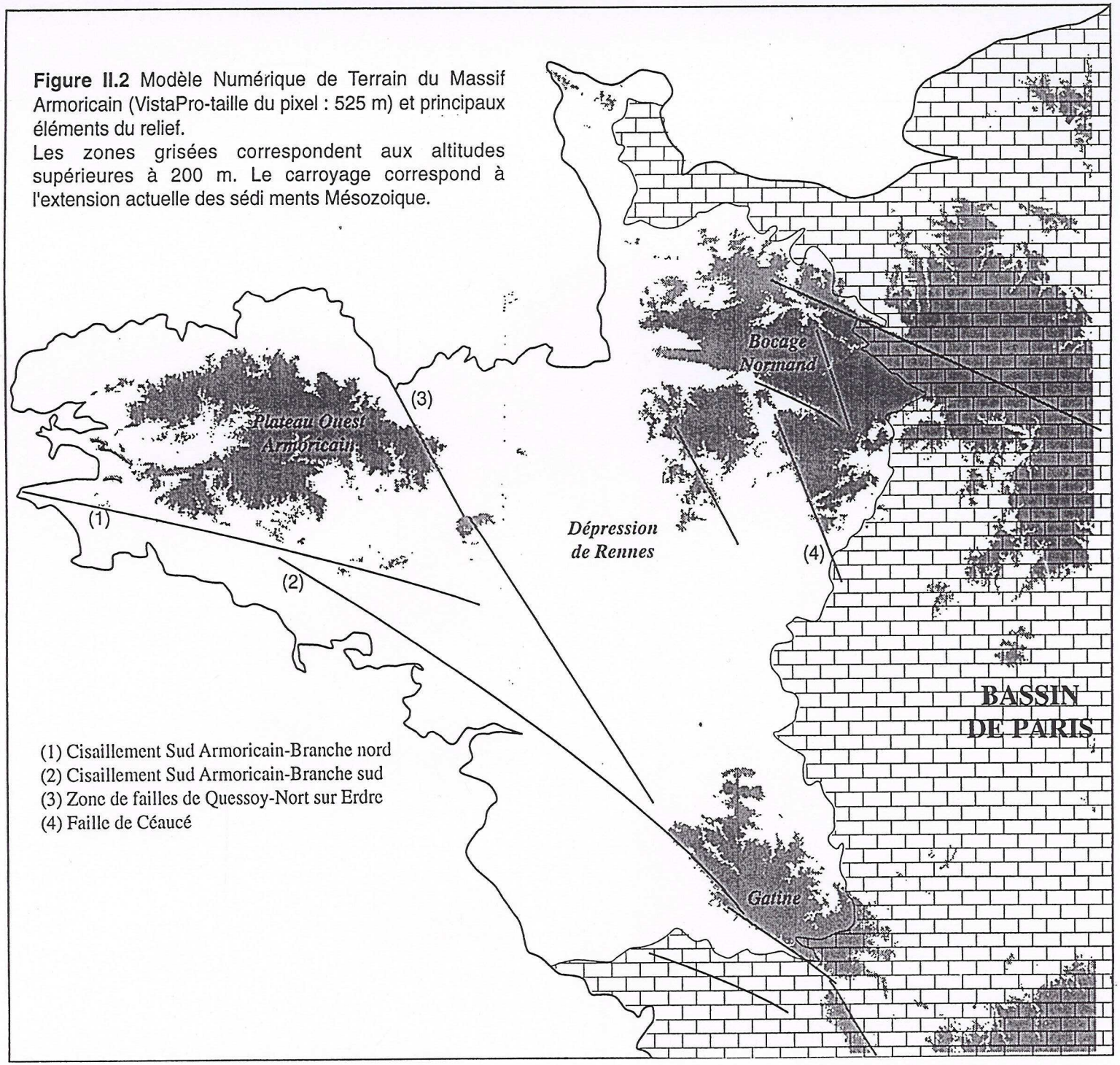
A un deuxième ordre, la topographie du Massif armoricain enregistre les hétérogénéités du socle. Les lithologies les plus résistantes sont ainsi souvent bien visibles dans le relief : ce sont principalement les granites hercyniens et les grès ordoviciens (formation des grès armoricains). Ces roches ayant été intensément déformées au Protérozoïque (Cadomien) et au Paléozoïque (Varisque), la topographie armoricaine possède une orientation préférentielle et apparaît " polarisée " le long des directions héritées des orogenèses cadomiennes et hercyniennes (respectivement N60 et N110). Les variations de relief à grande longueur d'onde sont globalement indépendantes de ces éléments lithologiques. Nous les qualifierons par la suite d'éléments topographiques de second ordre.

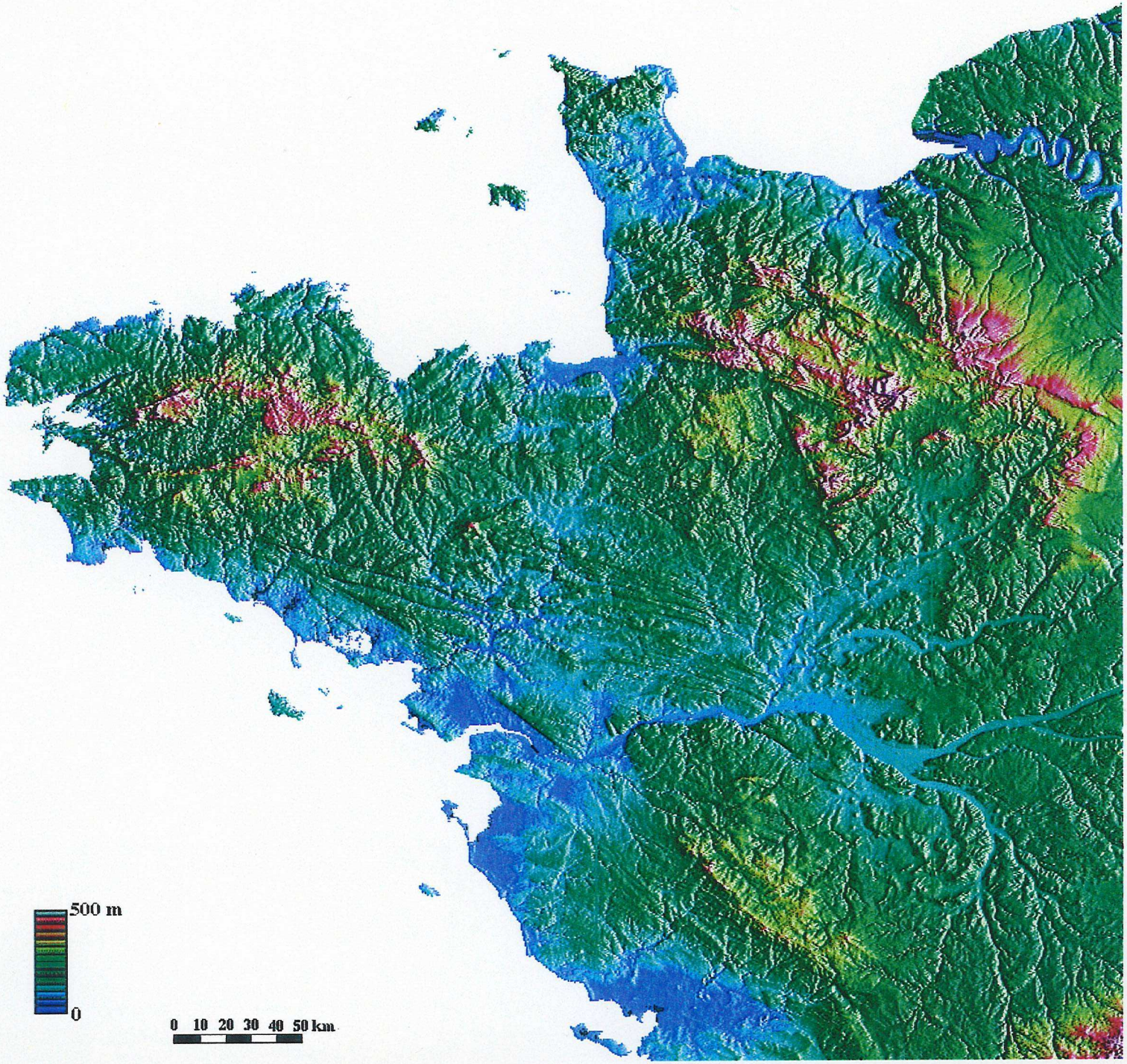
Le travail présenté ici a été focalisé sur la partie bretonne du Massif Armoricain (fig.II.4 et II.5). Ce choix a été motivé par plusieurs raisons, concernant aussi bien les contraintes liées à la superficie importante du Massif Armoricain que l'accessibilité aux Modèles Numériques de Terrain. La description de la topographie de cette zone d'étude principale va donc être plus particulièrement développée. Elle concerne le Plateau Ouest Armoricain, séparé par la zone de

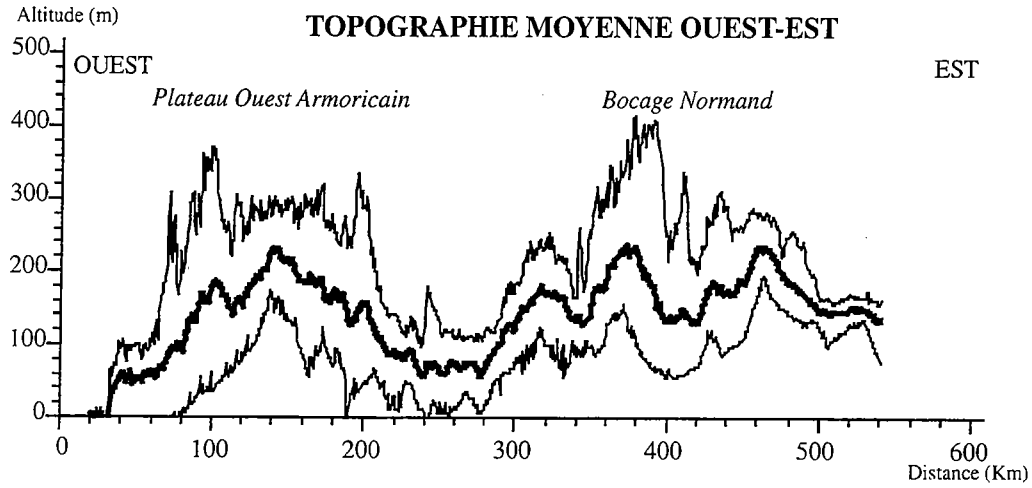
---

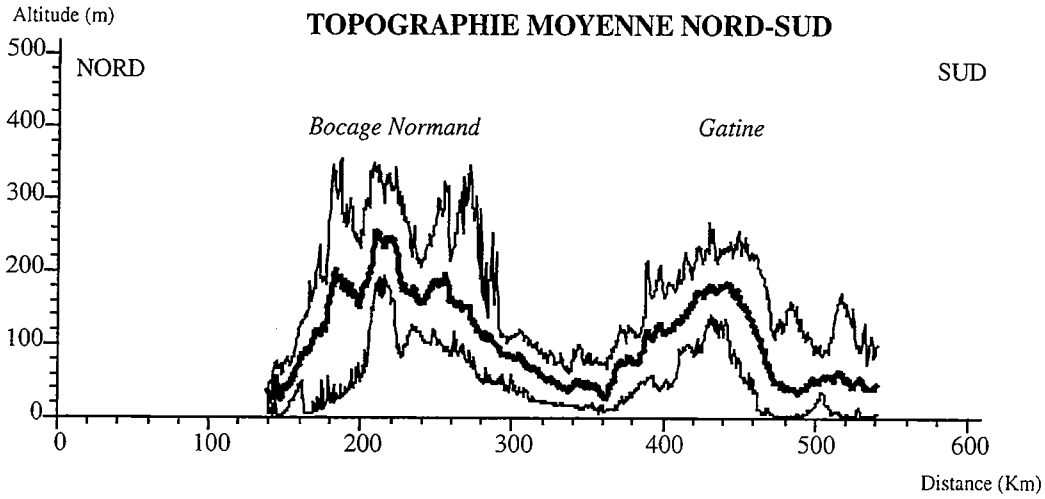
* Les profils topographiques moyens ont été initialement utilisés par Fielding et al. (1994). Ils sont calculés à partir des MNT en moyennant les altitudes dans une direction perpendiculaire au tracé du profil . Les profils présentés sur la figure II.3 correspondent à la moyenne de 25 pixels de 525 m de coté; ils représentent donc la topographie moyenne sur une bande de 47.25 Km. Les altitudes maximales et minimales de la bande pependiculaire au tracé du profil sont également indiquées. En abscisse, l'origine des distances est la bordure du MNT.

Figure II.2 Modèle Numérique de Terrain du Massif Armoricain (VistaPro-taille du pixel : 525 m) et principaux éléments du relief.
Les zones grisées correspondent aux altitudes supérieures à 200 m. Le carroyage correspond à l'extension actuelle des sédi ments Mésozoique.




500 m
0
0 10 20 30 40 50 km





Localisation des profils topographiques moyens

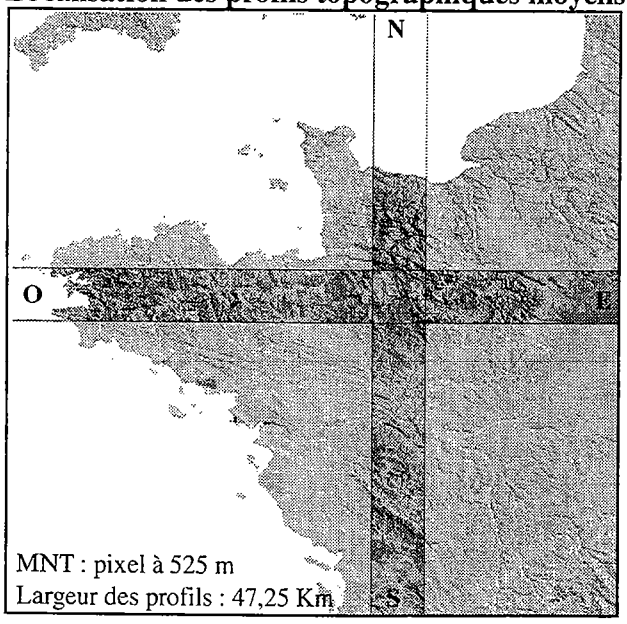


Figure II.3-Topographie moyenne du Massif Armoricain selon les directions Ouest-Est et Nord-Sud. Les courbes supérieures et inférieures correspondent respectivement aux altitudes maximales et minimales le long de chaque profil. La courbe intermédiaire correspond à l'altitude moyenne.

failles de Quessoy-Nort sur Erdre d'un bloc situé à des altitudes plus faibles à l'est, la Dépression de Rennes (fig.II.5)

1.1.1-Le Plateau Ouest Armoricain

Le Plateau Ouest Armoricain (fig. II.4) a une altitude moyenne d'environ 140 m. La topographie moyenne de ce domaine selon une direction Nord-Sud (fig. II.5) montre une forte dissymétrie, caractérisée par une pente régionale moyenne vers le sud de 0.1°. Cette dissymétrie se manifeste dans la topographie (fig. II.4) par une large zone d'altitudes élevées située dans le nord. Elle se calque sur une structure hercynienne majeure, le **Cisaillement Nord Armoricain** (CNA : fig. II.4). Dans toute cette zone, les éléments morphologiques de deuxième ordre sont bien visibles dans le relief (barres de grès Armoricain dans les Monts d'Arrée et granites). Ils correspondent aux points culminants du relief breton et leur caractéristique principale est d'avoir des sommets très plans (voir le granite de Quintin par exemple : figure II.4). A l'échelle régionale, le sommet de ces lithologies résistantes pourraient éventuellement représenter les témoins d'une (ou plusieurs ?) paléo-surface.

De part et d'autre de la ligne de hauts topographiques, les flancs nord et sud du Plateau Ouest Armoricain ont des morphologies très différentes.

❍ La majeure partie de la région située au **nord du CNA** correspond à un plateau unique, continu, ayant une altitude d'environ 90 m (plateaux du Trégor et du Léon). Ce plateau est profondément incisé; au nord, le long du littoral actuel, il est limité par des falaises importantes.

❍ Au **sud du CNA**, il existe trois types principaux de topographies : à des altitudes élevées, supérieures à 200 m, se trouve un plateau très peu incisé. C'est ce que nous définissons comme le "Plateau Ouest Armoricain" proprement dit. Des grès et des granites sont en relief à sa surface . En contrebas de ce plateau existe une topographie très incisée; il n'est pas possible d'y définir de plateau ou de restes de plateau. Elle est limitée au sud par le CSA qui forme un grand escarpement rectiligne pouvant atteindre 50 m de haut, orienté N110. Au sud du CSA se trouve un troisième domaine topographique ou les altitudes ne dépassent que rarement 80 m. La topographie de ce dernier secteur contraste avec le Nord du CSA par son caractère plan. Ce domaine est limité au sud par le littoral atlantique. A l'opposé de la cote nord, la transition actuelle continent-océan est ici très régulière, sans falaises majeures.

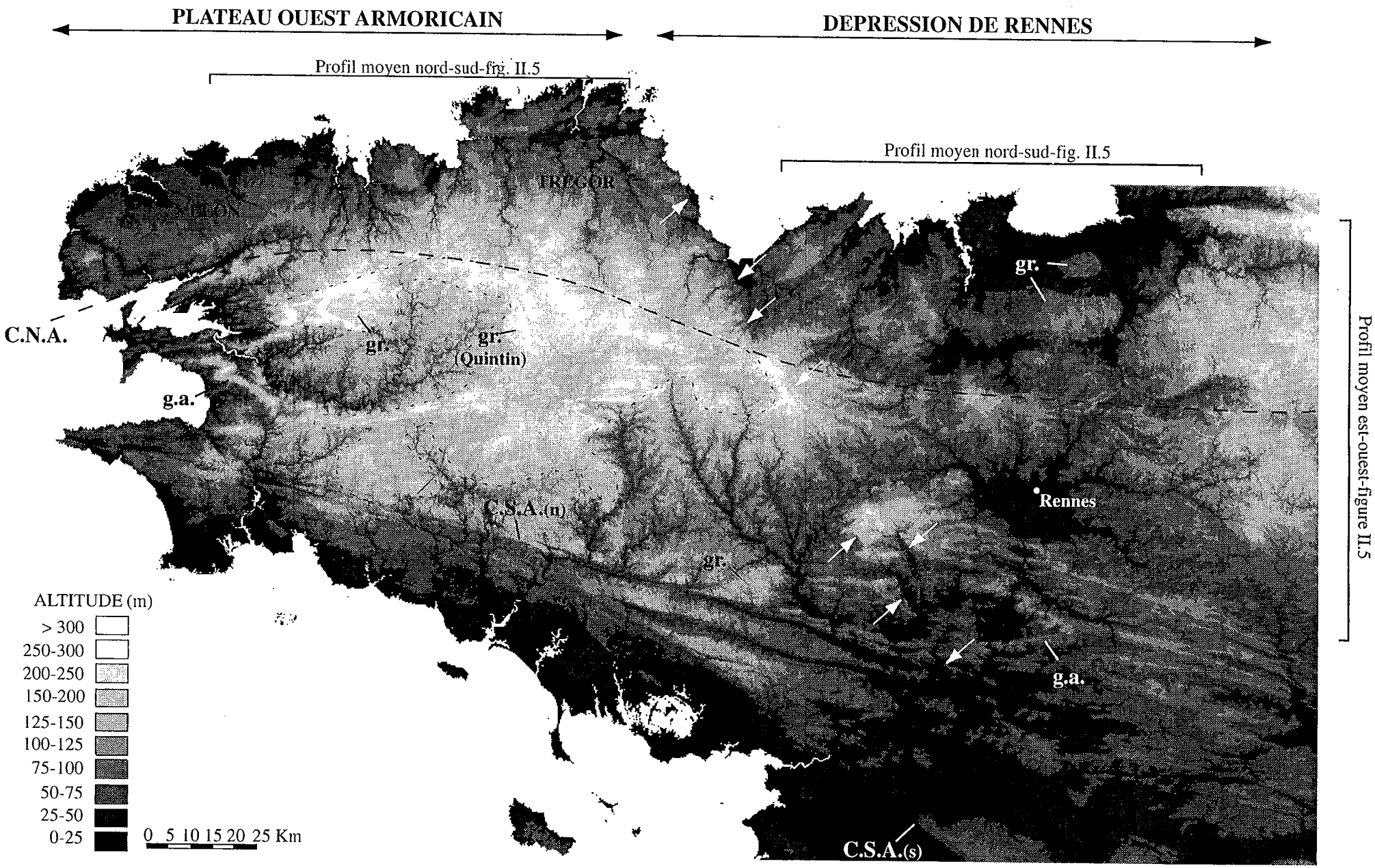


Figure II.4 Topographie de la Bretagne représentée par paliers d'altitudes (MNT IGN-pas de 250 m) avec à l'est, la Dépression de Rennes et à l'ouest, le Plateau Ouest Armoricain. Dans ce dernier domaine, la courbe en pointillés fins délimite une zone peu incisée, définie comme le Plateau Ouest Armoricain *s.s.*
Les flèches blanches indiquent quelques escarpements de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre.
CNA : Cisaillement Nord Armoricain; CSA : Cisaillement Sud Armoricain, branches nord (n) et sud (s).
gr. : granites; g.a. : grès armoricain.

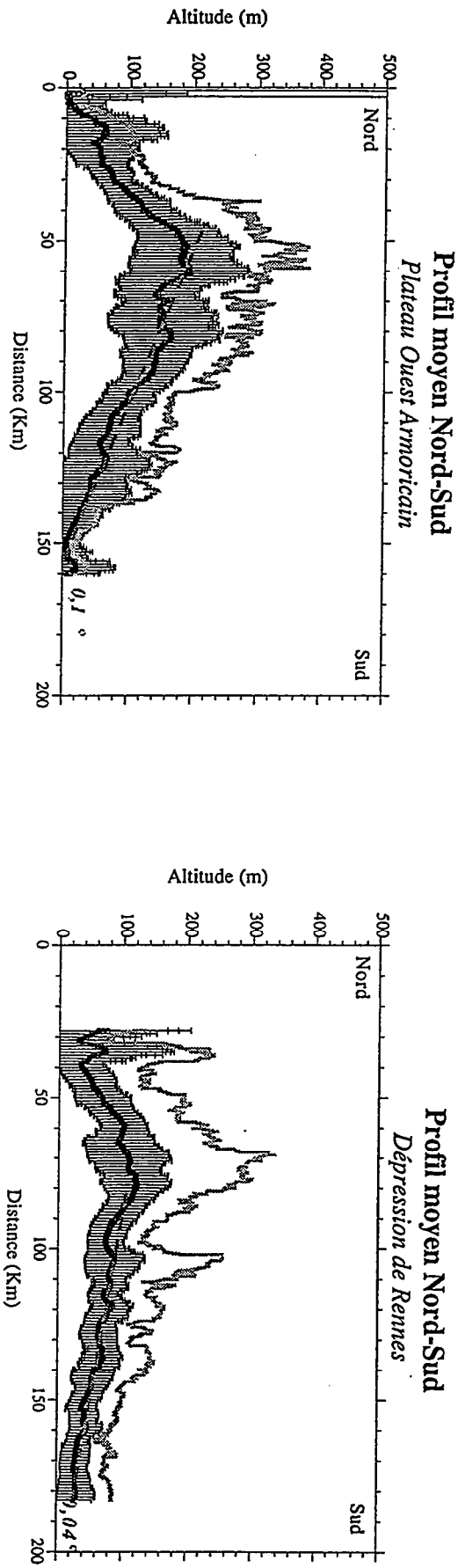


Figure II.5 Topographie moyenne de la Bretagne suivant des profils de 125 km de large (MNT au pas de 250 m; cf. localisation des profils sur la figure II.4). La courbe en gris représente l'altitude maximale et la courbe en gras l'altitude moyenne ± un écart type.
Le profil moyen est-ouest montre les deux domaines morphologiques de la Bretagne : à l'est , la Dépression de Rennes et à l'ouest le Plateau Ouest Armoricain. La limite entre ces deux domaines correspond à la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre.
Les profils moyens nord-sud montrent l'assymétrie vers le sud de chacune de ces deux unités. La courbe en pointillés a permis d'estimer les valeurs de pente régionale : 0,04° vers le sud pour la Dépression de Rennes contre 0.1° pour le Plateau Ouest Armoricain

1.1.2-La Dépression de Rennes

La Dépression de Rennes (fig. II.4) possède la même forme asymétrique que le Plateau Ouest Armoricain, avec une ligne de crête principale décentrée vers le nord (fig. II.5). Cependant, la valeur de la pente régionale moyenne de la Dépression de Rennes est environ deux fois plus faible que celle du Plateau Ouest Armoricain (0.04° contre 0.1°). Son altitude moyenne est également plus faible, de l'ordre de 70 m.
Comme pour le Plateau Ouest Armoricain, la principale ligne de crête de la Dépression de Rennes est localisée sur le CNA (fig. II.4), parfois caractérisé par des escarpements très nets. On peut noter d'ores et déjà que quelques rivières recoupent cette ligne de crête d'échelle régionale et l'incisent (Rance et Ille).

❍ Le **flanc nord** de la Dépression de Rennes a une topographie monotone, sa seule particularité étant la signature topographique de structures cadomiennes N60. La surface plane définie sur le flanc nord du Plateau Ouest Armoricain (plateaux du Trégor et du Léon) n'existe pas ici.

❍ Le **flanc sud** de la Dépression de Rennes comprend un plateau très net orienté N110: le Plateau dit des "Synclinaux du Sud de Rennes", que nous appellerons désormais plus simplement le **Plateau du Sud de Rennes**. Ce plateau a une altitude d'une centaine de mètres et son substrat est composé de grès et de schistes (schistes de Pont-Réan; Ordovicien inférieur). Il est limité au nord par une zone de failles complexe orientées N140 à N110 (faille de Pont-Réan; Meynier, 1947). Elle sépare le Plateau du Sud de Rennes d'un domaine de très faible relief situé au nord, le Bassin de Rennes* . Le Bassin de Rennes constitue un point bas ou convergent de nombreux affluents de la Vilaine (principalement l'Ille et le Meu). En aval, la Vilaine recoupe et incise le Plateau de Sud de Rennes selon une direction nord-sud. Au sud du plateau se trouve de nouveau un domaine de faible relief (dont les marais de Redon), dans lequel les bandes de grès armoricains, plissées, sont mises en relief. L'altitude de leur sommet est la même que celle du Plateau du Sud de Rennes, suggérant une continuité initiale de ce plateau vers le sud.

1.1.3-Les bassins versants et les réseaux de drainage

Comme nous l'avons vu précédemment, le Massif Armoricain montre des formes érosives liées à l'existence de réseaux de drainage en incision. Ces structures vont servir de base

* Le terme de bassin a été utilisé dans le sens de dépression, cuvette, et ne correspond pas à la définition actuelle d'un bassin c'est à dire à une zone de subsidence majeure.

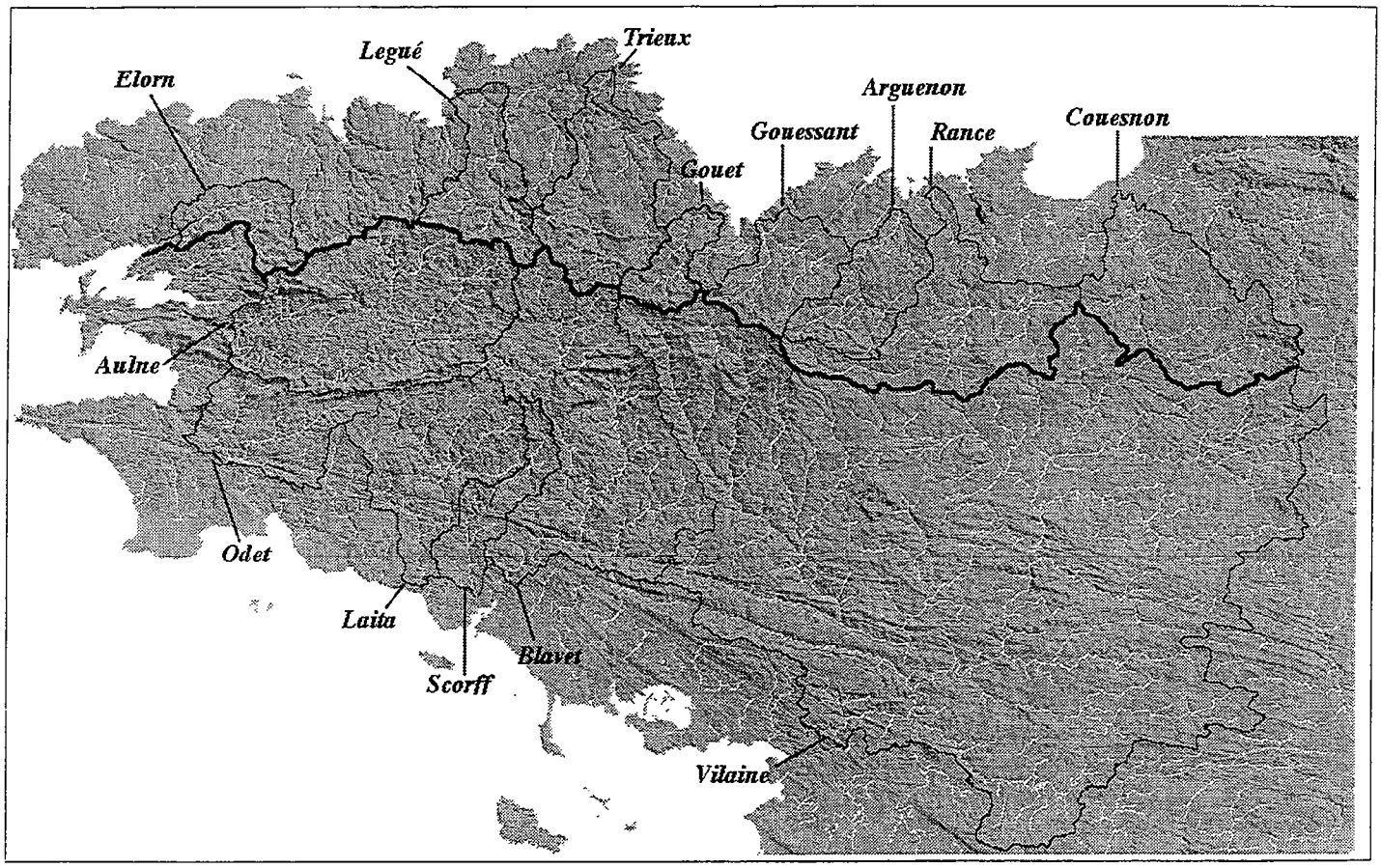


Figure II.6 Répartition des bassins versants bretons, extraits à partir du MNT au pas de 250 m de l'IGN.
La ligne noire représente la principale ligne de séparation des eaux. Elle suit approximativement le tracé du CNA (cf. figure II.4). Elle délimite un domaine nord ou les bassins versants sont de petite taille d'un domaine sud ou ils sont de grande taille. Cette répartition suit l'asymétrie de la topographie (cf. fig. II.5).
Remarquer que du fait de l'ennoiement des rivières lors de la dernière transgression, de nombreux exutoires de bassins versants extraits à partir du MNT sont situés actuellement dans les terres et non pas au niveau du littoral (à partir d'un MNT, un exutoire est défini à partir d'une altitude de 0 m).

à notre analyse de la topographie. A l'échelle régionale, leures principales caractéristiques sont les suivantes.

❍ **L'organisation du réseau de drainage (fig. II.6) reflète l'asymétrie de la topographie**. Environ les 3/4 du drainage s'effectuent vers le sud et la principale ligne de partage des eaux est décentrée dans le nord de la Bretagne et suit étonnement le CNA (comparer avec la position du CNA sur la figure II.4). La répartition des bassins versants est ainsi très inégale à l'échelle régionale (fig. II.6) : en Bretagne Nord, les bassins versants sont nombreux et de petite taille tandis que le sud est drainé par un nombre restreint de bassins versants de grande taille. Les trois plus grands bassins versants bretons (la Vilaine, le Blavet et l'Aulne) sont situés au sud et parmis ceux-ci, la Vilaine occupe 1/3 de la superficie de la Bretagne.
La taille des bassins versants diminue d'Est en Ouest, aussi bien en Bretagne Nord qu'en Bretagne Sud. Parmis l'ensemble de ces bassins versants, seul celui de l'Aulne n'a pas une orientation régionale nord-sud mais est-ouest.

❍ Dans tous les bassins versants, **la direction nord-sud est une direction d'écoulement majeure** (fig. II.7), y compris pour l'Aulne dont le bassin versant a une orientation globale est-ouest. De ce fait, les réseaux de drainage sont fréquemment sécants sur les hétérogénéités lithologiques ou structurales du socle, orientées selon les directions cadomiennes (N60) et hercyniennes (N110) : figure II.8.a. Il existe toutefois quelques secteurs ou l'organisation des réseaux est clairement contrôlée par les contrastes de résistance du socle, principalement au niveau du CSA et du plateau du Sud de Rennes : figure II.8.b. Ces situations sont toutefois mineures à l'échelle de la Bretagne et la caractéristique principale des réseaux hydrographiques est leur indépendance avec la structure du socle.

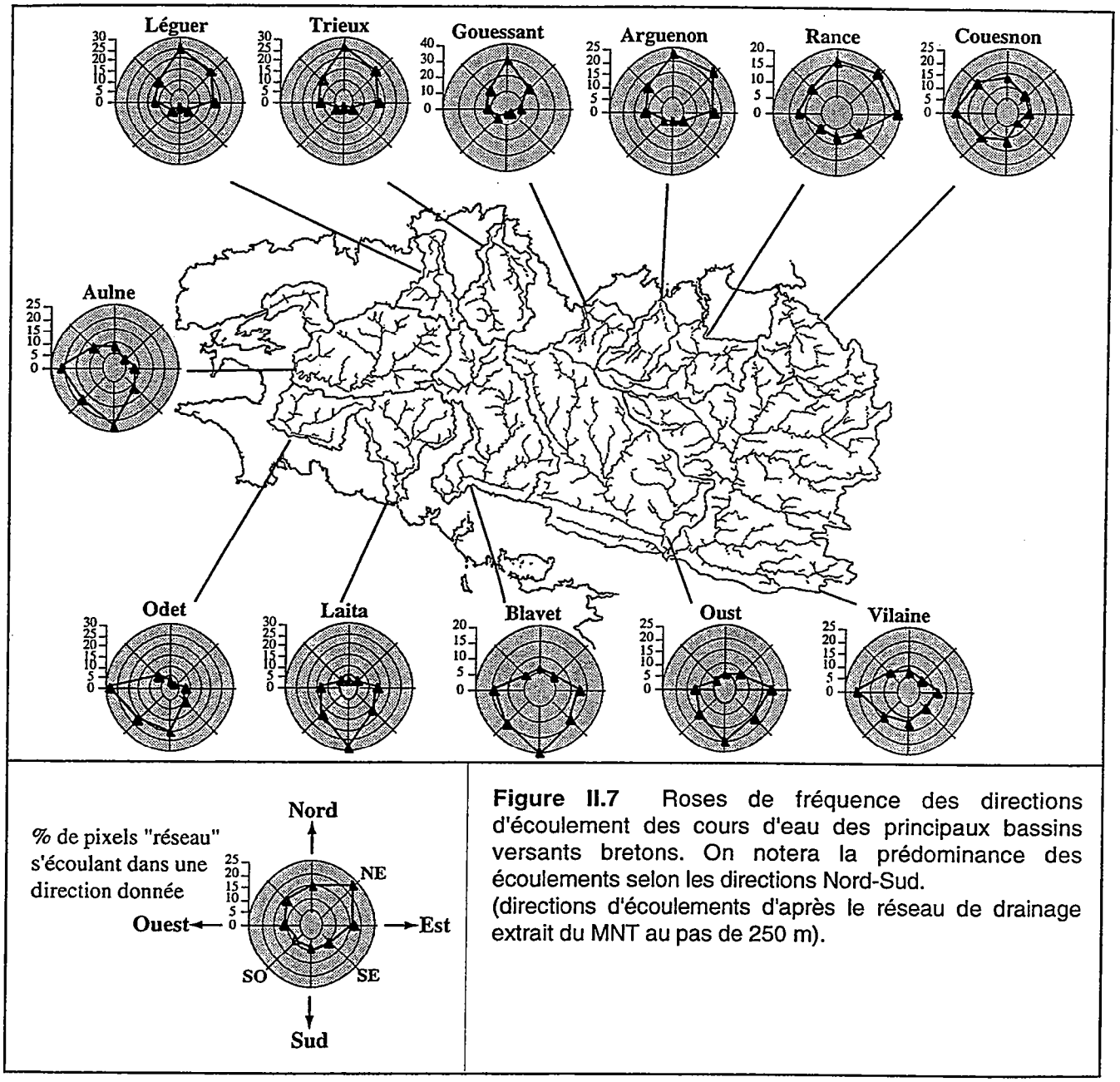
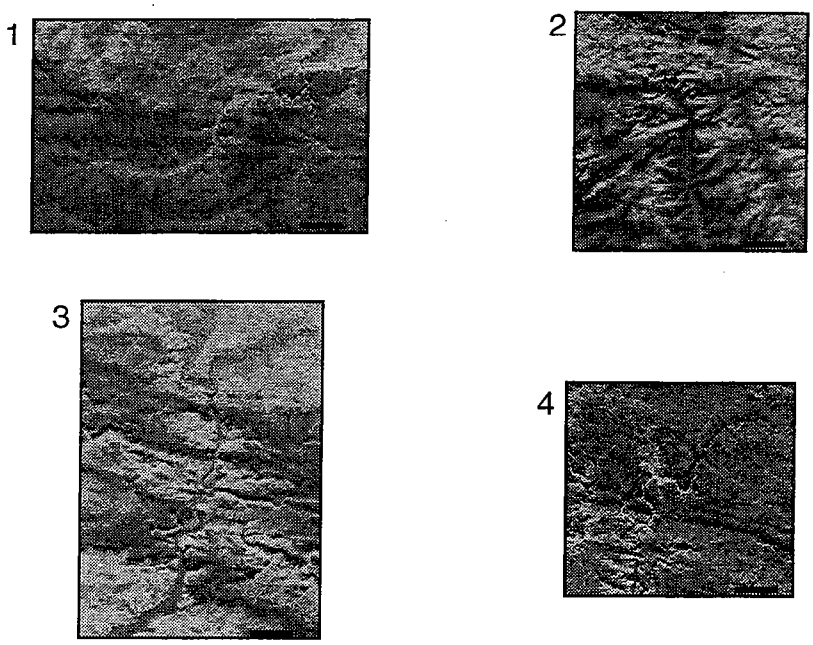


Figure II.7 Roses de fréquence des directions d'écoulement des cours d'eau des principaux bassins versants bretons. On notera la prédominance des écoulements selon les directions Nord-Sud.
(directions d'écoulements d'après le réseau de drainage extrait du MNT au pas de 250 m).

a



b

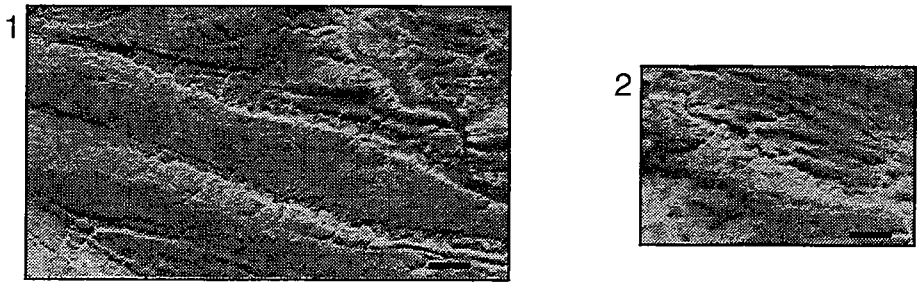


Figure II.8

a-Rivières conséquentes, orthogonales aux structures du socle.

(1) La Rance au niveau du Cisaillement Nord Armoricain.

(2) L'Oust recoupant les grès armoricain

(3) La Vilaine recoupant le Plateau du Sud de Rennes

(4) Le Scorff recoupant le Cisaillement Sud Armoricain

b-Rivières subséquentes, guidées par la structure du socle.

(1) Affluents de la Vilaine parallèles au Cisaillement Sud Armoricain.

(2) Affluent de la Vilaine parallèle aux grès armoricains dans le Plateau du Sud de Rennes

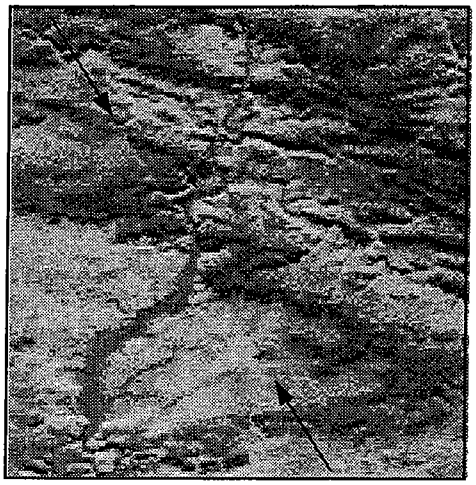
Pour chaque scène, la barre noire représente1,5 Km

1.1.4-Le champ de failles

Le MNT montre l'existence de très nombreuses discontinuités linéaires, indépendantes de la lithologie du socle, qui correspondent à des failles. La plupart d'entre-elles sont déjà connues. Certains escarpements qui coïncident avec des contrastes lithologiques (grès armoricains en particulier) n'ont pas été pris en compte, bien qu'il puisse s'agir également de zones faillées. C'est la cas par exemple de la bordure sud des Montagnes Noires. Un critère supplémentaire que nous avons utilisé pour définir une faille est la cohérence des sens de mouvements verticaux apparents le long d'un même escarpement. Quelques exemples de structures faillées sont représentés sur la figure II. 9.

Le champ de failles du Massif Armoricain que nous avons tracé (fig. II.10) montre une prédominance de structures dont l'orientation varie entre N110 et N160. Ce sont des directions classiques dans le Massif Armoricain. Cette carte diffère cependant des études antérieures (Vigneresse, 1988 par exemple : figure II.11) car nous n'avons pris en compte que les structures qui ont une expression dans le relief actuellement plutôt que l'ensemble des failles connues dans le socle armoricain ou déterminées à partir de la gravimétrie par exemple (Vigneresse, 1988). Ce sont en effet les failles qui ont une expression morphologique qui sont susceptibles d'avoir joué récemment et donc d'avoir guidé l'évolution du relief.
Cette carte (fig. II.10) montre un grand nombre de structures orientées N140 à N160, en particulier au niveau de la Dépression de Rennes et de la Gâtine. Dans cette famille de failles se trouve les zones de failles de Quessoy-Nort sur Erdre et de Céaucé (fig. II.2). Le Cisaillement Sud Armoricain (CSA) et dans une moindre mesure le Cisaillement Nord Armoricain (CNA) constituent également des traits structuraux majeurs actuellement.
L'ensemble de ces grandes failles correspondent à des structures anciennes du socle : le CSA et le CNA sont des zones de cisaillement Carbonifère d'échelle crustale (Berthé *et al.*, 1979; Jegouzo, 1980; Gapais et Le Corre, 1980) tandis que la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre semble exister dès le Trias (Bois *et al.*, 1991).

a.



b.

c.

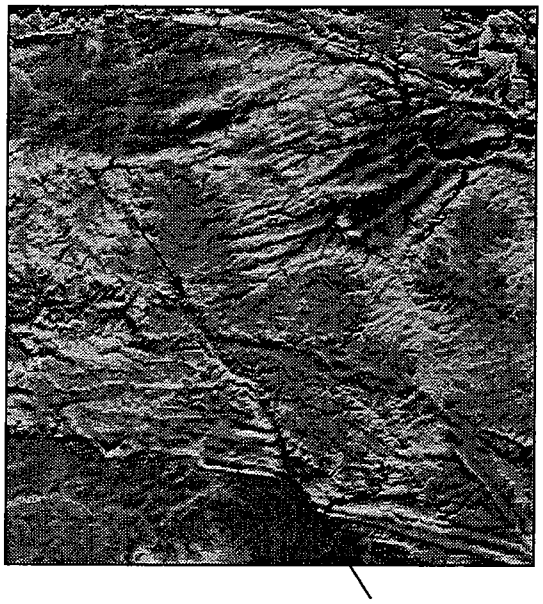


Figure II.9
Exemples de structures topographiques intreprétées comme des escarpements de failles (MNT; pixel à 75 m).
a-.alignement topographique indépendant de la lithologie du socle (ici plis de grès d'échelle régionale)
b-escarpements montrant le décalage vertical d'une surface plane, provoquant son incision. Au nord-ouest, graben localisé au niveau d'un relai de failles.
c-Exemple de structure complexe rencontrée, liée à la forte structuration du socle (notamment au nord-est). Dans cet exemple, seules les éléments topographiques recoupant nettement le socle (flèches) ont été prises en compte.
Localisation :

a-plateau du sud de Rennes
b-couverture Mésozoique du sud de la Gatine
c-socle de Normandie

Echelle approximative : 1cm pour 10 Km.

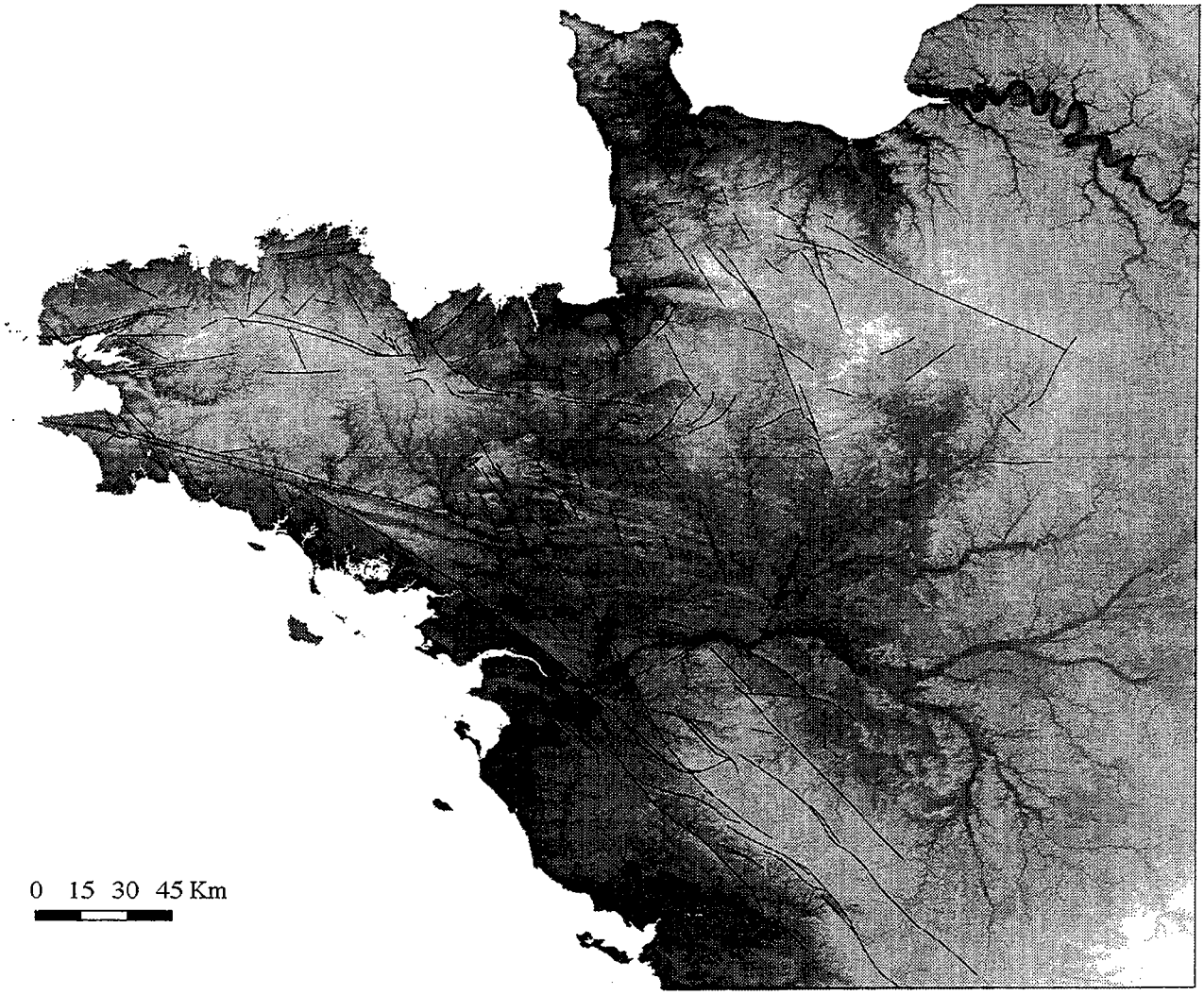


Figure II.10

Champ de failles du Massif Armoricain, déterminé à partir du MNT (VistaPro; taille du pixel : 75 m)

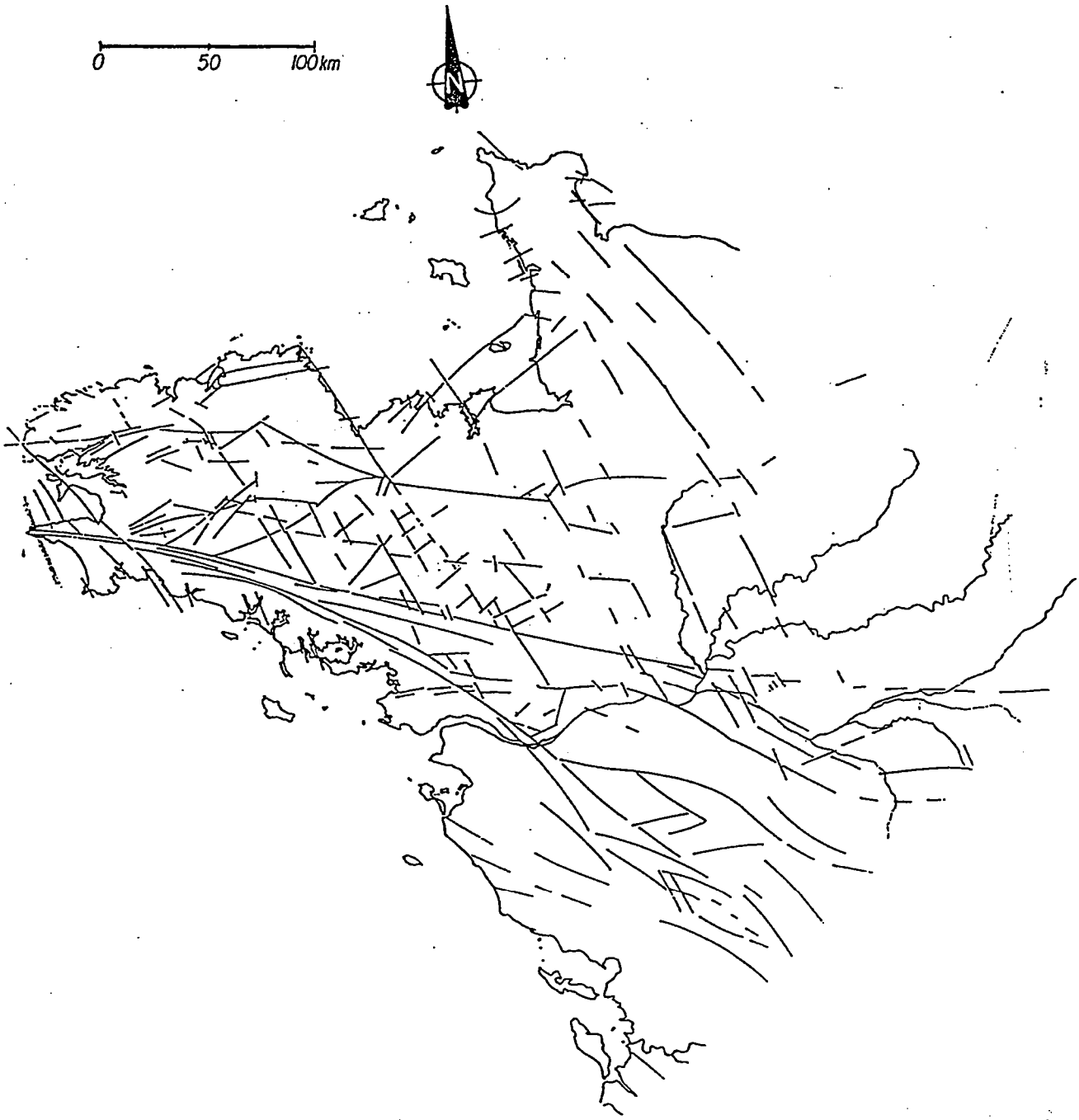


Figure II.11
Carte de fracturation du Massif Armoricain (Vigneresse, 1988) d'après l'interprétation de la gravimétrie. Comparer avec la figure II.10 (noter la différence de projection).

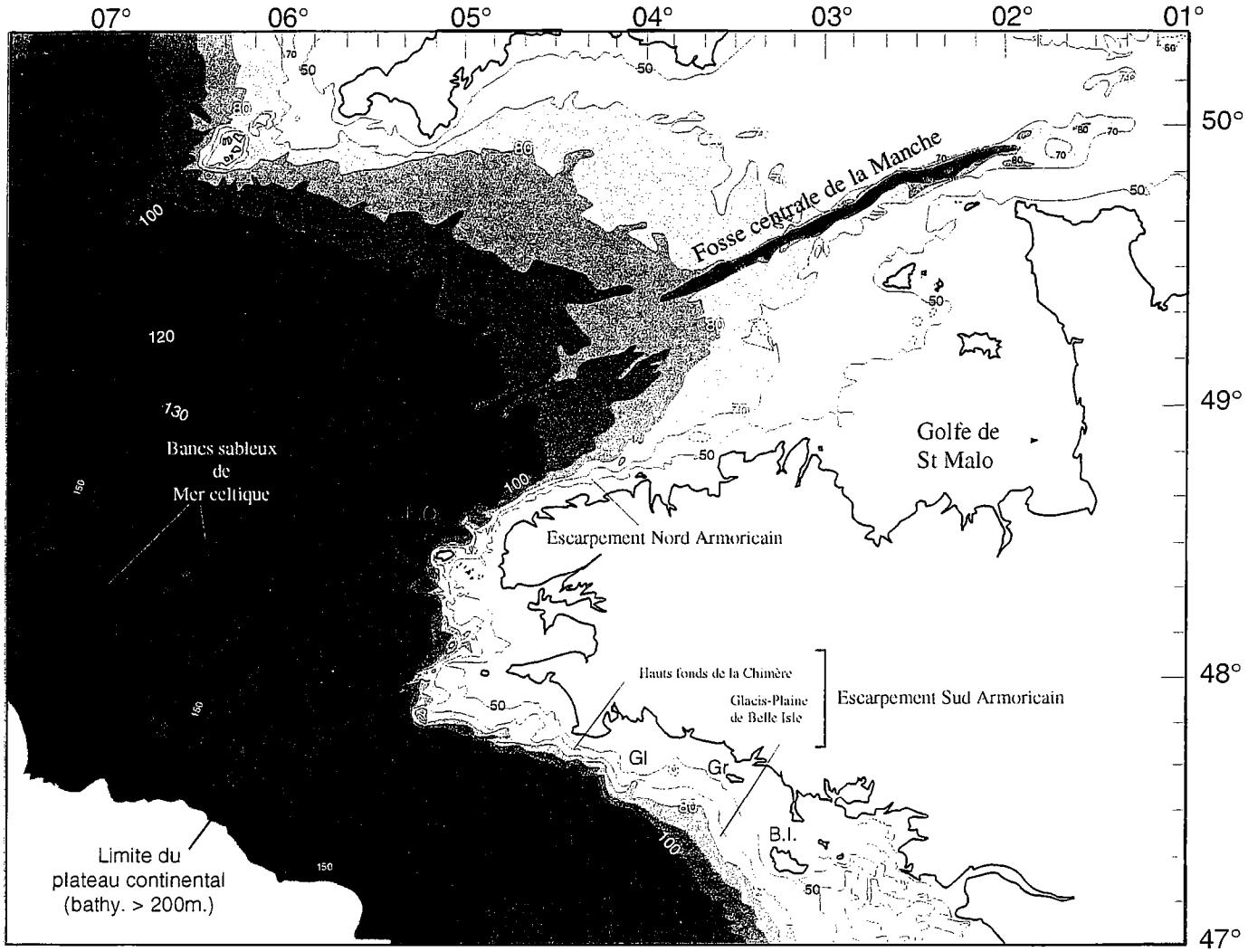
1.2-Le relief en mer

Depuis 18 000 ans, date du dernier maximum glaciaire, le niveau marin est remonté plus ou moins vite depuis sa dernière position à l'isobathe - 120 m (Fairbanks, 1989). La position du niveau marin actuel n'a donc *à piori* aucune signification morphogénétique. Dans toute étude dont l'objectif est de comprendre comment s'est formé le relief, il est donc nécessaire de considérer les prolongations en mer de la topographie à terre.

La connaissance actuelle du pourtour immergé du Massif Armoricain est très disparate. Sa façade Atlantique est connue grâce à des campagnes de sismique réflexion de type "sparker" menées par le BRGM dans les années 60 (Bouysse *et al.*, 1966; Horn *et al.*, 1966) et grâce à de nombreuses thèses de géographie soutenues dans les années 70 (Pinot, 1974; Vanney, 1976, par exemple). Les études récentes de géologie marine se sont par contre focalisées sur l'étude de la Manche (Lericolais *et al.*, 1995; Lericolais, 1997; Reynaud, 1996 par exemple).
La carte bathymétrique du pourtour armoricain compilée par Berthois (in Auffret, 1983) montre au premier ordre une planarité des fonds marins jusqu'aux isobathes 130-140 m. Un autre trait majeur est l'existence en mer de deux escarpements importants qui limitent la partie occidentale de la Bretagne (fig. II.12) : il s'agit au nord de l'**Escarpement Nord Armoricain (ENA)** et au sud de l'**Escarpement Sud Armoricain (ESA)**. Ces escarpement séparent deux domaines de morphologie différente.

❍ Par rapport à ces escarpements, les domaines situés en amont, c'est à dire du côté du continent, correspondent à la prolongation en mer de la topographie terrestre; ils en possèdent les même caractéristiques topographiques, avec en particulier les réseaux de vallées incisées. Dans le sud de la Bretagne, il s'agit du Pré-continent de Pinot (1974) ou des Régions Intérieures de Vanney (1977). La morphologie de ce domaine n'est peu voire pas connue dans le nord de la Bretagne.

❍ Par rapport à ces escarpements, les domaines situé en aval, c'est à dire en direction du domaine marin, correspondent à une surface très plane à pente régulière vers le sud-ouest. Cette surface est entaillée par des incisions d'extension limitée; il s'agit de la Fosse centrale de la Manche et de la Fosse d'Ouessant. Cette surface plane est une **surface d'aplanissement érosive** qui tronque aussi bien le socle cadomo-hercynien que l'ensemble du remplissage Secondaire et Tertiaire des bassins des Approches Occidentales de la Manche et de la marge sud Armoricaine (cf. par exemple les profils sismiques SWAT (Bois *et al.*, 1991) en ce qui concerne la Manche : fig II.13). Cette surface est recouverte par des placages reliques de sédiments Pléistocène mal datés, dont l'épaisseur excède rarement quelques mètres en Manche Occidentale (Layers A et B, Evans *et al.*, 1990) et au maximum 15 m en Armorique sud (Pinot, 1974) : la carte bathymétrique reflète donc cette surface d'aplanissement.



Gr : Ile de Groix; Gl : Archipel des Glénans; B. I. : Belle-Ile; F.O. : Fosse d'Ouessant.

Figure II.12 Carte bathymétrique du pourtour armoricain jusqu'à la rupture de pente du plateau continental (d'après les données compilées par Berthois, in Auffret, 1983; l'équidistance est de 10 m sauf entre 50 et 70 m).

Dans le sud, le domaine immergé situé en amont de l'isobathe -50 m comprend un réseau de paléovallées incisées, visible uniquement en sismique réflexion. Il correspond à la partie immergée de la topographie armoricaine.

Mis à part dans le Golfe de St Malo, la transition entre le continent et les surfaces d'applanissement de Manche Occidentale et sud-armoricaine se fait par l'intermédiaire de ruptures de pentes majeures représentées par les escarpements nord et sud armoricains .

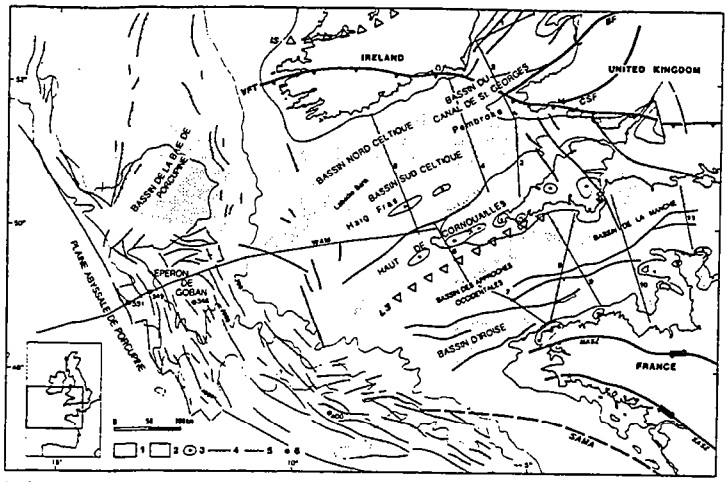
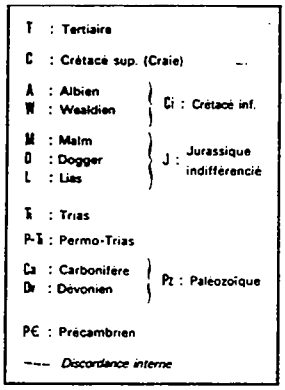


Fig. 3. – Cadre géologique et structural des profils sismiques SWAT et WAM. BF : faille de Bala. CSF : faille de Church Stretton. IS : suture de Iapetus. LS : suture de Lizard. NASZ : zone broyée nord-armoricaine. SAMA : anomalie magnétique sud-armoricaine. SASZ : zone broyée sud-armoricaine. VFT : front de déformation hercynien. 1 : bassin sédimentaire épais. 2 : bordure du domaine sédimentaire. 3 : granite. 4 : faille. 5 : faille normale. 6 : sondage DSDP. Les profils sismiques sont indiqués avec le label WAM ou les numéros des profils SWAT.

Fig. 3 – *Geological and structural framework of the SWAT and WAM seismic profiles.* BF = *Bala fault.* CSF = *Church Stretton fault.* IS = *Iapetus suture.* LS = *Lizard suture.* NASZ = *North-Armorican Shear Zone.* SAMA = *South-Armorican Magnetic Anomaly.* SASZ = *South Armorican Shear Zone.* VFT = *Variscan front.* 1 = *deep sedimentary basin.* 2 = *edge of the sedimentary realm.* 3 = *granite.* 4 = *fault.* 5 = *normal fault.* 6 = *DSDP borehole. The seismic profiles are indicated by WAM or by the numbers of the SWAT lines.*



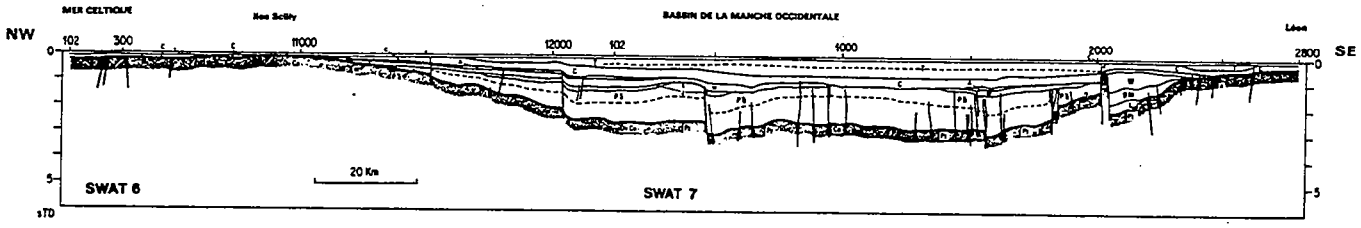


Figure II.13 Interprétation de la partie superficielle profils sismiques SWAT 6 et 7 (Bois *et al.*, 1991). Ces deux profils, tirés entre le nord de la Bretagne et le milieu de la Manche, recoupent le bassin des Approches Occidentales de la Manche (cf. fig. I.1), appelé ici Bassin de la Manche Occidentale. Le socle et des dépôts secondaires et tertiaires sont indifféremment tronqués par une surface plane. Le fond de la Manche visible dans la bathymétrie (fig. II.12) correspond ainsi à une surface d'aplanissement érosive, postérieure à ces dépôts.

1.2.1-Le relief de la Manche Occidentale / mer d'Iroise

Comme noté précédemment, la topographie de la Manche correspond à une vaste surface d'aplanissement érosive. Elle s'étend depuis le nord-ouest du Cotentin jusqu'à l'isobathe 130-140 m. Dans le fond de la Manche orientale il existe par contre un large réseau fluviatile organisé selon un système anastomosé (Auffret *et al.* 1982), né de la confluence de la Seine, de la Somme et de la Tamise : figure II.14.a. L'ensemble de ce système se connecte vers l'ouest à une profonde dépression érosive de forme allongée : la Fosse centrale de la Manche (Lericolais *et al.*, 1995; Lericolais, 1997). Comme la Fosse d'Ouessant (Boillot et Horn, 1966), d'extension plus limitée, la Fosse centrale incise la surface d'aplanissement de la Manche d'une centaine de mètres[3]. Enfin, en bordure de la rupture du plateau continental, la surface est relayée à partir des isobathes 130-140 m par toute une série de bancs sableux de grande dimension (50 Km de long pour 40 m de haut en moyenne : Bouysse *et al.*, 1976; Reynaud *et al.*, 1995) : fig. II.14.b.

[3] L'origine de ces fosses a été très discuté (Smith, 1985 par exemple); les travaux récents de Lericolais *et al.* (1995) et Lericolais (1997) ont mis en évidence un contrôle structural sur l'emplacement de la Fosse centrale, ainsi que la présence dans son fond de quatre unités sédimentaires progradantes d'est en ouest, non datées. La Fosse centrale se termine (mystérieusement) aux environs de 4°W.

Le passage de la surface d'aplanissement marine au domaine continental actuel permet de distinguer deux domaines (fig. II.12) . Au niveau du Golfe de St Malo, le passage de la Dépression de Rennes au domaine marin se fait progressivement. Par contre au niveau du Trégor et du Léon, le passage se fait brutalement à la faveur de l'Escarpement Nord-Armoricain, situé à quelques kilomètres en mer. Cet escarpement, dont le pied correspond à l'isobathe - 100 m au large du Léon, a une hauteur qui décroît du SO au NE : il s'amenuise en direction du Golfe de St Malo, et il disparaît dans la prolongation actuelle de la faille de Quessoy-Nort sur Erdre.

1.2.2-Le relief de la façade Atlantique

Comme nous l'avons noté précédemment, dans le sud de la Bretagne la topographie à terre se poursuit en mer jusqu'aux environs de l'isobathe - 50 m, au niveau du Pré-continent de Pinot (1974) ou des Régions Intérieures de Vanney (1977) : fig. II.15. Ce domaine est caractérisé par la présence d'un réseau de vallées ennoyées; sa morphologie sera précisée ultérieurement (§ IV.1). La surface d'aplanissement sud-armoricaine s'étend du Pré-continent jusqu'à l'isobathe - 160 m. La transition entre ces deux domaine se fait au niveau de l'Escarpement Sud Armoricain.

L'Escarpement Sud Armoricain peut être subdivisé en deux segments (fig. II.12). Au niveau des Glénans, il s'agit d'un escarpement proprement dit, appelé **hauts fonds de la Chimère**. Par contre, en direction du sud-est au niveau de Groix, puis à partir de Belle-Ile, il se substitue à cet escarpement un glacis peu penté qui assure en 30-40 Km le passage de l'isobathe -50 m à l'isobathe -100 - 110 m. La morphologie de l'Escarpement Sud Armoricain correspond donc plutôt ici à une rupture de pente ou à une flexure. Il s'agit du **Glacis-Plaine de Belle Ile** défini par Vanney (1977) : figures II. 12 et II.15. Son sommet est caractérisé par des hauts fonds rocheux dont fait partie Belle-Ile. Ce glacis ne présente aucune évidence d'incisions. Il est recouvert par un placage pluri-décimétrique de graviers et de galets. Le pied du glacis et la parie amont de la surface d'aplanissement sont recouverts par quelques dizaines de centimètres d'argiles et de silts (les vasières), surmontant une accumulation de graviers, galets et bioclastes mal classés (Vanney, 1977). Comme l'Escarpement Nord Armoricain, l'Escarpement Sud Armoricain s'amenuise d'ouest en est.

Au delà de -110 m, au pied l'Escarpement Sud Armoricain, se trouve la surface d'aplanissement *s.s.* (plate-forme externe de Vanney (1977) : fig. II.15). Sa rugosité est plus marquée que celle de la Manche occidentale. Elle présente des incisions de très faible profondeur, 15 m au maximum, pour des largeurs de plusieurs kilomètres (Pinot, 1974).

a-

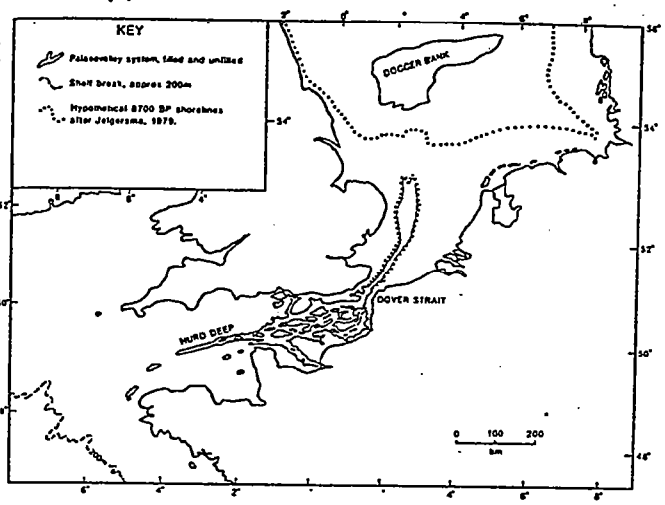


Fig.7. The palaeovalley system of the English Channel and its relationship with the deeps, the depression in the southern North Sea, and the "pits" of the central North Sea.

b-

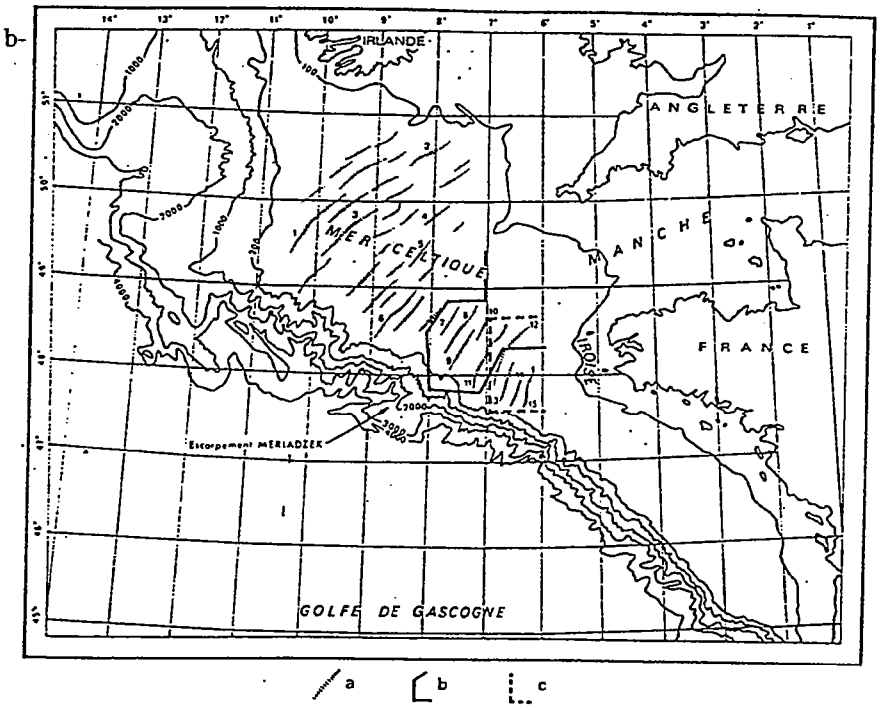


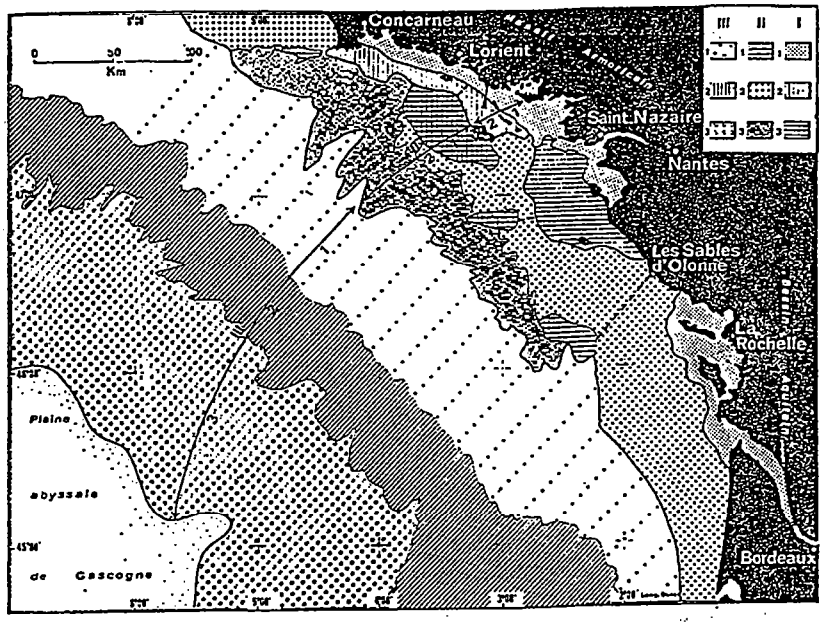
Fig.1. Les grands bancs dunaires de la mer Celtique; croquis de présentation. *a* = banc dunaire; *b* = secteur étudié par le B.R.G.M. = *c*: secteur étudié par le B.E.I.C.I.P.
1 = Grande Sole; *2* = Labadie; *3* = Cockburn; *4* = Jones; *5* = Melville Knoll; *6* = Petite Sole; *7* = *Découverte*; *8* = Shamrock Knoll; *9* = *Hermine*; *10* = *Astrolabe*; *11* = Castor; *12* = Parsons; *13* = Kaiser i Hind; *14* = *Dompaire*; *15* = *Bir-Hacheim*.
Les noms en italiques correspondent aux dénominations proposées dans cet article.
Isobathes de la pente occidentale d'après Berthois et al. (1968); en dehors du secteur étudié, tracé des bancs d'après carte marine S.H.O.M. no. 4587.

Figure II.14

a-Relation entre la Fosse Centrale de la Manche le système de paléovallées de Manche orientale formé des confluences de la Seine, de la Somme et de la Tamise (d'après Smith, 1985). Remarquer l'absence de prolongation de la Fosse Centrale vers le sud-ouest.

b-Localisation des bancs sableux de Mer Celtique,en amont de la rupture de pente du plateau continental (Bouysse et al., 1976).

GEOSCIENCES-RENNES BIBLIOTHÈQUE 1997



I. Les régions intérieures : (1) Dépressions prélittorales ; (2) « Chaussées » bretonnes ; (3) Plateaux vendéens.

II. Les régions centrales : (1) Roches isolées ; (2) Glacis-plaines ; (3) Grande vasière.

III. Les régions extérieures : (1) Plate-forme externe ; (2) Pente continentale ; (3) Glacis continental.

Figure II.15 Les différentes unités du domaine immergé sud-armoricain d'après Vanney (1977). Les Régions Intérieures (I) correspondent à la prolongation en mer de la topographie terrestre. Les Régions Extérieures (III) correspondent à une surface d'aplanissement. La transition entre ces deux domaines se fait par l'intermédiaire des régions centrales (II), qui correspondent à l'Escarpement Sud Armoricain (fig. II.12).

1.3-Conclusion : le découplage entre les reliefs incisés et les surfaces d'aplanissement

En conclusion, il existe un découplage morphologique majeur entre des reliefs incisés, à signature continentale, et reliefs d'une planarité remarquable, à signature marine. La transition entre ces domaines ne correspond pas à la ligne de cote actuelle.

Les modalités par lesquelles les reliefs incisés passent aux surfaces d'aplanissement diffèrent fondamentalement entre l'est et l'ouest de la Bretagne. Du coté est, le passage de la Dépression de Rennes aux surfaces d'aplanissement sud-armoricaines et de la Manche est régulier, marqué toutefois au sud par une flexure, le Glacis-Plaine de Belle-Ile. A l'opposé, la transition entre le Plateau Ouest Armoricain et les surfaces d'aplanissement est brutale, marquée aussi bien au nord qu'au sud par un escarpement important.

Aux variations de relief décrites à terre entre la Dépression de Rennes et le Plateau Ouest Armoricain correspondent donc également des différences majeures du mode de transition entre le domaine terrestre et le domaine marin, le secteur à topographie la plus incisée à terre étant limité en mer par des escarpements importants. **Il existe donc un découplage majeur "terre/mer" du Massif Armoricain,** indépendant de la position actuelle du littoral.

2-LA FORMATION DU RELIEF ARMORICAIN : ETUDES ANTERIEURES

Le Massif Armoricain a été de tout temps su sujet d'études géomorphologiques, tant de la part de géographes tel que Emmanuel De Martonne que de la part de géologues comme Charles Barrois. Plusieurs publications marquantes ponctuent ainsi l'évolution des idées concernant le relief de la Bretagne. Ce sont tout d'abord les travaux de Puillon-Boblaye (1827) et de Barrois (1897), qui ont jeté les bases descriptives, physiographiques, du Massif Armoricain. Puis De Martonne (1906) a proposé un premier modèle d'évolution du relief de l'ensemble de la Bretagne dans un article intitulé "La pénéplaine et les côtes bretonnes", devenu un classique d'étude géomorphologique. Cette étude, inspirée des travaux de Davis (1889) marque véritablement le début des investigations morphologiques du Massif Armoricain. Deux grands types d'objets ont alors été étudiés : (1) les pénéplaines et les surfaces d'aplanissement (2) le réseau hydrographique.

2.1-Les différents modèles d'évolution du relief du Massif Armoricain.

2.1.1-L'évolution du relief selon Charles Barrois.

En tant que géologue, Barrois (1897) était impressionné par la puissance de l'érosion, agent qui a permis aux roches profondes d'affleurer aujourd'hui à la surface. En effet, Barrois (1897) attribue l'érosion de la chaîne Hercynienne à des agents sub-aériens et au ruissellement plutôt qu'à une "dénudation marine".

A la suite des travaux de Puillon-Boblaye (1827), la structure fondamentale du relief du Massif Armoricain (fig II.16) est décrite comme la juxtaposition de "deux pénéplaines adossées l'une à l'autre, et à pentes respectivement tournées, l'une vers le nord et l'autre vers le sud". Barrois reconnaît que ces deux "pénéplaines" ont des pentes différentes (forte pour le plateau septentrional et faible pour le plateau méridional) et il attribue directement ces différences de pentes régionales à la structure de la chaîne hercynienne. Cependant un des points majeurs des travaux de Barrois (1897) est la reconnaissance de la dualité qui existe entre la structure Est-Ouest du socle du Massif Armoricain (et sous-entendu du relief de la chaîne Hercynienne) et le réseau de drainage majoritairement orienté Nord-Sud de la Bretagne. Il propose un modèle d'évolution du relief de la Bretagne qui comprend deux étapes (fig II.16): Après l'histoire hercynienne, il existait en Bretagne des reliefs et des rivières orientés Est-Ouest, guidés par la structure du socle. Il donne à ces rivières le nom de "rivières originelles"; elles ont alimenté en partie la sédimentation Mésozoïque du Bassin Parisien. A la faveur d'irrégularités dans les direction de la chaîne hercynienne, il s'est formé localement des lacs qui ont été progressivement

Coupe schématique à travers la Bretagne, montrant l'évolution de son système hydrographique.

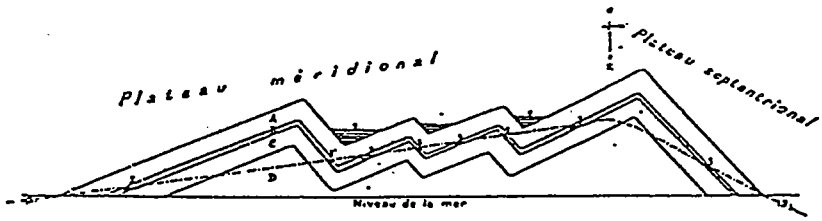


Fig. 1.

1. *Rivières séquentes :* suivant les fossés cylindriques jusqu'aux lacs (rivières originelles).
2. *Rivières conséquentes :* suivant la pente générale vers la mer (rivières de cluses).
3. *Rivières subséquentes :* suivant les lignes d'affleurement des strates les moins résistantes (rivières de combes).

A. B. C. D. Terrains paléozoïques; l'étage B formé de strates imperméables, peu résistantes.
La coupe représente le profil en travers des rivières séquentes et subséquentes, et le profil en long des rivières conséquentes.

Figure II.16 Coupe schématique de la Bretagne (comparer avec la figure II.5) et premier modèle de formation du réseau hydrographique armoricain (Barrois, 1897). cf. texte pour la présentation de ce modèle.

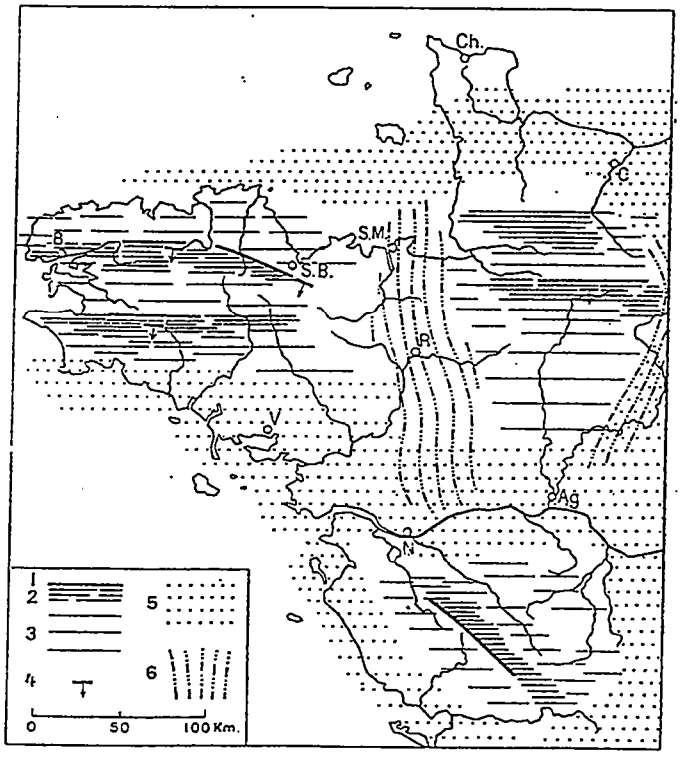


FIG. 32. — Schéma des déformations du Massif Armoricain. — Échelle, 1 : 5 000 000.

1, 2, 3, Tendance à l'exhaussement (1, maximum ; 3, minimum). — 4, Inclinaison du socle. — 5, Tendance à l'affaissement. — 6, Affaissement transversal. — Abréviations : Ag., Angers ; B., Brest ; C., Caen ; Ch., Cherbourg ; N., Nantes ; R., Rennes ; S. B., Saint-Brieuc ; S. M., Saint-Malo ; V., Vannes.

Figure II.17 Modèle de déformation du Massif Armoricain pendant le Tertiaire proposé par de Martonne (1942) à partir de l'analyse du relief. Ce modèle montre un basculement vers le sud associé à une surrection du Plateau Ouest Armoricain et du Bocage Normand par rapport à la Dépression de Rennes.

remplis de sédiments. Finalement, ils ont été entièrement comblés; ils ont alors "débordés" et les eaux se sont déversés suivant la pente régionale, créant ainsi un système de drainage orienté Nord-Sud.

Ce modèle, bien que très simple, a le mérite de poser un des problèmes majeurs de morphologie Armoricaine : quel est le mécanisme de création d'un système de drainage Nord-Sud dans un domaine ou la polarité apparente du relief imposée par les éléments topographiques de deuxième ordre est globalement Est-Ouest ?.

2.1.2-L'évolution du relief selon Emmanuel De Martonne.

La publication de l'article de De Martonne (1906) marque véritablement le début des investigations géomorphologiques en Bretagne. En effet, les travaux de Barrois (1897) sont fortement axés sur des problèmes d'ordre géologiques plutôt que géographiques. Après une étude détaillée des principales provinces morphologiques du massif Armoricain, De Martonne (1906) aboutit à un schéma général de développement du relief de la Bretagne. Selon ce modèle, l'essentiel du relief breton se résume à la présence d'une pénéplaine que l'on retrouve sur l'ensemble du Massif Armoricain ; elle serait le témoin d'un aplanissement de l'ensemble de la Bretagne durant le Mésozoïque. Cette pénéplaine serait actuellement bien conservée dans certains secteurs : plateau septentrional (Léon, Trégor), plateau du sud de Rennes, Bretagne méridionale et sud de la Montagne Noire. Dans ce schéma, De Martonne (1906) considère qu'il existait des reliefs au dessus de cette pénéplaine : Menez Belair, Menez Bré et Monts d'Arrée.

A l'échelle du Massif Armoricain, cette pénéplaine est déformée; elle enregistre une déformation que nous pourrions qualifier de grande longueur d'onde et que De Martonne décrit comme un "gauchissement de la surface terrestre sans dislocations tectoniques" (fig. II.17). Cette déformation se caractérise par un basculement de la plate-forme septentrionale marquée par une pente de cette surface qui augmente de l'Est vers l'Ouest et du Nord vers le Sud. Dans le sud de la Bretagne, cette déformation se caractérise par un basculement de la pénéplaine vers le Sud. De Martonne met ainsi en évidence un axe de soulèvement maximal situé dans le nord du Massif Armoricain, au niveau des Monts d'Arrée. De Martonne note également que cette pénéplaine a subi une déformation plus intense dans l'Ouest de la Bretagne que dans l'Est, ce découplage se produisant au niveau de la baie de St Brieuc. Cette étude a permis à De Martonne (1942) de proposer un schéma qualitatif de déformation du Massif Armoricain (fig. II.17). De Martonne (1906) situe cette déformation durant "l'époque tertiaire" et il considère qu'elle doit être contemporaine "du soulèvement du Massif Central, contre-coup des plissements alpins".

Cette déformation de la pénéplaine a provoqué une reprise d'érosion marquée par le réseau de drainage actuel, qui a entraîné un "rajeunissement" de la topographie. Selon De Martonne (1906), la modification de la pénéplaine a été fortement influencé par la lithologie du substratum

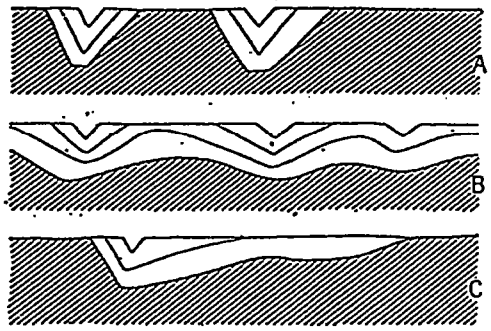


Fig. 3. — Ravinement d'une pénéplaine. Ravinement exprimé par les profils transversaux successifs emboîtés des vallées :

A, dans une région de couches très résistantes à l'érosion;
B, dans une région de couches peu résistantes;
C, au contact de bandes de roches de consistance inégale.

Figure II.18 Evolution de la topographie pendant l'incision fluviatile selon que le substrat soit constitué de roches "résistantes" à l'érosion (A) ou non (B). D'après de Martonne (1906).
En (C), la juxtaposition de roches résistantes (à gauche) et de roches peu résistantes (à droite) entraine la formation d'une topographie assymétrique. Pour De Martonne, cet modèle permet d'expliquer la formation du Bassin de Rennes (schistes) séparé du Plateau du Sud de Rennes (grès) par l'intermédiaire de l'escarpement de Pont-Réan. Dans ce modèle, la pénéplaine est érodée au niveau du Bassin de Rennes mais conservée sur le Plateau du Sud de Rennes.

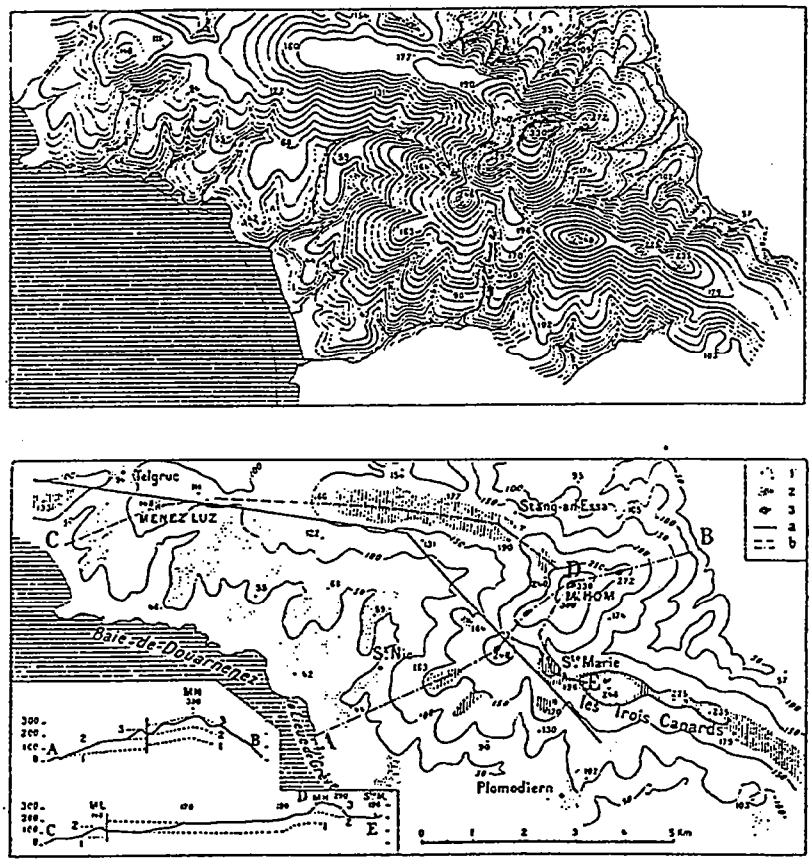


Fig. 1. — Le Menez-Hom et ses abords (Échelle, 1 : 150 000).

En haut, relief par courbes de niveau (équidistance, 10 m.). Carte dessinée et communiquée par le Capitaine S. Delahaye. Les cotes sont celles de la carte à 1 : 80 000 (altitude exacte du signal du Menez-Hom, 329 m. 6).

En bas, les plates-formes d'érosion. Courbes de 50 en 50 m. — 1, Plate-forme du Léon ; 2, Plate-forme de Sainte-Marie-du-Menez-Hom ; 3, Plate-forme d'Arrée ; *a*, Flexure ; *b*, Tracé des coupes.

En cartouche, coupes à l'échelle de 1 : 300 000 pour les longueurs et de 1 : 30 000 pour les hauteurs.

Figure II.19 Définition des surfaces d'applanissement du Ménez Hom, d'après Musset (1928). Elles sont définies à partir des replats de la topographie, corrèlés ensuite entre eux.
Cette méthode, très utilisée en Bretagne et dans les études géomorphologiques en général peut aboutir à des abuts. Dans cet exemple, la définition d'une paléo-surface à partir de quelques sommets d'altitudes différentes ne nous parait par exemple pas justifié (Plate-forme n°3 par exemple).

(fig. II.18). Dans les zones de roches "dures", cette reprise d'érosion s'est marquée par une incision de la topographie ; dans ces régions, la pénéplaine est conservée au niveau des interfluves. Par contre, dans les zones de roches "tendres", la reprise d'érosion s'est manifestée par une incision de la topographies accompagné d'une érosion intense des versants. Ce sont des zones ou il n'existe actuellement plus de traces de la pénéplaine : bassin de l'Aulne et bassin de Rennes ("la topographie des environs de Rennes est d'une monotonie désespérante"). Dans certains secteurs tels que le sud de la Montagne Noire (Scaër, Guiscriff), pourtant constitués de roches "tendres", il y a eu conservation de la pénéplaine. De Martonne (1906) attribue cette conservation anormale à la présence dans ces régions d'une épaisse "couverture de cailloutis argileux" qui aurait bloqué l'érosion. Nous savons actuellement que ces "cailloutis argileux" sont en fait des altérites (cf.§ IV.3).

2.1.3-Les apports de Musset (1928) et la reconnaissance des paléo-surfaces.

A la suite des travaux de De Martonne (1906), Musset (1928) a effectué une étude morphologique du relief de la Bretagne Occidentale, dans les zones ou De Martonne (1906) avait définit des reliefs résiduels au dessus de la pénéplaine. Les travaux effectués par Musset (1928), par exemple sur le Menez Hom (fig. II.20), l'on conduit à définir dans la Bretagne Occidentale non plus une mais trois pénéplaines superposées (fig. II.20.a). La plate-forme inférieure correspond en grande partie à la pénéplaine définie par De Martonne (1906). Musset (1928) lui donne le nom de plate-forme du Léon. La plate-forme intermédiaire est appelée plate-forme de Sainte Marie du Ménez Hom. Elle comprend en particulier toute la région située au sud des Montagnes Noires ou De Martonne (1906) voyait une conservation anormale de sa pénéplaine. Enfin, Musset (1928) définit une troisième surface, la plate-forme d'Arrée, conservée presque uniquement sur les sommets. Selon Musset (1928), ces trois surfaces sont séparées par des différences d'altitude similaires, de l'ordre de 80 m (fig. II.20.b). Comme De Martonne (1906), Musset (1928) considère qu'il existe une déformation à grande longueur d'onde de cette région. Les différences d'altitude entre les trois surfaces étant constantes sur toute la Bretagne Occidentale, cette déformation leur est donc postérieure. Dans certains secteurs (Menez Hom, baie de Douarnenez) Musset (1928) envisage toutefois l'existence de mouvements de failles en complément du plissement de grande longueur d'onde.

L'étude de cette zone et plus particulièrement des Monts d'Arrée a été reprise par Guilcher (1949 a). Celui-ci conforte, à quelques considérations géométriques près, l'existence de ces trois surfaces. Cependant, selon Guilcher (1949 a), l'altitude entre les trois surfaces n'est pas constante sur la région étudiée : la surface supérieure serait plus déformée que les deux autres et par endroit, il y aurait superposition des surfaces supérieures et intermédiaires (en particulier dans le sud-ouest des Monts d'Arrée).

a-

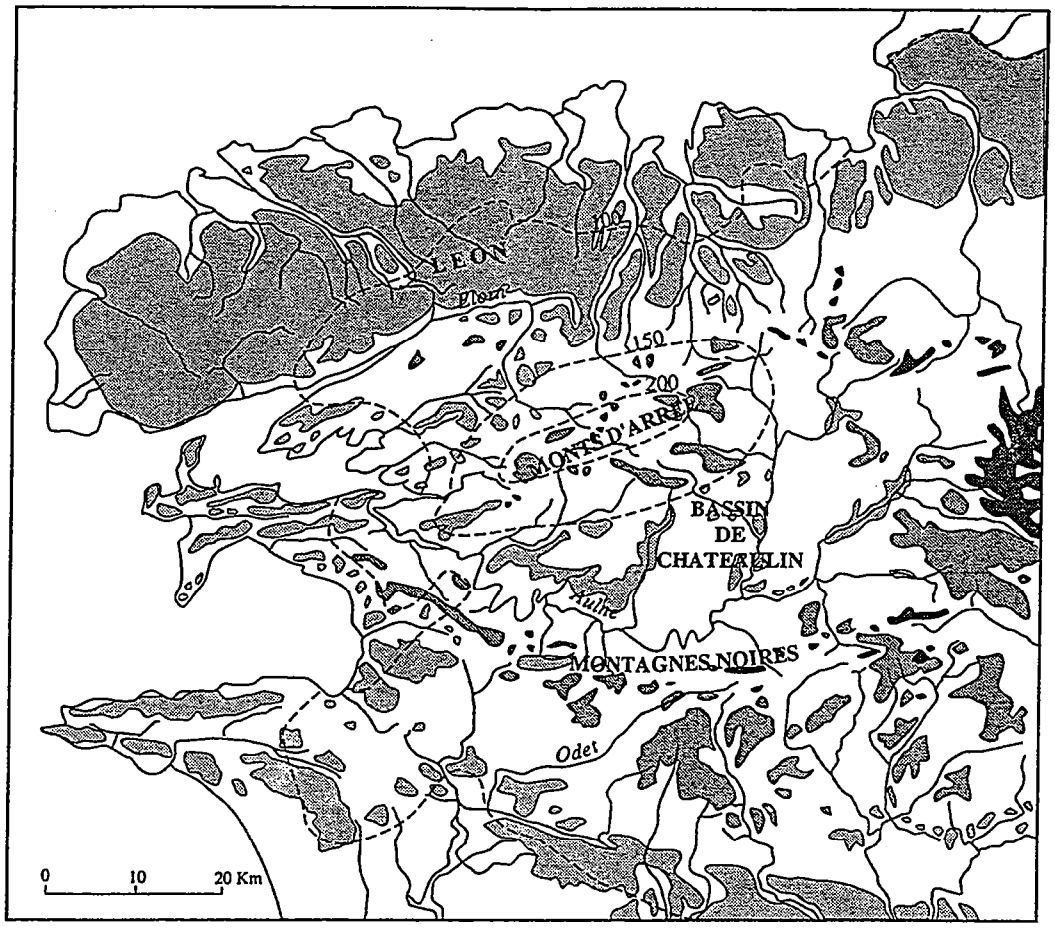


Plate-forme d'Arrée

Plate-forme du Léon

Plate-forme de Ste Marie du Ménez Hom

--- Altitudes actuelles de la plate-forme du Léon (100, 150, 200 mètres)

b-

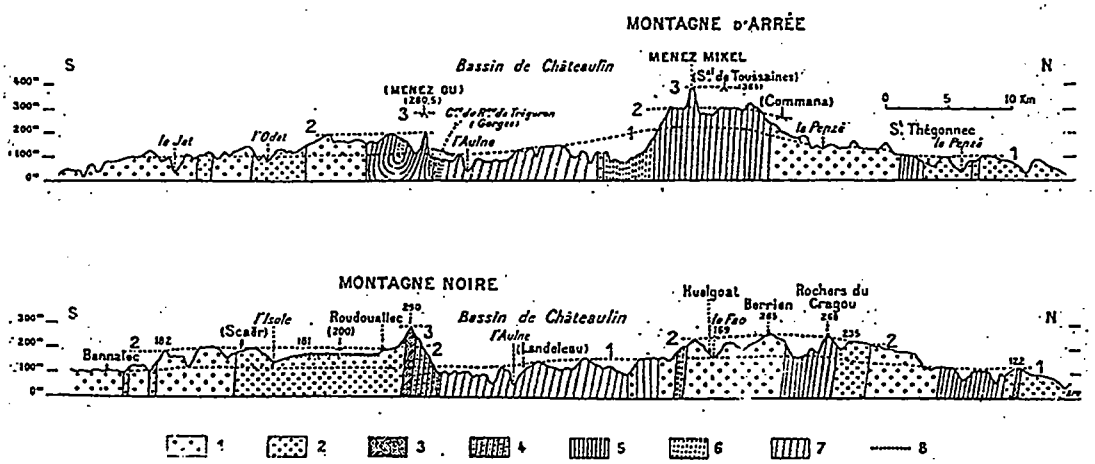


Fig. 3. — Coupes Nord-Sud à travers la Bretagne occidentale, montrant les trois plates-formes du Léon (1), de Sainte-Marie-du-Menez-Hom (2), d'Arrée (3), et leurs déformations.

1, Granite et roches cristallophyliennes. — 2, Schistes briovériens. — 3, Grès armoricains. — 4, Schistes d'Angers et schistes et grès de Camaret. — 5, Schistes et grès de Plougastel. — 6, Schistes et calcaires de Nehon. — 7, Schistes ardoisiers carboniférens. — 8, Couverture de cailloux argileux (entre l'Isole et Roudouallec). — Échelle des longueurs, 1 : 500 000 ; hauteurs exagérées vingt fois. — Les tracés en traits interrompus se rapportent à des lieux situés au voisinage du plan de coupe.

Figure II.20 Les paléosurfaces de Bretagne occidentale d'aprrès Musset (1928).
a-Localisation des paléo-surfaces actuellement préservées (modifié).
b-Coupes nord-sud de la Bretagne occidentale, montrant (1) les corrélations proposées entre paléo-surfaces et (2) une déformation de la Bretagne d'après l'allure des corrélations proposées.

Gautier (1947) reconnaît également ces trois surfaces en Bretagne centrale (entre Ploermel et Rostrenen). Par contre dans l'est de la Bretagne, ces surfaces n'ont pas été caractérisées. Selon Meynier (1940) seule la pénéplaine de De Martonne (1906), c'est à dire la plate-forme du Léon (Musset, 1928) y est représentée, fortement déformée selon un système de blocs basculés (fig. II.21).
Selon Guilcher (1949 a), la surface supérieure daterait du début du Mésozoïque. La surface inférieure serait de l'Eocène, scellée par des grès continentaux (grès à Sabals). En Bretagne méridionale, Guilcher (1948) définit également deux surfaces supplémentaires en position inférieure : la surface de Ste Anne (50-65 m) et la surface de Ploermel (30-35 m). Ces surfaces sont interprétées comme des surfaces d'abrasion marine Plio-Quaternaire.

En résumé, la morphologie du Massif Armoricain résulterait d'une évolution essentiellement Mésozoique ayant conduit à la formation de trois surfaces successives, étagées. La dernière de ces surfaces daterait de l'Eocène. A l'inverse de Baulig (1928) qui considère que les paléo-surfaces du Bassin de Paris correspondent à des surfaces d'abrasion marine lors de hauts niveaux eustatiques, ces surfaces sont interprétées comme des pénéplaines élaborées en milieu continental. L'ensemble de ces paléo-surfaces seraient déformées. En réponse à cette déformation, un réseau hydrographique se serait alors installé sur le Massif Armoricain.

2.2-L'établissement du réseau hydrographique.

Pour de nombreux auteurs (De Martonne, 1906; Musset, 1934; Gautier, 1947; Guilcher, 1948; Hallegouet *et al.*, 1976), le réseau hydrographique actuel s'est installé dans ses grandes lignes à la suite de la déformation de la dernière pénéplaine. Il serait donc d'âge Eocène. En effet, pour certains de ces auteurs, l'affleurement de dépôts d'âge Oligocène dans certains vallées bretonnes (Aber Ildut : Hallegouet *et al.*, 1976; Vilaine à Langon : Guilcher, 1948) signifie que ces vallées existaient déjà durant cette période, bien que les relations géométriques entre les sédiments et les vallées ne leur soient pas connues.

Selon ce schéma, la géométrie actuelle du réseau de drainage et son organisation selon des axes N-S résulte directement du style de déformation décrit par De Martonne (1906) (fig. II.17). Pour Musset (1934), Gautier (1947), Guilcher (1948), Hallegouet *et al.* (1976), la géométrie de ce réseau "originel" a été modifié par une série de captures. Par exemple, Musset (1934), à partir d'une reconstitution basée sur la reconnaissance de cluses, décrit un réseau de drainage originel en Bretagne Occidentale composé de drains s'écoulant directement selon une direction N-S des Monts d'Arrée vers l'Atlantique (fig. II.22). Selon Musset (1934), la formation du bassin versant de l'Aulne et de son drain principal Est-Ouest se serait produite ultérieurement par une série de captures (fig. II.22). Malgré cela, pour l'ensemble des auteurs cités précédemment, le relief et le réseau de drainage du Massif Armoricain sont des objets qui ont

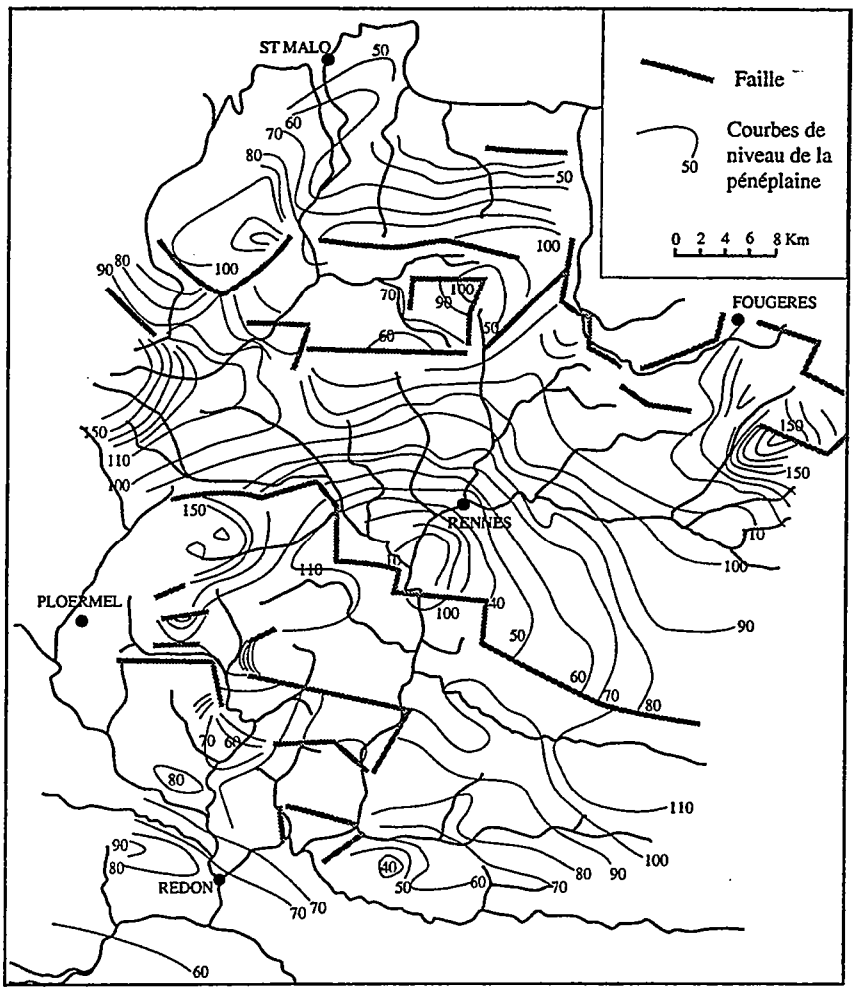


Figure II.21 Déformation de la pénéplaine en Bretagne orientale (Meynier, 1940).

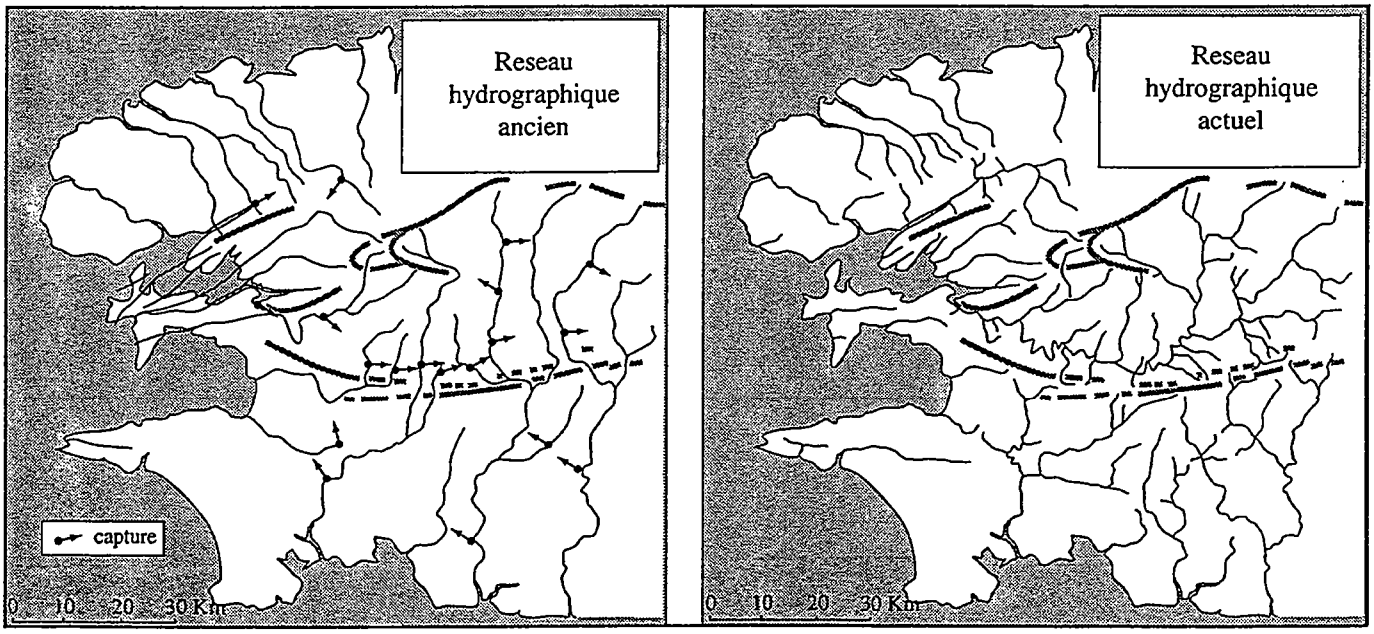


Figure II.22 Evolution du réseau hydrographique de Bretagne occidentale (Musset, 1934; modifié).

globalement peu évolués depuis l'Eocène, et ce malgré une activité tectonique post-Eocène reconnue par ces auteurs (Guilcher, 1939; Gautier, 1947; Guilcher, 1948). L'évolution morphologique du Massif Armoricain pendant le Cénozoïque se résume ainsi à une érosion dans un système de drainage initié dans ses grandes lignes à l'Eocène. Selon Gautier (1947) et Guilcher (1948), deux étapes de l'enfoncement des rivières armoricaines sont enregistrées sous forme de ruptures de pente dans les profils longitudinaux (affluents de l'Oust et du Blavet : Gautier, 1947; rivières de Bretagne méridionale : Guilcher, 1948).
Pour ces auteurs, l'érosion dans ce réseau de drainage est interrompue par des périodes de remplissage sédimentaire durant deux phases de transgression (Miocène : "mer des faluns" et Pliocène : "mer des sables rouges"). Le cas de la transgression Pliocène est particulièrement intéressant. En effet, depuis que de la glauconie a été trouvée dans les sables Pliocène par Milon (1929), de nombreux auteurs considèrent que le dépôt de ces sables s'est effectué en domaine marin. La mer Pliocène aurait ainsi recouvert les reliefs armoricains jusqu'à des altitudes d'environ 100 m, laissant ainsi des dépôts sur les reliefs ennoyés du Massif Armoricain (Milon, 1929; Milon, 1937; Gautier, 1947; Guilcher, 1948, ...). Ceci expliquerait la présence actuelle de sables sur les interfluves. Pour Gautier (1947) et Guilcher (1948), lors de la régression qui a suivi le dépôt de ces sables sur le relief armoricain, les rivières ont retrouvé leur position antérieure et ont repris leur action érosive.

A l'opposé de cette conception de l'évolution du réseau hydrographique, Meynier (1940) considère qu'il y a eu au moins trois réseaux hydrographiques indépendants depuis l'Eocène. Ainsi, contrairement à Gautier (1947) et à Guilcher (1948), pour Meynier (1940) et pour Durand et Estéoule-Choux (1977), la topographie anté-Pliocène comblée par les sables rouges ne correspond pas à la topographie actuelle. Le réseau de drainage actuel serait donc post-pliocène. Meynier (1940) aboutit ainsi à un schéma d'installation du bassin versant de la Vilaine à partir d'une surface initiale recouverte de sables Pliocène. La géométrie actuelle de ce réseau de drainage, et en particulier l'incision du plateau du Sud de Rennes, dériverait ainsi majoritairement d'un processus de surimposition. Cependant, Meynier (1940, 1947) montre qu'il existe un découplage dans les stades anciens de creusement de la Vilaine au niveau de la limite entre le bassin de Rennes et le plateau du Sud de Rennes. Meynier (1940, 1947) envisage ainsi un fonctionnement de la faille de Pont-Réan pendant le Quaternaire et n'exclut pas une part d'antécédence dans l'incision de la Vilaine.

2.3-Conclusions

Au terme de cette revue, il apparaît que les concepts concernant la formation de la topographie armoricaine ont fortement évolués au cours du temps. Tout d'abord, pour Barrois (1897), c'est principalement une topographie héritée du Paléozoïque que l'on observe aujourd'hui. A l'opposé, pour De Martonne (1906, 1942), le relief actuel est indépendant de

l'orogenèse hercynienne et c'est principalement une tectonique post-hercynienne, Tertiaire au sens large, qui a contrôlé la formation de la topographie actuelle. Enfin, les travaux successifs ont conduit à la proposition de modèles d'évolution de plus en plus récente de la topographie (Meynier,1940, 1947; Durand et Estéoule-Choux, 1977).

Les différents travaux menés sur la topographie armoricaine ont suivi une tendance continue au rajeunissement du relief. On est ainsi passé d'un stade ou la topographie était considérée en quelque sorte comme fossile à un stade ou elle est considérée au contraire comme étant en perpétuelle évolution, marquée principalement par l'action récente des processus érosifs.

3-EVOLUTION GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN

Si l'histoire mésozoique des trois bassins qui encadrent le Massif Armoricain est connue dans les grandes lignes, l'évolution de la partie actuellement émergée du Massif Armoricain reste largement méconnue. La principale question concerne l'évolution continentale du Massif Armoricain durant le Mésozoïque : était-ce un domaine perpétuellement émergé et soumis à l'érosion ou fut-il une zone d'accumulations sédimentaires, continentales ou marines, ultérieurement érodées ?

Dans le but de caractériser le plus précisément possible le développement du relief armoricain, nous avons reconsidéré l'ensemble de son évolution géologique et géomorphologique, principalement à partir de la bibliographie. Ceci nous a conduit à mener de nouvelles études de terrain, en particulier sur les formations sédimentaires d'âge Mio-Pliocène car elles représentent une période clé dans l'évolution armoricaine. Ces analyses de terrain nous ont permis de préciser la chronologie relative de développement du relief mais également d'aborder des problèmes cruciaux tels que les causes de la formation de la topographie actuelle.
Dans un premier temps, nous nous attacherons tout d'abord à présenter succintement le contexte géodynamique de l'évolution méso-cénozoique du Massif Armoricain à l'échelle du Nord-Ouest de l'Europe. Il nous a paru nécessaire de préciser ce cadre général car la rareté des marqueurs sédimentaires ne nous permet pas d'aborder une large partie de cette histoire. La connaissance du contexte géodynamique à une large échelle nous permet par contre de poser certaines bases de réflexion concernant son évolution.
Les deux parties suivantes concernent spécifiquement l'évolution du Massif Armoricain : anté-Pliocène, principalement à partir de la bibliographie, puis syn à post-Pliocène d'après la bibliographie et nos propres observations.

3.1-Contexte géodynamique à l'échelle du domaine Nord-Ouest européen

Suite à l'effondrement gravitaire de la chaîne hercynienne au Carbonifère (Burg *et al.*, 1994; Becq-Giraudon *et al.*, 1996), une déformation extensive se poursuit pendant le Permien puis pendant le Trias dans le Nord-Ouest de l'Europe (Ziegler, 1997c). Il est classiquement admis que le relief de la chaîne hercynienne était pénéplané au Permien, ou tout du mois à la fin du Trias, bien que le processus de pénéplénation ne soit pas connu à l'heure actuelle (érosion et/ou tectonique extensive ?).

Durant le Mésozoique, le nord-ouest de l'Europe enregistre les déformations liées à l'évolution de l'Atlantique Nord et de la Téthys.

Cette période est marquée par la formation de nombreux bassins sédimentaires extensifs (fig. II.1), initiés dès le Permien (Ziegler, 1987a). La subsidence de ces bassins est interrompue lors d'événements tectonique s'enregistrant ponctuellement (base du Jurassique moyen; Jurassique supérieur : Oxfordien; limite Jurassique-Crétacé : Berriasien : Ziegler, 1987a,b). La subsidence à long terme de l'ensemble de ces bassins est stoppée à partir du Crétacé inférieur suite à l'ouverture (Berriasien) et à l'océanisation (Aptien) du Golfe de Gascogne (Montadert *et al.*, 1977; Olivet *et al.*, 1984; Ziegler, 1987a). Le dépôt de la craie (Crétacé supérieur) est due à une transgression majeure à laquelle se surimpose une subsidence régionale liée à la ré-équilibration thermique de la lithosphère.
Du fait de la fermeture de la Tethys et de la collision alpine qui en résulte, l'ensemble du Nord-Ouest de l'Europe est en compression à partir du Crétacé terminal et durant le Paléogène. Il en résulte une inversion de nombreux bassins Mésozoïque situés au nord de l'orogène alpin, et ce jusqu'à des distances importantes des Alpes et des Pyrénées, de l'ordre de 1300 Km (Ziegler, 1997c). Dans l'ensemble de l'Europe du Nord-Ouest, la déformation majeure des différents bassins sédimentaires n'est cependant pas synchrone.

-Dans le Bassin de Paris , les premières évidences de déformation compressive sont enregistrées à partir du Crétacé supérieur-Paléocène (Pomerol, 1978; Perrodon et Zabek, 1991). L'ensemble du Tertiaire correspond à un arrêt de la subsidence du bassin dans un contexte globalement compressif. Le Mio-Pliocène est une période pendant laquelle le bassin est en transit sédimentaire; le Pléistocène moyen/supérieur correspond à une surrection généralisée du bassin qui entre alors dans une histoire strictement érosive (Perrodon et Zabek, 1991; Robin, 1995).

-Au niveau de la marge sud-armoricaine, le Crétacé supérieur et le Paléocène sont concordants (Guillocheau *et al.*, 1997). La première déformation majeure (décrochement dextre le long d'une zone de failles NW-SE parallèle à la rupture de pente du plateau continental) se produit à la limite Eocène moyen-Eocene supérieur et se poursuit ensuite jusque dans l'Oligocène. Cette déformation est scellée par le Miocène (Guillocheau *et al.*, 1997).
Toujours au niveau de la marge, mais au Sud-Ouest des Iles Britanniques, une discordance majeure entre l'Eocène moyen et l'Oligocène inférieur marque cette déformation (Masson et Parson, 1989). Le long de la marge, une discordance majeure Eo-Oligocène à intra-Oligocène a également été caractérisée au niveau de l'éperon de Goban (Sibuet *et al.*, 1985). A l'échelle de la marge, ces déformations sont globalement de faible amplitude.

-Dans le Bassin des Approches Occidentales de la Manche (fig. II.23), la déformation compressive s'initie durant l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur (Ziegler, 1987b). La phase d'inversion majeure du bassin a lieu à l'Oligocène supérieur-Miocène moyen (Ziegler, 1987b; Hayward et Graham, 1989), avec probablement une composante décrochante sénestre (Nalpas,

1996). La quantité d'inversion verticale est kilométrique le long de la faille d'Aurigny-Ouessant qui borde le bassin au sud. La Fosse Centrale de la Manche (fig. II.12), citée précédemment, est installée sur cette zone de failles (Lericolais *et al.*, 1995; Lericolais, 1997).

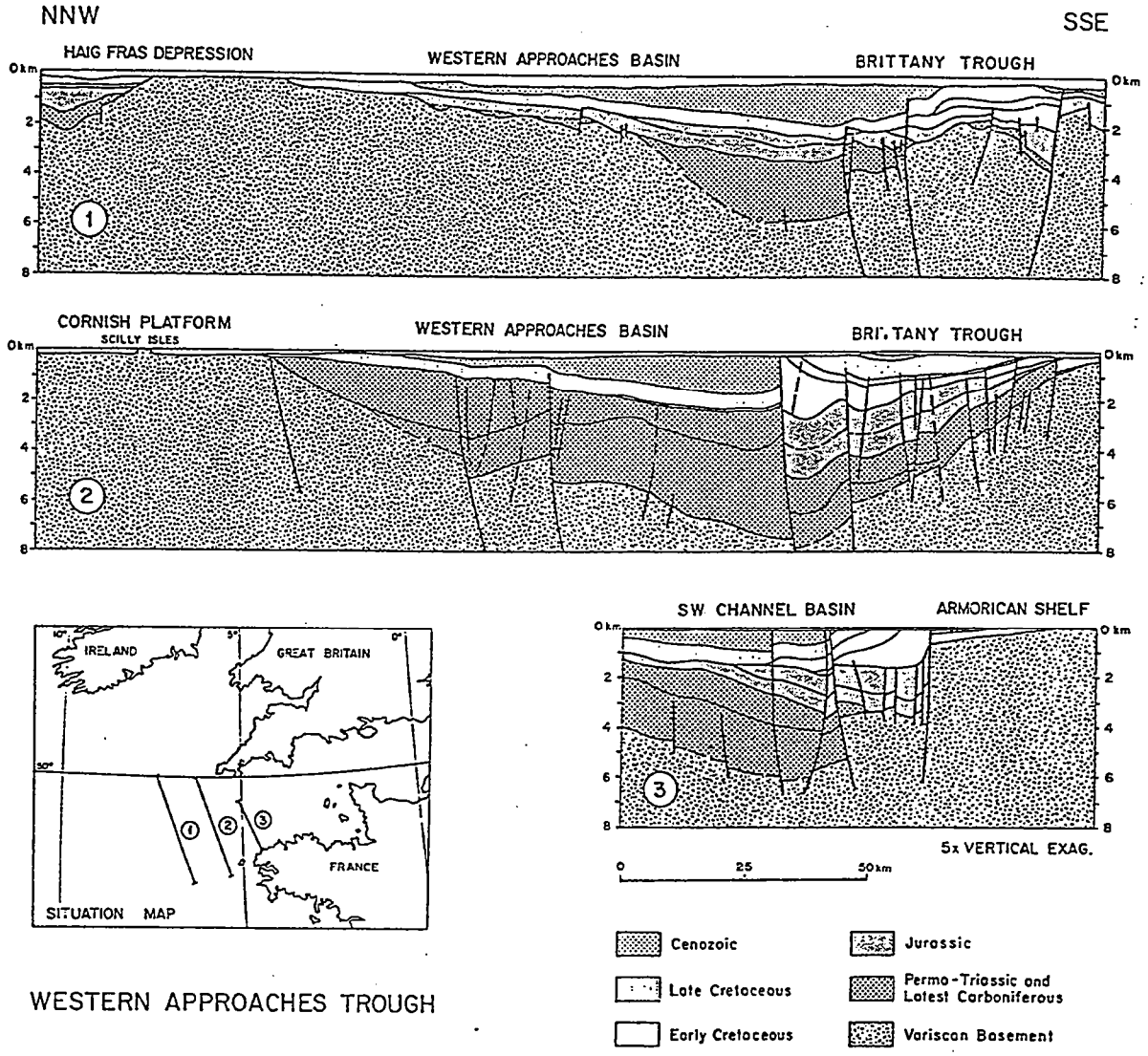


Figure II.23 Coupes structurales du bassin des Approches Occidentales de la Manche (Ziegler, 1987b; cf. localisation sur la figure II.1). Cette coupe montre l'inversion post-Crétacé de la partie sud du bassin le long du système de failles d'Aurigny-Ouessant. Cette inversion se produit à quelques kilomètres au nord de la Bretagne.

La déformation des bassins péri-armoricains est très hétérogène; elle est faible au niveau de la marge sud-armoricaine. Le Bassin de Paris est déformé à moyenne-grande longueur d'onde en régime compressif. La déformation est maximale au niveau de la Manche. L'inversion du bassin des Approches de la Manche en contexte de décrochement sénestre est prise en relais par des décrochements dextres dans le Bassin de Paris (faille du Pays de Bray, faille de Rouen-Sennely). Il en résulte un déplacement non négligeable du bloc Massif Armoricain-Massif Central vers le Nord-Ouest (Ziegler, 1987c). Les causes de cette déformation sont discutées. L'ensemble des déformations Oligo-Miocène du nord-ouest de l'Europe, y compris la formation du Rift Ouest Européen (ensemble de grabens Rhone-Bresse-

Rhin), ont un cadre cohérent dans un modèle de poinçonnement par les Pyrénées (Tapponnier; 1977; Nalpas, 1996) : figure II.24.

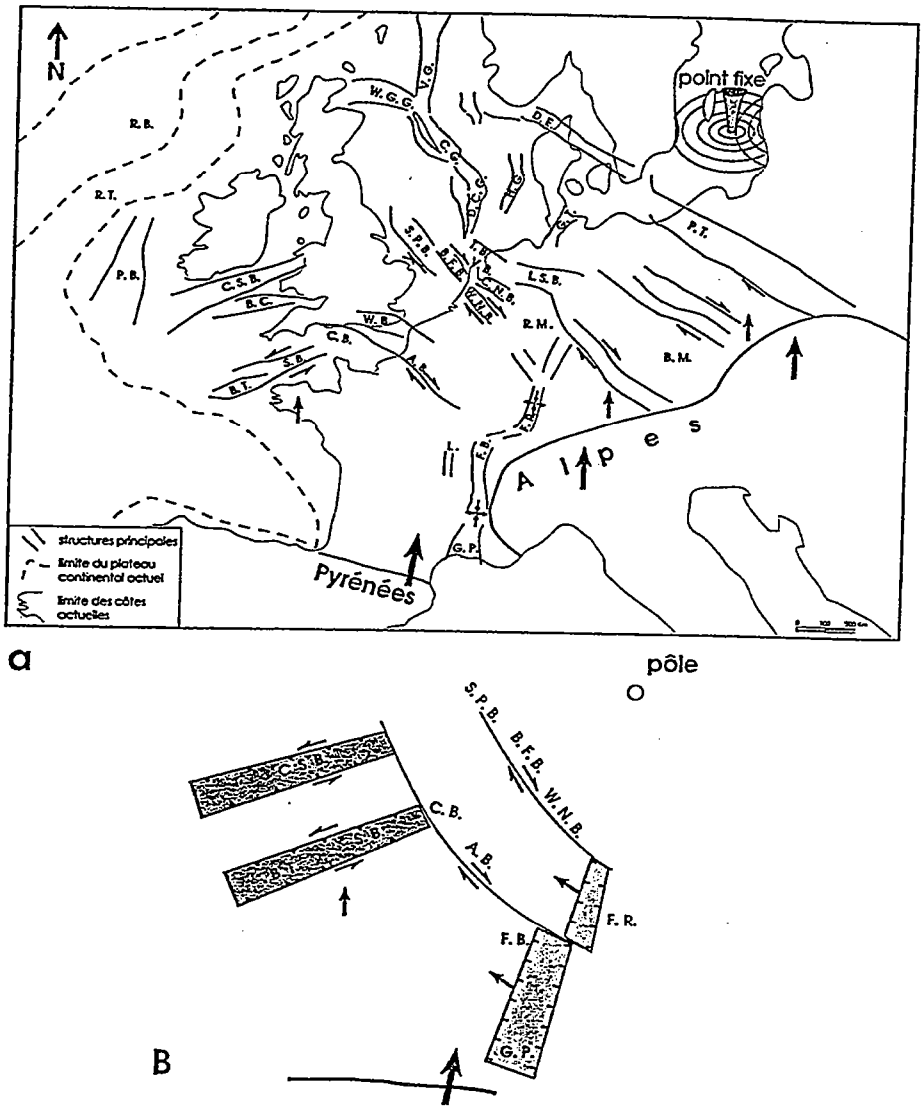


Figure VII.17 : Modèle de l'inversion Tertiaire, (a) carte générale, (b) schéma interprétatif. Abréviations : A.B. : "Anticlinal de Bray", B.C. : "Bristol Channel Trough", B.F.B. : "Broad Fourteens Basin", B.M. : "Bohemian Massif", B.T. : "Brittany Trough", C.B. : "Channel Basin", C.G. : "Central Graben", C.N.B. : "Central Netherlands Basin", D.C.G. : "Dutch Central Graben", D.E. : "Danish Embayment", F.B. : "Fossé de Bresse", F.R. : "Fossé Rhénan", G.T. : "Glückstadt Trough", G.P. : "Graben de Provence", H.G. : "Horn Graben", L. : "Limagne", L.S.B. : "Lower Saxony Basin", P.T. : " Polish Trough", R.M. : "Rhenish Massif", S.B. : "Celtic Sea Basin", S.C.B. : "Southwest Channel Basin", S.P.B. : "Sole Pit Basin", P.B. : "Porcupine Basin", R.B. : " Rockall Bank", R.T. : " Rockall Trough", T.B. : "Terschelling Basin", V.B. : "Vlieland Basin", V.G. : "Viking Graben", W.B. : "Weald Basin", W.G.G. : "Witch Ground Graben", W.N.B. : "West Netherlands Basin".

Figure II.24 Modèle de d'inversion Oligo-Miocène du nord-ouest de l'Europe (d'après Nalpas, 1996).
Ce modèle considère un jeu en décrochement dextre sur la faille du Pays de Bray (A. B.) et une inversion en contexte de décrochement sénestre du Bassin des Approches de la Manche (B. T.). Selon ce modèle, l'inversion des bassins en contexte décrochant est contemporaine de l'ouverture des grabbens du Rift Ouest Européen (G. P., F. R.), conséquence de la collision au niveau des Pyrènées.

De nombreuses études ont été menées dans le but de quantifier la quantité de surrection dans le Nord-Ouest de l'Europe durant le Tertiaire. Dans le domaine considéré ici, elles ont porté principalement sur la Mer du Nord et le pourtour des Iles Britanniques, à partir de l'étude des traces de fission et du degré de compaction des sédiments aujourd'hui en surface ou échantillonnés par forages (voir Japsen, 1997 par exemple pour une revue). Elles montrent des quantités d'exhumation post-Crétacé, et donc des quantités d'érosion, qui sont de l'ordre du kilomètre, et pouvant atteindre exceptionnellement 3 kilomètres (Lewis *et al.*, 1992).
Au nord de la Bretagne, les quantités de surrection estimées à partir du degré de compaction de la craie dans le Bassin des Approches de la Manche sont croissantes du Nord vers le Sud ou elles atteignent des valeurs de l'ordre du kilomètre (Hillis, 1991) : figure II.25. Lewis *et al.* (1992) ont montré que l'érosion Tertiaire n'est pas limitée aux bassins Mésozoiques inversés; elle concerne également leurs bordures.

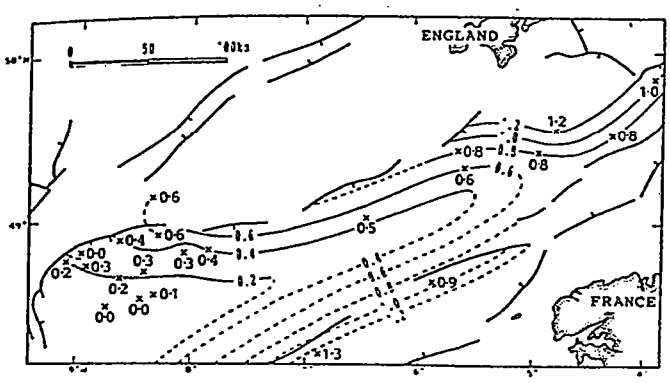


Fig. 6. Map of apparent uplift (km) in the Western Approaches Trough based on Chalk porosity data for 22 commercial wells. Contours (those dashed are tentative) show uplift is regional, but focused on the inversion axis of the Brittany and South-West Channel Basins, and possibly also the Cornubian Massif.

Figure II.25 Carte de surrection apparente du bassin des Approches de la Manche (cf. localisation du bassin sur la figure II.1) d'après l'étude de la porosité de la craie (Hillis, 1991).

Le continent européen est toujours en compression actuellement. Le champ de contraintes actuel est caractérisé par une direction de compression relativement homogène selon une direction NW à NNW (Muller *et al.*, 1992) : fig. II.26. Dans le Nord-Ouest de l'Europe, la déformation actuelle serait essentiellement décrochante avec une contrainte principale intermédiaire verticale (Muller *et al.*, 1992).
La sismicité instrumentale (fig. II.27 ;Veinante-Delhaye et Santoire, 1990; Nicolas *et al.*, 1990) montre quatre zone principales d'activité sismique actuelle en France : les Alpes, les Pyrénées, le Massif Central et le Massif Armoricain. Dans le Nord-Ouest de la France, l'activité sismique est concentrée selon une bande orientée SE-NO qui couvre le Massif Central et le Massif

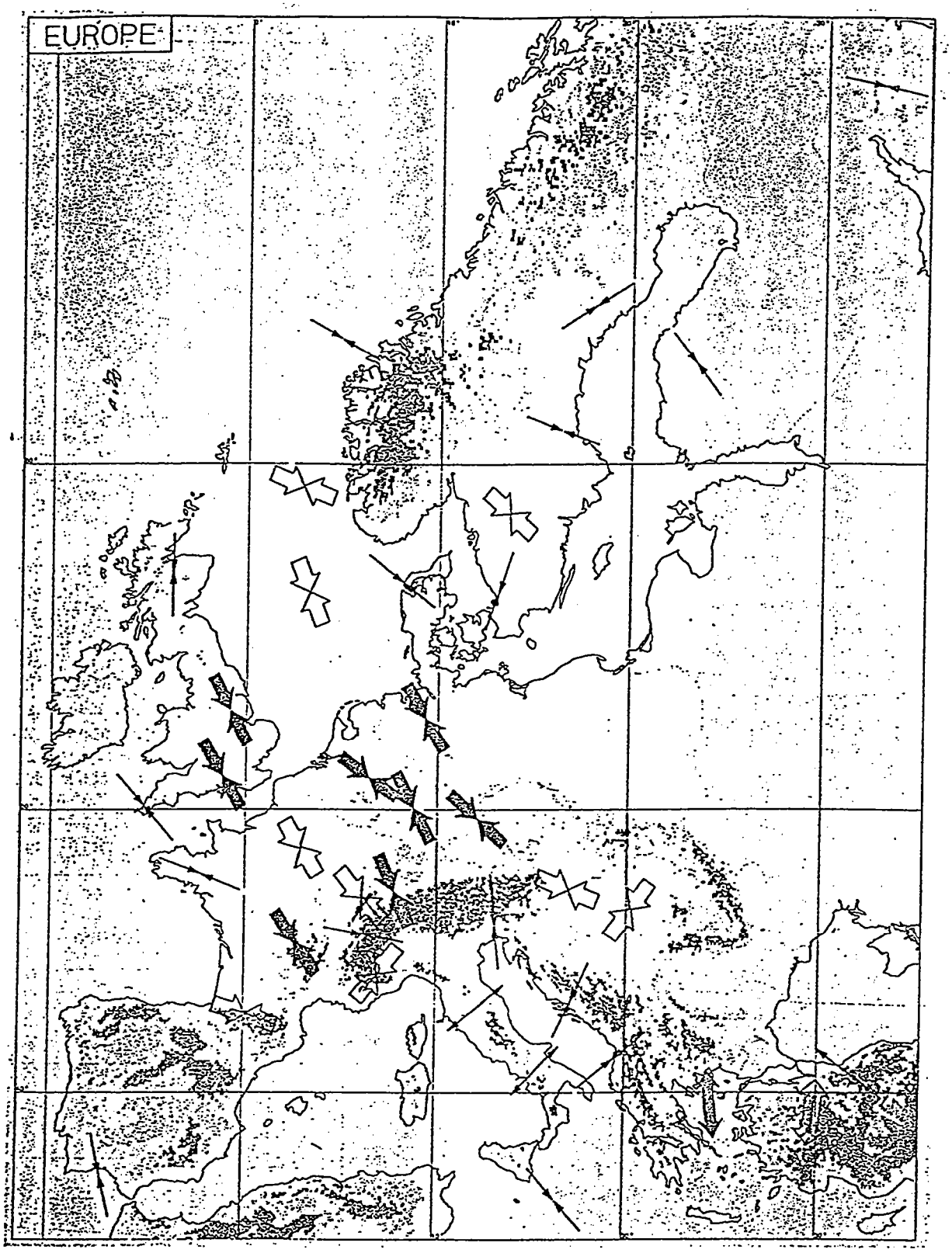
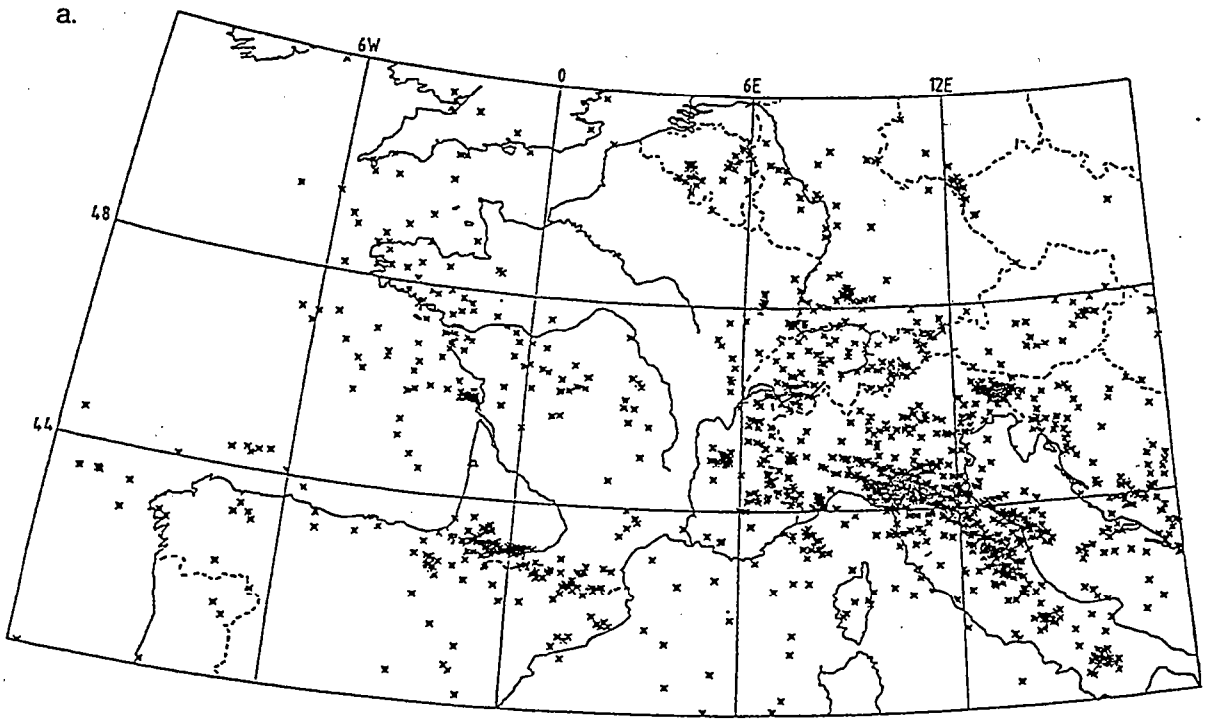


Fig. 3. Generalized stress map for Europe. This map is a simplified version of Figure 2*a* based on visual averaging of clusters of data. Inward directed arrows indicate the maximum horizontal compression directions in regions of dominantly compressive stress regimes (either thrust or strike-slip faulting). Outward directed arrows indicate the least horizontal stress in regions of extension. Thick arrows are shown for average stress directions which are based on numerous (>10) stress observations (preferentially from different types of stress indicators) with uniform orientations, open arrows are used for means based on five to 10 consistent orientations and thin arrows are for average directions based on less than five observations.

Figure II.26 Champ de contraintes actuel de l'Europe (d'après Muller et al., 1992). les grosses flèches noires et blanches indiquent la direction de compression basée respectivement sur la moyenne de plus de 10 observations et sur la moyenne de 5 à 10 observations. Les petites flèches sont calculées à partir de moins de 5 observation.
Remarquer l'extreme homogénéité de la direction de contrainte compressive dans le nord-ouest de l'Europe.

a.



b.

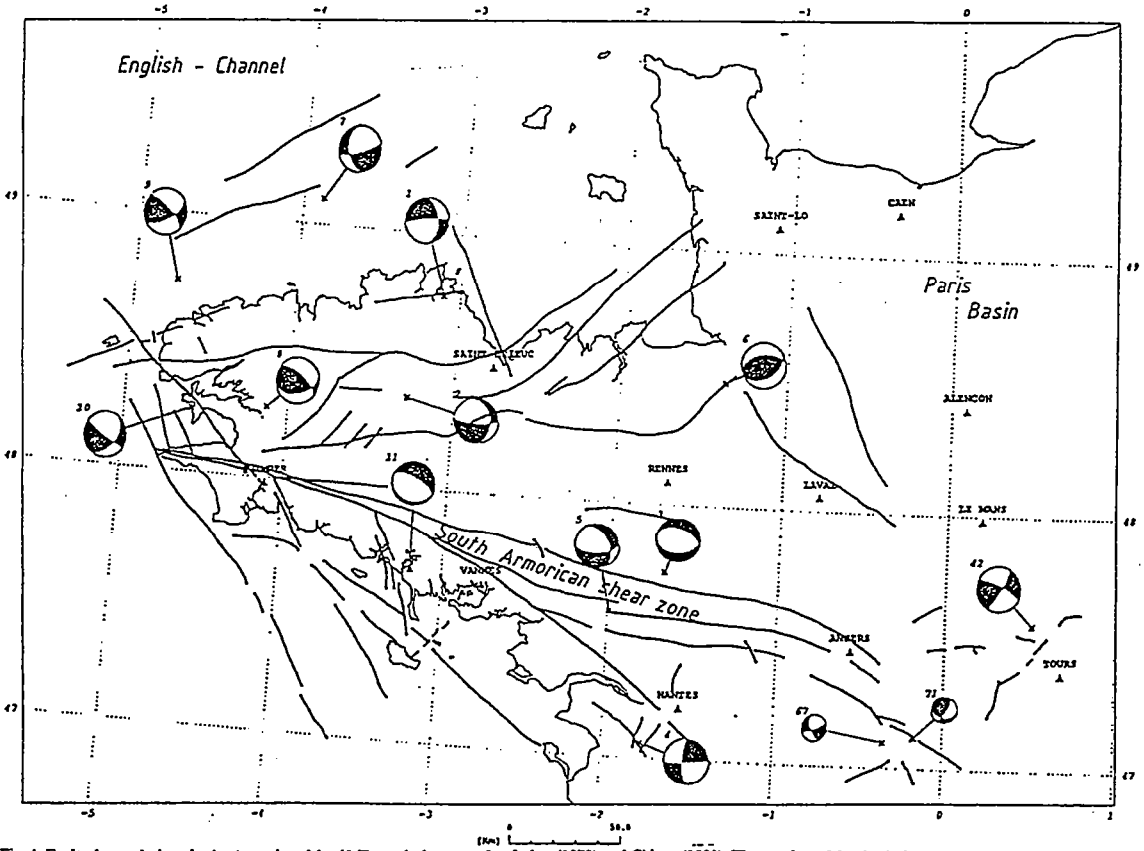


Fig. 4. Fault plane solutions in the Armorican Massif. Tectonic features after Lefort (1978) and Chiron (1980). The number of focal solutions refer to Tables 1 and 2. Dark quadrants contain compressional first-motion, blank dilatational. Small spheres correspond to events with $M < 3.6$.

Figure II.27

a-Sismicité instrumentale de l'Europe de l'ouest (M>3,5) durant la période 1962-1987 (d'après Nicolas et al. 1990). Dans le nord-ouest de la France, remarquer l'alignement des séismes selon une bande orientée NO-SE comprenant le Massif Central et le Massif Armoricain.
b-Mécanismes au foyer du massif Armoricain (Nocolas et al., 1990).

Armoricain. La sismicité y est relativement diffuse et atteint des maximas d'environ 4.5 sur l'échelle de Richter.

Enfin, du fait de sa localisation à des latitudes élevées durant le Pléistocène, l'évolution du nord-ouest de l'Europe a été marquée par l'installation des calottes polaires. Elles ont pu avoir une extension importante et atteindre le sud de l'Angleterre (voir par exemple Preece, 1995). Actuellement, l'installation de la calotte polaire du Pléistocène supérieur est relativement bien connue. Par contre, les glaciations antérieures ne sont que peu étudiées principalement du fait de l'absence de témoins sédimentaires. Pour les derniers 900 000 ans, les variations du rapport isotopique de l'Oxygène (Shackelton et Opdyke, 1977) montrent une cyclicité de l'ordre de 100 000 ans interprétée en terme d'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires.
L'installation des calottes polaires a eu de nombreuses conséquences sur le nord-ouest de l'Europe, en particulier du fait des réajustements isostatiques qui suivent les déglaciations. Il en résulte par exemple des variations apparentes du niveau marin relatif qui changent énormément selon les régions considérées (Lambeck, 1995).

3.2-L'histoire armoricaine anté-Tortonienne

3.2.1-Le Mésozoïque

Classiquement, le Massif Armoricain est considéré comme un domaine pénéplané à la fin du Paléozoique. Son évolution durant le Mésozoïque ne peut pas être actuellement reconstituée, principalement du fait de l'absence de marqueurs sédimentaires. Il est cependant possible d'affirmer que la limite actuelle entre le socle armoricain et la couverture Mésozoïque correspond à une limite érosive qui n'est pas significative d'un point de vue paléogéographique.

Les premières évidences formelles d'un Massif Armoricain émergé datent du Crétacé inférieur. Ceci a été montré indirectement par la présence d'éléments détritiques provenant du Massif Armoricain dans les sédiments continentaux Wealdien du Bassin de Paris. De même, la présence d'altérites sous les sédiments Albien a été décrite dans le puits stratigraphique Penma, localisée sur la bordure du plateau continental sud-armoricain (Guillocheau *et al.*, 1997). A cette époque, le Massif Armoricain représente probablement les épaulements du rift du Golfe de Gascogne.
La paléogéographie du Massif Armoricain durant le Crétacé supérieur n'est pas connue actuellement. Un ennoiement du Massif Armoricain pourrait cependant être envisagé. En effet, des sédiments datant du Cénomanien ont été découvert localement, par exemple sous les sédiments Oligocène à Laval (Durand *et al.*, 1973) et dans le secteur du Mont St Michel (Lautridou, inédit). On peut donc affirmer que l'extension de la couverture Mésozoïque sur le socle armoricain a été plus importante qu'elle ne l'est actuellement. Nous avons vu

précédemment qu'à moins de 50 km du nord de la Bretagne, les quantités d'érosion Tertiaire ont été importantes, de l'ordre du kilomètre (fig. II.25; Hillis, 1991). Il n'existe donc aucunes raisons de considérer que le Massif Armoricain a toujours été un domaine émergé durant le Crétacé comme cela est classiquement admis. Ceci est appuyé par l'étude des traces de fission sur la cote Nord de la Bretagne (Gallagher *et al.*, 1997), dont les premiers résultats indiquent une remontée du socle armoricain à partir du Crétacé supérieur.

3.2.2-Le Paléogène

Il est certains que le Massif Armoricain est un domaine continental émergé à partir de la limite Crétacé-Tertiaire. Ceci est attesté par une altération profonde du socle armoricain (silicifications et altérations latéritiques), en contexte tropical. A la lumière des données climatiques, la formation de la majeure partie de ces altération débute probablement à l'Yprésien (Estéoule-Choux, 1983). Des profils d'altération ont cependant été observés localement sous des dépôts Cénomanien en Vendée et au sud d'Angers. La latérisation a pu se prolonger durant le Paléogène, tandis que les silicifications ont pu se poursuivre jusqu'au Miocène. Les altérites se sont formées sur toutes les lithologies (Estéoule-Choux, 1983). Elles formaient donc probablement un manteau continu sur l'ensemble du Massif Armoricain. Elles sont conservées actuellement dans quelques secteurs ou elles ont été épargnées par l'érosion (cf. chapitre IV et V) : figure II.28.

L'évolution ultérieure du Massif Armoricain durant l'Oligocène et le Miocène est marquée par trois phases transgressives majeures : Eocène-Oligocène et Llanghien-Serravalien.

❍ Les dépôts Eocène terminal-Oligocène inférieur, essentiellement lacustres (argiles vertes à intercalations calcaires) sont actuellement conservés dans des petits bassins qui jalonnent la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre définie précédemment. Ils peuvent piéger une épaisseur relativement importante de sédiments à l'échelle du massif Armoricain (environ 80 m dans le bassin de Saffré par exemple : Gros et Limasset, 1984). De ce fait, une période majeure d'extension est-ouest, contemporaine de la formation du Rift Ouest Européen est fréquemment envisagée (Gros et Limasset, 1984). Ce caractère présumé extensif peut être remise cause (1) car le contexte géodynamique régional est compressif (c'est une période d'inversion dans le nord de la Bretagne) et (2) du fait de l'absence de cônes alluviaux, caractéristiques des failles bordières de grabens.

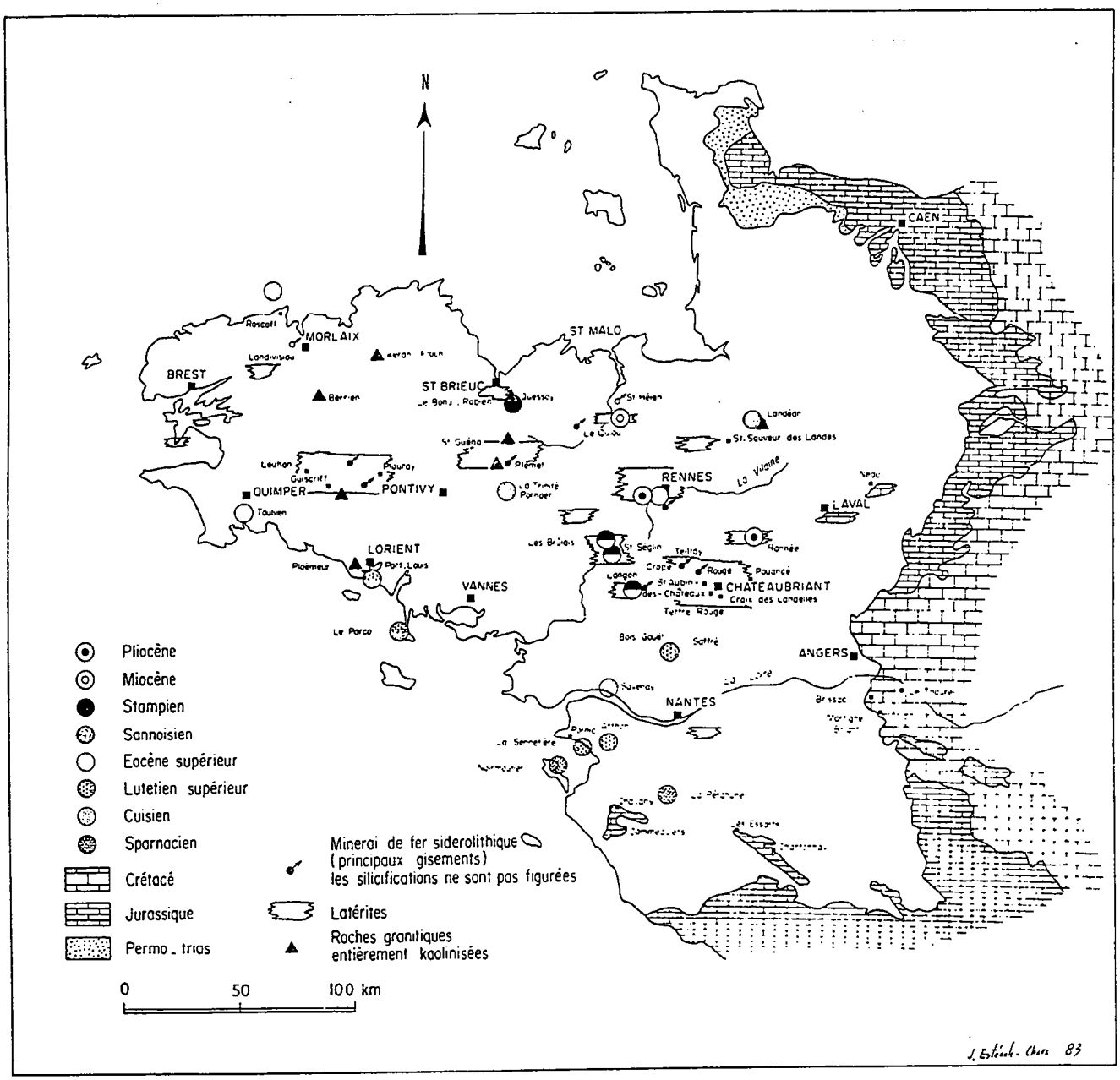


Figure II.28 Carte de localisation des principales zones d'altération latéritiques actuellement conservées dans le Massif Armoricain (Estéoule-Choux, 1983). La position des principaux dépôts Tertiaire est également indiquée. Remarquer l'alignement des dépôts Oligocène (Stampien) le long de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre.

❍ La dernière inondation marine au Llanghien-Sérravalien s'accompagne de l'installation d'une gigantesque plate-forme carbonatée ("mer des faluns"), conservée ponctuellement dans les secteurs actuellement immergés du Massif Armoricain.
Cette sédimentation carbonatée a également été reconnue au niveau de la Manche (formation Jones de Evans et Hugues, 1984; groupe Sédimanche, inédit; voir également la synthèse de Reynaud, 1997; pp. 102). La surface d'aplanissement de la Manche recoupe ces formations; elle est donc post-Serravalien.
Au niveau de la marge sud-armoricaine, ces formations Miocène forment un prisme progradant qui scellent la déformation décrochante Eocène moyen-Oligocène supérieur (Guillocheau et al., 1997).

En conclusion, l'histoire Méso-Cénozoique de la partie immergée du Massif Armoricain reste largement mal connue : (1) quelle est sa position paléogéographique durant le Crétacé; s'agit il d'un domaine immergé ou émergé ? (2) quelle est l'incidence de la déformation Oligo-Miocène sur son évolution ?
Concernant cette dernière période de déformation, elle est scellée en mer au nord (Bois *et al.*, 1991) et au sud (Guillocheau *et al.*, 1997) par les dépôts du Llanghien-Sérravalien. Au niveau de la Manche, ces dépôts sont érodés par la surface aplanissement. Cette surface est donc post-Serravalien. Enfin, au niveau de la marge sud-armoricaine, au prisme Miocène se superpose un prisme dont l'âge présumé est Pliocène, lui-même aplani. La surface aplanissement du domaine sud-armoricain est post-Miocène et éventuellement post-Pliocène (Guillocheau et al., 1997).

3.3-Le Massif Armoricain au Mio-Pliocène : les sables rouges

Après le dépôt des faluns du Llanghien-Serravallien, l'évolution du Massif Armoricain à terre est caractérisée par une sédimentation détritique ayant aboutit à la formation d'accumulations sédimentaires connues sous le nom de "sables rouges". Ces formations sableuses sont constituées principalement de quartz et peuvent avoir des épaisseurs très importantes à l'échelle du Massif Armoricain (Réguiny : fig. II.29; environ 100 m de sables à St Malo de Philly par exemple). Les sables rouges représentent ainsi le plus important épisode de sédimentation détritique du Massif Armoricain; l'énorme quantité de sable mise en jeu implique l'existence d'une phase érosive majeure durant cette période (Esteoule-Choux et Rozé, 1982). Les sables rouges représentent ainsi des témoins fondamentaux de l'évolution géomorphologique du Massif Armoricain et de la formation de sa topographie.

Figure II.29 Exemple d'accumulation sédimentaire Pliocène : la paléo-vallée de Reguiny. Les deux niveaux clairs sont constitués de conglomérats.
Le front de taille fait environ 10 m de haut.

3.3.1-Le Pliocène armoricain et la formation des sables rouges

L'importance des sables rouges dans l'évolution Cénozoïque du Massif Armoricain a été reconnue très tôt (Dollfus, 1900; Kerforne, 1903; Denizot, 1921; Milon, 1929,...). Du fait de leur caractère azoïque, leur attribution au Pliocène est basée sur leur position stratigraphique : ils érodent et surmontent les faluns Miocène (Kerforne, 1903) et sont parfois scellés par des dépôts argileux attribués au Reuvérien (Palynomorphes des argiles de St Jean la Poterie : Fourniguet *et al.*, 1989). Récemment, les datations des sables de Reguiny par ESR (Van Vliet Lanoe *et al.*, 1995) indiquent des âges allant du Miocène supérieur au Pliocène (7.0 ± 0.45 à 3.3 ± 0.45 Ma).

La découverte de grains oxydés de glauconie dans les sables rouges du Massif Armoricain a conduit Milon (1929) a conclure qu'ils se sont déposés en milieu marin. L'expression "mer Pliocène" ou "mer des sables rouges" est alors devenue courante.
Les études menées actuellement par l'équipe de sédimentologie de Géosciences Rennes sous la direction de F. Guillocheau, sont en désaccord avec cette interprétation. Un exemple d'étude détaillée de ces formations Mio-Pliocène est présenté ici sous forme d'une publication en préparation.

3.3.2-Les environnements de dépôt des sables rouges : publication (in prep.) : *les sables pliocènes armoricains : un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias)-Conséquences stratigraphiques et géodynamiques.*

GÉOMATÉRIAUX/Sédimentologie

Les sables pliocènes armoricains: un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) - conséquences stratigraphiques et géodynamiques.

The armorican pliocene sands: a flooded paleovalleys network - stratigraphical and geodynamical implications.

Titre courant : les paléovallées mio-pliocènes armoricaines

François Guillocheau, Stéphane Bonnet, Sylvie Bourquin, Marie-Pierre Dabard, Jean-Marie Outin et Eric Thomas

Geosciences Rennes, UPR 4661 du CNRS, Université de Rennes 1, campus de Beaulieu, 35 042 Rennes cedex
Tél: 02 99 28 16 29 Fax: 02 99 28 61 00 E-mail: guilloch@univ-rennes1.fr

Résumé
L'analyse sédimentologique des accumulations sableuses d'âge Miocène supérieur-Pliocène du Massif Armoricain (sables rouges "redoniens") remet en cause leur origine marine. Deux types de réseaux fluviatiles sont caractérisés, des réseaux en tresses associés à des cônes alluviaux et des réseaux faiblement sinueux. Le seul faciès marin mis en évidence correspond à des dépôts d'estuaires internes. Ces faciès s'enchaînent verticalement selon deux séquences de remontée du niveau de base, le pôle le plus marin étant situé au sommet de la succession. Ce dispositif stratigraphique est celui d'un réseau de paléovallées fluviatiles ennoyées par le domaine marin, c'est-à-dire des paléo-rias.

Abstracts
The sedimentological analysis of sandy patches of Upper Miocene-Pliocene age in the Armorican Massif ("redonian" red sands) calls in question again their marine origin. Two types of fluvial systems have been characterized, braided channels associated with alluvial fans and low sinuosity channels. Marine environments are poorly developped: they correspond to inner estuarine deposits. Those facies are vertically organized into two base-level sequences, the most marine facies are located on top of these sequences. This stratigraphic organization is typical of a fluvial paleovalley network flooded by the sea.

Mots-clés: Sédimentologie, systèmes fluviatiles, estuaires, rias, Massif armoricain, Pliocène.

Keywords: Sedimentology, fluvial systems, estuaries, flooded incised valleys, Massif armoricain, Pliocene.

English abridged version

The armorican domain has been classicaly considered during Pliocene as flooded and partly overlained by marine "redonians" red sands ("sables rouges", Milon, 1929; Durand, 1960). The amplitude of this transgression and the initial topography of the substratum are necessary data to constraint the geomorphological evolution of the armorican domain.

Our sedimentological study suggests a continental origin for these sands. Pliocene sands record infilling of paleovalleys during a base-level rise with few marine influences (inner estuaries). Biostratigraphical (Fourniguet *et al.*, 1989) and Electron Spin Resonance (ESR; Van Vliet Lanoe *et al.*, 1995 a and b) dating suggest an Upper Miocene to Pliocene (late Reuverian) age for these deposits.

Red sands are moderately to poorly sorted medium sands to pebbles. Sedimentary structures are mainly current ripples and megaripples, without evidences of wave ripples or HCS. Trace fossils are scarce (*Skolithos, Cylindrichnus, Planolites, ...*). Seven main facies have been identified (Table 1). The lack of oscillary flows deposits, typical of open marine and large lakes, the scarcity of low diversified trace fossils (*Glossifungites* ichnofacies: Mac Eachern and Pemberton, 1994) indicates a continental origin for these sediments, with few marine influences.

Facies G3, SGr1, S1 and S2 (Table 1) are characteristic of "bedload" transport on the channel floor (Collinson, 1996). Facies S1 [Sp from Miall] and S2, compound or isolated tabular (2D) cross-beddings are typical of alternate or longitudinal bars of low sinuosity rivers (Miall, 1996). Facies SGr1 and G3 [Gt from Miall], alternation of 2D and 3D megaripple cross-beddings are characteristic of braided rivers (Miall, 1977; Cant and Walker, 1978). The association of braided rivers with poorly sorted gravels, sometimes matrix-dominated (G2 [Gcm from Miall]) and sandy-conglomerates with inverse gradding, typical of distal debris-flows (Todd, 1989) suggest an alluvial fan origin (gravitary or braided, Stanistreet and Mc Carthy, 1993) for these sediments. Facies S3 shows typical tidal criteria (double drappings, reverse flows, neap/spring tides bundles variations).

From mapping, drillings and geophysical data, "red sands" infill incised paleovalley network. In the Reguiny paleovalley (Morbihan; figure 1), two units have been recognized. The lower one is made-up of low-sinuosity river deposits grading up to inner estuarine facies (7.0 ± 0.45 My, Upper Miocene; Van Vliet Lanoe *et al.*, 1995a). The upper one is composed of braided channels associated with alluvial fan deposits grading up to low sinuosity rivers and inner estuarine deposits (3.5 ± 0.45 My and , 3.0 ± 0.45 My Upper Pliocene; Van Vliet Lanoe *et al.*, 1995a).

Stratigraphically, these two units record two base-level cycles (in the meaning of Wheeler, 1964). The base-level fall of the first one corresponds to the incision of paleovalleys. Those two cycles are stacked in a global base-level rise trend. The transgression peak could be the late Reuverian marine flooding (Morzadec-Kerfourn, 1990; 1997).

These sedimentological data indicate Upper Miocene to Pliocene landscapes very different from the present-day ones which are characterized by anastamosed to low-sinuosity rivers incised into the bedrock. During Upper Miocene to Pliocene times, slopes and/or sedimentary flux were higher than today. The present-day drainage network cuts and is independant of the upper Miocene to Pliocene network (Bonnet, 1997). The Reguiny paleovalley (figure 2) is now located at the boundary between two large catchments, the Oust and the Blavet ones. The amount of sediments preserved in this paleovalley and paleocurrent measurements suggest the existence of a large catchment upstream which is not consistent with the present-day location of the paleovalley.

In conclusion, Upper Miocene to Pliocene landscapes of the Armorican Massif are mainly continental with alluvial fans and channels which do not exist today. This implies major topographical changes during Late Pliocene/Lower Pleistocene times.

Le domaine armoricain est, au Pliocène, classiquement considéré comme ennoyé par une transgression marine dont la conséquence serait le dépôt des sables rouges "redoniens" (Milon, 1929; Durand, 1960). L'ampleur de cette transgression et la topographie initiale du substratum sont des données fondamentales pour comprendre l'évolution géomorphologique du domaine armoricain.

L'analyse sédimentologique des accumulations sableuses pliocènes armoricaines (figure 1) conduit à remettre en cause ce schéma paléogéographique: les sables pliocènes sont en fait des remplissages de paléovallées fluviatiles, ennoyés épisodiquement par le domaine marin. Il s'agit dès lors de paléo-rias.

CHRONOSTRATIGRAPHIE

Les "sables rouges" armoricains ont été attribués au Pliocène par Vasseur (1881). Après diverses vicissitudes stratigraphiques (Dollfuss, 1900, 1930, qui les attribue au Miocène supérieur), et suite aux travaux de Denizot (1921), l'ensemble des auteurs s'accordent à leur attribuer un âge Pliocène (Cavelier, 1989). Cet âge est fondé sur les faunes des Argiles de St-Jean-la-Poterie et d'Apigné associées aux sables rouges, ainsi que sur celles des faluns de Basse-Loire.

Les Argiles de St-Jean-la-Poterie, qui surmontent les sables rouges, ont récemment été attribuées au Reuvérien terminal (Fourniguet *et al.*, 1989), proche de la limite avec le Prétiglien (2.7-2.4 Ma; Morzadec-Kerfourn, 1997). Pour Morzadec-Kerfourn (palynomorphes, *in* Fourniguet *et al.*, 1989), il s'agit de dépôts à influences marines (marins côtiers externes), pour Maybury (ostracodes, *in* Fourniguet *et al.*, 1989), ce sont des dépôts peu profonds au voisinage d'eaux saumâtres.

Récemment Van Vliet-Lanoë et Laurent (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1995 a et b) ont datés ces sables rouges par Résonance Paramagnétique Electronique (ESR). Ils obtiennent deux populations d'âge: 7,0 Ma et 3,5-3,0 Ma, ce qui suggérerait un âge Miocène supérieur à Pliocène pour ces sables.

ETUDES SEDIMENTOLOGIQUES ANTERIEURES

L'origine marine des sables rouges "redoniens" fut proposé par Milon sur la foi de deux critères (1) la présence systématique de glauconies (Milon, 1929) et (2) l'évidence de perforations (pholades) sur le substratum, terriers fossilisés par les sables rouges (Milon et Lucas, 1935).

SEDIMENTOLOGIE

Description

Les sables rouges ont une grande variabilité granulométrique: des sables moyens aux galets (jusqu'à huit centimètres de diamètre). Ils sont essentiellement constitués de quartz. Les argiles sont rares et limitées à de fins lits millimétriques.

Les structures sédimentaires sont essentiellement constituées de litages obliques (1) de mégarides de courant 2D et 3D et (2) de rides de courant. Les litages de rides de vague et les litages obliques en mamelons (HCS) font défaut. Les traces fossiles (bioturbations) sont rares, peu diversifiées, et limitées à certains faciès (dominants: petits et gros terriers verticaux, *Skolithos s.l.*, rares: *Cylindrichnus*, *Skolithos s.s.*, *Planolites* à section pluricentimétrique).

Ces sables présentent des évidences de déformations syn- à post-dépôts, sous forme de failles décrochantes.

Au moins sept types de faciès ont été identifiés. Il sont décrits dans le tableau 1.

Discussion - interprétation

Les faciès caractérisés ne présentent aucune évidence d'écoulements oscillatoires (litages obliques en mamelons, HCS, et litages de rides de vague), qui pourraient traduire soit un domaine marin ouvert, soit un système lacustre de grande taille.

Les traces d'activités biologiques sont rares et les figures sédimentaires sont remarquablement préservées. Les quelques traces fossiles rencontrées, très peu diversifiées et essentiellement constituées de terriers verticaux, appartiennent, vers le pôle marin, au mieux à l'ichnofaciès *Glossifungites* (MacEachern et Pemberton, 1994).

Ces deux observations, jointes aux associations de figures sédimentaires, permettent d'attribuer ces faciès au domaine continental, et plus particulièrement à des cônes et chenaux fluviatiles (faciès G1 à G3, SGr1, S1 et S2) évoluant vers des faciès d'estuaire interne (faciès S3).

Les différentes classifications des sytèmes fluviatiles proposées (Allen, 1965; Schumm, 1981, 1985; Friend, 1983; Miall, 1996) reposent soit sur les paramètres de forme des chenaux, soit sur le mode de transport des particules. Ces deux approches, sans faire actuellement l'unanimité, peuvent être combinées pour traduire l'évolution de deux paramètres: l'inclinaison du profil longitudinal et la charge solide transportée.

Les faciès G3, SGr1, S1 et S2 (tableau 1) sont, par leur granulométrie (sables, graviers, voire galets) et leurs figures sédimentaires (litages de courants unidirectionnels en accrétion frontale pure sans composante en aggradation verticale) caractéristiques d'un mode de transport des particules en traction sur le fond du chenal ("bedload", Collinson, 1996). Deux morphologies de rivières sont associées à ce mode de transport: des rivières faiblement sinueuses ou des rivières en tresses, ces chenaux étant soit isolés, soit constitutifs d'une plaine en tresses ou d'un cône alluvial (Orton et Reading, 1993).

Les litages obliques tabulaires (faciès S1 [Sp au sens de Miall] et S2), qu'ils soient composés ou non, sont rapportés à des barres alternées ou à des barres longitudinales de réseaux sableux faiblement sinueux (Miall, 1996). L'association de litages obliques de mégarides 2D et 3D (faciès SGr1et G3 [Gt au sens de Miall]) est caractéristique des chenaux en tresses (Miall, 1977; Cant et Walker, 1978). L'association de ces dépôts avec des chenaux à graviers mal classés, parfois à matrice dominante (faciès G2 [Gcm au sens de Miall]) et avec des strates sablo-conglomératiques à granoclassement inverse (faciès G1 [Gmg au sens de Miall]), typique d'écoulements de débris distaux (Todd, 1989), suggèrent une appartenance à un cône alluvial gravitaire ou en tresse (Stanistreet et McCarthy, 1993).

Le faciès S3 (tableau 1) présente des critères de marées en domaine subtidal: doubles drapages d'argiles enregistrant les étales de haute et basse mer d'un cycle journalier (Visser, 1980), variations latérales régulières d'épaisseur des faisceaux de marées expression des cycles lunaires. Ces mégarides subtidales sont associées à des sables grossiers à lamines d'avalanches marquées, caractéristiques d'influences fluviatiles. De plus, les associations oligospécifiques de traces fossiles (cf. supra) indiquent des conditions de milieux peu favorables propres aux baies ou aux estuaires internes.

STRATIGRAPHIE

Les données cartographiques, géophysiques (sismique haute résolution, Nicollin, inédit) et les sondages effectués par les carriers, montrent qu'il s'agit d'un réseau de paléovallées comblées par des sédiments continentaux. La paléovallée de Réguiny (Morbihan) permet de résumer cette évolution. Le Mio-Pliocène comporte deux unités (figure 1).

- L'unité inférieure est constituée de chenaux faiblement sinueux évoluant vers des faciès estuariens internes. Elle a été datée à 7,0 ± 0,45 Ma, Miocène terminal par ESR (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1995 a).
- L'unité supérieure est constituée à sa base de chenaux en tresses associés à un cône alluvial, passant verticalement à des chenaux faiblement sinueux, puis à un estuaire interne. Sa partie supérieure (chenaux faiblement sinueux et estuaire interne) a été datée à 3,5 ± 0,45 Ma et 3,3 ± 0,45 Ma, Pliocène supérieur (Plaisancien) par ESR (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1995 a).

Le passage des faciès estuariens internes de l'unité inférieure au réseau en tresse s'effectue par l'intermédaire de faisceaux de lamines à faible taux de préservation et de surfaces d'érosion. A l'inverse, le passage des chenaux en tresses au faciès estuariens internes sommitaux est progressif, ce qui confère une forte dissymétrie à cet ensemble. Les traces fossiles sont plus diversifiées (*Cylindrichnus*, *Skolithos*, *Planolites*) dans les faciès estuariens supérieurs, traduisant des conditions plus franchement marines.

D'un point de vue stratigraphique (figure 1), ces deux unités enregistrent deux cycles de de variation du niveau de base. La phase de chute (progradation) d'un cycle de variation du niveau de base (au sens de Wheeler, 1964) se caractérise par le passage de systèmes alluviaux distaux à proximaux, et se traduit par une période d'érosion et/ou de transit. Inversement, la phase de montée (rétrogradation) s'enregistre par le passage de systèmes alluviaux proximaux à distaux, et se traduit par une période d'accumulation de sédiments. La phase de chute du premier cycle correspond à l'incision du réseau de paléovallées. Ces deux cycles s'enchainent selon une tendance globale à la remontée du niveau de base, la dernière inondation marine étant toujours la plus importante. Cette tendance générale rétrogradante est systématique pour toutes les paléovallées bretonnes étudiées.

Vu l'âge obtenu par ESR pour la deuxième séquence de variation du niveau de base (unité supérieure), le maximum de transgression de cette tendance rétrogradante pourrait être l'inondation reuvérienne dont l'importance a été reconnue par Morzadec-Kerfourn (1990; 1997).

La glauconie, préservée dans ces dépôts continentaux (Milon, 1929), pourrait être le résultat du remaniement de dépôts marins antérieurs, soit mio-pliocènes, soit plus anciens (Crétacé?).

DISCUSSION

Ces reconstitutions sédimentologiques montrent au Miocène supérieur-Pliocène un paysage continental tout à fait différent de celui connu actuellement dans le Massif Armoricain. Aucun réseau sinueux ou anastomosé (cas de la Vilaine actuellement) n'a été mis en évidence. Le domaine marin ennoie directement, au Miocène supérieur-Pliocène, des réseaux faiblement sinueux associés à des cônes alluviaux qui n'existent pas actuellement. Il faut donc envisager pour cette période, des pentes et/ou des flux sédimentaires plus élevés (Schumm, 1981, 1985) que ceux accompagnant le développement de l'actuel réseau hydrographique, d'âge post-Reuvérien. Ce dernier est actuellement sécant et indépendant du réseau Miocène supérieur-Pliocène (Bonnet, 1997). La paléovallée de Reguiny, dont les chenaux faiblement sinueux s'écoulent vers le sud-ouest (figure 2) est actuellement située à la limite de deux grands bassins versants bretons, l'Oust et le Blavet. L'indépendance des fleuves Mio-Pliocène par rapport aux réseaux hydrographiques actuels est implicite du fait du volume de sédiments préservés et des paléocourants, qui impliquent l'existence à cette époque d'un bassin versant en amont, incompatible avec la présence actuelle d'une ligne crète.

L'évolution stratigraphique de ces paléovallées peut être mise en relation avec les grands évènements tectoniques, climatiques (Suc *et al.*, 1995) et eustatiques (Haq *et al.*, 1987; Greenlee et Moore, 1988) qui affectent à cette époque le domaine ouest-européen.

Deux bas niveaux eustatiques d'origine climatique sont connus au Tortonien basal (11 Ma) et au Messinien (5,5 Ma), le bas niveau du Tortonien étant le plus important. Cette baisse eustatique tortonienne est contemporaine d'évènements tectoniques majeurs (changements de pôle de rotation des plaques Afrique-Eurasie et de régime de contraintes : Bergerat, 1987) et de la mise en place du volcanisme au niveau du Cantal, des Causses et du Velay (Maury et Varet, 1980).

A titre d'hypothèse, l'incision du réseau de paléovallées pourrait être Tortonien basal, la phase de chute du deuxième cycle de variation du niveau de base pouvant être d'âge Messinien.

La période 3,5-3,2 Ma marque un refroidissement glaciaire, donc un bas niveau marin tandis que l'intervalle compris entre 3,1 et 3,0 Ma correspond à un haut niveau, conséquence d'un réchauffement climatique (Suc *et al.*, 1995) ce que confirment les données isotopiques en domaine océanique profond (Shackelton *et al.*, 1984). Cet événement ne semble pas enregistré en Bretagne, l'inondation maximale étant datée au Reuvérien à 2,7-2,4 Ma (Morzadec-Kerfourn, 1997). Ce décalage dans le temps pourrait être l'expression de déformations, déjà suggèrées par les nombreuses failles affectant les sables rouges et par une topographie de rugosité différente de l'actuel.

CONCLUSION

L'origine fluviatile de la majorité des sables rouges mio (?)-pliocène ("redonien") pose un certain nombre de questions qu'il nous faut dorénavant résoudre:

(1) Le pic de transgression reconnu au sommet de la majorité des paléovallées mio(?)-pliocènes est-il synchrone?

(2) Quelle est la géométrie de ce paléoréseau de drainage, les cartes paléogéographiques actuellement proposées pour le "Redonien" n'étant, en réalité, que des cartes de limites d'affleurements?

(3) Quelle est la nature des déformations qui affectent le Pliocène?

REFERENCES

ALLEN, J. R. L., 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5, pp. 89-191.

BERGERAT F., 1987. Stress fields in the European Platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6, 99-132.

BONNET S., 1997. Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. *Thèse Univ. Rennes1*, 352 p.

CANT D.J. et WALKER, R.G., 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, 25, 625-648.

CAVELIER C., 1989. Le Bassin parisien au Néogène. Progrès récents. *114e Congr. Nat. Soc. Sav., Paris*, 41-54.

COLLINSON J. D., 1996. Alluvial sediments. *in* READING, H. G., ed., Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy, third edition. Blackwell Science, Oxford, 37-82.

DENIZOT G., 1921. Deux gisements tertiaires de l'Ouest: Saint-Jean-la-Poterie et Landéan, *Assoc. Française Avanc. Sci.*, Rouen, 491-492.

DURAND S., 1960. Le Tertiaire en Bretagne. Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. *Thèse Univ. Rennes*, 1959 et *Mém. Soc. Géol. Min. Bretagne*, 12, 389 p.

DOLLFUSS G. F., 1900. Le Miocène dans la région de l'Ouest, *Bull. Serv. Carte Géol. France, C.R. Coll.*, XI, 73, 100-101.

DOLLFUSS G. F., 1930. Essai d'une histoire géologique de la Seine et de la Loire, *Livre jubilaire, Soc. Géol. France*, 235-255.

FOURNIGUET J., TRAUTMANN F., MARGEREL J.-P., WHATLEY R.C., MAYBURY C. et MORZADEC-KERFOURN M. T., 1989. Les argiles et sables pliocènes de Saint-Jean-la-Poterie (Morbihan): Sédimentologie, micropaléontologie (foraminifères, ostracodes et palynologie). *Géol. France*, 55-78.

FRIEND P. F., 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. *in* COLLINSON J. D. et LEWIN J., (eds) Modern and ancient fluvial systems, *Int. Assoc. Sedimentologists, Spec. Publ.*, 6, 345-354.

GREENLEE S.M. et MOORE T.C., 1988. Recognition and interpretation of depositional sequences and calculation of sea-level changes from stratigraphic data - offshore New Jersey and Alabama Tertiary. *in* WILGUS C.K., HASTINGS B.S., POSAMENTIER H., VAN WAGONER J., ROSS C.A. et KENDALL C.G.St.C., (eds) Sea-level changes - an integrated approach. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ.*, 42, 329-353.

HAQ B. U., HARDENBOL J. et VAIL, P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic, *Science*, 235, 1156-1167.

MacEACHERN J. A. et PEMBERTON S. G., 1994. Ichnological aspects of incised-valley fill systems from the Vicking Formation of the western Canada sedimentary basin, Alberta, Canada. *in* DALRYMPLE R. W., BOYD R. et ZAITLIN B. A., (eds) Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences, *SEPM (Society for Sedimentary Geology), Spec. Publ.*, 51, 129-157.

MAURY R.C. et VARET J., 1980. Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France. in A. AUTRAN et J. DERCOURT (éd.) Evolutions géologiques de la France. *Mém. BRGM*, 107, 137-159.

MIALL A.D., 1977. A review of the braided depositional environments. *Earth Sci. Rev.*, 13, 1-62.

MIALL A.D., 1996. The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 582 p.

MILON Y., 1929. Présence de glauconie dans les sables pliocènes de Bretagne, *C.R. Acad. Sci., Paris*, 189, 1004-1005.

MILON Y. et LUCAS G., 1935. Sur l'origine marine des sables pliocènes d'Ille-et-Vilaine. *C.R. somm. Soc. Géol. France*, 1933, 11, 175-176.

MORZADEC-KERFOURN M. T., 1990. De l'importance relative des transgressions et régressions marines glacio-eustatiques sur le Massif Armoricain. *Rev. archéol. Ouest, Supplément n°2*, 37-40.

MORZADEC-KERFOURN M. T., 1997 Dinoflagellate cysts and the paleoenvironment of late-Pliocene Early-Pleistocene deposits of Brittany, north-west France. *Quaternary Science Reviews*, 16, 883-898.

ORTON G. J. et READING H. G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40, 475-512.

SCHUMM S. A., 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentological implications. *in* ETHERIDGE F.G. et FLORES R.M., (eds) Recent and ancient non-marine depositional environments: models for exploration. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ.*, 31, 19-29.
SCHUMM S.A., 1985. Patterns of alluvial rivers. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 13, 5-27.
SHACKELTON N. J., BACKMAN I., ZIMMERMAN H., KENT D. V., HALL M. A., ROBERTS D. G., SCHNITKER D., BAIDAUF J. G., DESPRAIRIES A., HOMRIGHAUSEN R., HUDDLESTUN P., KEENE J. B., KALTENBACK A. J., KRUMSIEK K. A. O., MORTON A. C., MURRAY J. W. ET 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.
STANISTREET I. G. et Mc CARTHY T. S., 1993. The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geol.*, 85, 115-133.
SUC J.-P., DINIZ F., LEROY S., POUMOT C., BERTINI A., DUPONT L., CLET M., BESSAIS E., ZHENG Z., FAUQUETTE S. et FERRIER J., 1995. Zanclean (Brunssumian) 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, 43-56.
TODD, S.P., 1989. Stream-driven, high density gravely traction carpets: possible deposits in the Trabeg conglomerate Formation, SW Ireland and the Cambrian Alderney Sandstone Formation, Channel Islands. *Sedimentology*, 36, 513-530.
VAN VLIET-LANOE B., GUILLOCHEAU F., BONNET S., CHAUVEL J.-J., FRETTE C., HALLEGOUET B. et LAURENT M., 1995 a. Plio-Pleistocene continental record in central Brittany: the Reguiny record. Fluviatile and estuarine sedimentation controlled by tectonism. *16th Reg. Mtg. Sedim. - 5ème Cong. Fr. Sédim., Book of Abstracts, Publ. ASF, Paris*, 22, 150.
VAN VLIET-LANOE B., HALLEGOUET B., BONNET S. et LAURENT M., 1995 b. Evidences d'une activité sismique au Pléistocène moyen et supérieur dans le Massif Armoricain. Implications pour la dynamique du pergélisol européen. *Assoc. Fr. Périglaciaire, Environnements périglacaires, 2, Notes C.R. Groupe Régionalisation Périglaciaire*, XX, 3-22.
VASSEUR G., 1881. Recherche géologiques sur les terrains tertaires de la France occidentale. *Thèse Sciences*, Paris, 432 p.
VISSER M.J., 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, 8, 543-546.
WHEELER H. E. 1964. Baselevel, lithosphere surface and time-stratigraphy. *Geol. Soc. America Bull.*, 75, 599-610.

Tableau 1 Faciès, processus hydrodynamiques et milieux de sédimentation des sables rouges armoricains
Table 1 Facies, hydrodynamics and sedimentary environments of the armorican "red sands"

Figure 1 Faciès et stratigraphie de la paleovallée mio-pliocène de Réguiny (Morbihan) (Gmg, Gcm, Gt et Sp, faciès de Miall).
Figure 1 Facies and stratigraphy of the Mio-Pliocene paleovalley of Réguiny (Morbihan) (Gmg, Gcm, Gt et Sp, Miall's facies).

Figure 2 Position dans la topographie actuelle et paléocourants de la paléovallée mio-pliocène de Réguiny (Morbihan).
Figure 2 Present-day topographic location and paleocurrents of Mio-Pliocene paleovalley of Réguiny (Morbihan)

PALÉO-RIA DE REGUINY

AGES ESR
(Ma)
d'après
Van Vliet Lanoe et al. (1995 a et b)

GALETS
GRAVIERS
SABLES
SILTS
ARGILES

FACIÈS
ET
MILIEUX DE
SÉDIMENTATION

VARIATIONS
DU NIVEAU DE BASE

PLÉISTOCÈNE

PLIOCÈNE

MIOCÈNE

PLAISANCIEN (REUVÉRIEN)

TORTONIEN

3,3±0,45

3,5±0,45

7,0±0,45

S3
S1
S2
G1
G2
G1
G3
G2
G3
SGr1
S3
S1
S1a
S1

ESTUAIRE
INTERNE

CHENAUX
FAIBLEMENT
SINUEUX

CÔNES
ALLUVIAUX
ET
CHENAUX
EN
TRESSES

ESTUAIRE
INTERNE

CHENAUX
FAIBLEMENT
SINUEUX

SOCLE

2 m
1 m
0

MONTÉE DU NIVEAU DE BASE
(=Rétrogradation)

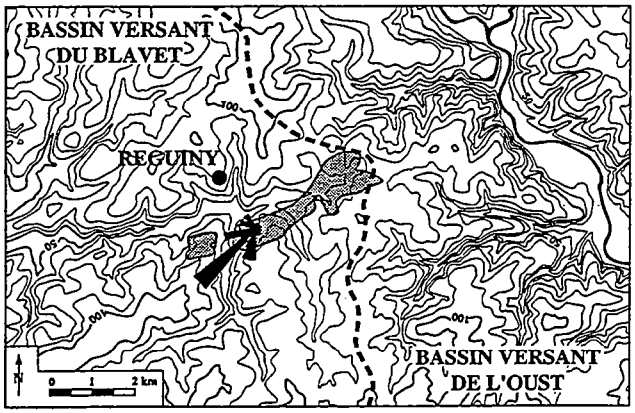
CHUTE DU NIVEAU DE BASE
(=Progradation)

Fig 1

Tab 1

Faciès	Description	Interprétation
G1 (Gmg)	Sables grossiers, graviers et galets, en faisceaux d'épaisseur pluridécimétrique, (1) sans structure à matrice dominante ou (2) à granoclassements inverses (clastes plus ou moins jointifs).	Ecoulements gravitaires de type coulées de débris distales (granoclassement inverse) CÔNE ALLUVIAL
G2 (Gcm)	Chenaux (largeur 20-50 m, hauteur 2-4 m) à remplissage de sables grossiers, graviers dominants et galets, mal classés, généralement jointifs, localement à matrice dominante, en faisceau d'épaisseur pluridécimétrique en onlap sur le bord du chenal.	Comblement de chenaux secondaires érosifs par des écoulements visqueux gravitaires (coulées de débris) et turbulents CÔNE ALLUVIAL
G3 (Gt)	Graviers dominants et galets à litage oblique frustre de mégarides 3D de courants.	Remplissage de chenaux en tresses secondaires CÔNE ALLUVIAL ou RIVIÈRES EN TRESSES
SGr1	Sables grossiers et graviers à alternances de litages obliques de mégarides 3D de courant (graviers dominants) et mégarides 2D de courant (sables grossiers).	Mégarides 3D : remplissage des chenaux secondaires en tresses Mégarides 2D : migration des barres losangiques RIVIÈRES EN TRESSES
S1 (Sp)	Sables grossiers à litage oblique tabulaire de mégarides 2D de courant (lamines d'avalanche)	Barres longitudinales et/ou alternées RIVIÈRES FAIBLEMENT SINUEUSES
S1a	*idem* S1 à terriers verticaux de petite taille (longueur 2-3 cm, diamètre 1-2 mm)	Transition plaine alluviale/estuaire *idem* À INFLUENCES MARINES (?)
S2	Sables grossiers à litage oblique composé (mégarides 2D sur barres 2D) en accrétion frontale.	Barres longitudinales RIVIÈRES FAIBLEMENT SINUEUSES
S3	Litage oblique sigmoïdal à critères de marées (rides et mégarides de courant de sens opposé, doubles drapages d'argile, variations d'épaisseur des faisceaux de marées : enregistrement des cycles lunaires), plus ou moins bioturbés (*Cylindrichnus, Skolithos, Planolites*).	ESTUAIRE INTERNE

Fig 2



Paléovallée de Reguiny

Sens de paléocourants (faciès S1 : mégarides 2D)

Limite actuelle de bassins versants

3.3.3-Discussion : paléogéographie et paléotopographie Pliocène

Il ressort de l'étude sédimentologique des sables rouges de Réguiny qu'il s'agit de dépôts essentiellement fluviatiles qui enregistrent deux phases de montée du niveau de base, la seconde étant plus importante que la première.

La mise en évidence de l'origine fluviatile de ces dépôts pose la question de la paléogéographie Pliocène. Sa reconstitution à partir de l'étude des sables rouges fait actuellement l'objet de travaux en cours. Il ne nous est pas possible actuellement de proposer une reconstitution paléogéographique cohérente du Pliocène pour deux raisons principales liées (1) à la grande diversité des milieux de dépôts en fonction éventuellement de la position des littoraux Pliocène et (2) à l'absence d'éléments de corrélation à l'échelle du Massif Armoricain. Ces problèmes de paléogéographie Pliocène s'écartent largement du propos de ce travail, mais deux points doivent cependant être signalés dont l'incidence est non négligeable pour cette étude.

❍ Directions d'écoulement des systèmes Pliocène par rapport aux réseaux hydrographiques actuels

Après la reconstitution des environnements de dépôts et la reconnaissance des géométries 3D, les reconstitutions paléogéographiques en cours passent par la détermination des paléo-directions d'écoulement des fleuves Pliocène. Seules celles qui concernent le Plateau Ouest Armoricain sont présentées ici, celles de la Dépression de Rennes étant actuellement d'acquisition. Les paléo-courants déterminés sont présentés sur la figure II.30 et les principales caractéristiques des affleurements sont décrites ci-dessous* .

REGUINY
Milieu de sédimentation : fluviatile droit à estuairien interne.
Paléo-courants : N220-230 - 15 mesures

LE POUHO
Milieu de sédimentation : fluviatile droit à estuairien interne.
Paléo-courants : N350-10 - 9 mesures

LA VAUGACE
Milieu de sédimentation : fluviatile droit.
Paléo-courants : N285-295 - 8 mesures

LA TRINITE PORHOET
Milieu de sédimentation : cône alluvial ou réseau en tresse associé à des chenaux à influence estuarienne . Les mesures ont été effectuées dans un chenal estuairien.
Paléo-courants : N350-20 ? - 10 mesures

* Les directions de paléocourants ont été déterminées généralement en mesurant les directions de progradation des mégarides 2D. Seules les déterminations effectuées à la Trinité-Porhoet ont été faites sur des mégarides 3D.

Les directions de paléocourants déterminées montrent un prédominance des écoulements du sud vers le nord dans les secteurs du bassin versant de l'Oust actuellement incisés par des rivières s'écoulant actuellement du nord vers le sud. Ceci montre donc qu'**il existe une phase d'inversion de drainage entre le Pliocène et l'actuel.**

❍ Localisation actuelle des dépôts Pliocène dans la topographie

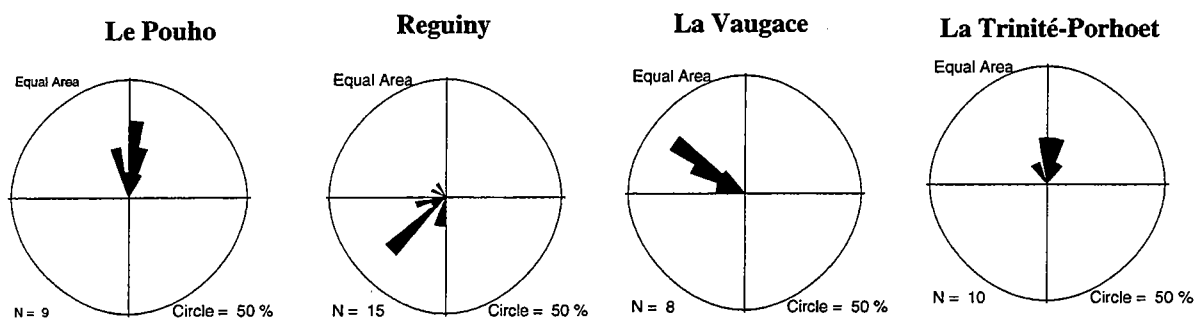
En ce qui concerne la paléo-vallée de Reguiny, sa direction d'écoulement est grossièrement cohérente avec les directions d'écoulement actuelles (fig. II.30). Cependant, la ligne de crête qui sépare actuellement les bassins versants de l'Oust et du Blavet est située à quelques kilomètres en amont de cette paléo-vallée. Dans les sablières de Reguiny, le système alluvial conservé actuellement fait au minimum 1 Km de large pour une épaisseur minimale de sédiments d'environ 10 m (fig. II. 29). Ces dimensions ne sont pas en accord avec l'existence d'une ligne de crête majeure à quelques kilomètres en amont de Reguiny durant le Pliocène. Ceci implique un **remaniement complet post-Pliocène des réseaux hydrographique.**

Les réseaux fluviatiles Pliocène ont la particularité d'être aujourd'hui "fossiles" . Au niveau du Plateau Ouest Armoricain, une de leur caractéristique principale est d'être actuellement conservés sur les lignes de crête (fig. II.30) en étant séparées du thalweg actuel par du socle. Enfin, étant donné qu'elles ont été entièrement comblées, ces paléo-vallées ne sont pas visibles actuellement dans la topographie.

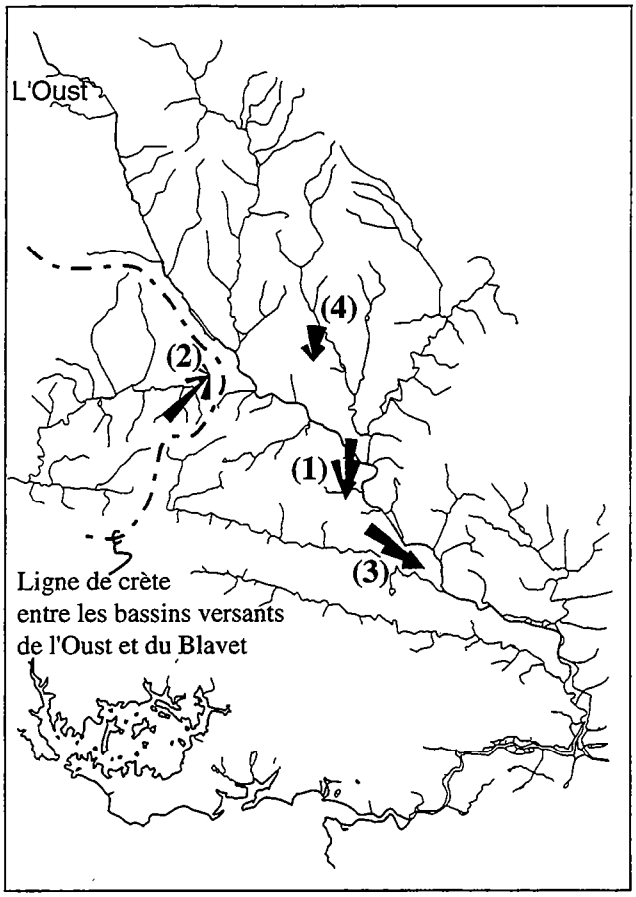
3.3.4-Conclusion

Les sables rouges représentent les témoins de systèmes fluviatiles Pliocène qui comblent un réseau de paléovallées. Les premiers éléments de reconstitution paléogéographique montrent que la géométrie de ces systèmes n'est pas cohérente avec l'organisation actuelle des réseaux hydrographiques. En particulier, une inversion des directions d'écoulement est mise en évidence sur le flanc sud du Plateau Ouest Armoricain entre le Pliocène et l'actuel.

a.



b.



(1) Le Pouho

(2) Reguiny

(3) La Vaugace

(4) La Trinité-Porhoet

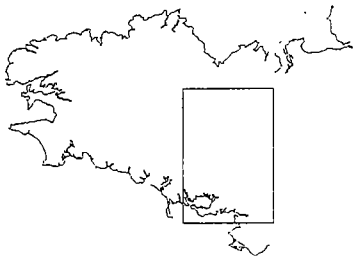
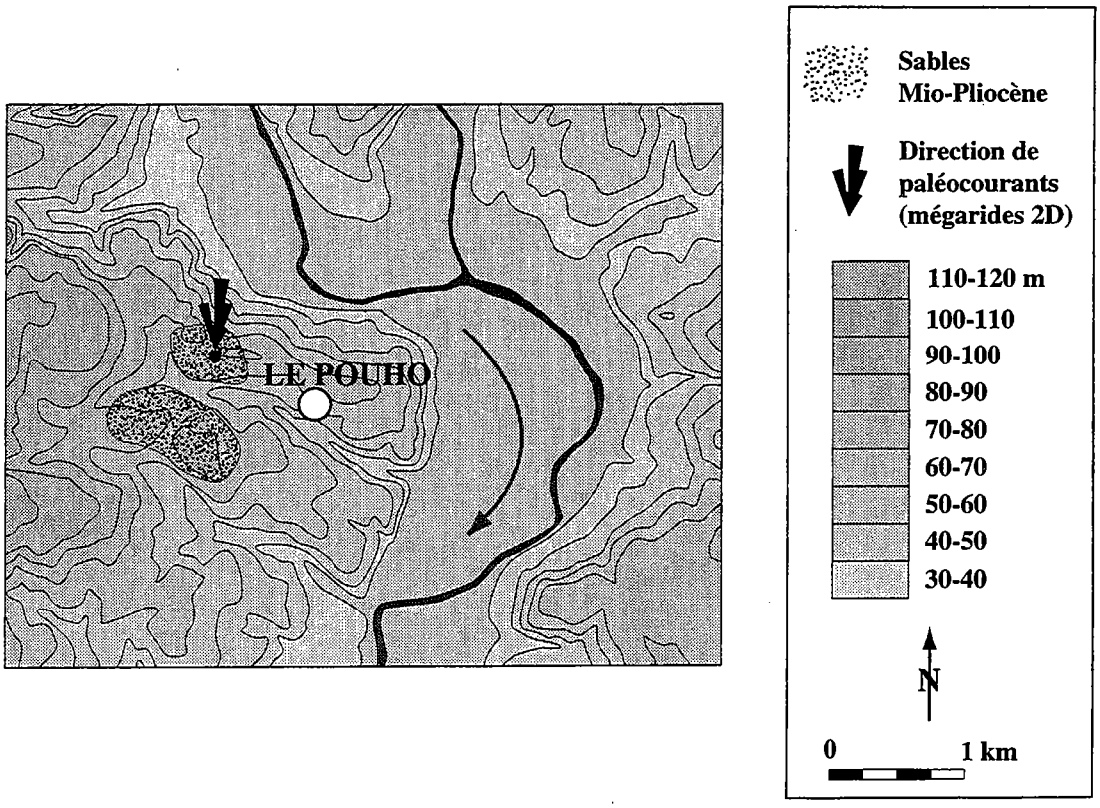


Figure II.30 Directions de paléocourants déterminées dans les sables Pliocène du Pouho, de Réguiny, de la Vaugace et de la Trinité-Porhoet.
a- Roses de fréquence représentent les directions de progradation déduites des directions des mégarides 2D.
b- Comparaison entre les directions de paléocourants Pliocène et les directions d'écoulement actuelles dans le bassin versant de l'Oust. Elles impliquent une inversion post-Pliocène des directions de drainage.
Remarquer la position de la paléo-vallée de Reguiny à proximité de la ligne de crête séparant actuellement les bassins versants de l'Oust et du Blavet.

c.



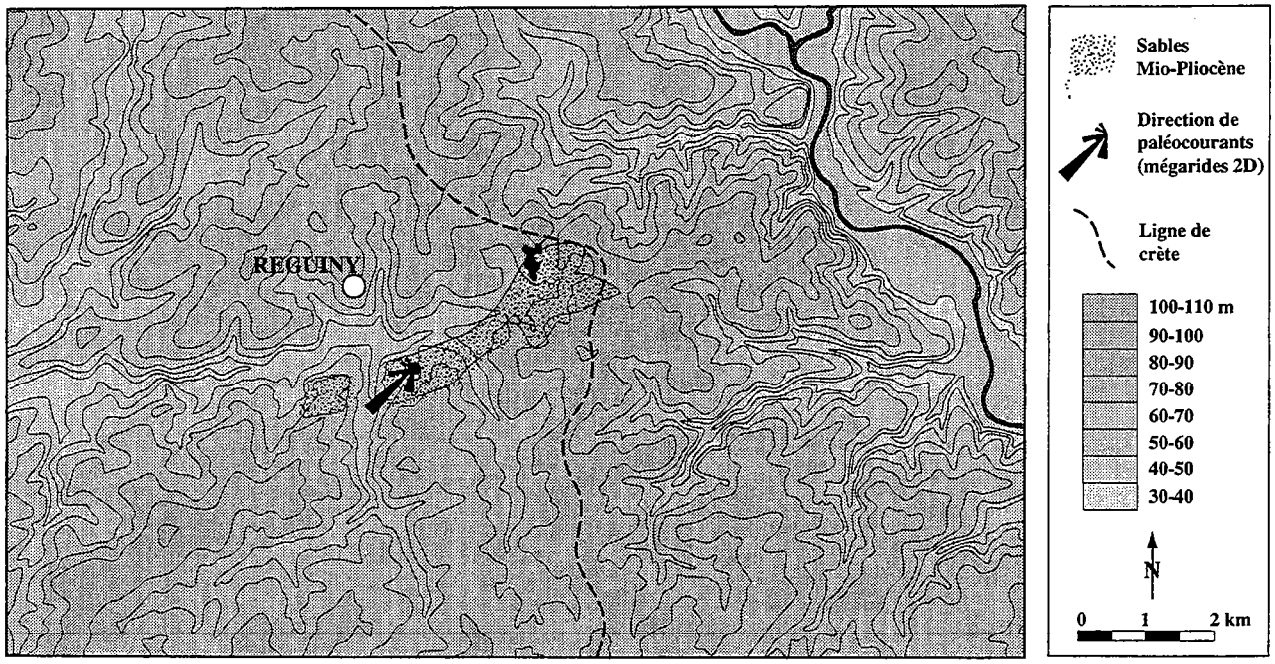


Figure 30 (suite)
c-Position topographique des sables du Pouho et de Reguiny.
Noter l'inversion des directions d'écoulement entre le Pliocène et l'actuel en ce qui concerne le Pouho.
A Reguiny, les directions de paléo-courants indiquent une direction d'écoulement du nord-est vers le sud-ouest. Au nord-est, immédiatement en amont de cette paléo-vallée, se trouve actuellement une ligne de crête qui sépare les bassins versants de l'Oust (à l'est) et du Blavet (à l'ouest). La paléo-géographie de cette paléo-vallée, ainsi que le volume de sables déposé à Reguiny (fig. II.29), ne sont pas en accord avec la présence d'une ligne de crête cet endroit au Pliocène.

3.4-Le Massif Armoricain durant le Pléistocène

L'évolution du massif Armoricain durant le Pléistocène est relativement mal connue. Après le dépôt des sables rouges, les derniers véritables témoins sédimentaires de l'évolution armoricaine sont constitués d'argiles noires, attribuées au Reuvérien par Morzadec-Kerfourn (1977, 1982). Mis à part les sédiments fluviatiles récemment datés du Pléistocène inférieur dans le Cotentin par Dugué *et al.* (1997), il n'existe pratiquement aucun autre témoin sédimentaire identifié pour la période qui s'étend du Reuvérien à l'Eémien dans le Massif Armoricain (c'est à dire pour l'ensemble Pléistocène inférieur-moyen soit environ 1.5 Ma).

Du fait de sa position à des latitudes relativement élevées, il a été reconnu très tôt que le Massif Armoricain a évolué en domaine périglaciaire durant le Quaternaire. Ceci est montré par la présence de coulées de solifluxion (coulées de head), de cryoturbation, de coins de glace, de dépôts de loess, etc... (Milon et Dangeard, 1928; Monnier, 1979; Morzadec-Kerfourn et Monnier, 1982; ...). La répartition de ces structures est très inégale : elles sont très bien marquées dans tout le nord du Massif Armoricain tandis que ces processus sont moins bien exprimés au sud. Il semble cependant que l'ensemble du Massif Armoricain ait été caractérisé par la présence d'un pergélisol continu lors de la glaciation Weichsélienne (Van Vliet Lanoe, 1995).

Les dépôts du Pléistocène ont été très inégalement étudiées. En particulier, les quaternaristes se sont focalisés sur l'étude des dépôts qui sont actuellement conservés sur les littoraux dans le but de reconnaître la position des hauts niveaux eustatiques. La majeure partie des dépôts Pléistocène qui se trouvent dans les terres ont été négligés et sont très peu connus en comparaison; seuls les géologues cartographes s'y sont intéressés (voir Lebret *et al.*, 1997 in Andreieff, 1997).

❍ Au niveau des littoraux actuels, les dépôts Pléistocène comprennent des loess, des coulées de solifluxion, des sables et des niveaux de galets. Ces derniers représentent d'anciens cordons littoraux, situés actuellement à des altitudes comprises entre 15-6 m et 5-0 m (Morzadec-Kerfourn, 1990). L'ensemble de ces dépôts enregistrent essentiellement les variations climatiques entre périodes chaudes et froides. Leur étude a essentiellement pour objectif de reconnaître les périodes de hauts niveaux eustatiques (Monnier, 1979; Guilcher, 1982; Hallegouet et Van Vliet Lanoe, 1982; ...). Cependant, faute d'éléments chronologiques, leur corrélation avec les grands événements climatiques est parfois sujet à discussion (voir Morzadec-Kerfourn, 1990 par exemple) et il existe de réels problèmes d'attribution stratigraphique : "tous les auteurs affirment que l'altitude ne doit pas être prise en compte pour déterminer l'âge des dépôts marins (littoraux) mais cependant (ils) y font toujours référence " (Morzadec-Kerfourn, 1990). Les progrès récents de datation par les méthodes physiques tel que

la thermoluminescence (vois Loyer *et al.*, 1995 par exemple pour une application sur le Massif Armoricain) devrait permettre à l'avenir de préciser l'évolution armoricaine durant le Pléistocène.

❍ A terre, les formations post-Pliocène sont représentées par des sédiments détritiques grossiers; il est nécessaire d'en distinguer deux catégories, sur la base de leur position topographique :

(1) sur les lignes de crète, se trouve une série de dépôts grossiers, conglomératiques (fig. II.31 a), érosifs sur les sables Pliocène. Ils ne sont pas associés aux paléo-vallées Pliocène et n'ont également aucuns rapports avec le relief actuel (Lebret *et al.*, 1997 in Andreieff, 1997). Ce sont fréquemment des conglomérats à éléments non-jointifs, preuve de l'existence d'une composante gravitaire majeure dans leur mécanisme de mise en place,

(2) sur les versants des vallées actuelles se trouve une série de terrasses étagées et/ou emboîtées : fig. II.31 b; elles sont liées à l'érosion du socle durant le Pléistocène, responsable de la formation du relief actuel. Leur âge est très mal connu actuellement; sur la base d'arguments archéologiques, la terrasse la plus haute de la vallée de la Vilaine est attribuée au Cromérien (0.7-0.5 Ma) par Monnier *et al.* (1981). Ces terrasses seront plus particulièrement étudiée dans les chapitres suivants.

3.5-Discussion : âge du réseau de vallées armoricain

Après la dernière inondation marine majeure du Llanghien-Serravalien, la formation du relief actuel du Massif Armoricain comprend donc au minimum trois étapes, dont deux ont été reconnues par Durand et Estéoule-Choux (1977). Les principaux éléments qui permettent d'en discuter les modalités et la chronologie sont représentés sur la figure II.32.

❍ Le Massif Armoricain est marqué par l'existence d'un premier réseau de vallées qui a été comblé par des sédiments fluviatiles et estuairiens. Ce réseau est indépendant du réseau hydrographique actuel et possède la particularité de n'être associé à aucune forme actuelle du relief. L'étude du remplissage sédimentaire de ces vallées nous conduit à attribuer sa formation au Tortonien (environ 11.0 Ma). Selon notre interprétation, la sédimentation est marquée par la chute du niveau du Messinien à environ 5.5 Ma. L'évolution ultérieure de ces vallées est marquée par un comblement lors d'une phase transgressive majeure qui pourrait correspondre au haut niveau marin du Reuvérien (environ 3,0 Ma), dont l'importance a été reconnue en Bretagne par Morzadec-Kerfourn (1977, 1982).

a.

b.

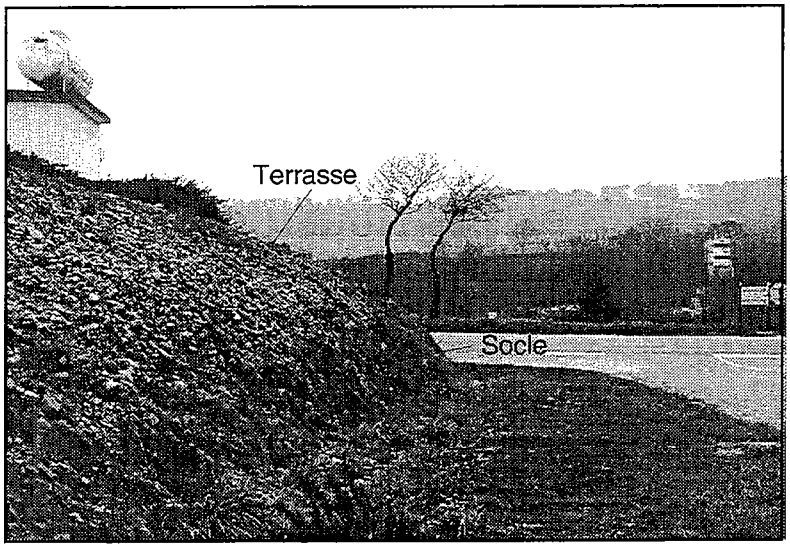


Figure II.31 Exemples de formations Pléistocène typiques du Massif Armoricain.
a- Formation détritique présente sur les lignes de crète, indépendante des morphologies Pliocène et actuelles (carrière de Beaumont; SE de Redon). Le front de taille fait environ 2,50 m de haut.
b- Terrasse étagée dans la vallée de l'Oust (Malestroit).

❍ Au sommet de la topographie actuelle, et scellant les vallées Pliocène, se trouve une formation détritique, indépendante de la paléo-topographie Pliocène et du relief actuel. L'âge de ces dépôts est inconnu.

❍ Enfin, la topographie actuelle est marquée par un réseau de vallées en érosion. Ces vallées sont indépendantes des paléo-vallées Pliocène; leur incision s'accompagne de la formation de terrasses étagées et/ou emboîtées. La première de ces terrasses été attribuée au Cromérien (0.7-0.5 Ma) par Monnier *et al.* (1979).

Dans ce schéma, les vallées actuelles du Massif Armoricain sont Pléistocène *s.s.* Dans la suite de ce travail, nous retiendrons un âge de 0.7 à 0.5 Ma pour le début de l'incision des vallées.

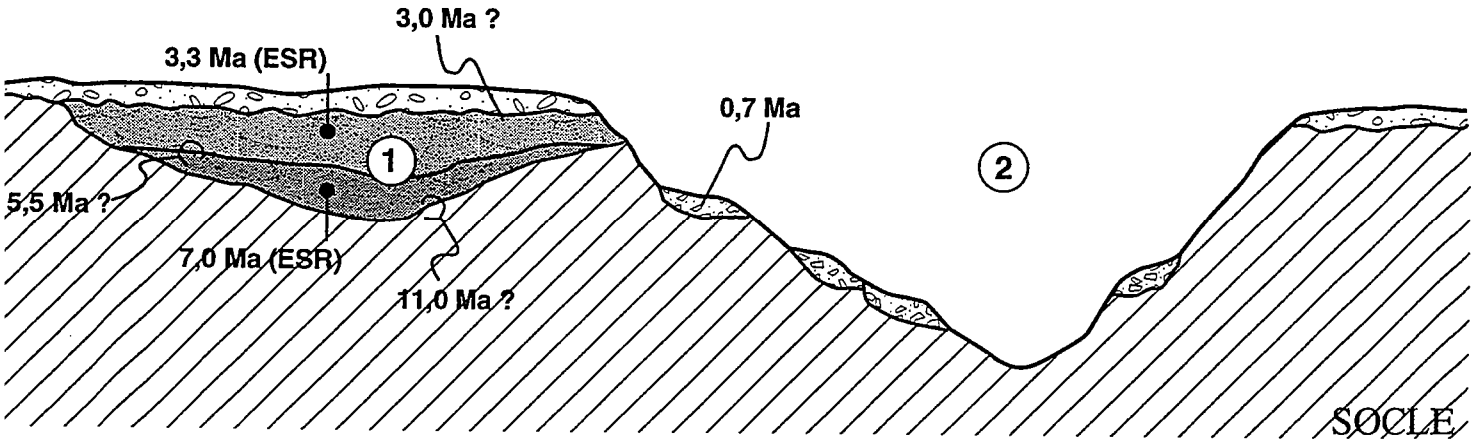


Figure II.32 Représentation schématique des unités permettant de préciser la chronologie de développement du relief armoricain (cf. texte).
1-paléo-vallées Mio-Pliocène.
2-Vallée actuelle.

4-SYNTHESE ET CONCLUSIONS

❍ Le nord-ouest de la France a été le siège d'une déformation compressive majeure Oligo-Miocène, assez bien caractérisée dans les bassins péri-armoricains. Les manifestations de cette déformation dans la partie actuellement immergée du Massif Armoricain sont inconnues. Cette déformation généralisée est scellée en mer par les dépôts du Llanghien-Sérravalien.

❍ La topographie du Massif Armoricain est marquée par l'existence d'un premier système fluviatile Miocène (Tortonien ?) à Pliocène. Ce réseau de vallées est actuellement comblé et fossilisé. Il est indépendant du réseau hydrographique actuel et n'est associé à aucune forme dans la topographie.

❍ La formation du réseau de vallées actuelles résulte d'une désorganisation des systèmes fluviatiles Pliocène. Cette période correspond en outre à un changement drastique d'état stratigraphique des fleuves, en érosion-comblement dans un régime non-subsident au Pliocène; en érosion au Pléistocène.

❍ La morphologie du Massif Armoricain est caractérisée par l'existence d'un fort contraste terre/mer marquée par la juxtaposition d'une topographie incisée, "continentale" et d'une surface aplanissement "marine". Cette géométrie est indépendante de la ligne de cote actuelle.

❍ Les variations de relief à terre permettent de définir deux domaines distincts séparés par la faille de Quessoy-Nort sur Erdre : une zone haute, fortement incisé, le Plateau Ouest Armoricain et une zone basse, faiblement incisé, la Dépression de Rennes. A ces différences de forme correspond deux types de transition terre/mer : relativement continue en ce qui concerne le bloc bas, par l'intermédiaire d'escarpements en ce qui concerne le "bloc haut".

Le Massif Armoricain est actuellement marqué par une sismicité non négligeable par rapport au nord-ouest de la France (fig. II. 26; Veinante-Delahaye et Santoire, 1980; Nicolas *et al.*, 1990) et les données récentes de nivellement montrent une surrection généralisée de ce domaine sur une période de 100 ans (Lenotre *et al.*, 1997). Certaines études des formations Pléistocène de Bretagne ont en outre conclu à l'existence d'une déformation de ce domaine durant le Quaternaire (Guilcher, 1982; Hallegouet et Van Vliet Lanoe, 1982), bien que les quaternaristes aient été pendant longtemps des tenants de l'hypothèse eustatique : " nous croyons que la tectonique -Pléistocène- des massif normands et bretons demeure encore sous-estimée" (Lautridou, 1985).
Une grande partie de la suite de ce travail va ainsi consister à caractériser la formation du relief de la Bretagne durant le Pléistocène, dans le but de mettre en évidence une éventuelle contribution tectonique dans l'incision de ses vallées et la formation de son relief.

CHAPITRE III

LA MESURE DE L'INCISION FLUVIATILE : UNE QUANTIFICATION DES DÉPLACEMENTS VERTICAUX

PLAN DU CHAPITRE

CHAPITRE III

LA MESURE DE L'INCISION FLUVIATILE : UNE QUANTIFICATION DES DÉPLACEMENTS VERTICAUX ____ *141*

1-L'ANALYSE DE L'INCISION : FINALITES ET PRINCIPES ____ 143

2-LA MESURE DE L'INCISION DE LA TOPOGRAPHIE ____ 145

2.1-Les méthodes de mesure de l'incision : état des connaissances; application au Massif Armoricain ____ 145

2.1.1-Les méthodes antérieures ____ 145

2.1.2-Application au Massif Armoricain ____ 146

2.2-Une nouvelle méthode de mesure de l'incision : la détermination du rapport profondeur/largeur des vallées ____ 147

3-APPLICATION AU BASSIN VERSANT DE LA VILAINE ____ 149

3.1-Présentation ____ 149

3.2-Publication (in prep.): " L'incision des vallées : une nouvelle méthode de quantification des déplacements verticaux de la lithosphère " ____ 150

4-DISCUSSION ET CONCLUSIONS ____ 181

4.1-Implications régionales : variations de topographie à grande longueur d'onde et mouvements verticaux Pléistocène du Massif Armoricain ____ 181

4.2-Implications géomorphologiques ____ 184

CHAPITRE III

LA MESURE DE L'INCISION FLUVIATILE : UNE QUANTIFICATION DES DÉPLACEMENTS VERTICAUX

1-L'ANALYSE DE L'INCISION : FINALITES ET PRINCIPES

Les mouvements verticaux ont une une importance fondamentale dans la formation du relief (chap. I). Les systèmes en surrection sont caractérisés par une incision de leur topographie, à des vitesses qui peuvent être du même ordre de grandeur que les vitesses de surrection. Ainsi, comme le notent Howard et al. (1994) : "By connecting landscapes to their boundaries, rivers provide the primary linkage between tectonic deformation and landscape response". Dans de tels systèmes, la mesure de l'incision est donc un outil potentiel de quantification des mouvements verticaux de la lithosphère. Dans l'absolu, ces déterminations ponctuelles, une fois intégrées spatialement, pourraient permettre d'étudier la déformation de la lithosphère par le biais de la mise en évidence de différentiels d'incision.
La mesure de l'incision verticale est généralement effectuée en se basant sur des repères tels que des terrasses (Reed, 1981; Rockwell et al, 1984; Merrits et Vincent, 1989; Avouac et Peltzer, 1993; Merrits et al., 1994; Molnar et al., 1994; Personius, 1995; Anderson et al., 1996; Burbank et al., 1996; Meyer et al., 1996;...) ou bien des coulées de basaltes incisées par exemple (Hamblin et al., 1981; Bishop, 1985; Young et Mc Dougall, 1993; Seidl et al., 1994). Leur datation permet alors d'obtenir des vitesses d'incision locales. Cette démarche permet d'obtenir des informations capitales en géomorphologie concernant les vitesses d'adaptation des systèmes en érosion et les degrés de couplage entre surrection et incision.
Dans cette étude, notre propos est de mesurer les déplacements verticaux de la lithosphère non pas à partir de marqueurs ponctuels tels que les terrasses par exemple, mais à partir de la forme des structures érosives elles-mêmes, c'est à dire des vallées et des bassins versants.

La nature des interactions entre la tectonique et la forme des vallées et des bassins versants, et plus généralement entre la tectonique et la forme de la topographie, est un domaine largement méconnu à l'heure actuelle. Le couplage entre les forts taux de surrection et la réponse de la topographie commence à être bien illustré à l'heure actuelle, par exemple dans l'Himalaya (Burbank et al., 1996). Par contre, dans les domaines de relief modéré, les effets des mouvements de la lithosphère sur la formation de la topographie sont très mal contraints. Plusieurs situations, théoriques, sont fréquemment envisagées, particulièrement dans les modélisations numériques (Willgoose et al., 1991; Willgoose, 1994; Kooi et Beaumont, 1996).

Trois grands types d'interactions sont généralement considérées, caractérisées par des des reliefs qui sont soit en relaxation, soit en équilibre dynamique, soit en état stationnaire (cf. chapitre I-B-3). Ces états sont fondamentaux pour mesurer les déplacements verticaux de la lithosphère à partir de la topographie, mais leur reconnaissance dans les systèmes naturels fait fortement défaut à l'heure actuelle.
Dans ce travail, nous nous sommes donc attachés avant tout à comprendre et à décrire quelle est la dynamique des bassins versants étudiés. En particulier, notre attention s'est portée sur la reconnaissance et la différentiation des systèmes qui sont en équilibre et des systèmes qui sont dans un état transitoire. Pour cela, trois directions de recherche complémentaires ont été menées sur les bassins versants, comprenant :

❍ une caractérisation du degré d'adaptation des réseaux de drainage. Ceci permet d'avoir une première image du degré de propagation des variations du niveau de base dans les bassins versants,

❍ une quantification de l'incision des bassins versants grâce au rapport entre la profondeur et la largeur des vallées. Ceci nous a permis, en liaison avec les terrasses, de mesurer la quantité de chute du niveau de base à laquelle les systèmes sont adaptés à l'heure actuelle,

❍ la confrontation des données concernant d'une part l'adaptation des réseaux de drainage et d'autre part la quantité d'incision de la topographie permet de discuter du mode et du degré d'adaptation des bassins versants vis à vis des variations du niveau de base. Ces caractéristiques sont ensuite intégrées à l'échelle régionale c'est à dire à l'échelle de la topographie prise dans son ensemble.

L'étude de l'incision présentée dans ce chapitre a été effectuée sur le bassin versant de la Vilaine. Il occupe 1/3 de la superficie de la Bretagne et est ainsi le plus grand bassin versant de la région étudiée. Une comparaison est ensuite effectuée avec le bassin versant de l'Aulne; ceci nous a permis de définir le cadre général de l'évolution érosive en Bretagne.

2-LA MESURE DE L'INCISION DE LA TOPOGRAPHIE

2.1-Les méthodes de mesure de l'incision : état des connaissances; application au Massif Armoricain

2.1.1-Les méthodes antérieures

Plusieurs méthodes ont été proposées pour mesurer l'incision de la topographie. Elles sont basées sur la mesure du relief local, c'est à dire de la différence entre l'altitude maximale et l'altitude minimale du secteur considéré.

❍ Les premières mesures d'incision à partir de la détermination du relief ont été effectuées par Schumm (1956, 1963) et Ahnert (1970) dans le but de relier les taux de dénudation, déterminés à partir des flux de matière, aux propriétés morphométriques des bassins versants. Dans le but de comparer des bassins versants de différentes tailles, Schumm (1956, 1963) utilise le "relief ratio" qui est égal au relief du bassin versant divisé par sa longueur. Ahnert (1970) utilise par contre le relief moyen des bassins versants c'est à dire la moyenne du relief calculé dans des boites d'une taille donnée, en l'occurrence 20x20 Km. Ces paramètres sont toujours utilisés à l'heure actuelle dans les études de dénudation (Summerfield, 1991; Summerfield et Hulton, 1994). Cette approche n'est pas adaptée à notre étude du fait du moyennage qui est effectué sur l'ensemble de la topographie et de l'absence de spatialisation des données.

❍ La quantification de l'incision peut être effectuée à partir de la méthode des "courbes enveloppes". Elle consiste à tracer deux surfaces virtuelles passant respectivement par les lignes de crète et par les thalwegs. Leur différence permet alors de tracer des cartes d'incision (Burgmann et al., 1994; Darboux, 1995). Cette méthode est potentiellement intéressante pour mettre en évidence des différences spatiales d'incision. Cependant, il existe de nombreuses difficultés d'ordre méthodologique qui influencent fortement les résultats (choix des sommets à conserver pour tracer les enveloppes sommitales par exemple) : Darboux (1995).

❍ Une autre façon de calculer l'incision est de déterminer le relief à partir de MNT, le long de profils d'une largeur donnée. Ce type d'étude a été particulièrement développé récemment, essentiellement pour étudier la topographie à grande longueur d'onde des chaines de montagne, et en particulier des hauts plateaux (Fielding et al., 1994; Masek et al., 1994) : figure III.1.

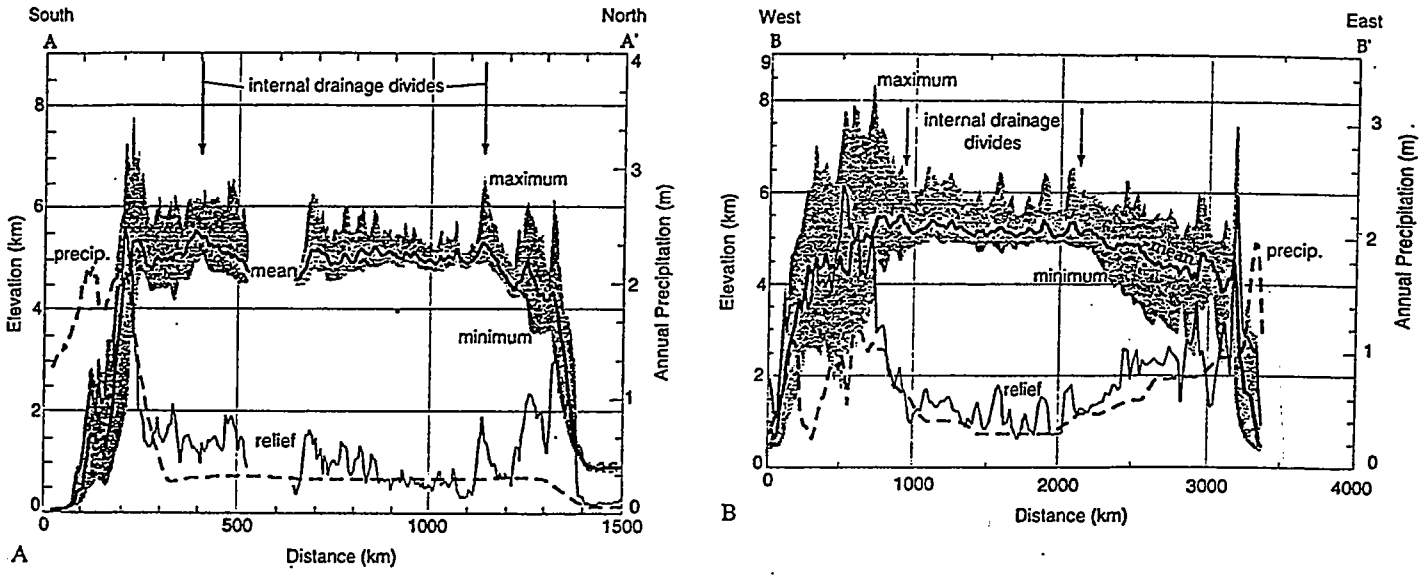


Figure 4. Profiles of Tibetan Plateau, taken along 100-km-wide swaths. A: North-trending profile A–A' across widest part near long 85°E. B: Longitudinal profile B–B' along length of Tibet (see Fig. 1 for locations). Each profile shows maximum, minimum (shading), and mean elevations (thick solid lines) of topography within 5 × 100 km segments, along with topographic relief (thin lines). Thick dashed lines indicate annual precipitation (scale at right).

Figure III.1 Topographie moyenne du plateau du Tibet (Fielding, 1994).

2.1.2-Application au Massif Armoricain

Les méthodes présentées ont été appliquées à la topographie du Massif Armoricain. Deux exemples de détermination de l'incision sont présentées sur la figure III.2 : une détermination du relief le long d'un profil Est-Ouest et une carte d'incision. La carte d'incision présentée ici n'a pas été établie suivant la méthode présentée précedemment, mais en en soustrayant directement la topographie à la surface enveloppe sommitale.

Le relief du Massif Armoricain a été déterminé le long d'un profil est-ouest de 47,25 km de large, correspondant à la topographie moyenne de la figure II.3. Le relief suit les variations de topographie : les domaines d'altitudes les plus élevées ont le relief le plus important, c'est à dire qu'ils sont le plus incisé. Au niveau de la Bretagne, les vallées du Plateau Ouest Armoricain sont significativement plus profondes que celles de la Dépression de Rennes. Ceci apparait également sur la carte d'incision; plusieurs points remarquables supplémentaires peuvent être notés :

❍ si l'on considère les grands bassins versants bretons, la profondeur des vallées semble être minimale sur la Vilaine, moyenne sur l'Oust et le Blavet et maximale sur l'Aulne,

❍ la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre apparait nettement sur la carte d'incision; elle limite un domaine Est ou les vallées ont de faible profondeur, d'un domaine Ouest plus incisé,

❍ dans l'Est de la Bretagne, au sud de Rennes, il existe des alternances Nord-Sud de zones ou les vallées sont peu profondes et de zones plus incisées. Elles correspondent à un controle de la profondeur des vallées par la lithologie, dans le cas présent des alternances schistes-grès. Les vallées érodant les grès armoricain sont ainsi systématiquement plus profondes que celles établies sur des schistes.

L'intéret principal de ces différentes approches est de faire ressortir les grandes tendances régionales du relief. La détermination du relief à partir de profils ne permet cependant pas de quantifier l'incision car ils sont effectués indépendamment de l'organisation spatiale des réseaux. En ce qui concerne les cartes d'incision leur utilisation se trouve limitée car elles ne tiennent pas compte des variabilités spatiales de capacité érosive.

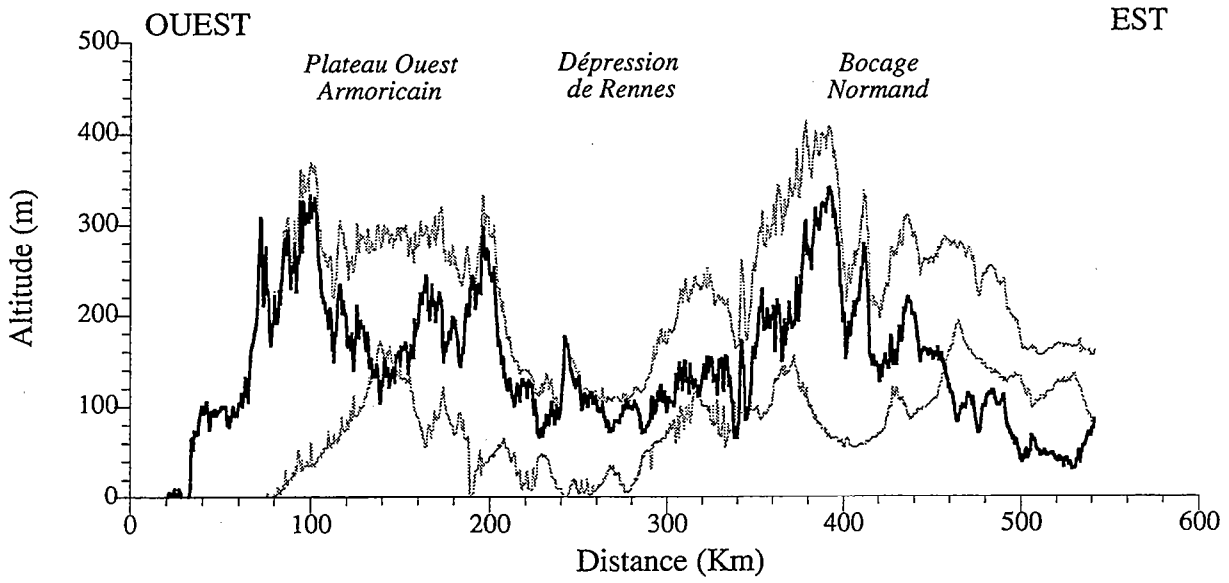
2.2-Une nouvelle méthode de mesure de l'incision : la détermination du rapport profondeur/largeur des vallées

Dans cette étude, la quantification de l'incision a été effectuée en mesurant la profondeur des vallées (h) , en fonction de leur demi-largeur (l)* . Outre le fait de mesurer l'incision, l'intéret de cette méthode réside dans le fait que le rapport h/l est une estimation de la pente moyenne des versants. La détermination de ce rapport permet donc de mesurer l'incision et d'étudier en parallèle la forme moyenne des versants, c'est à dire de caractériser la réponse de l'ensemble de la topographie vis à vis de l'adaptation du réseau de drainage.

Le paramètre h/l a été mesuré pour l'ensemble des vallées de chacun des bassins versants. Sa détermination a été effectuée à partir du MNT au pas de 250 m de l'IGN.

---

*La demi-largeur a été utilisée plutot que la largeur car l'altitude des lignes de crète n'est généralement pas la même de part et d'autre d'une rivière.



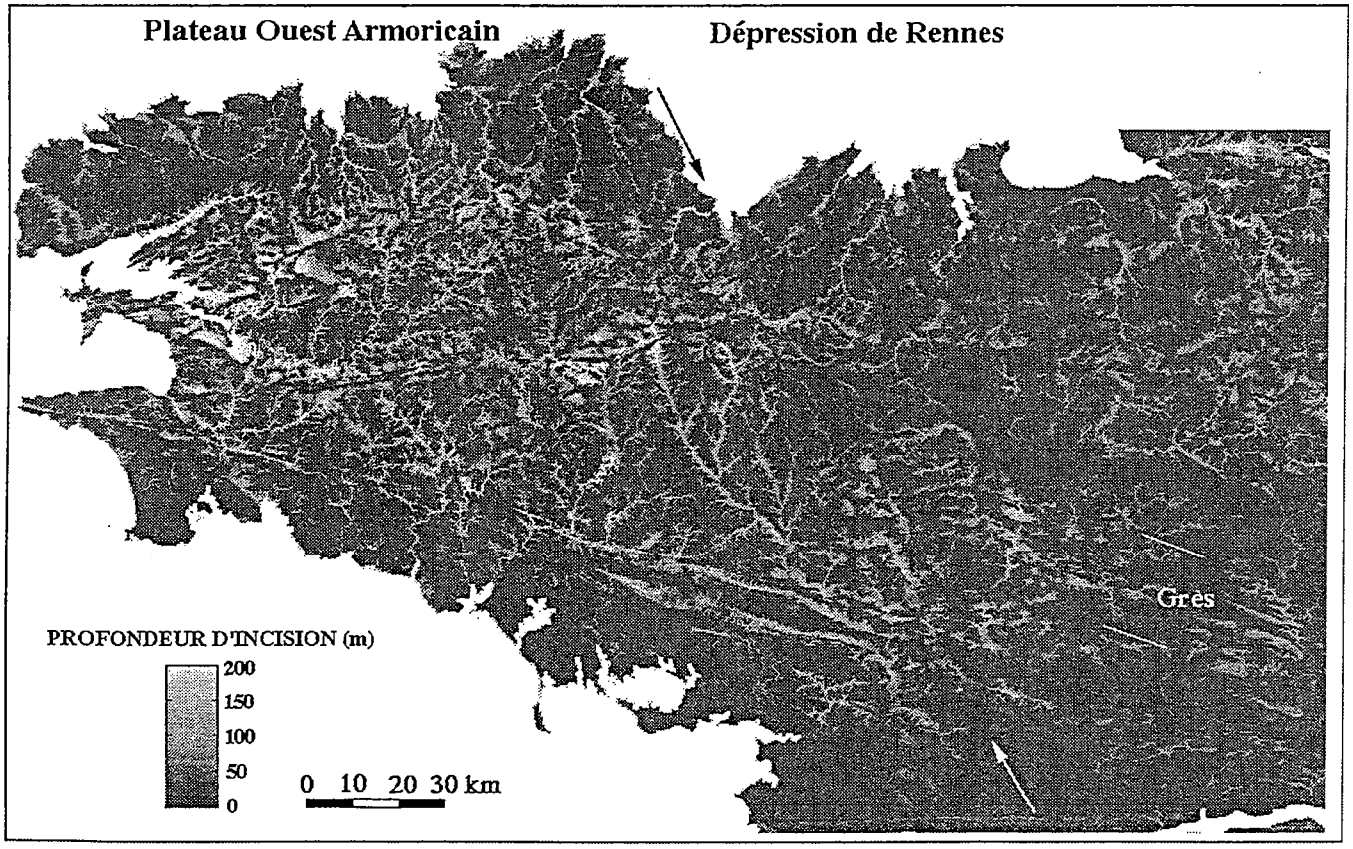


Figure III.2 Relief (altitude maximale-altitude minimale) du Massif Armoricain déterminée le long d'un profil ouest-est de 47,25 km de large à partir d'un MNT au pas de 525 m (même localisation que le profil topographique moyen ouest-est de la figure II.3). Le relief est représenté en noir; les altitudes maximales et minimales sont en gris.
Carte d'incision de la Bretagne (bas) calculée à partir d'un MNT au pas de 250 m en soustrayant la topographie à une surface enveloppe sommitale.

DETERMINATION DU RAPPORT H/L A PARTIR DE MNT

La première étape consiste à reconnaitre le réseau de drainage et les lignes de crète sur le MNT; ceci passe par la reconnaissance de la nature des pixels, *i.e.* "versant" ou "réseau". La procédure utilisée est celle développée par O'Callaghan et Mark (1984) : dans un premier temps, la direction de l'écoulement de l'eau est déterminée pour chaque pixel, selon un critère de plus grande pente vis à vis de ses 8 voisins. Si il n'y a pas une pente maximale unique, la direction de drainage est attribuée aléatoirement vers un des pixels qui répond au critère de pente, mais de façon à ne pas former de boucles dans l'écoulement. Quand toutes les directions d'écoulement ont été déterminées, il est alors possible de connaitre le nombre de pixels situés en amont qui s'écoulent dans chacun des pixels du MNT. Ceci permet alors de calculer l'aire drainée amont en chaque point du MNT : un pixel situé sur une ligne de crète a une aire drainée de 1; un pixel situé dans le réseau de drainage a une aire drainée supérieure à une valeur d'aire critique, correspondant à la transition versant-réseau. Dans cette étude, nous avons utilisé une valeur de seuil de 10 pixels correspondant à une transition versant-réseau au dela d'une aire de 1.25 Km^2. Ceci a été motivé par la reconnaissance par Crave et Davy (1997) d'une échelle de coupure caractéristique dans la topographie armoricaine de l'ordre de 1 Km et qui pourrait correspondre à la limite entre les processus d'érosion des versants et des réseaux.
Les procédures pour calculer les directions de drainage et les aires drainées que nous avons utilisé sont issues du logiciel MNTsurf conçu à l'atelier de spatialisation numérique de l'Ecole Nationale Supérieure d'Agronomie de Rennes.

La deuxième étape consiste à repèrer les pixels situés sur les lignes de crète dans la topographie (aire drainée=1). Quand un de ces pixels est sélectionnée, la procédure suivante consiste a lui faire parcourir le versant en suivant les directions de drainage, et ceci tant que l'aire du pixel "receveur" est inférieure à l'aire critique versant-réseau. Quand ce seuil est dépassé, la largeur de la vallée est déterminée en calculant la distance ente le pixel ligne de crète et le pixel réseau; de même la profondeur de la vallée est déterminée grace à la différence d'altitude entre les deux points.

3-APPLICATION AU BASSIN VERSANT DE LA VILAINE

3.1-Présentation

L'étude de l'incision a principalement été effectuée sur le bassin versant de la Vilaine. C'est en effet un bassin versant de grande extension (environ 10 000 Km^2 soit le tiers de la Bretagne) qui est localisée sur une structure majeure du relief armoricain : la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre. Elle recoupe le bassin versant de la Vilaine selon une direction NO-SE et forme une ligne de crète qui correspond à une ligne de séparation des eaux. De ce fait, elle individualise deux grands sous bassins versants au sein du bassin versant de la Vilaine : à l'Est, la Vilaine *sensus stricto* et à l'Ouest, l'Oust. Ces deux unités, bien qu'appartenant au même ensemble ont des propriètés morphologiques différentes. La publication présentée ci-dessous est

une étude comparée de la forme de ces deux sous bassins versants, principalement en terme d'incision fluviatile .

Les différences morphologiques mises en évidence et leur quantification ont permis (1) de caractériser et d'estimer le role des mouvements verticaux de la lithosphère dans la formation de ces deux sous bassins versants et (2) de discuter de l'influence de la surrection sur la forme et la dynamique des bassins versants.

3.2-Publication (in prep.): " L'incision des vallées : une nouvelle méthode de quantification des déplacements verticaux de la lithosphère "

L'INCISION DES VALLEES : UNE NOUVELLE METHODE DE QUANTIFICATION DES DEPLACEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHERE

S. Bonnet, F. Guillocheau and J. P. Brun

Géosciences Rennes, UPR 4661 du CNRS, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France

Introduction

A la surface des continents, du fait de leur forte capacité érosive, les réseaux de drainage sont les éléments du relief les plus sensibles aux mouvements verticaux de la lithosphère (Howard et al., 1994). Ceci résulte de la concentration des flux d'eau induite par la structure convergente des réseaux hydrographiques et de la forte dépendance qui existe entre les flux d'eau et les flux de matière (Kirkby, 1971; Smith and Bretherton, 1972). Un domaine continental soumis à une surrection est donc caractérisé par une incision de sa topographie. Récemment, il a ainsi été montré que les vitesses d'incision peuvent être du même ordre de grandeur que les taux d'uplift (Rockwell et al., 1984; Bull, 1990; Merrits et al., 1994; Burbank et al., 1996). Les caractéristiques du relief et en particulier la mesure de l'incision fluviatile sont ainsi des outils potentiels de quantification des déplacements verticaux de la lithosphère. Les mesures d'incision, une fois intégrées spatialement, pourraient permettre d'étudier la déformation de la lithosphère à l'échelle de temps des processus géomorphologiques.

L'utilisation de l'incision pour mesurer les déplacements verticaux de la lithosphère est rendue difficile par la forte variabilité spatiale d'adaptation des réseaux de drainage. par exemple, la quantité d'incision mesurée le long d'une rivière varie d'aval en amont, simplement du fait de la concavité de son profil longitudinal. De plus, de nombreuses études ont mis en évidence des déséquilibres d'adaptation des rivières, marquées par exemple par des augmentation de pentes des profils longitudinaux dans les zones d'uplift importants (Merrits et Vincent, 1989) ou par le développement de ruptures de pente séparant des domaines amont non adaptés à la chute du niveau de base (Seidl et Dietrich, 1992). La compréhension de la dynamique des bassins versants et de l'incision fluviatile est donc primordiale avant d'utiliser ces objets pour étudier la déformation de la lithosphère.

Dans cette étude, la dynamique de l'incision a été considérée à l'échelle des bassins versants en intégrant aussi bien l'évolution du réseau de drainage que des versants. Pour cela, une quantification de l'incision a été effectuée en se basant sur la mesure de la profondeur des vallées en fonction de leur largeur, et ceci pour l'ensemble des vallées d'un bassin versant. La

prise en compte de l'ensemble des vallées permet de comparer l'incision des bassins versants indépendamment des variations de capacité érosive.
Une application est présentée dans un domaine de socle, le Massif Armoricain, situé dans le nord-ouest de la France. La quantification de l'incision permet d'y mettre en évidence une déformation de faible amplitude et de grande longueur d'onde durant le Pléistocène, déjà mise en évidence sur une période de 100 ans par Lenotre et al. (1997).

Le Massif Armoricain

Le Massif Armoricain, situé dans le nord-ouest de la France, est un socle anté-triasique, bordé de bassins Méso-Cénozoïques : le bassin de Paris à l'est, le bassin de la Manche occidentale au nord-ouest et la marge sud armoricaine au sud. C'est un domaine composé principalement de roches granitiques et métamorphiques, structurées lors de deux orogènes successives pendant le Protérozoïque (Cadomien) et le Paléozoïque (Varisque). La topographie de cette dernière chaîne de montagne est pénéplanée durant le Permien.
L'histoire Méso-Cénozoique est caractérisée par des alternances d'inondations marines et d'émersion. Ces émersions (Crétacé inférieur, Paléocène) en régime tropical, conduisent à la formation de puissantes cuirasses latéritiques (Esteoule-Choux, 1983). Ces altérites ont été ultérieurement érodées en grande partie à la faveur de mouvements tectoniques verticaux, conséquences de la collision Afrique/Eurasie (Yprésien terminal, intra-Oligocène, limite Miocène moyen/supérieur). Ces mouvements sont encore perceptibles actuellement, le Massif Armoricain étant une région sismiquement active. Ainsi, la sismicité instrumentale enregistrée pendant les trente dernières années (Veinante-Delhaye et Santoire, 1980; Nicolas et al., 1990) montre que dans le nord ouest de la France, les séismes récents sont concentrés sur le Massif Armoricain selon une bande d'environ 150 Km de large, orientée nord-ouest sud-est. A l'intérieur de cette zone, la sismicité est diffuse et de faible magnitude (max : 4.5).
Une des particularités du Massif Armoricain a été sa position sur la bordure sud de l'inlandsis durant le Pléistocène. Le développement du relief a ainsi été marqué par les processus d'érosion caractéristiques des domaines périglaciaires. Le climat actuel est de type tempéré humide avec des précipitations de l'ordre de 800 à 1000 mm/an.

La topographie armoricaine

La topographie du Massif Armoricain montre des variations de relief selon trois échelles spatiales (fig 1).

(1) L'analyse du réseau hydrographique montre qu'il existe une échelle de coupure dans la topographie qui est de l'ordre de 1 Km (Crave et Davy, 1997); elle pourrait correspondre à la transition entre les processus d'érosion des versants et du réseau (Horton, 1945).

(2) Une deuxième échelle spatiale, de l'ordre de la dizaine de kilomètres, est définie par les variations de lithologie et de structure du socle. L'ensemble de ces hétérogénéités lithologiques confère au relief du Massif Armoricain une orientation préférentielle autour d'une direction est-ouest, héritée de l'orogenèse hercynienne,

(3) Une troisième échelle spatiale est définie par les variations de relief à grande longueur d'onde (>100 Km : fig 1a), sans rapport avec la nature du socle. Elles permettent de définir plusieurs unités d'altitude moyenne différente. D'ouest en est, ce sont le Plateau Ouest Armoricain (altitude moyenne : 140 m), la Dépression de Rennes (altitude moyenne : 70 m) et les "Hauteurs Normandes" (altitude moyenne : 150 m). Ces trois domaines sont séparés par des zones de failles orientées N140 : zone de failles de Quessoy/Nort sur Erdre entre le Plateau Ouest Armoricain et la Dépression de Rennes et zone de failles de Ceaucé entre la Dépression de Rennes et les "Hauteurs Normandes". Dans ce travail, seule la partie du Massif Armoricain située en Bretagne a été considérée (fig. 1b), c'est à dire le Plateau Ouest Armoricain et la Dépression de Rennes.

- Le Plateau Ouest Armoricain (fig. 1b) comprend une grande partie de l'ouest du Massif Armoricain. C'est une unité d'altitudes élevées qui comprend le point culminant de la Bretagne à 380 m. Dans ce domaine, les grès ordoviciens et les granites hercyniens ont été mis en relief par l'érosion. Leur sommet, aplani, se situe à une altitude relativement constante d'environ 300 m et définissent ainsi les restes d'un plateau. A l'échelle régionale, la plus grande partie du Plateau Ouest Armoricain a une pente moyenne vers le sud de l'ordre de 0.1°.

- La Dépression de Rennes (fig. 1b) correspond à tout l'est de la Bretagne. C'est un domaine de faible relief. Le bedrock est constitué principalement de schistes, de grès, et de quelques granites dans le nord. Comme sur le Plateau Ouest Armoricain, les grès sont bien visibles dans le relief, et leur sommet est plan. Au sud de Rennes, ces grès forment un plateau orienté N110 à une altitude de 100 m. La majeure partie de la Dépression de Rennes a une pente régionale moyenne vers le sud d'environ 0.04°.

La flexure qui sépare ces deux domaines correspond à la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre, orientée N 140. C'est une zone de faille probablement initiée au Trias (Bois et al., 1991), le long de laquelle se trouve conservés actuellement une série de petits bassins cénozoïques (Gros et Limasset, 1984). L'expression topographique de cette zone de faille croit du sud vers le nord. Au nord, elle se prolonge en mer et délimite la bordure ouest de la baie de St Brieuc (Augris et al., 1996).

Le réseau de drainage

La topographie du Massif Armoricain est actuellement incisée par un réseau de drainage qui est sécant sur les hétérogénéités lithologiques du bedrock visibles dans le relief. Les principales rivières s'écoulent suivant une direction nord-sud et recoupent la majeure partie de ces hétérogénéités, orientées est-ouest. Cette direction d'écoulement privilégiée suit la pente régionale vers le sud de la Dépression de Rennes et du Plateau Ouest Armoricain.
A l'échelle régionale, la répartition des bassins versants montre une asymétrie fondamentale. La principale ligne de séparation des eaux du Massif Armoricain est située dans le nord. Elle délimite un domaine septentrional de faible largeur (environ 50 Km), drainé par des nombreux petits bassins versants s'écoulant vers le nord. Par contre, au sud de cette ligne se trouve un domaine d'environ 100 Km de large dans lequel les bassins versants sont moins nombreux mais de plus grande taille.

Âge du réseau de drainage.

Une des questions fondamentales concerne le début de l'incision de la topographie, c'est à dire l'âge de ce réseau de drainage. Celui-ci n'est actuellement pas connu avec précision, mais deux approches complémentaires permettent de montrer qu'il est relativement récent, Pléistocène. Ces deux approches concernent (1) l'âge des derniers sédiments incisés par ce réseau de drainage et (2) l'âge des premières terrasses.
Les études sédimentologiques en cours (Guillocheau et al., 1997) montrent qu'il existe un premier réseau de drainage antérieur, d'âge Miocène supérieur (?) à Pliocène (âges ESR : 7.0 à 3.3 Ma : Van Vliet Lanoe et al., 1995). Ce premier réseau a été entièrement comblé et fossilisé lors de la transgression eustatique fini-reuvérienne (Morzadec-Kerfourn, 1977; Guillocheau et al., 1997). Le réseau actuel est sécant et érosif sur ce réseau antérieur; il est donc post-reuvérien. Par ailleurs, les premières terrasses du bassin versant de la Vilaine ont livré des restes d'industrie humaine datant du Pléistocène moyen (Cromérien : Monnier et al., 1981). Malgré l'imprécision de cette méthode, le début de l'incision est donc postérieur au Pléistocène inférieur. L'âge du réseau est donc au pire Pléistocène, au mieux Pléistocène moyen.
Ces données sont en accord avec l'évolution des systèmes fluviatiles ouest-européens dont l'incision se fait durant le Pléistocène (Wyns, 1977; Pomerol, 1978 ; Colbeaux et al., 1980; Lefebvre, 1994; Antoine, 1994); à titre d'exemple, l'incision de la Seine a débuté il y a 800 000 ans (Lefebvre et al., 1994).

Développement morphologique du bassin versant de la Vilaine -

Le bassin versant de la Vilaine a une superficie d'environ 10 000 Km^2 et occupe 1/3 du Massif Armoricain. Il draine les flancs sud de la Dépression de Rennes et d'une partie du Plateau Ouest Armoricain. Ce bassin versant est localisé sur une des zone de failles majeure du Massif Armoricain (fig. 1a), la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre (fig. 1b). Dans ce bassin versant, elle forme une ligne de crète qui individualise deux sous bassins versants principaux (fig. 1b). Les deux rivières principales de ces sous bassins versants sont la Vilaine et l'Oust et par la suite nous distinguerons les sous bassins versants de la Vilaine *s.s.* et de l'Oust au sein du bassin versant de la Vilaine. Le sous bassin versant de la Vilaine s.s., situé à l'est de la zone de faille draine la Dépression de Rennes tandis que l'Oust, situé à l'ouest est situé sur le flanc sud du Plateau Ouest Armoricain. Les altitudes moyennes de ces sous bassins versants sont de 73 m pour la Vilaine *s.s.* et de 104 m pour l'Oust.
La position du bassin versant de la Vilaine et de ses deux sous bassins versants principaux sur une zone de failles majeure est donc idéale pour étudier les relations entre l'incision fluviatile et les variations spatiales du relief à grande longueur d'onde.

L'incision des vallées de ces bassins versants est enregistrée par une série de terrasses étagées. Les sédiments associés à ces terrasses traduisent soit des réseaux en tresse soit des écoulements de débris consécutifs des processus de solifluxion en condition périglaciaire. Comme dans tout le nord de la France, la formation des terrasses a été en grande partie contrôlée par le climat et en particulier par les cycles glaciaire-interglaciaire (Antoine, 1994; Lefebvre et al., 1994).
Enfin, ces deux sous bassins versants sont développés sur des lithologies identiques, principalement des schistes et des grès. L'ensemble de l'étude morphométrique qui suit a été effectuée à partir d'un MNT au pas de 250 m de l'IGN. Le rôle de la lithologie a été pris en compte grâce à une carte géologique numérique simplifiée.

Géométrie des réseaux de drainage et profils longitudinaux

En plan, les réseaux de drainage des deux sous bassins versants étudiés montrent une organisation différente (fig 1b et 2b) : de type rectangulaire à dendritique pour la Vilaine *s.s.* et dendritique à parallèle pour l'Oust (Howard, 1967). Les réseaux de drainage de part et d'autre de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre diffèrent donc fondamentalement par la valeur des angles de confluence entre drains.
Après avoir extrait le réseau de drainage à partir du MNT, les profils longitudinaux ont été tracés pour l'ensemble du bassin versant de la Vilaine (fig 2a). L'ensemble des profils longitudinaux

sont concaves, les pentes étant régulièrement décroissantes d'amont en aval. Cependant, les valeurs de pente permettent de distinguer deux sous-ensembles correspondants aux sous bassins versants de la Vilaine *s.s.* et de l'Oust (fig 2b). Les pentes du réseau de drainage de l'Oust sont systématiquement supérieures à celles du réseau de drainage du sous bassin versant de la Vilaine *s.s.*

Le report de la lithologie du bedrock sur les profils longitudinaux (fig 2b) montre que dans un sous bassin versant donné, les pentes des affluents ne montrent pas de différences significatives en fonction de la lithologie du substrat, i.e. entre les schistes et les grès. L'adaptation du réseau de drainage d'un sous bassin versant n'est donc pas influencée par la lithologie. Par contre, des affluents établis sur le même substrat ont des pentes différentes selon qu'ils se trouvent dans le sous bassin versant de la Vilaine *s.s.* ou dans celui de l'Oust. Ces différences de pentes ne sont donc pas de nature lithologique; c'est une caractéristique propre du réseau de drainage de ces deux sous bassins versants.

Hypsometrie et distribution des pentes locales

Les courbes hypsométriques (Strahler, 1952) des sous bassins versants de la Vilaine *s.s.* et de l'Oust (fig 3a) sont concaves pour les altitudes élevées et convexes quand les altitudes sont faibles. Il en résulte une forme en "S", caractéristique d'un stade "mature" selon Strahler (1952). Cependant, la courbe hypsométrique de l'Oust est décalée vers des altitudes plus élevées par rapport à celle de la Vilaine *s.s.* Ceci indique que les altitudes élevées occupent une superficie plus importante sur l'Oust que sur la Vilaine *s.s.*; c'est la caractéristique d'une morphologie plus incisée.

Les pentes locales des versants ont été calculées à partir du MNT dans des fenêtres 3x3. Pour chaque sous bassin versant, l'histogramme des pentes locales a été normalisé par rapport à la superficie des versants (fig 3b).

Pour l'Oust et la Vilaine *s.s.*, les pentes locales maximales sont de l'ordre de 18°. L'histogramme de distribution des pentes locales de l'Oust est décalée vers des pentes plus fortes par rapport à la Vilaine *s.s.*.Cette différence de distribution est caractérisée par un pic de fréquence qui est situé à 1° pour la Vilaine *s.s.* et à 2° pour l'Oust. Statistiquement, le sous bassin versant de l'Oust a donc des pentes locales de versants qui sont plus fortes que celles de la Vilaine *s.s.*

La distribution des pentes locales et les différences de répartition des altitudes déterminées à partir des courbes hypsométriques montrent donc qu'il existe une différence d'incision entre ces deux sous bassins versants.

Quantification de l'incision à partir du rapport profondeur/largeur des vallées

A l'échelle des bassins versants, la quantification de l'incision est effectuée en mesurant la profondeur des vallées. Pour cela, on mesure la profondeur des vallées en fonction de leur demi-largeur (paramètre h/l), et ce pour l'ensemble des vallées des bassins versants. Ce paramètre permet : (1) de comparer quantitativement la morphologie des bassins versants en terme d'incision pour l'ensemble des vallées et (2) de mesurer la pente moyenne des versants. Les relations entre profondeur et largeur des vallées permettent ainsi de mesurer l'incision et de faire le lien entre la quantité d'incision et la forme moyenne des versants et donc de la topographie dans son ensemble.

Pour les deux bassins versants étudiés, les données profondeur/largeur des vallées ont été représentées en traçant la courbe des profondeurs moyennes ± un écart-type (fig 4a). Cette courbe montre qu'il existe une corrélation entre ces deux paramètres. C'est une relation non-linéaire qui montre que statistiquement, plus les vallées d'un bassin versant sont larges et plus elles sont profondes.

Le rapport entre largeur et profondeur moyenne permet de tracer des vallées schématiques en V (V-shape valleys) et d'estimer la pente moyenne des versants (fig 4b). Cette relation montre que la pente moyenne des versants diminue quand la largeur augmente. Par exemple, la pente moyenne des versants de la Vilaine *s.s.* est de l'ordre de 1.5 degrés pour les petites vallées (demi-largeur de 1000 m) et d'environ 0.7 degrés pour les vallées les plus larges (demi-largeur de 3000 m) : fig. 4b.

L'étude du rapport h/l montre donc que dans un bassin versant, les vallées ont des caractéristiques qui dépendent de leur largeur. La profondeur moyenne des vallées augmente statistiquement avec leur largeur mais cette évolution n'est pas linéaire. De ce fait, bien que la profondeur moyenne augmente avec la largeur, la pente moyenne des versants de la vallée diminue. Ce mode d'évolution peut être qualifié d'allométrique (Mosley et Parker, 1972). Il est du même type que l'évolution de la longueur des bassins versants en fonction de leur aire, déduite de la loi de Hack (Hack, 1957; Rigon et al., 1996).

La comparaison des bassins versants étudiés en terme de rapport h/l montre que les pentes moyennes des versants de l'Oust sont plus fortes que celles de la Vilaine *s.s.* (fig. 4b), en accord avec la distribution des pentes locales. Ces différences de pente moyenne sont de l'ordre de 1 degré pour les petites vallées et de 0.5 degré pour les vallées les plus larges. Les différences de pente moyenne des versants sont le résultat des différences systématiques de profondeur de vallées qui existent entre ces sous deux bassins versants (fig. 4a). Bien que l'évolution de profondeur des vallées en fonction de leur demi-largeur soit qualitativement la même pour les deux sous bassins versants, il existe un décalage entre les deux courbes. Il montre que l'Oust a des profondeurs de vallées qui sont systématiquement plus importantes que

celles de la Vilaine *s.s.*, de l'ordre de 40 %. Ce différentiel de profondeur de vallées peut être quantifié à partir des courbes de profondeur moyenne; il augmente avec la largeur des vallées. Il est de l'ordre de 10 m pour les petites vallées et atteint une valeur maximale d'environ 30 m pour les vallées les plus larges. Ainsi, d'un point de vue statistique des différences systématiques de profondeur de vallées peuvent être mises en évidence, et ce indépendamment de l'échelle spatiale.

Influence de la lithologie sur le rapport de forme profondeur/largeur des vallées

La résistance du substrat, liée à la lithologie, au degré d'altération et au taux de fracturation des roches (Selby, 1980), est un paramètre majeur de contrôle de la forme et de l'évolution des bassins versants (Hack, 1960; Ahnert, 1987; Willgoose, 1994; Moglen et Bras, 1995). Les domaines de faible érodabilité, liés par exemple à une lithologie spécifique tel que des grès, sont caractérisés par des profondeurs de vallées plus élevées et par des pentes de versants plus fortes que les domaines de forte érodabilité (Hack, 1960). Les variations d'érodabilité peuvent donc créer des différentiels de profondeur de vallées dans l'espace qui peuvent être confondus avec des différentiels d'incision fluviatile d'origine tectonique. C'est typiquement le cas des régions ou le substrat est constitué d'alternances de schistes et de grès (Hack, 1960), tel que le bassin versant de la Vilaine.

Dans le bassin versant de la Vilaine, les roches sont saines et il n'existe pas de différences majeures du degré d'altération ou de fracturation du bedrock. Les variations d'érodabilité se ramènent donc principalement aux variations lithologiques entre les schistes et les grès. Deux tests principaux ont été effectués sur des petits bassins versants appartenant à la Vilaine *s.s.* et à l'Oust (fig 1b). Ils ont permis de comparer les relations h/l pour : (1) deux bassins versants monolithologiques et développés sur la même lithologie (schistes) mais localisés dans les sous bassins versants de la Vilaine *s.s.* et de l'Oust (respectivement la Seiche et le Ninian), et (2) deux bassins versants monolithologiques mais développés sur des lithologies différentes à l'intérieur du sous bassin versant de la Vilaine *s.s.* (schistes : la Seiche; grès : le Semnon). Les deux bassins versants développés sur des schistes, la Seiche et le Ninian, ont également été choisi car leur aire et leur distance à l'exutoire sont proches (respectivement 818 et 712 Km2 et 111 et 92 Km).

Pour ces trois petits bassins versants, l'évolution de la profondeur des vallées en fonction de leur largeur est qualitativement du même type que celle qui a été décrite pour l'Oust et la Vilaine *s.s.* (fig. 5a)

D'un point de vue quantitatif, la comparaison des rapports h/l du Ninian et de la Seiche, montre que ces deux petits bassins versants développés sur des schistes sont caractérisés par des profondeurs moyennes de vallées différentes, de l'ordre de 20 m. C'est le Ninian qui a les

profondeurs moyennes les plus élevées; ces différences sont donc similaire à ce qui a été mis en évidence à une autre échelle entre l'Oust et à la Vilaine *s.s.* Les différences d'incision entre ces deux sous bassins versants ne sont donc pas liées à des variations d'érodabilité induites par la lithologie.

L'effet des variations de lithologie dans la mesure de la profondeur des vallées a été étudié dans le sous bassin versant de la Vilaine *s.s.*, c'est à dire dans la même unité morphologique. En ce qui concerne la Seiche, ce petit bassin versant possède une courbe de profondeur moyenne similaire à celle de la Vilaine *s.s.* Par contre, le Semnon, développé sur des grès, est caractérisé par une courbe de profondeur moyenne qui est décalée vers des profondeurs plus élevées que la Vilaine *s.s.*, de l'ordre de 30 m. Cet effet est probablement du à la nature du substrat (grès) érodé par ce petit bassin versant. Les grès ne constituent pas la lithologie majoritaire du sous bassin versant de la Vilaine *s.s.*; leur effet est donc de surestimer ses profondeurs caractéristiques de vallées. En ce qui concerne le sous bassin versant de l'Oust, il est constitué en grande partie de schistes; les influences lithologiques y sont donc limitées.

En conclusion, les différences de profondeurs moyennes de vallées entre les sous bassins versants de la Vilaine *s.s.* et de l'Oust peuvent également être observées à lithologie identique entre des petits bassins versants. Des effets de lithologie schistes/grès peuvent être mis en évidence. Ils concernent principalement le sous bassin versant de la Vilaine *s.s.*; la présence de grès dans ce bassin versant aboutit à une surestimation de ses profondeurs moyennes de vallées. Ces effets de lithologie ne concernent pas l'Oust, composé principalement de schistes. La différence maximale de profondeurs moyennes de vallées de 30 m entre l'Oust et la Vilaine *s.s.* correspond donc à une estimation minimum, non corrigée des effets lithologiques liés à la présence de grès dans le sous bassin versant de la Vilaine *s.s.* Les différences de profondeur moyenne déterminées statistiquement ne sont pas dues à des variations d'érodabilité d'origine lithologique. Elles peuvent donc être attribuées à un différentiel d'incision fluviatile.

Incision fluviatile et étagement des terrasses

Le différentiel d'incision fluviatile mis en évidence entre les sous bassins versants de la Vilaine *s.s.* et de l'Oust a été comparé à la répartition altitudinale de terrasses des deux principales rivières de ces bassins versants : la Vilaine et l'Oust (river). Les données utilisées proviennent des cartes géologiques au 1/50 000 publiées par le BRGM, et de données de terrain.

Dans les vallées de l'Oust et de la Vilaine (river), trois principaux niveaux de terrasses étagées ont été identifiés, la base de la terrasse la plus basse étant actuellement sous les alluvions Holocène. Aucun élément de chronologie absolue n'est disponible pour ces formations. Le seul élément chronologique est fourni par le matériel archéologique trouvé dans la première terrasse

de la Vilaine, indiquant un âge Pléistocène moyen (Monnier et al., 1981). Faute d'éléments chronologiques plus précis et étant donné les problèmes que posent les corrélations de terrasses à partir de critères altitudinaux (Merrits et al., 1994), aucune corrélation spatiale des différents niveaux de terrasses ne peut être proposée actuellement à partir des données disponibles. De ce fait, seule la répartition altitudinale de ces terrasses a été considérée.
La distribution des terrasses de l'Oust et de la Vilaine a été représentée en reportant les altitudes minimales et maximales des différentes terrasses le long du profil longitudinal de ces deux rivières (fig 6). Leur distribution altitudinale et leur répartition dans l'espace est très variable, spécialement dans le cas des deux premières terrasses. Dans le cas de la Vilaine, les terrasses sont étagées sur une gamme d'altitude au dessus du profil actuel qui varie d'environ 20 m en amont à environ 30 m en aval. Par contre, sur l'Oust, bien que les données soient moins complètes, certaines terrasses se situent jusqu'à 50 voire 60 m au dessus du profil actuel. Bien que ces données ne permettent pas d'avoir accès à la géométrie des paléo-profils, une différence d'étagement de l'ordre de 20 à 30 m existe entre les terrasses de l'Oust et la Vilaine. Ceci est du même ordre de grandeur que les différences de profondeurs moyennes de vallées qui ont été mesurées à l'échelle des sous bassins versants. Le différentiel de profondeurs de vallées mesuré correspond donc à un différentiel d'incision fluviatile Pléistocène. Il est responsable d'un approfondissement des vallées de l'Oust par rapport à celles de la Vilaine de l'ordre de 30 m.

Les différences d'incision des vallées, conséquences d'une surrection différentielle de la Bretagne au Pléistocène

La mise en évidence d'un différentiel d'incision Pléistocène indépendant de la lithologie montre que les deux sous bassins versants de la Vilaine sont adaptés à des chutes du niveau de base d'intensité différente. L'eustatisme étant un phénomène global, les différences d'incision entre l'Oust et la Vilaine s.s. impliquent donc l'existence de mouvements verticaux entre ces deux sous bassins versants. Ils correspondent à une surrection du sous bassin versant de l'Oust par rapport à celui de la Vilaine *s.s.* le long de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre, c'est à dire à une surrection du Plateau Ouest Armoricain par rapport à la Dépression de Rennes. La mise en évidence de ces mouvements verticaux indique qu'au moins une partie des variations de relief à grande longueur d'onde du Massif Armoricain est relativement récente, post Pléistocène inférieur.

La mesure de l'incision des vallées permet de mettre en évidence des mouvements verticaux relatifs entre bassins versants. Une mesure absolue des quantités de surrection nécessiterait la quantification du rôle de l'eustatisme dans le creusement des vallées des bassins versants. Cette détermination est rendue difficile par la méconnaissance actuelle des temps de réponse des systèmes géomorphologiques aux variations eustatiques, et en particulier des

cinétiques de l'érosion fluviatile dans le bedrock (Howard et al., 1994). Par exemple, des études récentes tendent à montrer que les chutes glacio-eustatiques à haute fréquence et forte amplitude ont des effets négligeables sur l'incision fluviatile du bedrock (Schumm, 1993; Blum et Salvatore Valastro, 1994; Leigh et Feeney, 1995).
Seules des mesures relatives de déplacement vertical entre bassins versants peuvent être effectuées actuellement. Dans cette étude, les profondeurs moyennes de vallées montrent qu'il existe un différentiel d'incision entre l'Oust et la Vilaine s.s. qui est de 30 m pour les plus grandes vallées. 30 m de surrection du bassin versant de l'Oust par rapport à celui de la Vilaine *s.s* peuvent être estimés. Cette valeur de 30 m est du même ordre de grandeur que la différence d'altitude moyenne entre ces deux bassins versants (Vilaine *s.s.* : 73 m; Oust : 104 m).

Afin de caractériser ce différentiel de surrection à l'échelle du Massif Armoricain, un troisième grand bassin versant a été intégré. Il s'agit de l'Aulne, localisé dans l'Ouest, et qui incise le Plateau Ouest Armoricain, alors que l'Oust est situé sur sa bordure (fig 1). La courbe de profondeur moyenne des vallées de l'Aulne (fig 5b) montre que ce bassin versant a des profondeurs moyennes qui sont nettement supérieures à celles des autres bassins versants. Le différentiel d'incision est de l'ordre de 40 m entre l'Aulne et l'Oust et de l'ordre de 70 m entre l'Aulne et la Vilaine. Le bassin versant de l'Aulne permet donc de définir une zone d'incision maximale dans l'ouest du Massif Armoricain. Le différentiel de surrection relatif entre l'Aulne et la Vilaine *s.s.* qui peut être estimé est donc de l'ordre de 70 m.

Surrection et forme des bassins versants

La nature des interactions entre tectonique et relief est une question traditionnelle en géomorphologie (Davis, 1899; Penck, 1924, 1953; Hack, 1960; Willgoose, 1994; Kooi et Beaumont, 1996). A partir d'exemple naturels, ces types d'interaction commencent à être très bien documentés dans les domaines de déformation de forte amplitude tel que l'Himalaya (Burbank et al., 1996). Dans des domaines de déformation de faible amplitude tel que le Massif Armoricain, il existe peu d'études intégrant l'évolution de l'ensemble du relief.

Dans cette étude, l'incision des bassins versants étudiés est marquée par un étagement des terrasses dont le contenu alluvial montre une origine climatique. De ce fait, la surrection est active depuis plusieurs périodes glaciaires-interglaciaires. De plus, les données de nivellement sur une période de 100 ans (Lenotre et al., 1997) montrent que la surrection du Plateau Ouest Armoricain par rapport à la Dépression de Rennes se poursuit actuellement. La surrection qui a été mise en évidence est donc probablement continue depuis le Pléistocène moyen.
La comparaison des sous bassins versants étudiés montre que la surrection est compensée par une incision fluviatile qui entraîne :

- un approfondissement de toutes les vallées, quelquesoit leur largeur. Il en résulte une augmentation progressive du relief des bassins versants (différence entre l'altitude minimale et l'altitude maximale),

- une augmentation progressive de la pente moyenne des versants en réponse à l'incision de la topographie par le réseau de drainage.

Le maintien de la surrection depuis le Pléistocène moyen et l'augmentation consécutive du relief des bassins versants qui en résulte montrent que la topographie du Massif Armoricain est dans une phase de croissance; elle n'est donc pas en relaxation (declining state). Cet exemple montre qu'une faible différence de condition de surrection a un rôle majeur sur la morphologie des bassins versants.

Etant donné que les rivières constituent un niveau de base local pour les versants, l'évolution du relief des bassins versants est contrôlée principalement par l'érosion fluviatile. La compréhension de la formation et de l'évolution du réseau de drainage est donc fondamentale car il qui guide la dynamique de l'ensemble du bassin versant et la formation de la topographie.

Pente des bassins versants et géométrie des réseaux hydrographiques

Etant donné que l'Oust et la Vilaine (river) ont une direction d'écoulement qui est approximativement nord-sud, les profils topographiques moyens selon cette direction constituent une bonne estimation de la forme moyenne de ces deux bassins versants (fig 7). Ces profils moyens montrent que les sous bassins versants de la Vilaine *s.s.* et de l'Oust diffèrent fondamentalement par la valeur de leur pente régionale; elles sont respectivement de 0.046° et de 0.095°.

Ces différences de pente régionale ont un rôle majeur sur le développement morphologique des réseaux de drainage. En effet, les réseaux de drainage des sous bassins versants sont de type rectangulaire à dendritique pour la Vilaine *s.s.* et de type dendritique à parallèle pour l'Oust. Or, les modélisations analogiques de Phillips et Schumm (1987) ont montré que l'organisation des réseaux de drainage dépend fortement de la pente régionale : plus la pente est forte, et plus les angles de confluence sont faibles. C'est ce qui est observé sur les deux sous bassins versants étudiés. La pente régionale correspond donc à un paramètre de contrôle majeur dans la formation des réseaux hydrographiques du Massif Armoricain et donc dans la forme de la topographie.

Surrection et forme des profils longitudinaux

Dans cette étude, les relations entre la profondeur et la demi-largeur des vallées (fig. 4a) montrent que l'approfondissement consécutif de l'incision diffère selon la largeur des vallées considérées : plus les vallées sont larges et plus la différence d'incision entre les deux sous bassins versants est importante. Or, Carter et Chorley (1961) ont montré qu'il existe une corrélation positive entre la largeur des vallées et l'ordre de drainage. De ce fait, la largeur des vallées augmente statistiquement d'amont en aval. Puisque la largeur des vallées augmente d'amont en aval et que la quantité d'incision augmente avec la largeur des vallées, on peut en déduire que statistiquement, l'incision fluviatile augmente d'amont en aval. C'est la conséquence des différences de stream power qui existent entre les vallées d'ordre différents. Ceci est en accord avec la forme concave des profils longitudinaux et montre donc que l'incision n'est pas homogène au sein d'un même bassin versant. Il résulte de ces variabilités d'érosion fluviatile une augmentation relative de la pente des profils longitudinaux pendant que les rivières incisent. Finalement, on peut supposer que plus la surrection est importante, plus un bassin versant est incisé et plus la pente de ses profils longitudinaux est élevée. Dans les exemples étudiés, les différences systématiques de pentes des profils longitudinaux entre les réseaux de drainage de la Vilaine *s.s.* et de l'Oust (fig 2) peuvent donc être dues à des différences d'adaptation des rivières vis à vis des conditions de surrection.

En un point du profil longitudinal d'un système érosif, la variation d'altitude de la rivière est égale à la quantité de surrection moins la quantité d'incision. A partir d'exemples naturels, il a été montré que les vitesses d'incision fluviatile peuvent être du même ordre de grandeur que les vitesses d'uplift (Bull, 1990; Merrits et al., 1994; Burbank et al., 1997). Dans de tels systèmes, la forme du profil résulte d'un équilibre entre surrection et incision. Ceci pose donc la question de l'existence ou non d'une forme de profil caractéristique (ou idéale).

Il n'existe pas de loi mathématique unique pour décrire la forme concave des profils longitudinaux. Selon les cas, la meilleure corrélation correspond soit à une loi exponentielle, soit à une loi logarithmique, soit à une loi de puissance (Hack, 1973; Shepard; 1985; Snow and Slingerland, 1987; Ohmori, 1991). Dans les sous bassins versants de la Vilaine *s.s.* et de l'Oust, le profil longitudinal de la rivière principale correspond à une loi exponentielle (fig. 8a). Seul le premier kilomètre situé en amont du profil s'écarte significativement de la loi exponentielle.

L'analyse précédente a montrée que la forme des sous bassins versants étudiés est contrôlée par des différences de surrection. La quantité relative de surrection, 30 m, est du même ordre de grandeur que les différences d'altitude moyenne entre les deux sous bassins versants. Les profils longitudinaux ont donc été normalisés par rapport à l'altitude moyenne de leur bassin versant. Cette normalisation conduit à un bon recouvrement des profils longitudinaux (fig. 8b).

Par conséquent, quant on s'affranchit des différences de surrection par le biais de la normalisation, les profils longitudinaux peuvent être décrits par une loi unique. Ceci montre que leur forme résulte de l'action des même processus d'érosion et que leur état d'équilibration vis à vis de leurs conditions aux limites respectives est identique. Il existe donc une forme idéale de profil longitudinal. Les différences de forme entre les profils de la Vilaine *s.s.* et de l'Oust quand ils ne sont pas normalisés sont donc la conséquence directe d'une adaptation de ce profil idéal par rapport à des conditions aux limites qui ne sont pas identiques.
Pour chaque bassin versant, l'altitude minimale a également été indiquée en complément de la topographie moyenne (fig 7). Elle correspond au profil longitudinal de chacune des rivières principales, c'est à dire à la Vilaine (river) et à l'Oust (river). On retrouve ici les différences de pente qui caractérisent les profils longitudinaux du réseau de drainage de ces deux bassins versants (fig 2). Au sein de chacun des bassins versants, un point remarquable (fig 7) est la similitude qui existe entre la pente moyenne du bassin versant et l'inclinaison du profil longitudinal. Avec l'analyse des profils normalisés, ceci montre que le paramètre qui contrôle la forme du bassin versant, la surrection, contrôle également la forme du profil longitudinal. La forme de ces profils résulte d'un équilibre entre surrection et incision fluviatile; les rivières étudiées peuvent être considérées comme étant maintenues par la surrection tectonique.

Conclusion : vers un modèle géomorphologique de contrôle tectonique sur la forme des bassins versants

Dans un domaine de déformation de faible amplitude, des différences d'uplift influencent directement la forme des bassins versants. Les principales caractéristiques de leur développement morphologique sont résumées sur la figure 9 en fonction d'une vitesse de surrection faible ou forte, par analogie aux sous bassins versants de la Vilaine *s.s.* et de l'Oust.
Sur les bassins versants étudiés, plusieurs points importants peuvent être notés :

(1) en réponse à une surrection, l'érosion fluviatile entraîne une incision de l'ensemble des vallées d'un bassin versant. La détermination de la relation entre la profondeur des vallées et leur demi-largeur est un moyen de comparer l'incision des bassins versants indépendamment des capacités érosives. Elle permet ainsi de mesurer les quantités de surrection relatives entre eux,

(2) en réponse à une surrection, l'approfondissement qui en résulte n'est pas identique pour toutes les vallées. En particulier, il augmente avec la largeur des vallées considérées. Etant donné que l'approfondissement des vallées n'est pas homogène, la pente des profils longitudinaux des réseaux de drainage augmente pendant l'incision. Ainsi, plus la vitesse de la surrection est élevée et plus la pente des profils augmente. Etant donné que les vitesses d'érosion dans les réseaux de drainage sont fortement dépendantes de la pente (Seidl et Dietrich, 1992; Howard et al., 1994), ces augmentations de pente permettent aux rivières d'inciser plus

rapidement en réponse à des taux d'uplift plus élevés. Dans les exemples étudiés, les capacités érosives sont suffisantes pour maintenir un profil d'équilibre entre surrection et incision. Les différences de forme des profils longitudinaux correspondent donc à l'expression morphologique d'un profil longitudinal idéal vis à vis de conditions aux limites différentes,

(3) l'incision fluviatile entraîne une augmentation de la pente moyenne des versants. Cependant de part la nature non linéaire de la relation entre la profondeur et la largeur des vallées, l'évolution de la forme des versants obéit à une croissance allométrique. De ce fait, la pente moyenne des versants diminue quand les vallées s'élargissent, c'est à dire quand elles s'approfondissent. Toutefois, plus l'incision d'un bassin versant est importante, plus la pente moyenne de ses versants est élevée, quelquesoit la largeur des vallées considérées. Ceci est du au fait que les vitesses d'érosion des lignes de crète sont plus faibles que celles des réseaux de drainage. Ainsi, dans de tels systèmes, le relief des bassins versants augmente au cours du temps pendant que les rivières incisent.

REFERENCES

Ahnert, F. (1987) - Approaches to dynamic equilibrium in theoretical simulations of slope development - *Earth Surf. Processes Landforms*, Vol. **12**, pp 3-15.

Antoine, P. (1994) - The Somme valley terrace system (northern France); a model of river response to Quaternary climatic variations since 800 000 BP - *Terra Nova*, Vol. **6**, pp 453-464.

Augris, C. & Hamon, D. (. e. a. (1996) - *Atlas thématique de l'environnement marin en baie de St Brieuc (Cotes d'Armor)* - Editions IFREMER, 72 p.

Blum, M. D. & Salvatore Valastro, J. R. (1994) - Late Quaternary sedimentation, lower Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **106**, pp 1002-1016.

Bull, W. B. (1990) - Stream-terraces genesis: implications for soil development - *Geomorphology*, Vol. **3**, pp 351-367.

Burbank, D. W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R. S., Brozovic, N., Reid, M. R. & Duncan, C. (1996) - Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas - *Nature*, Vol. **379**, pp 505-510.

Carter, C. A. & Chorley, R. J. (1961) - Early slope development in an expanding stream system - *Geological magazine*, Vol. **98**, pp 117-130.

Colbeaux, J. P., Dupuis, C., Robaszinski, F., Auffret, J. P., Haesaerts, P. & Somme, J. (1980) - Le détroit du Pas de calais : en élément dans la tectonique de blocs de l'Europe nord-occidentale - *Bull. Inf. Geol. Bass. Paris*, Vol. **4**, pp 41-54.

Crave, A. & Davy, P. (1997) - Scaling relationships of channel networks at large scales: Examples from two large-magnitude watersheds in Brittany, France - *Tectonophys.*, Vol. **269**, pp 91-111.

Davis, W. M. (1899) - The geographical cycle - *Geographical Journal*, Vol. **14**, pp 481-504.

Durand, S. & Esteoule-Choux, J. (1977) - Sédimentation tertiaire et tectonique dans le Massif Armoricain - 5éme Réun. Ann. Sci. Terre, Rennes, pp 212.

Esteoule-Choux, J. (1983) - Altérations et silicifications au Tertiaire dans le Massif Armoricain - *Géol. France*, Vol. **4**, pp 345-352.

Fairbanks, R. G. (1989) - A 17 000 years glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation - *Nature*, Vol. **342**, pp 637-642.

Gros, Y. & Limasset, O. (1984) - Déformation récente dans les socles cristallins. Exemple du Massif Armoricain - *Doc. BRGM*, Vol. **84**, pp 51-65.

Guillocheau, F., Bonnet, S., Outin, J. M., Thomas, E. & Bourquin, S. (1997) - Les sables pliocènes armoricains : un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias). Conséquences stratigraphiques et géodynamiques - *in prep.*

Hack, J. T. (1957) - Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland - *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, Vol. **294-B**, pp 45-94.

Hack, J. T. (1960) - Interpretation of erosional topography in humid temperate regions - *Am. J. Sci.*, Vol. **258A**, pp 80-97.

Hack, J. T. (1973) - Stream-profile analysis and stream-gradient index - *U. S. Geol. Surv. J. Res.*, Vol. **1**, pp 421-429.

Horton, R. E. (1945) - Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantative morphology - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **56**, pp 275-370.

Howard, A. D. (1967) - Drainage analysis in geologic interpretation: a summation - *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.*, Vol. **51**, pp 2246-2259.

Howard, A. D. (1990) - Theoretical model of optimal drainage networks - *Water Resour. Res.*, Vol. **26**, pp 2107-2117.

Howard, A. D., Dietrich, W. E. & Seidl, M. A. (1994) - Modeling fluvial erosion on regional to continental scales - *J. Geophys. Res.*, Vol. **99**, pp 13971-13986.

Kirkby, M. J. (1971) - Hillslope process-response models based on the continuity equation - *Institute of British Geographers, Spec. Publ.*, Vol. **3**, pp 15-30.

Kooi, H. & Beaumont, C. (1996) - Large-scale geomorphology : classical concepts reconcilied and integrated with contemporary ideas via a surface processes model - *J. Geophys. Res.*, Vol. **101**, pp 3361-3386.

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*, Vol. **5**, pp 165-172.

Leigh, D. S. & Feeney, T. P. (1995) - Paleochannels indicating wet climate and lack of response to lower sea level, southeast Georgia - *Geology*, Vol. **23**, pp 687-690.

Lenotre, N., Thierry, P., Blanchin, R. & Brochard, G. (1997) - Two comparative levelling methods for demonstrating current vertical movement and their application to Brittany (France) - *Submitt to Tectonophys.*, Vol. pp

Merritts, D. J. & Vincent, K. R. (1989) - Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate and high rates of uplift, Mendocino triple junction region, northern California - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **101**, pp 1373-1388.

Merritts, D. J., Vincent, K. R. & Wohl, E. E. (1994) - Long river profiles, tectonism and eustasy: a guide to interpreting fluvial terraces - *J. Geophys. Res.*, Vol. **99**, pp 14031-14050.

Meynier, A. (1947) - Influences tectoniques sur le relief de la Bretagne - *Ann. Géogr.*, Vol. pp 170-177.

Moglen, G. E. & Bras, R. L. (1995) - The effect of spatial heterogeneites on geomorphic expression in a model of basin evolution - *Water Resour. Res.*, Vol. **31**, pp 2613-2623.

Monnier, J. L., Jumel, G. & Jumel, A. (1981) - Le Paléolithique inférieur de la cote 42 à St Malo de Phily (Ille et Vilaine) : statigraphie et industrie - *Bull. S. P.F.*, Vol. **72**, pp 317-382.

Morzadec-Kerfourn, M. T. (1977) - La limite Plio-Pléistocène en Bretagne - *Boréas*, Vol. **6**, pp 275-283.

Mosley, M. P. & Parker, R. S. (1972) - Allometric growth: a useful concept in geomorphology - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **83**, pp 3669-3674.

Nicolas, M., Santoire, J. P. & Delpech, P. T. (1990) - Intraplate seismicity: new sismotectonic data in Western Europe - *Tectonophys.*, Vol. **179**, pp 27-53.

Ohmori, H. (1991) - Change in the mathematical function type describing the longitudinal profile of a river through an evolutionnary process - *J. Geol.*, Vol. **99**, pp 97-110.

Penck, W. (1924,1953) - *Morphological analysis of landforms : Translated and edited by H. Czech and K. Boswell* - London, 429 p.

Phillips, L. F. & Schumm, S. A. (1987) - Effect of regional slope on drainage networks - *geology*, Vol. **15**, pp 813-816.

Pomerol, C. (1978) - Evolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'actuel, en relation avec les régions avoisinantes - *Geol. Mijnb.*, Vol. **57**, pp 533-543.

Rigon, R., Rodriguez-Iturbe, I., Maritan, A., Giacometti, A., Tarboton, D. G. & Rinaldo, A. (1996) - On Hack's law - *Water Resour. Res.*, Vol. **32**, pp 3367-3374.

Rockwell, T. K., Keller, E. A., Clark, M. N. & Johnson, D. L. (1984) - Chronology and rates of faulting of Ventura River terraces, California - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **95**, pp 1466-1474.

Schumm, S. A. (1993) - River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy - *J. Geol.*, Vol. **101**, pp 279-294.

Schumm, S. A. & Parker, R. S. (1973) - Implications of complex response of drainage systems for Quaternary alluvial stratigraphy - *Nature*, Vol. **243**, pp 99-100.

Seidl, M. A. & Dietrich, W. E. (1992) - The problem of channel erosion into bedrock - *Catena suppl.*, Vol. **23**, pp 101-124.

Seidl, M. A., Finkel, R. C., Caffee, M. W., Hudson, G. B. & Dietrich, W. E. (1997) - Cosmogenic isotope analyses applied to river longitudinal profile evolution: problems and interpretations - *Earth Surf. Processes Landforms*, Vol. **22**, pp 195-209.

Selby, M. J. (1980) - A rock mass strength classification for geomorphic purpose: with tests from Antartica and New Zealand - *Z. Geomorph. N. F.*, Vol. **24**, pp 31-51.

Shepherd, R. G. (1985) - Regression analysis of river profiles - *J. Geol.*, Vol. **93**, pp 377-384.

Snow, R. S. & Slingerland, R. L. (1987) - Mathematical modeling of graded river profiles - *J. Geol.*, Vol. **95**, pp 15-33.

Strahler, A. N. (1952) - Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **63**, pp 1117-1142.

Van Vliet Lanoe, B., Guillocheau, F., Bonnet, S., Chauvel, J. J., Frette, C., Hallegouet, B. & Laurent, M. (1995) - Plio-Pleistocene continental record in central Brittany: the reguiny record. Fluviatile and estuarine sedimentation controlled by tectonism - 16th Reg. Mtg. Sedim.-57me Cong. Fr. Sédim., *Book of abstracts, Publ. ASF*, pp 150.

Veinante-Delhaye, A. & Santoire, J. P. (1980) - Sismicité récente de l'arc Sud-Armoricain et du Nord-Ouest du Massif central. Mécanismes au foyer et tectonique - *Bull. Soc. géol. France*, Vol. **22**, pp 93-102.

Willgoose, G. (1994) - A physical explanation for an observed area-slope-elevation relationship for catchments with declining relief - *Water Resour. Res.*, Vol. **30**, pp 151-159.

Willgoose, G., Bras, R. L. & Rodriguez-Iturbe, I. (1992) - The relationship between catchment and hillslope properties: implications of a catchment evolution model - *Geomorphology*, Vol. **5**, pp 21-37.

Wyns, R. (1977) - Tectonique récente dans l'ouest du Bassin Parisien. Méthodes d'étude et bilan des déformation plio-quaternaires - *Bull. Soc. Geol. France*, Vol. **5**, pp 1093-1103.

Figure captions

Figure 1

a- East-west average elevation of the Armorican Massif along a 75 Km wide swath using a 30 arcsecond grid-spacing DEM from USGS. Thick line is average elevation and thin lines indicate minimum and maximum elevations. Also indicate are the main morphostructural units and the location of the studied catchments.

b- Shaded relief of Brittany from 250 m grid-spaccing DEM of the Institut Géographique National.. Within the Vilaine catchment, the white outline indicates the two studied sub-catchments, i.e. the Vilaine s.s. and the Oust one. The drainage divide between these two catchments roughly follow the Quessoy-Nort/Erdre fault zone. The white letters indicate some lithological units (g: granites; s: sandstones) that are well-individualised on the topography.

Figure 2

a-Longitudinal profiles of the Vilaine drainage network. Each point indicates the elevation of a "network pixel" on the DEM.

b-Longitudinal profiles of the two sub-catchments drainage network showing variations on bedrock lithology (black circles: schists; open circles: sandstones; crosses: granites; black triangles : gneiss).

Figure 3

a-Hypsometric curves for the Vilaine s.s. and Oust sub-catchments.

b-Distribution of local hillslope gradients for the Vilaine s.s. and Oust sub-catchments.

Figure 4

a-Valley depth *vs.* valley half-width for the Vilaine s.s. and Oust sub-catchments. Thick line is the average depth; thin lines indicate one standard deviation.

b-Schematic V-shape forms of valleys deduced from the valley depth/valley half-width relation. These sketches highlight the importance of this ratio in the study of the evolution of the mean hillslope gradient as a function of the valley width, but also in the comparison of the valley forms between catchments.

Figure 5

a-Valley depth *vs.* valley half-width for three small monolithological catchments. The lines indicate the average valley depth as a function of the valley half-width. The bedrock consists of schists for the Seiche and Ninian and of sandstones for the Semnon.

b-Valley depth *vs.* valley half-width for the Vilaine s.s., Oust and Aulne catchments.

Figure 6

Altitudinal distribution of the three terrace levels on the Oust and Vilaine rivers.

Figure 7

North-south average topography of the Vilaine s.s. and Oust sub-catchments along 50 Km wide swath located on fig. 1b. Thick line is average elevation and thin lines indicate maximum and minimum elevations. The minimum elevations correspond to the longitudinal profiles of the main rivers, *i.e* the Vilaine and the Oust one.

Figure 8

a-Exponentional fit of the Oust and Vilaine longitudinal profiles

b-Normalisation of the Oust and Vilaine longitudinal profiles by average elevation of catchments

Figure 9

Schematic sketches illustrating the morphological evolution of the two studied catchments as a function of low and high uplift rate. Inside the V-shape valleys, thick arrows are fluvial incision and thin arrows indicate mean hillslope erosion. These diagram show that the uplift rates influence as well the fluvial incision and the valley depths as the mean hillslope gradients. White arrows show the effect of the uplift on the longitudinal profiles, *which forms* result from an equilibrium between uplift and fluvial incision.

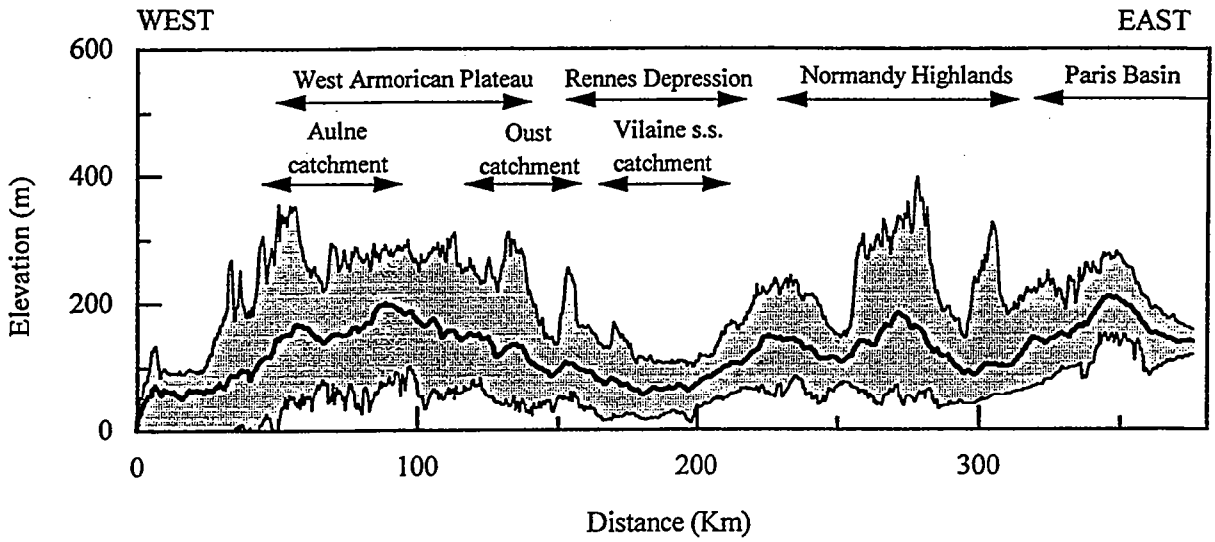

WEST
EAST
600
400
200
0
Elevation (m)
West Armorican Plateau
Rennes Depression
Normandy Highlands
Paris Basin
Aulne catchment
Oust catchment
Vilaine s.s. catchment
0
100
200
300
Distance (Km)

Fig 1a

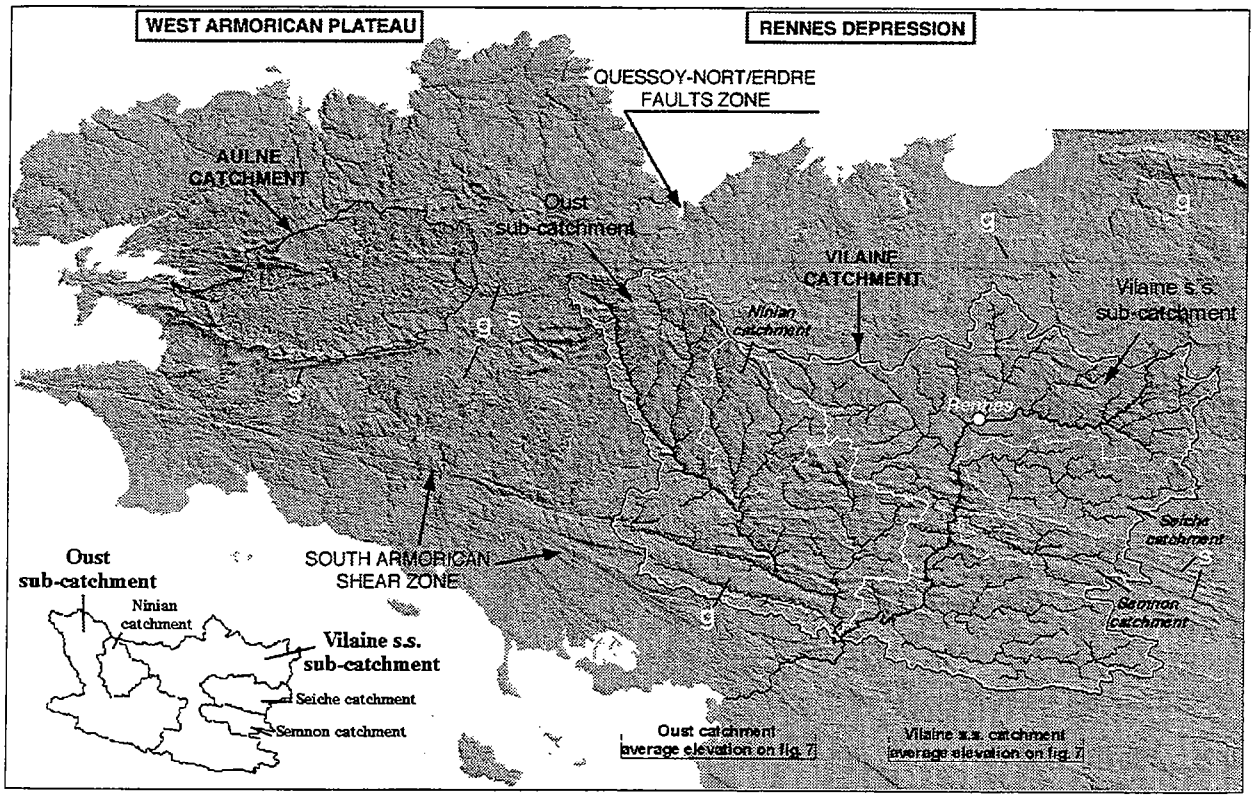
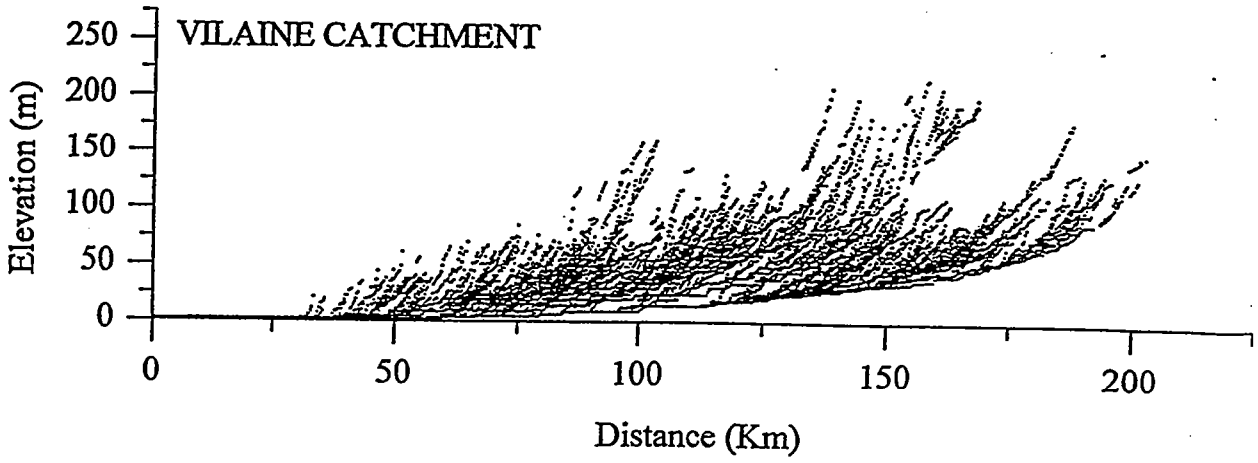
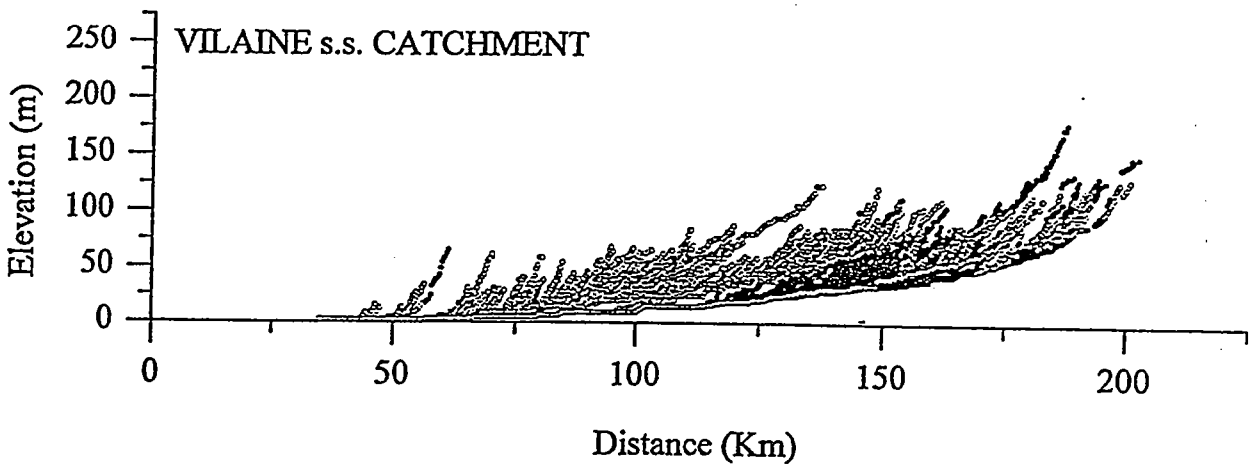

WEST ARMORICAN PLATEAU
RENNES DEPRESSION
QUESSOY-NORT/ERDRE
FAULTS ZONE
AULNE
CATCHMENT
Oust
sub-catchment
VILAINE
CATCHMENT
Ninian
catchment
Vilaine s.s.
sub-catchment
Rennes
Seiche
catchment
Semnon
catchment
SOUTH ARMORICAN
SHEAR ZONE
Oust
sub-catchment
Ninian
catchment
Vilaine s.s.
sub-catchment
Seiche catchment
Semnon catchment
Oust catchment
average elevation on fig. 7
Vilaine s.s. catchment
average elevation on fig. 7

Fig 1b

a


VILAINE CATCHMENT
Elevation (m)
250
200
150
100
50
0
0
50
100
150
200
Distance (Km)

b


VILAINE s.s. CATCHMENT
Elevation (m)
250
200
150
100
50
0
0
50
100
150
200
Distance (Km)

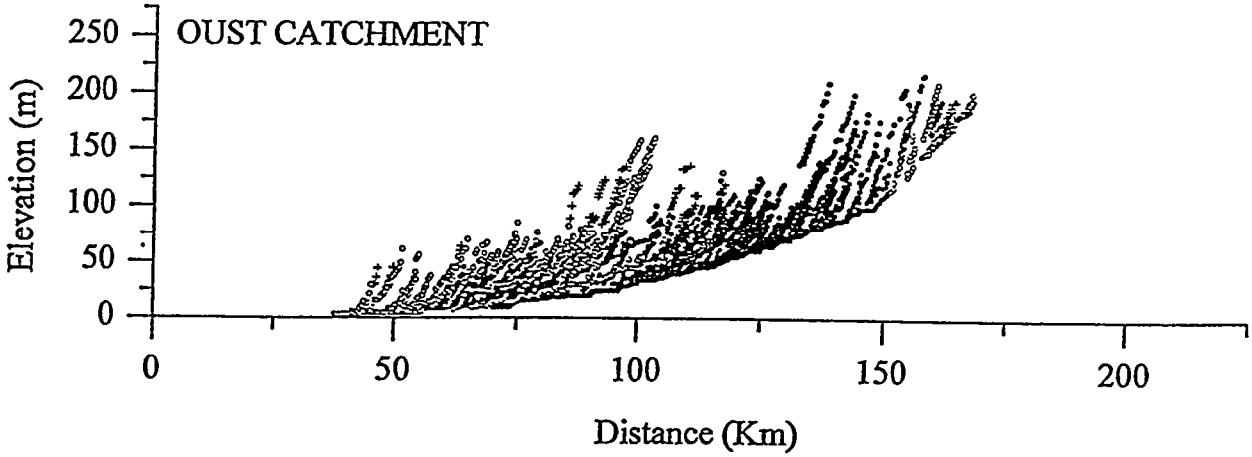
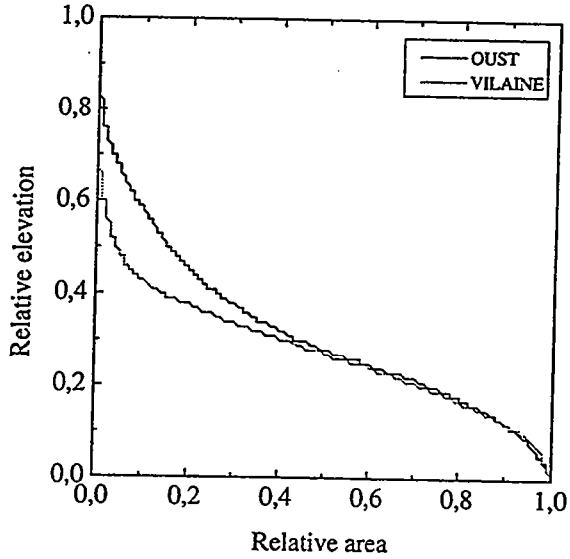

OUST CATCHMENT
Elevation (m)
250
200
150
100
50
0
0
50
100
150
200
Distance (Km)

Fig 2

a


OUST
VILAINE
Relative elevation
Relative area
0,0
0,2
0,4
0,6
0,8
1,0

b

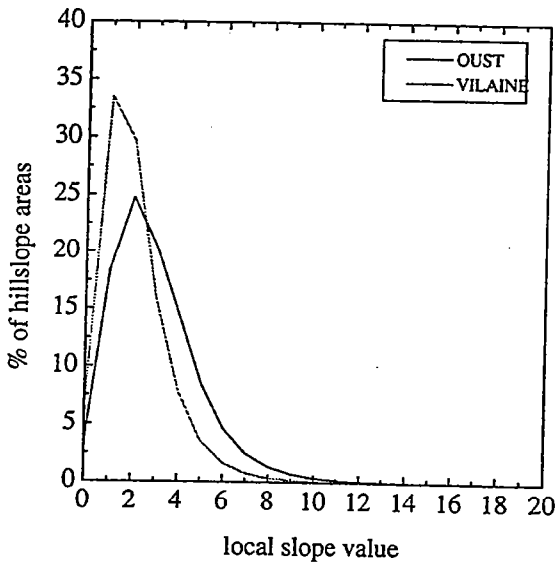

OUST
VILAINE
% of hillslope areas
local slope value
0
5
10
15
20
25
30
35
40
0
2
4
6
8
10
12
14
16
18
20

Fig 3

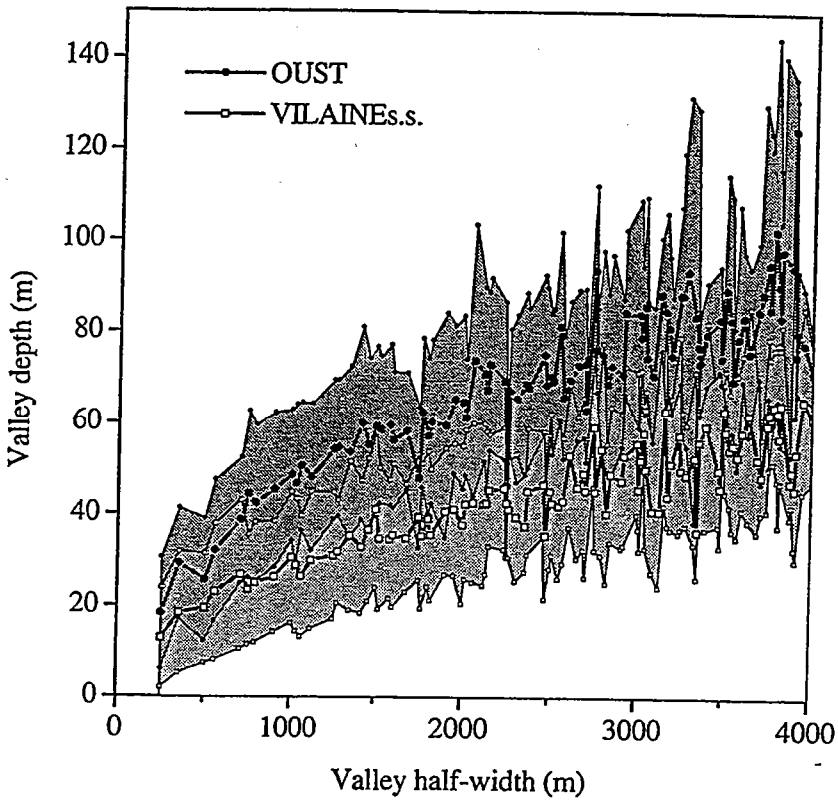

OUST
VILAINEs.s.
Valley depth (m)
Valley half-width (m)
0
20
40
60
80
100
120
140
0
1000
2000
3000
4000

fig 4a

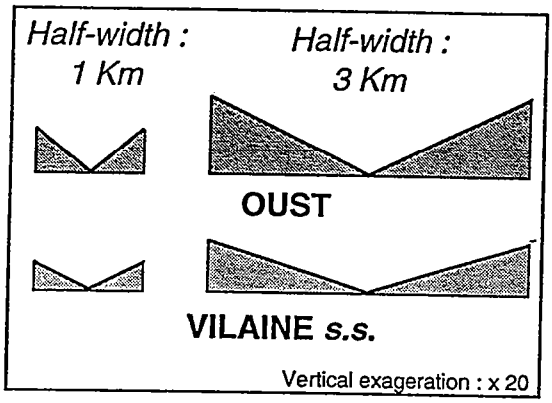
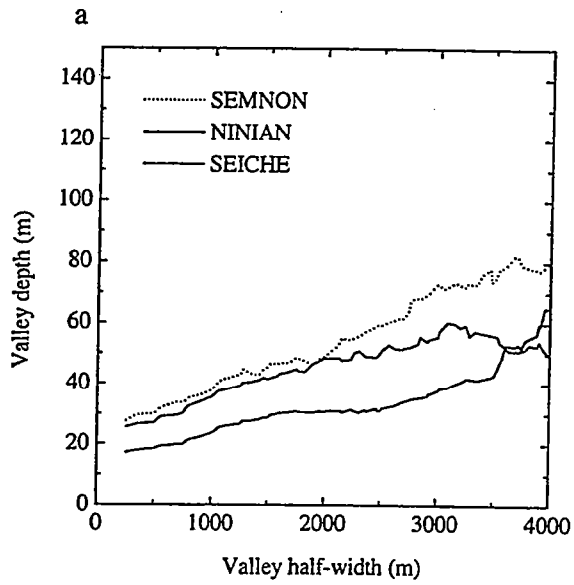

Half-width :
1 Km
Half-width :
3 Km
OUST
VILAINE s.s.
Vertical exageration : x 20

Fig 4b


a
SEMNON
NINIAN
SEICHE
Valley depth (m)
Valley half-width (m)
0
20
40
60
80
100
120
140
0
1000
2000
3000
4000

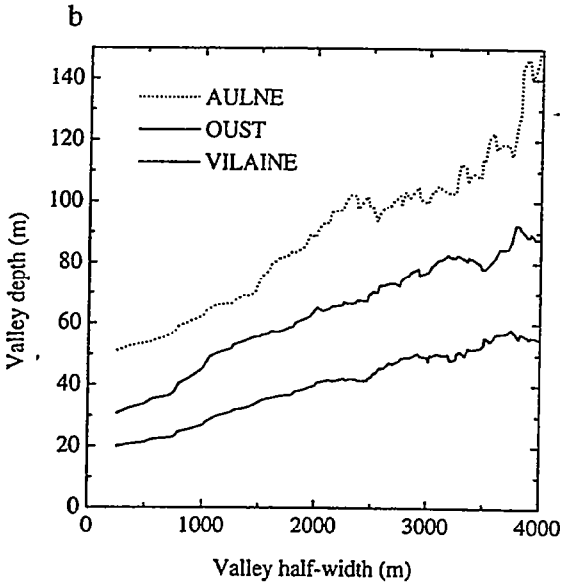

b
AULNE
OUST
VILAINE
Valley depth (m)
Valley half-width (m)
0
20
40
60
80
100
120
140
0
1000
2000
3000
4000

Fig 5

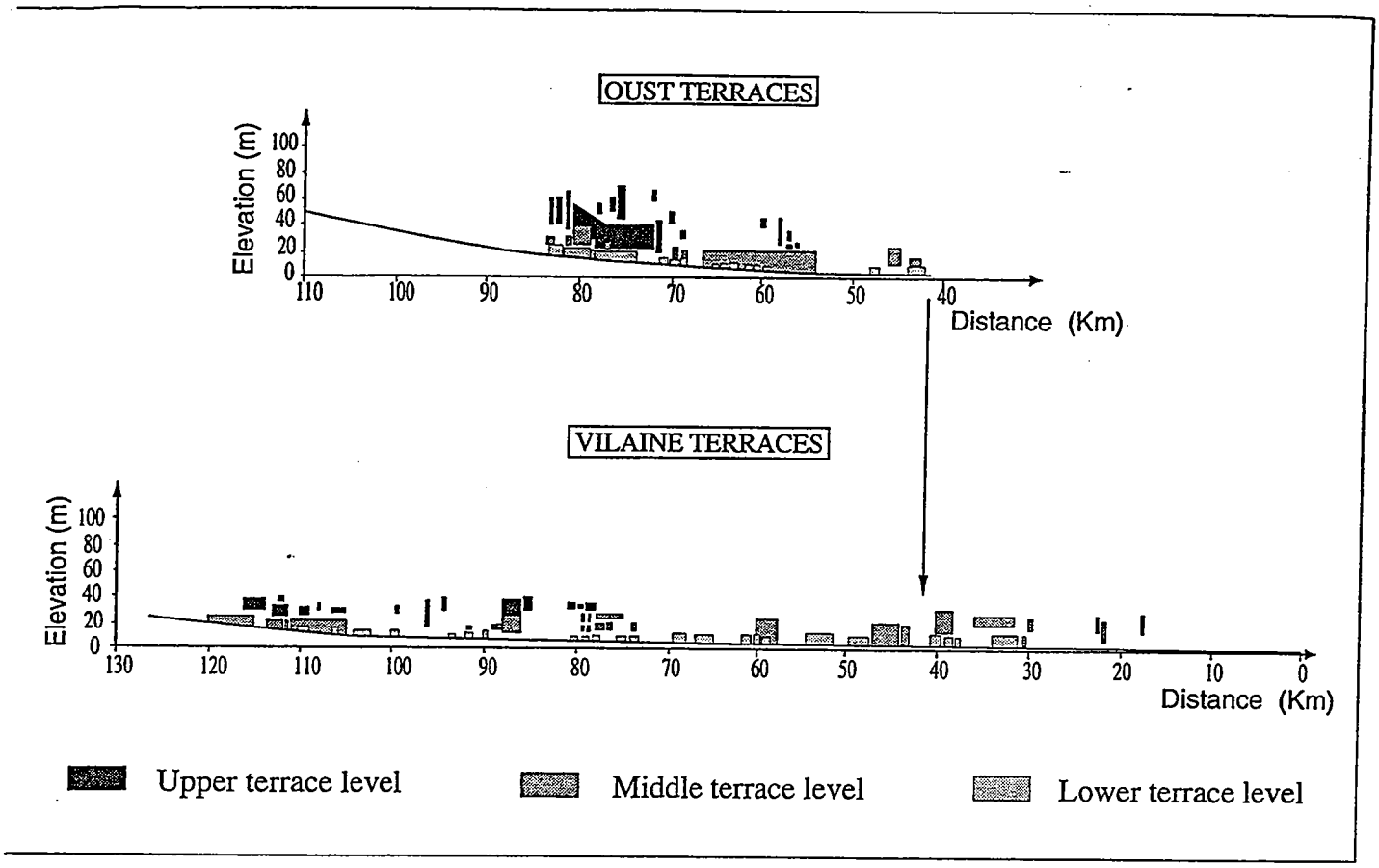

OUST TERRACES
Elevation (m)
100
80
60
40
20
0
110
100
90
80
70
60
50
40
Distance (Km)
VILAINE TERRACES
Elevation (m)
100
80
60
40
20
0
130
120
110
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
Distance (Km)
Upper terrace level
Middle terrace level
Lower terrace level

Fig 6

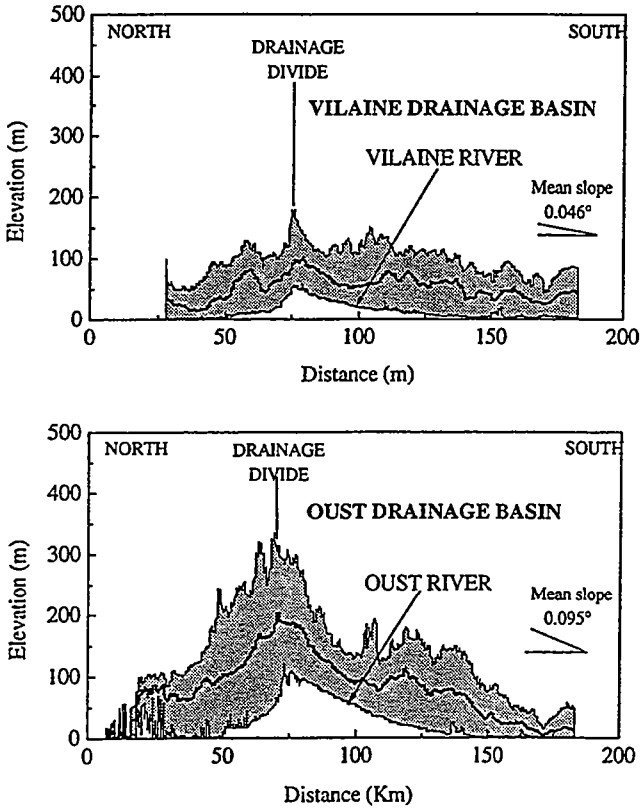
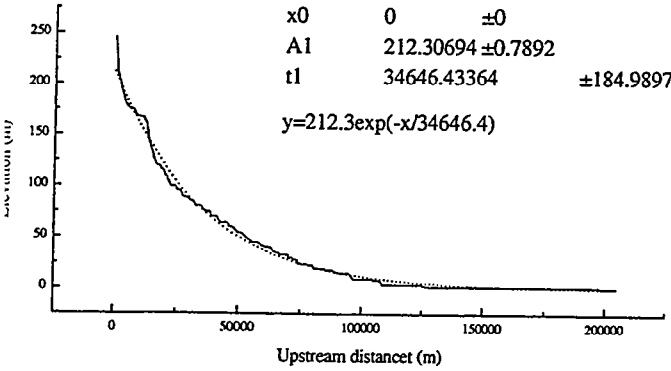

NORTH
SOUTH
DRAINAGE DIVIDE
VILAINE DRAINAGE BASIN
VILAINE RIVER
Mean slope
0.046°
Elevation (m)
Distance (m)
NORTH
SOUTH
DRAINAGE DIVIDE
OUST DRAINAGE BASIN
OUST RIVER
Mean slope
0.095°
Elevation (m)
Distance (Km)

Fig 7

OUST
Model: ExpDecay1
Chi^2 = 18.31916

y0	0	±0	
x0	0	±0	
A1	212.30694	±0.7892	
t1	34646.43364		±184.98976

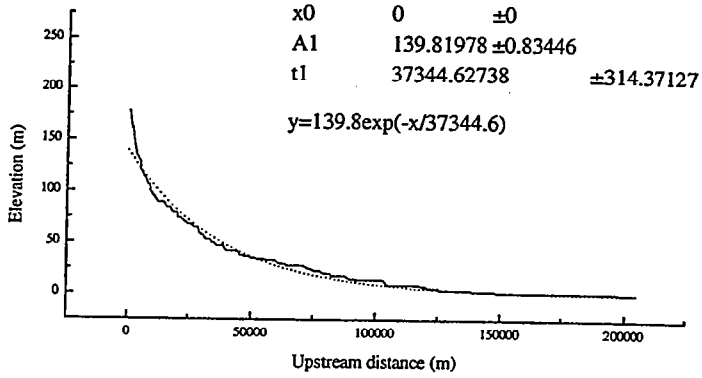
y=212.3exp(-x/34646.4)



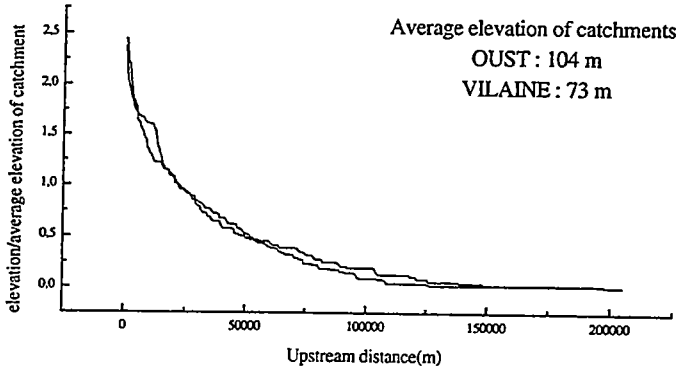
VILAINE
Model: ExpDecay1
Chi^2 = 22.02888

y0	0	±0	
x0	0	±0	
A1	139.81978	±0.83446	
t1	37344.62738		±314.37127

y=139.8exp(-x/37344.6)

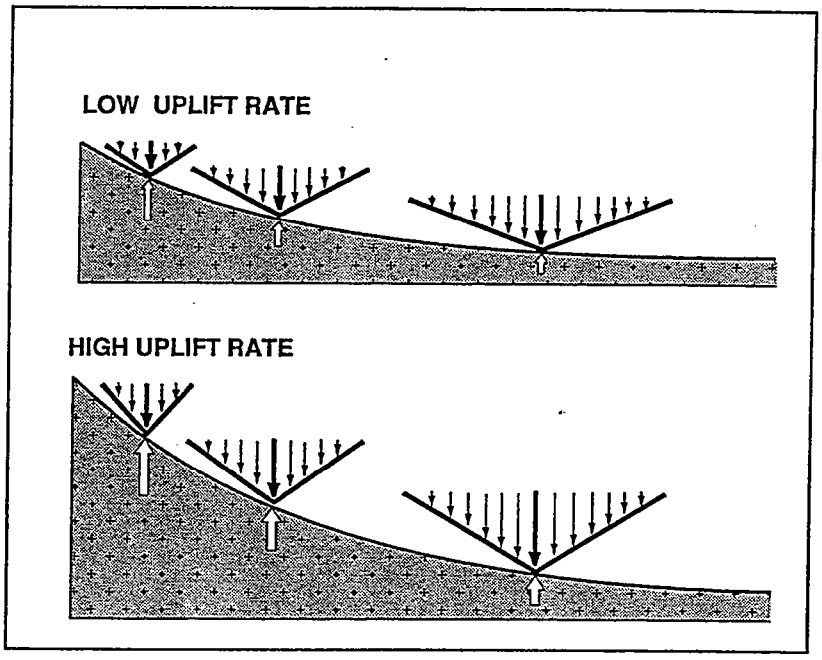


5.



Average elevation of catchments :
OUST : 104 m
VILAINE : 73 m

Fig 8.


LOW UPLIFT RATE
HIGH UPLIFT RATE

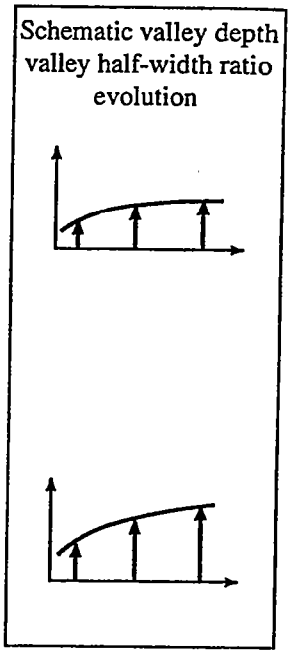

Schematic valley depth
valley half-width ratio
evolution

Fig 9

4-DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Les travaux effectués sur le bassin versant de la Vilaine et présentés dans la publication constituent un exemple d'étude intégrée de bassins versants, incluant aussi bien le réseau de drainage que les versants et la forme du relief dans son ensemble. Ceci a été possible grâce à l'utilisation du paramètre de forme profondeur/largeur des vallées et à la mise en évidence d'une corrélation entre ces deux paramètres. Dans ce paragraphe, les principaux résultats issus de cette étude vont être repris et discutés en complément d'éléments non présentés dans la publication.

4.1-Implications régionales : variations de topographie à grande longueur d'onde et mouvements verticaux Pléistocène du Massif Armoricain

Le paramètre de forme profondeur/largeur des vallées indique que indépendamment des capacités érosives des réseaux de drainage, il existe 30 m de surcreusement des vallées du sous bassin versant de l'Oust par rapport à celles de la Vilaine s.s. Ces différences d'incision déduites de la forme des vallées sont du même ordre de grandeur que les différences altitudinales d'étagement des terrasses des vallées de l'Oust et de la Vilaine. Les premières terrasses indiquant un début du creusement des vallées au Pléistocène, et probablement au Pléistocène moyen, ces différences d'évolution érosive sont liées à la position du niveau de base de ces rivières pendant le Quaternaire.
L'incision des vallées est contrôlée par deux facteurs principaux : l'eustatisme et les mouvements verticaux de la lithosphère. L'eustatisme étant un facteur invariant dans l'espace, la part de creusement des vallées liée aux chutes du niveau marin doit être identique pour les deux sous bassins versants. L'approfondissement des vallées qui est observé sur l'Oust implique donc une surrection de ce bassin versant par rapport à celui de la Vilaine *s.s.*, de l'ordre de 30 m. Ceci implique l'existence de mouvements verticaux durant le Quaternaire à la limite entre ces deux sous bassins versants, c'est à dire le long de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre.

La mise en évidence des mouvements verticaux le long de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre a de nombreuses implications à l'échelle de la Bretagne, en particulier en ce qui concerne les variations à grande longueur d'onde du relief du Massif Armoricain.
La topographie moyenne de la Bretagne déterminée à partir du MNT est représentée sur la figure III.3 avec la localisation des sous bassins versants de l'Oust et de la Vilaine *s.s.* et de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre. Comme noté précédemment, le bassin versant de l'Oust est situé sur la zone de flexure majeure qui caractérise la topographie armoricaine. Sur cette figure est également indiquée l'altitude moyenne des deux sous bassins versants : 73 m pour la Vilaine *s.s.* et 104 m pour l'Oust. Il apparaît tout d'abord que la surrection relative de 30 m de l'Oust

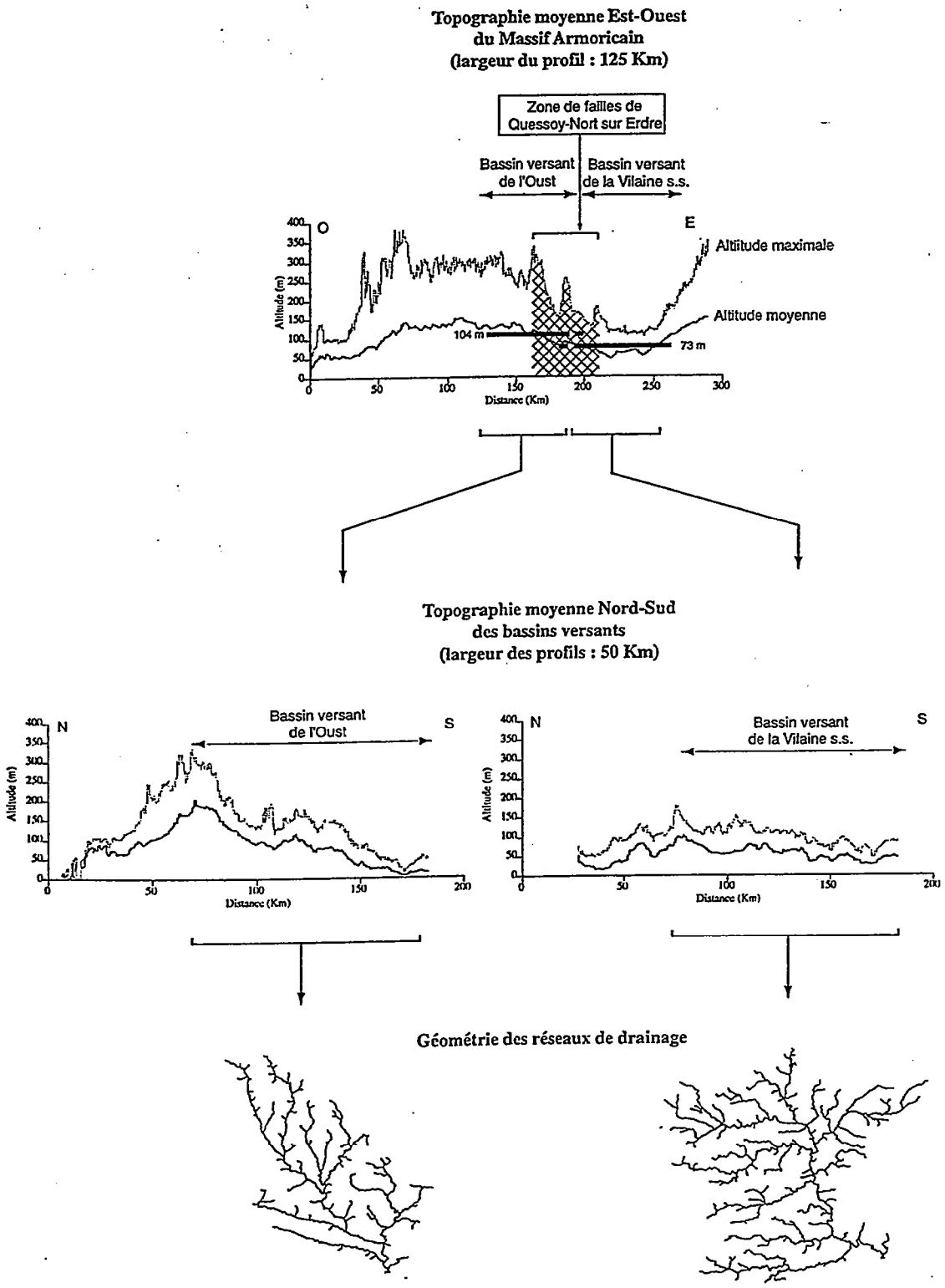


Figure III.3 Relations entre la topographie moyenne du Massif Armoricain, l'altitude moyenne des bassins versants de l'Oust et de la Vilaine, leur profil moyen nord-sud et leur réseau de drainage.
La différence d'altitude moyenne des bassins versants est du même ordre de grandeur que leur différence d'incision déterminée à partir du rapport h/l. Il en résulte que :

(1) l'altitude moyenne de ces bassins versants semble être directement liée à leur quantité de surrection.,

(2) la courbe d'altitude moyenne de la Bretagne reflète la surrection du domaine situé à l'ouest de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre.

La topographie moyenne nord-sud de ces bassins versants montre qu'ils diffèrent également par la valeur de leur pente régionale. La géométrie des réseaux de drainage est controlée par la valeur de cette pente.

par rapport à la Vilaine *s.s.* durant le Pléistocène correspond à la différence d'altitude moyenne entre ces deux bassins versants. La flexure déterminée à partir de la topographie moyenne résulte donc dans ce secteur des mouvements verticaux Pléistocène, c'est à dire de la déformation du Massif Armoricain pendant le Quaternaire. Nous retrouvons donc ici à l'échelle du Pléistocène la surrection de l'Ouest du Massif Armoricain par rapport à l'Est, déterminée par nivellement par Lenotre et al. (1997) sur une période d'environ 100 ans.
Ces conclusions sont capitales en ce qui concerne l'évolution du Massif Armoricain pendant le Tertiaire. En particulier, les reconstitutions paléogéographiques montrant le domaine ouest armoricain identique à l'actuel d'un point de vue morphologique durant le Mio-Pliocène sont à reconsidérer. Elles représentent des limites actuelles d'affleurement des sédiments Mio-Pliocène et ne doivent pas être considérées comme représentative d'une paléogéographie.

Les mouvements verticaux caractérisés à partir de l'étude morphométrique des bassins versants le long de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre correspondent à une estimation moyenne de la surrection du compartiment situé à l'Ouest par rapport à celui situé à l'Est. Dans la topographie, cette zone de failles est caractérisée par la présence d'escarpements qui sont bien marqués dans le nord du Massif Armoricain dans la région de St Brieuc. Par contre, dans le sud de la Bretagne au niveau de la latitude de Redon, la trace de cette zone de failles diminue fortement en surface. Le décalage vertical apparent le long de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre est donc décroissant du Nord vers le Sud.
Par ailleurs, la topographie moyenne des sous bassins versants de l'Oust et de la Vilaine *s.s.* montre que ceux-ci diffèrent fondamentalement par la valeur de leur pente régionale (respectivement 0.095° et 0.046° vers le sud). Ces différences de pente ne sont pas négligeables à l'échelle régionale car elles influencent la géométrie du réseau de drainage de ces deux sous bassins versants (fig. III.3). L'ensemble de ces arguments (variations de hauteur des escarpements, pente régionale et organisation des réseaux de drainage) militent en faveur d'une composante de basculement vers le sud du bloc Ouest armoricain dans la surrection qui a été mise en évidence le long de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre.
L'existence du basculement du bloc ouest armoricain a été confirmé localement sur le terrain à partir des systèmes sédimentaires Mio-Pliocène. En effet, quelques affleurements ont permis de mettre en évidence des paléocourants dirigés du sud vers le nord dans des secteurs caractérisés par un écoulement du réseau de drainage actuel qui s'effectue du nord vers le sud (chap. II). Ceci implique donc l'existence d'une inversion du drainage post-Pliocène en accord avec un basculement vers le sud du domaine ouest armoricain.
L'ensemble de ces résultats vont être complètés dans les chapitres suivants.

4.2-Implications géomorphologiques

La forme des versants déduite de l'étude h/l montre une évolution entre la profondeur et la largeur des vallées qui est non-linéaire. En coordonnées logarithmiques, la courbe de profondeur moyenne de chaque basin versant est une droite dont la pente est de 0.457 pour l'Oust et de 0.493 pour la Vilaine *s.s.* (fig. III.4). La profondeur des vallées varie donc en fonction de la largeur selon une loi de puissance. Les valeurs très proches de l'exposant de ces lois de puissance permettent de dire que les vallées de ces deux bassins versants suivent statistiquement la même loi d'échelle, caractérisée par un exposant de l'ordre de 0.5.
Une interprétation est que la forme de ces bassins versants résulte de l'action des même processus d'érosion, ceci se manifestant par l'existence d' une loi unique liant la profondeur des vallées à la racine de leur largeur. La seule différence entre ces bassins versants résulte de leur adaptation vis à vis de conditions de surrections différentes. Ceci se marque par le décalage en altitude des droites log(h)=f(log(l)).
Un autre point important, développé dans la publication, concerne la forme des profils longitudinaux. En particulier, nous montrons que la différence de forme entre les deux profils quand ils ne sont pas normalisés est la conséquence directe d'une adaptation à des conditions aux limites qui ne sont pas identiques, c'est à dire à des taux de surrection différents.

En conclusion, l'étude du bassin versant de la Vilaine permet de montrer que ses deux sous bassins versants principaux ont des différences de forme qui sont principalement le résultat de différence de condition de surrection. L'analyse des rapports h/l en coordonnées logarithmiques conduit à montrer que le forme des deux bassins versants peut être décrite par une loi de puissance unique avec une valeur d'exposant de l'ordre de 0.5. L'analyse des profils longitudinaux normalisés montre également qu'il existe une loi unique qui permet de décrire les profils de l'Oust et la Vilaine. L'ensemble de ces résultats montrent que ces bassins versants ont été formés par l'action des même processus d'érosion; ils obéissent aux même lois ce qui suggère qu'il existe une forme de bassin versant caractéristique. Dans ce schéma, les différences de formes qui sont observées actuellement sont le résultat d'une expression morphologique de cette forme caractéristique vis à vis de vitesses de surrection différentes. Comme suggéré précédemment, il est donc probable que les sous bassins versants de l'Oust et de la Vilaine s.s. soient actuellement dans une situation d'équilibre vis à vis des conditions de surrection.

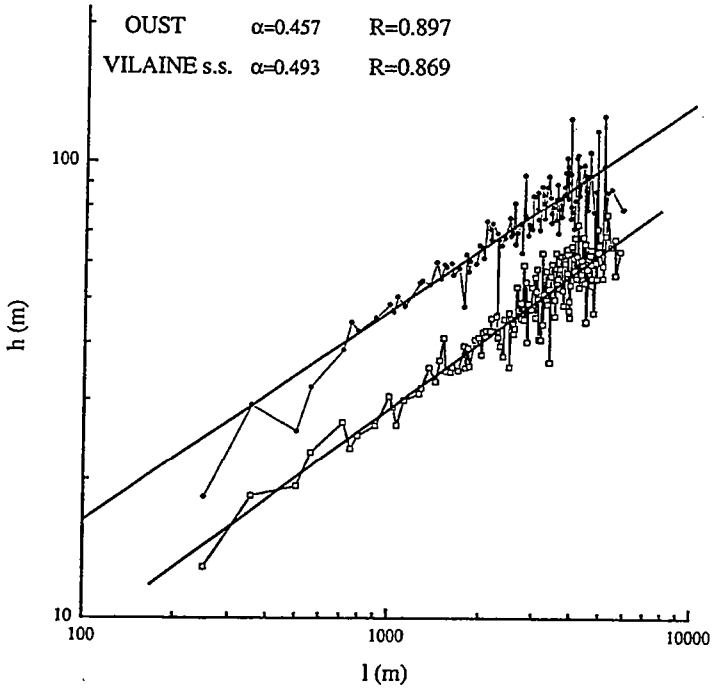


Figure III.4 Relation linéaire entre la profondeur moyenne des vallées et leur largeur dans un diagramme bi-logarithmique. La pente des droites est proche de 0,5 pour chacun de ces bassins versants.
Ceci montre que la forme des bassins versants obéit à une loi de puissance. La profondeur des vallées varie comme la racine de leur largeur.

CHAPITRE IV

GÉOMORPHOLOGIE DES BASSINS VERSANTS BRETONS

-

LEURS RELATIONS AVEC LES FORMES ACTUELLES DU RELIEF

PLAN DU CHAPITRE

CHAPITRE IV

GÉOMORPHOLOGIE DES BASSINS VERSANTS BRETONS

LEURS RELATIONS AVEC LES FORMES ACTUELLES DU RELIEF

187

1-UNE ETUDE INTÉGRÉE TERRE/MER : LE CAS DE LA VILAINE 190

1.1-La prolongation de la Vilaine dans le domaine actuellement immergé; son profil longitudinal à terre et en mer 190

1.2-Le remplissage sédimentaire de la Vilaine 193

1.3-Répartition des terrasses et dépôts associés 195

1.4-Synthèse et discussion: rôles respectifs du climat, de l'eustatisme et de la tectonique dans l'évolution de la Vilaine 204

1.5-Conclusions à l'étude du profil longitudinal de la Vilaine 213

2-LES BASSINS VERSANTS DE L'OUST ET DU BLAVET 214

2.1-La topographie 214

2.2-Morphologie des bassins versants 219

2.3-Les réseaux de drainage 219

2.4-Les terrasses 221

2.5-Synthèse 222

3-LES BASSINS VERSANTS DE BRETAGNE MERIDIONALE 225

3.1-La topographie 225

3.2-Morphologie des bassins versants 229

3.3-Les réseaux de drainage 231

3.4-Synthèse 235

4-LE BASSIN VERSANT DE L'AULNE 238

4.1-La topographie 238

4.2-Morphologie du bassin versant 241

4.3-Le réseau de drainage et les terrasses 241

4.4-Synthese 244

5-LES BASSINS VERSANTS NORD ARMORICAINS 244

5.1-La topographie 244

5.2-Morphologie des bassins versants 251

5.3-Les réseaux de drainage 256

5.4-Le passage en mer des rivières nord-armoricaines 260

5.5-Synthèse 262

6-CONCLUSION 264

CHAPITRE IV
GÉOMORPHOLOGIE DES BASSINS VERSANTS BRETONS-LEURS RELATIONS AVEC LES FORMES ACTUELLES DU RELIEF

Le relief actuel de la Bretagne résulte en grande partie de l'incision fluviatile Pléistocène, expression d'une surrection du domaine armoricain (chap. III). Les modalités de cette incision ont été décrites pour les bassins versants de l'Oust et de la Vilaine, et de façon moins détaillée pour l'Aulne, ce qui nous a permis de caractériser la dynamique de leur évolution. Elle est marquée principalement par une croissance du relief au cours du temps, la forme actuelle de ces bassins versants reflétant certainement un équilibre vis à vis des conditions de surrection.
A la suite de cette première caractérisation, les objectifs de ce chapitre sont doubles. Il s'agit :

(1) de caractériser la forme de l'ensemble des bassins versants bretons, incluant leur taux d'incision et le degré d'adaptation de leur réseau de drainage,

(2) de caractériser les relations entre l'état actuel d'incision des bassins versants et la forme de la topographie qu'ils érodent.

Dans ce chapitre, essentiellement descriptif, il s'agit ainsi de présenter l'ensemble des caractéristiques qui permettront de faire un bilan de l'état actuel d'incision de la topographie. C'est à partir de ces données que pourront être abordés ultérieurement (ch. V) les modalités de l'incision fluviatile et l'importance relative des différents paramètres de contrôle, tectonique, eustatique et climatique dans le creusement des vallées.

La Vilaine a fait l'objet d'une étude plus approfondie à terre et en mer, du fait d'une bonne connaissance de la géométrie et de la sédimentologie de ses terrasses et de la possibilité de caractériser sa prolongation en mer. Ces données, non disponibles pour les autres bassins versants, font que la Vilaine a été un objet d'étude préférentiel sur lequel les rôles respectifs de la tectonique de l'eustatisme et du climat ont pu être discutés. Ce sont ces données et ces résultats qui sont présentés dans un premier temps.

1-UNE ETUDE INTÉGRÉE TERRE/MER : LE CAS DE LA VILAINE

L'étude de l'incision présentée au chapitre III nous a permis de montrer qu'il existe une composante tectonique dans le creusement des vallées de ce bassin versant, responsable d'un approfondissement des vallées situées à l'ouest de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre. Cette surrection de la partie ouest du bassin versant a un rôle essentiel dans l'étagement des terrasses et donc dans l'incision du socle.
A la suite de cette étude, le rôle de l'eustatisme et du climat dans l'incision fluviatile va être considéré à partir de l'étude du profil longitudinal de la Vilaine, en incluant sa prolongation en mer, son remplissage sédimentaire et la sédimentation associée aux terrasses.

1.1-La prolongation de la Vilaine dans le domaine actuellement immergé; son profil longitudinal à terre et en mer

En mer, la vallée de la Vilaine n'est pas clairement visible sur une carte bathymétrique. Seule une légère dépression existe dans la continuité de l'estuaire actuel, sans rapports avec la forme des vallées à terre. Les études de sismique réflexion de type "sparker" acquises dans la baie de la Vilaine par le B.R.G.M. en 1966 (voir Bouysse *et al.*, 1966 et Horn *et al.*, 1996) permettent de montrer que cette dépression correspond à un système de vallées incisées (fig. IV.1a), comblées par des sédiments dont la nature n'est pas connue actuellement. A partir de ces incisions, un réseau de vallées creusées dans le socle et dans les calcaires Eocène a été tracé en mer par Horn *et al.* (1966) : figure IV.1.

Un nouveau pointé de ces profils a été effectué : figure IV.2. Sur ces profils, outre la géométrie des vallées, plusieurs éléments ont été identifiés :

- le remplissage sédimentaire des vallées n'est pas homogène mais montre des discontinuités que nous interprétons comme des surfaces d'érosion internes,
- une nappe à faciès sismique lité recouvre les vallées en mer; elle est probablement composée de vases récentes, Holocène (d'après les sondages effectués par Bouysse *et al.*, 1966) : figures IV.1a et IV.2. Cette nappe scelle et fossilise ainsi ces vallées.

Ces vallées fossiles possèdent la particularité d'être de moins en moins incisées en direction du domaine marin. A partir de l'isobathe -40 m, c'est à dire approximativement au niveau de la rupture de pente du glacis-plaine de Belle Isle (cf. fig II.12), la vallée de la Vilaine n'a plus que quelques mètres de profondeur (fig. IV.2). Il n'existe donc plus véritablement d'incisions au sommet de cette structure. Au delà, le glacis plaine ne présente aucune incision notable.

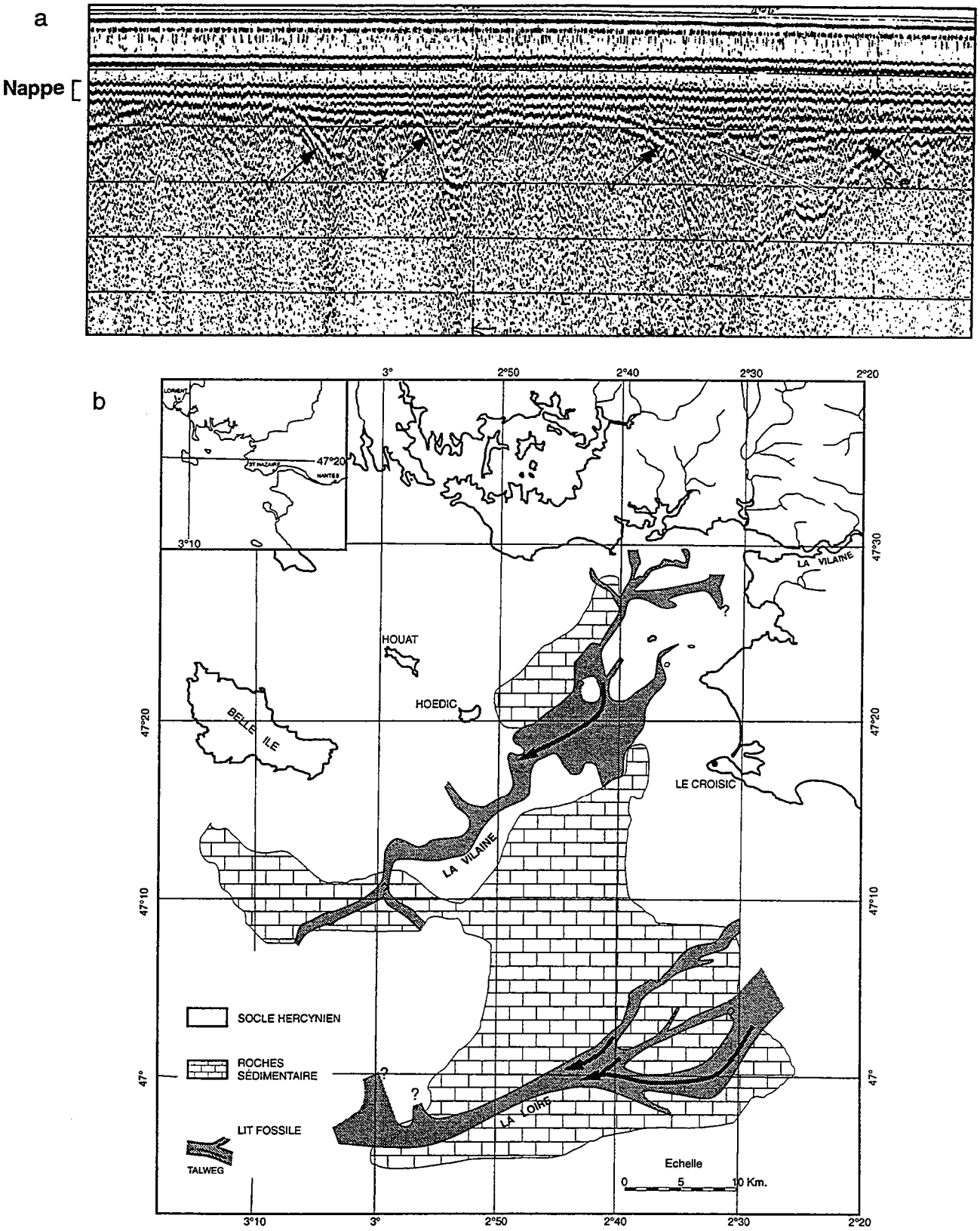


Figure IV.1
a- Exemple de vallées incisées (v) visibles en sismique réflexion dans la prolongation de la Vilaine (sismique de type "sparker" BRGM, 1966). Elles sont comblées et marquées par des surfaces d'érosion internes (s.e.i.). Elles sont actuellement scellées par une nappe à faciès sismique lité, composée probablement de vases Holocène.
b-Prolongations en mer de la Vilaine et de la Loire d'après les profils de sismique réflexion (Horn et al., 1966; modifié).

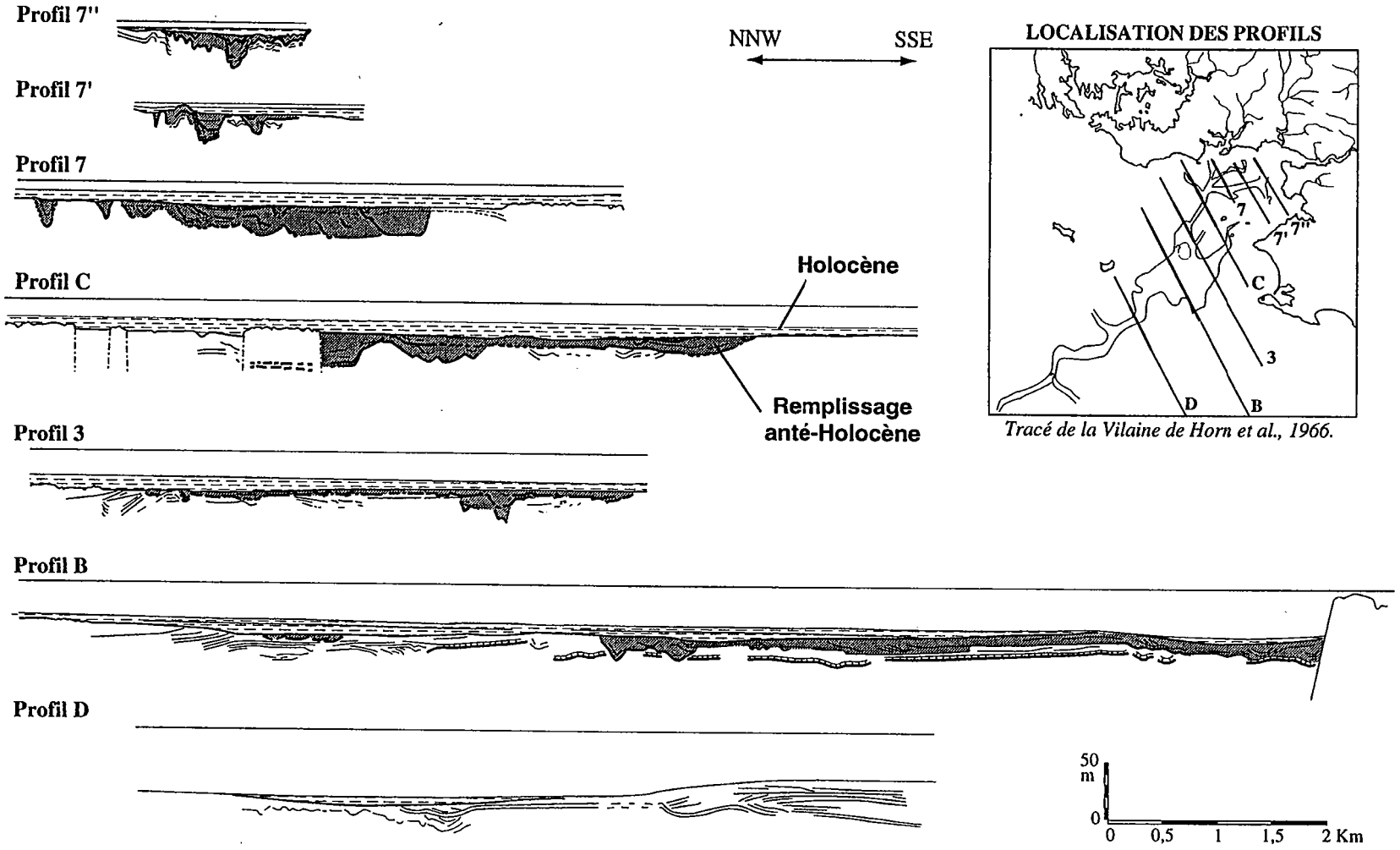


Figure IV.2 Prolongation de la Vilaine en mer d'après les profils de sismique réflexion. Les paléo-vallées (représentées en gris) sont incisées soit dans le socle soit dans les sédiments tertiaires (calcaires Eocène : profil B). Elles ont une profondeur modeste (40 m au maximum) et sont comblées par des sédiments de nature inconnue. Des surfaces d'érosion internes (traits gras) peuvent être caractérisées. Ces vallées sont actuellement scellées, probablement par des vases Holocène (pointillés).
Ces vallées possèdent la caractéristique d'être de moins en moins incisées en direction du domaine marin. Elles disparaissent légèrement en amont du glacis-plaine de belles-Isle (profil D).

Le profil longitudinal de la Vilaine sur le socle a été tracé à terre et en mer à partir des données de sismique réflexion, des cartes bathymétriques de Vanney (1977) et des cartes au 1/50 000 pour la partie terrestre. A terre, le thalweg comprend actuellement des alluvions et de ce fait le profil longitudinal qui est tracé à partir des cartes topographiques ou des MNT ne représente pas le profil longitudinal sur le socle* .A terre, le profil longitudinal creusé dans le socle a pu être tracé dans ses grandes lignes à partir de données de sondage ponctuelles ayant atteint la base des alluvions (cartes géologiques au 1/50 000 de Redon et de la Roche Bernard et données de Morzadec-Kerfourn, 1974). D'amont en aval, la base du thalweg est à environ -8 m à Langon, -21 m à Redon et à plus de -35 m dans l'estuaire. En mer, c'est la base des paléo-vallées incisées qui a été considérée.
Le profil de la base du thalweg ainsi tracé (fig. IV.3) est concave, avec une pente légèrement plus élevée que le profil actuel. En mer, l'incision de la Vilaine se prolonge jusqu'à une profondeur d'environ -50 m. Elle disparaît alors au sommet de la rupture de pente topographique du glacis-plaine de Belle-Isle. La prolongation de la Vilaine est donc limitée au pré-continent breton de Pinot (1974). La Vilaine n'a jamais incisée en deça de cette limite à -50 m, sans rapport avec la position des derniers bas niveaux eustatiques (-120 m il y a 18 000 ans : Fairbanks , 1989).

1.2-Le remplissage sédimentaire de la Vilaine

La Vilaine est actuellement une rivière anastomosée à sinueuse qui est le siège d'une sédimentation essentiellement argileuse. Du fait de la transgression Holocène, les effets de la marée, flot et jusant, sont visibles très loin dans les terres, jusqu'en amont de Redon à plus de 40 Km de la cote. La sédimentation associée a donc probablement un caractère tidal d'estuaire interne. Elle est malheureusement relativement peu connue.
Dans le domaine immergé, le remplissage sédimentaire qui peut être défini entre le profil du thalweg et le profil actuel est constitué majoritairement de vases, qui surmontent 1 à 2 mètres de sables et galets dont l'âge est indéterminé (Morzadec-Kerfourn, 1974). L'étude palynologique effectuée sur ces vases par Morzadec-Kerfourn (1974) montre que ce remplissage est Holocène; il est lié à la dernière transgression, avec deux phases de comblement majeures entre 8 000 et 6 000 ans et entre 3 000 et 2 000 ans. Dans l'estuaire de la Vilaine, des débris végétaux récoltés sous 10 m de vases en forage auraient été datés à 2610 ± 10 ans BP (Vanney, 1977; méthode de datation non précisée). Ce sont probablement ces alluvions Holocène qui scellent actuellement les vallées incisées en mer.

---

* La prise en compte de la sédimentation Holocène dans la détermination de la forme du profil longitudinal de la Vilaine ne modifie en rien l'étude comparée des profils longitudinaux de l'Oust et de la Vilaine présentée au chapitre III. En particulier, les différences systématiques de pente des affluents de chacun de ces deux fleuves peuvent difficilement être attribuées à la sédimentation Holocène.

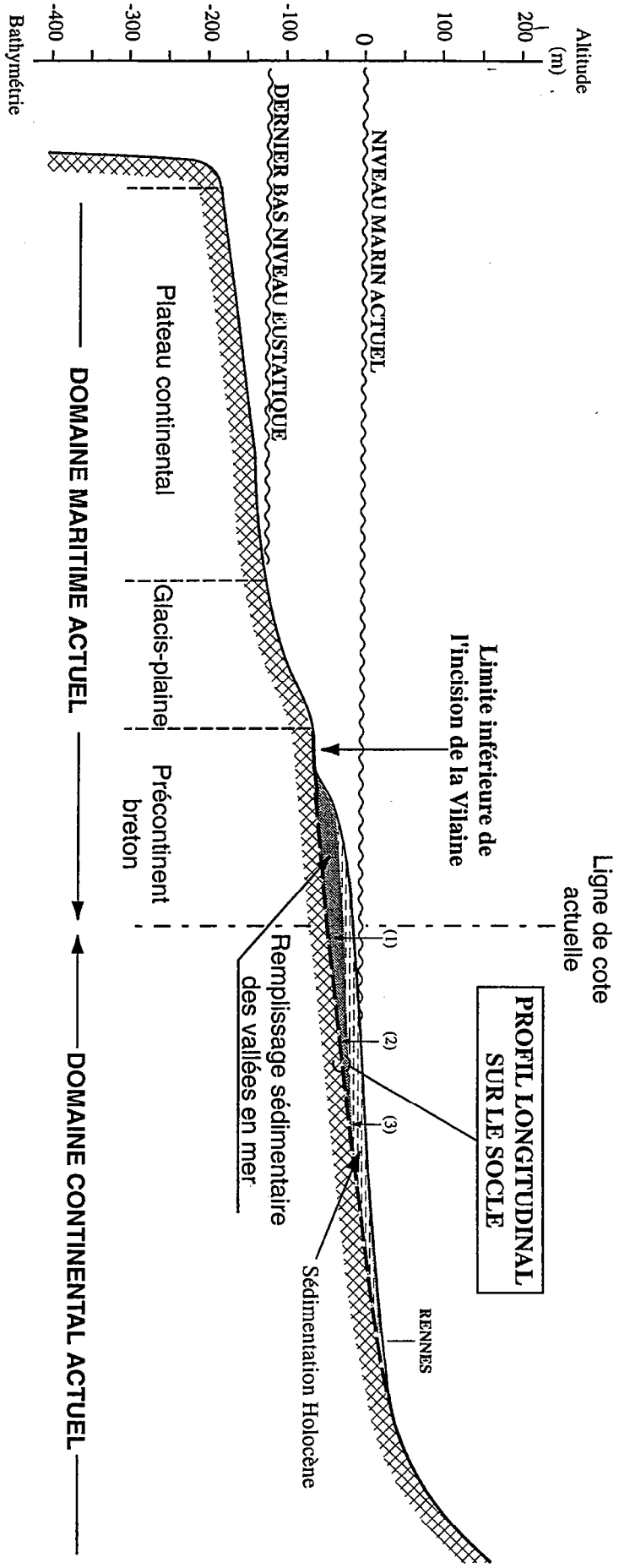


Figure IV.3 Profil longitudinal de la Vilaine à terre et en mer. A terre, la forme du profil longitudinal sur le socle a été tracée schématiquement à partir de données de sondages (profondeurs du socle : (1) Langon : - 8m; (2) Redon : - 21m; (3) La Roche Bernard : >- 35 m). En mer, le profil a été prolongé à partir des profils de sismique réflexion. Le remplissage des vallées en mer est indiqué en gris et le remplissage Holocène en pointillés. En aval de l'incision de la Vilaine, le profil longitudinal a été poursuivi par le profil topographique du glacis-plaine et du plateau continental. Noter qu'il ne s'agit pas de la même information.

1.3-Répartition des terrasses et dépôts associés

A partir des cartes géologiques au 1/50 000 publiées par le BRGM, la cartographie des terrasses de la Vilaine est disponible sur 120 km de profil, depuis l'embouchure jusqu'à Géosciences Rennes (fig. IV.4). Trois terrasses principales occupent les versants des vallées, notées d'après la nomenclature Fw, Fx, et Fy** et appelées respectivement hautes, moyennes et basses terrasses. Il existe en outre des formations sédimentaires érosives sur les sables Pliocène, conservées sur les lignes de crête et dont l'attribution stratigraphique est incertaine (Pliocène terminal ?, Pléistocène inférieur ?). Il est reconnu qu'elles résultent d'une histoire différente de celle qui accompagne le développement du réseau actuel (cf. chapitre II§ 3.4 et voir également la synthèse présentée par Lebret *et al.*, dans Andreieff, 1997). Ces formations, indépendantes de la Vilaine, n'ont donc pas été considérées ici.

A l'échelle régionale, la répartition spatiale des terrasses est très hétérogène (fig. IV.4). Elles sont bien développées dans certains secteurs (Bassin de Rennes, marais de Redon), tandis que d'autres en sont pratiquement dépourvus (Plateau des synclinaux du sud de Rennes par exemple). Leur signature morphologique est extrêmement variable. Les basses terrasses sont généralement nettes dans le relief, tandis que plus les terrasses sont élevées et moins elles sont visibles : les moyennes terrasses sont quelquefois bien individualisées tandis que les hautes terrasses n'ont pratiquement jamais d'expression topographique. De ce fait, seule leur cartographie sur le terrain permet de les mettre en évidence. Les dépôts de versants issus des processus de solifluxion sont en grande partie responsables de cette dégradation des terrasses, les plus élevées et donc les plus vieilles étant les plus dégradées.

**La notation utilisée pour les terrasses comprend un premier indice, F, qui indique que les dépots associés ont une origine fluviatile. Le second indice, y, x, w, v,... correspond à une description géométrique, basée sur la position altitudinale de la terrasse par rapport à l'altitude du cours actuel de la rivière. Dans le cas d'une succession idéale, la plus basse terrasse est notée y (Fz étant réservé pour les alluvions actuelles), et les terrasses situées dans une position supérieure sur le versant sont notées respectivement x, w, v,... (voir Andreieff, 1997 pour plus de détails sur la nomenclature).

Les terrasses ne peuvent généralement pas être distinguées sur la base de la description des sédiments qui y sont associées. De ce fait, le long d'un profil idéal de versant qui présente une succession complète de terrasses, une altitude relative par rapport au cours d'eau est attribuée à chacune d'entre elle. Cette attribution altitudinale a alors valeur d'attribution stratigraphique par rapport aux grandes périodes glaciaires. L'altitude relative de chaque terrasse et son attribution stratigraphique sont alors utilisées à l'échelle régionale pour différencier les terrasses quand les successions idéales n'existent pas sur les versants. Ceci pré-suppose que l'incison fluviatile est synchrone et homogène le long de la totalité du profil longitudinal, ce qui reste à démontrer. Cette dénomination, pratique par défaut, doit donc être utilisée avec prudence car elle n'a à priori auncune signification corrélative.

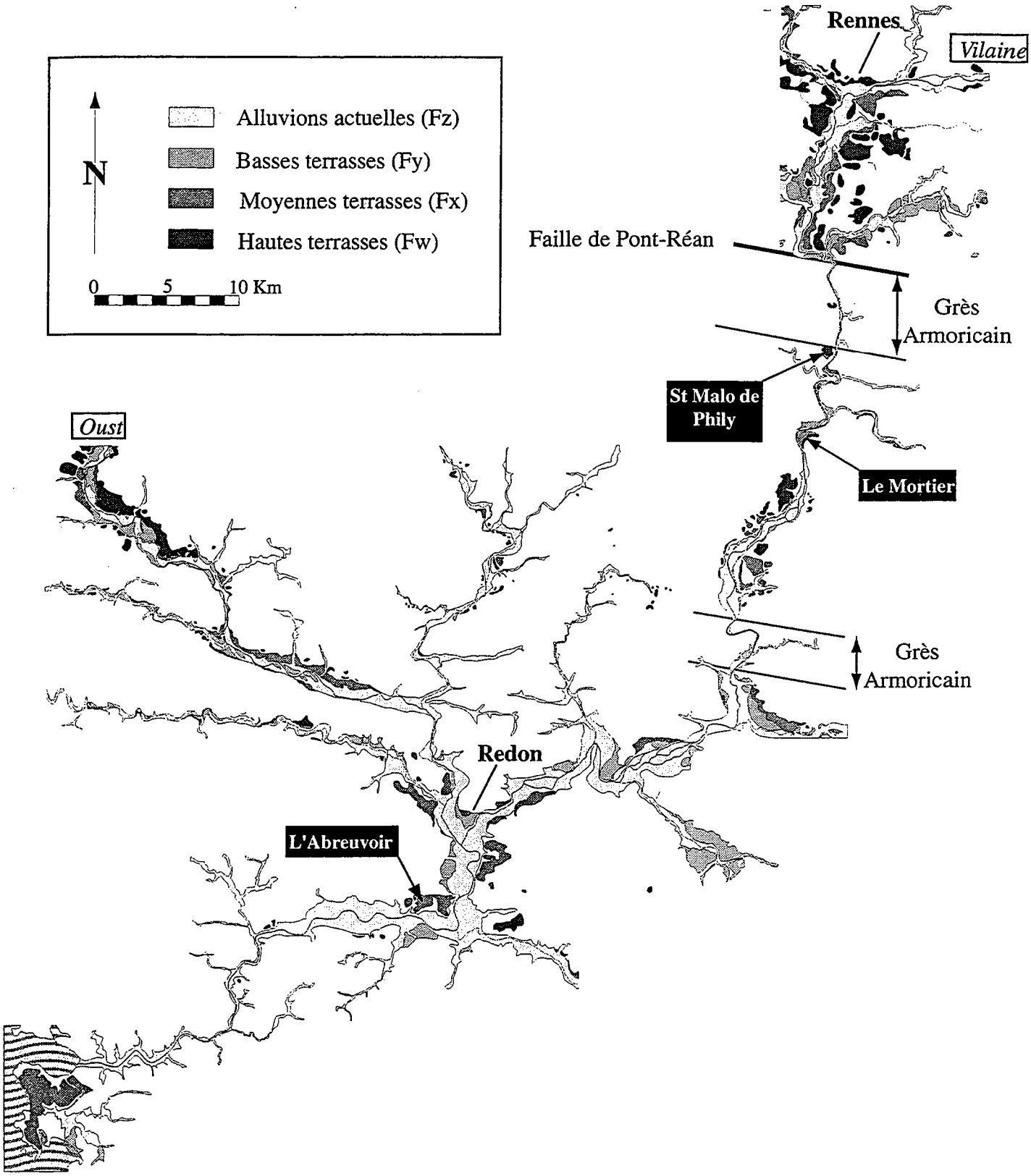


Figure IV.4 Cartographie des terrasses de la Vilaine et de l'Oust, d'après les cartes géologiques au 1/50 000 du BRGM (n° 449, 418, 419, 387, 388, 353, 317). Les principales terrasses citées dans le texte ont été indiquées ainsi que la localisation des barres de grès majeures et de la faille de Pont-Réan (cf. texte).

○Répartition des terrasses en fonction de la lithologie et de largeur des vallées

La cartographie des terrasses montre que leur répartition spatiale est corrélée avec la largeur du lit du fleuve marquée par les alluvions actuelles (fig. IV.4), c'est à dire avec la largeur des vallées.
L'examen de la carte géologique montre que les variations de largeur de vallées sont corrélées avec la lithologie du socle (voir également le chapitre III) : les vallées creusées dans les grès sont étroites avec des versants à fortes pentes (Plateau des synclinaux du sud de Rennes), à l'opposé des vallées creusées dans les schistes (Bassin de Rennes) : figure IV.4.
Il existe ainsi un contrôle de la lithologie sur la largeur des vallées, qui se répercute sur la répartition spatiale des terrasses : les vallées creusées dans les grès n'ont ne général pas de terrasses (fig. IV.4) Ceci s'explique par le fait que la lithologie, en contrôlant la largeur des vallées contrôle également la possibilité de migration latérale de la rivière pendant l'incision (Yoxall, 1969). De ce fait, il ne se forme des terrasses que dans les secteurs ou la rivière a la possibilité de divaguer, ici dans les schistes. Dans les secteurs ou les rivières ne peuvent pas migrer latéralement, les alluvions sont continuellement ré-érodés et il ne se forme pas de terrasses. **Ce contrôle lithologique perturbe ainsi fortement l'enregistrement de l'incision par les terrasses.**

○Répartition des terrasses le long du profil longitudinal

Le sommet et la base des terrasses ont été positionnés le long du profil longitudinal de la vilaine à partir d'information cartographique (fig. IV.5). Le long du profil longitudina, la géométrie et la répartition altitudinale des terrasses est variable. Les terrasses les plus basses, Fy, sont présentes tout le long de la Vilaine. Leur base est située sous les alluvions actuelles. Les moyennes terrasses, Fx, montrent des différences d'agencement à l'échelle du profil : elles sont emboîtées en amont, dans le Bassin de Rennes, tandis qu'elles sont globalement étagées en aval. Les hautes terrasses, Fw, sont toujours étagées.
On peut noter qu'il ne semble pas y avoir d'influence majeure de la connexion des affluents sur la distribution altitudinale des terrasses, mis à part peut être au niveau de la confluence entre la Vilaine et l'Oust (avant dernier affluent sur la figure IV.5)*.

---

*Au problème près de l'attribution stratigraphique des terrasses Fx de part et d'autre de la confluence Oust-Vilaine. Un surcreusement des vallées de la Vilaine du fait de la connection du bassin versant de l'Oust ne peut pas être testé actuellement. Pour cela, il serait nécessaire de connaitre précisément la forme du profil longitudinal sur le socle, masquée par les alluvions actuelles.

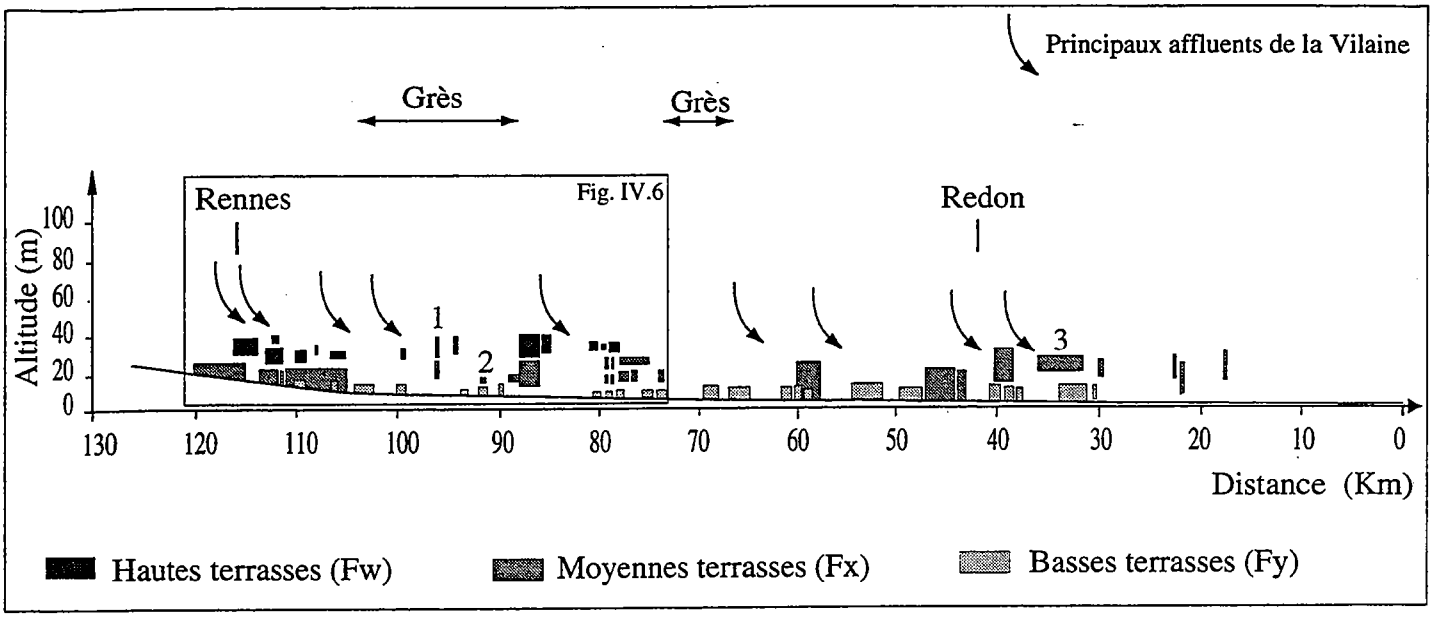


Figure IV.5 Profil longitudinal actuel de la Vilaine et répartition altitudinale des terrases associées. Les numéros indiquent la localisation des terrasses citées dans le texte : 1-St Malo de Phily (Fw) , 2- Le Mortier (Fy) et 3- l'Abreuvoir (Fx).

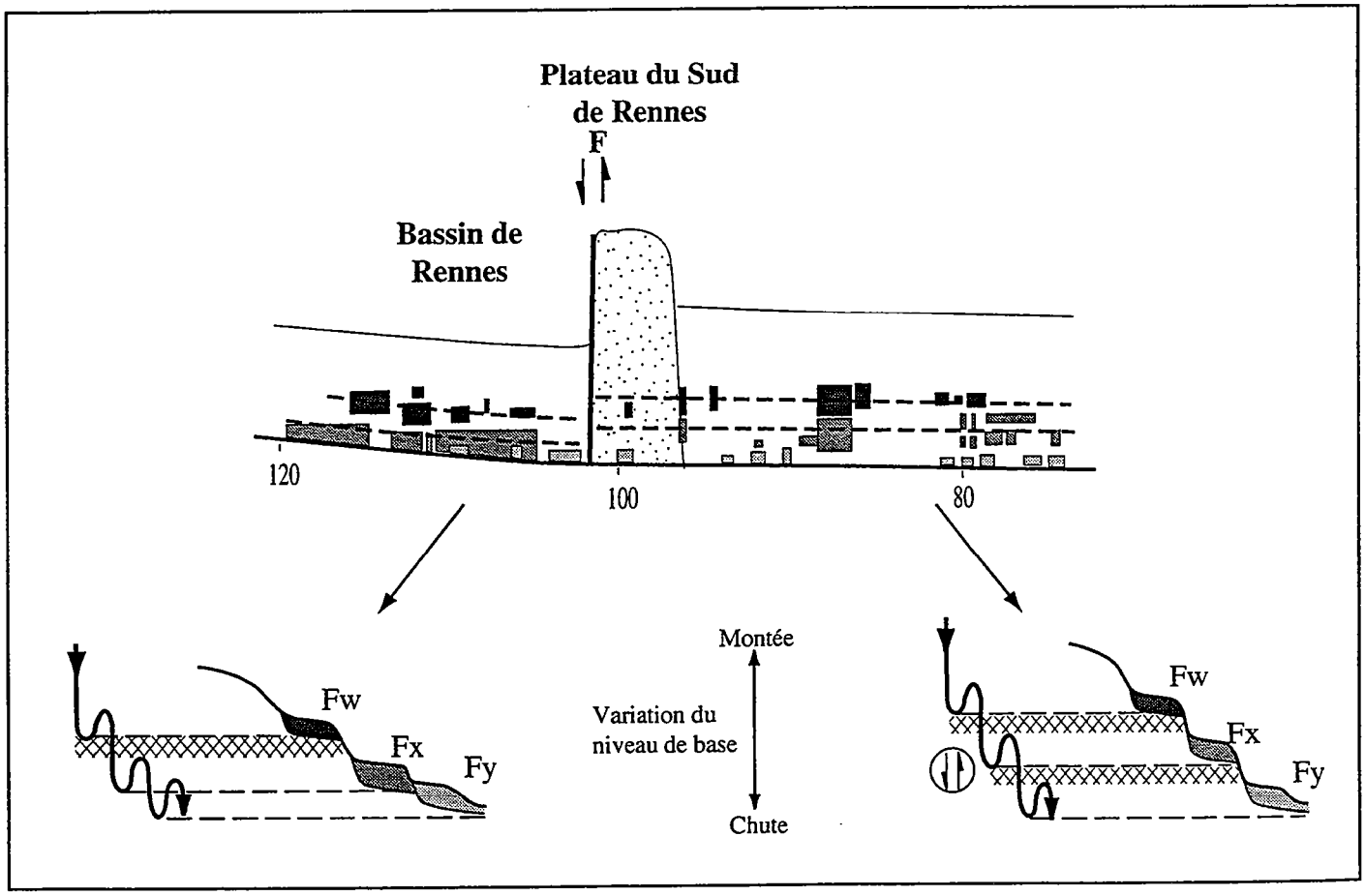


Figure IV.6 Répartition altitudinale des terrasses entre le Bassin de Rennes et le Plateau du Sud de Rennes (cf. localisation sur la figure IV.5). Dans ces deux secteurs, deux chutes du niveau de base majeures sont enregistrées par les terrasses (diagrammes du bas). La première (entre Fw et Fx) est identique dans les deux cas et les terrasses sont étagées. Par contre, les terrasses Fx et Fy sont emboitées dans le Bassin de Rennes tandis qu'elles sont étagées au sud. La deuxième chute du niveau de base a donc une intensité différente selon le secteur considéré. Ceci implique l'existence de mouvements verticaux sur la faille de Pont-Réan après le dépot des terrasses Fx. Les lignes pointillées schématisent la position des paléo-profils longitudinaux.

Un point remarquable est la disposition des terrasses de part et d'autre de la zone de failles de Pont-Réan (fig. IV.4 et IV.6). En amont, dans le Bassin de Rennes (socle composé de schistes), les terrasses sont disposées selon une bande de plusieurs kilomètres de larges de part et d'autre du cours actuel et il n'existe qu'une seule terrasse étagée (Fw). Par contre, au Sud du Bassin de Rennes et du Plateau du Sud de Rennes ou nous avons vu qu'il existe des effets lithologiques sur la répartition des terrasses, les deux terrasses supérieures (Fw et Fx) sont étagées et elles sont resserrées le long du cours actuel (cf. fig. IV.4; la lithologie du socle est la même que dans le Bassin de Rennes). A partir de ces géométries, une reconstitution schématique des variations du niveau de base peut être présentée (fig. IV.6). Dans ce schéma, la quantité d'incision enregistrée par les terrasses n'est pas identique entre ces deux secteurs, plus précisément après le dépôt des moyennes terrasses (Fx) : il n'y a pas eu d'incision du socle entre Fx et Fy dans le Bassin de Rennes tandis que les terrasses Fx et le socle ont été clairement incisées au sud.

On a donc sur une petite section de profil longitudinal, la succession de terrasses emboîtées en amont puis de terrasses étagées en aval, séparées par une zone de failles. Ceci indique qu'il y a eu des mouvements verticaux le long de la faille de Pont-Réan durant l'incision de la Vilaine (après le dépôt des sédiments des moyennes terrasses Fx), avec une surrection du bloc situé au sud. Cette tectonique enregistrée par les terrasses avait été montrée auparavant par Meynier (1947). La quantité de mouvement vertical enregistrée par la disposition des terrasses est faible, de l'ordre de la dizaine de mètres; une partie de l'incision du Plateau du Sud de Rennes par la Vilaine est cependant d'origine tectonique, selon un processus de surimposition. Faute d'enregistrement sous forme de terrasses, l'existence de mouvements verticaux antérieurs aux terrasses Fw ne peut pas être discuté; ils ne sont cependant pas à exclure.

○Les dépôts associés aux terrasses

Les dépôts sédimentaires associés aux terrasses peuvent avoir des épaisseurs importantes, pluri-métriques. Leur granulométrie est élevée, depuis des sables grossiers jusqu'à des galets, avec la présence relativement fréquente de blocs de grande taille, métriques. Les sables fins sont rares; les silts et les argiles sont inexistants.

La nature pétrographique des éléments est extrêmement variables et selon les localités pratiquement toutes les lithologies du socle armoricain y sont représentées : grès, schistes, granites, cuirasses ferrugineuses, etc.... Les galets de quartz sont omniprésents et leur degré d'usure est élevé comparé aux autres éléments, généralement anguleux. L'observation montre qu'il existe une variation dans la composition des éléments depuis les hautes jusqu'au basses terrasses. Les hautes terrasses sont généralement composées en grande majorité de galets de quartz, assez usés. La proportion de fragments de socle peu usés augmente dans les moyennes puis dans les basses terrasses. Le contenu pétrographique des terrasses diffère donc fondamentalement des dépôts Pliocène, composés à plus de 90 % de quartz. Les études

morphoscopiques et granulométriques de la fraction sableuse des terrasses effectuées par Jigorel (1978) ont également montré que leurs caractères sont différents des sables contenus dans les formations Pliocène.
L'ensemble de ces données montrent que les sédiments présents dans les terrasses sont issus de l'érosion du socle durant l'incision des vallées. Ils ne dérivent pas du remaniement des formations Pliocène comme l'ont proposé Milon et Sire (1931). Ceci confirme que la vallée de la Vilaine a bien été creusée durant le Pléistocène (âge des terrasses); ce n'est pas une vallée antérieure, anté-Oligocène par exemple (voir chapitre II), ennoyée durant les transgressions du Tertiaire (Guilcher, 1948). Ces observations ne sont pas limitées à la Vilaine et peuvent être élargies à l'ensemble des terrasses bretonnes.

Les principaux faciès rencontrés dans les dépôts des terrasses sont décrits ci-dessous, la nomenclature adoptée étant celle de Miall (1996).

❍ **Gm** : graviers et galets non-jointifs (matrix-supported ou conglomérats à matrice dominante), emballés dans une matrice composée principalement de sables moyens à grossiers, sans structure interne. Les éléments ne sont ni orientés ni classés et des blocs métriques leur sont fréquemment associés.

❍ **Gp, Gt** : graviers et galets jointifs, (clast-supported ou conglomérats à éléments jointifs), emballés dans une matrice composée principalement de sables moyens à grossiers. Les éléments sont orientés et forment des litages obliques tabulaires (Gp) ou arqués (Gt). Ces structures sont de grande taille et forment des unités décimétriques.

❍ **Sm** : sables moyens à grossiers et graviers contenant fréquemment des galets dispersés dans la masse. Ils sont globalement peu structurés mais peuvent présenter une organisation frustre.

❍ **Sp, St** : sables moyens à grossiers et graviers bien classés, formant des litages obliques tabulaires (Sp) ou arqués (St), granoclassés ou non. Ces litages forment des corps métriques.

Les relations entre ces faciès sont représentées ci-dessous pour deux terrasses de la Vilaine : la terrasse du Mortier* , et la terrasse de l'Abreuvoir** (cf. localisations sur les figures IV.4 et IV.5).

---

* étudiée en collaboration avec S. Bourquin et O. Serrano, Géosciences Rennes

** étudiée en collaboration avec L. Barrier et O. Broucke, stage de magistère ENS Lyon.

DESCRIPTION DES TERRASSES DE L'ABREUVOIR ET DU MORTIER

La terrasse de l'Abreuvoir, située au sud de Redon, est une moyenne terrasse, étagée, sa base étant située à environ 25 m au dessus du cours actuel de la Vilaine. Des anciennes exploitations dans lesquelles des fronts de taille de quelques mètres de haut sont conservés, permettent d'observer de belles coupes (que l'on pourrait qualifier d'exceptionnelles pour le Massif Armoricain) : figure IV.7. De bas en haut, trois unités y ont été distinguées (fig. IV.9).

L'unité basale (unité I) est composée de conglomérats à galets non jointifs (faciès Gm). Vers son sommet, et en passage latéral, les galets sont orientés et forment des litages obliques arqués (faciès Gt). Sur la coupe étudiée, l'ensemble de cette unité a une épaisseur métrique. Latéralement, sur une coupe voisine, elle a une puissance d'environ 4m (faciès Gt).

L'unité II est composée de sables moyens à grossiers et de graviers (faciès Sm). Une structuration en litage oblique de grandes dimensions est soulignée localement par des niveaux de galets. Il existe localement des structures en auge à base érosive comblées par des faciès St ou Sp.

L'unité supérieure (unité III) est composée d'un enchevètrement de chenaux à base érosive formés par les faciès St ou Sp.

Cette succession est tronquée à son sommet par une nouvelle unité de type I.

La terrasse du Mortier (fig. IV.8 et IV.9), située au sud de Bourg des Comptes est une basse terrasse. Quatre unités y ont été distinguées.

L'unité basale (unité I) est représentée par un conglomérat à éléments non jointifs (faciès Gm) et contenant de nombreux galets de socle non usés.

L'unitéII est érosive sur l'unité basale. Elle est formée de chenaux métriques amalgamés, comblés par des sables moyens à grossiers et des graviers.

L'unité III est formée majoritairement de conglomérats à litages obliques arqués (Gt). Ils forment un ensemble de faisceaux progradants sur l'unité 2, séparés les uns des autres par des surfaces d'érosion internes.

L'unité IV est érosive et tronque l'unité III. Elle est formé d'une association de conglomérats et sables grossiers et de graviers organisés en chenaux (faciès St).

Dans ces terrasses, la présence de conglomérats à galets non jointifs (faciès Gm) et de sables grossiers et de graviers mal classés (Sm) est caractéristique de la mise en place d'écoulements de débris, respectivement proximaux et plus distaux. La granulométrie élevée des autres faciès et les figures sédimentaires qui y sont rencontrées (litages de courants unidirectionnels en accrétion frontale pure, sans accrétion verticale: faciès Gp, Gt, Sp et St) traduisent un mode de dépôt en traction sur le fond du chenal (bedload). Les faciès Sp et St représentent respectivement des mégarides 2D (barres hydrauliques, à crètes droites) et 3D (dunes hydrauliques, à crètes courbes).

Dans la terrasse de l'Abreuvoir (fig. IV.9), les unités I et II représentent des coulées de débris proximales puis plus distales. Dans l'unité III, l'alternance de mégarides 2D et 3D et l'absence de dépôts de débordement sont caractéristiques des rivières en tresse (Smith, 1970; Schumm, 1981; Allen et al., 1986; Germanovski et Schumm, 1993). Les mégarides 2D représentent les barres losangiques tandis que la formation des mégarides 3D résulte de le concentration du courant dans les chenaux secondaires qui ceinturent les barres losangiques. La terrasse de l'Abreuvoir représente donc un épisode massif et brutal d'apport de matériel sous forme de coulées de débris au sommet duquel se met en place une rivière en tresse.

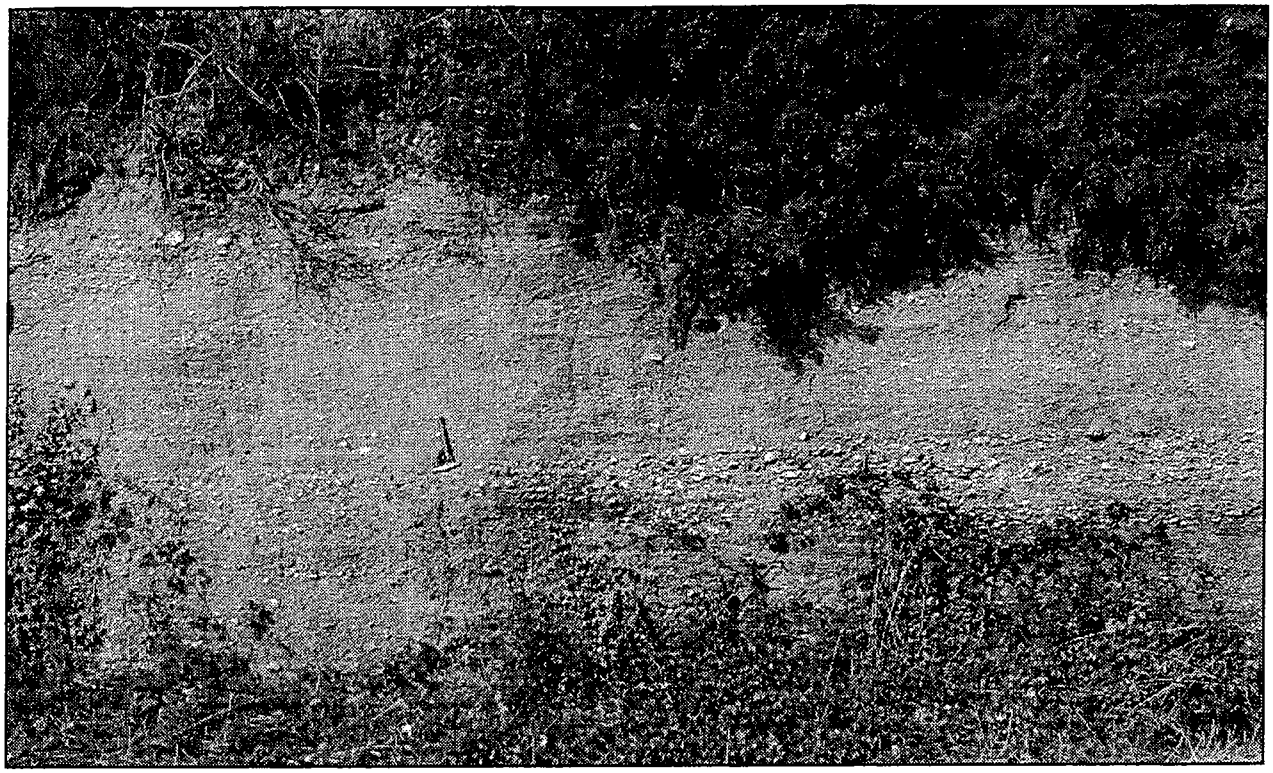


Figure IV.7 Moyenne terrasse de l'Abreuvoir (le marteau donne l'échelle)

Figure IV.8 Basse terrasse du Mortier (hauteur de la coupe : environ 1,50 m)

Comme dans la terrasse de l'Abreuvoir, la sédimentation de la terrasse du Mortier (fig. IV.9) débute par un épisode massif d'écoulement de débris. Il est érodé par un chenal principal représenté par l'unité II et sur lequel l'unité III prograde latéralement. Ses caractéristiques sont celles d'une barre d'accrétion latérale de méandre. Enfin, l'unité IV est composée d'une série de mégarides 3D formant une série de chenaux amalgamés. L'originalité de cette série sédimentaire est la présence d'une barre d'accrétion latérale composée en majorité de conglomérats. En effet, les barres d'accrétion latérale, typiques des dépôts de méandre, sont formées généralement de matériel fins transportés en suspension plutôt qu'en traction. La terrasse du Mortier ne représente donc pas une sédimentation typique de rivière à méandre. La présence d'écoulement débris et le caractère tractif de sa barre d'accrétion latérale montrent qu'il s'agit également d'une rivière en tresse, mais dont les chenaux secondaires ont un taux de sinuosité plus élevés que dans la terrasse de l'Abreuvoir.

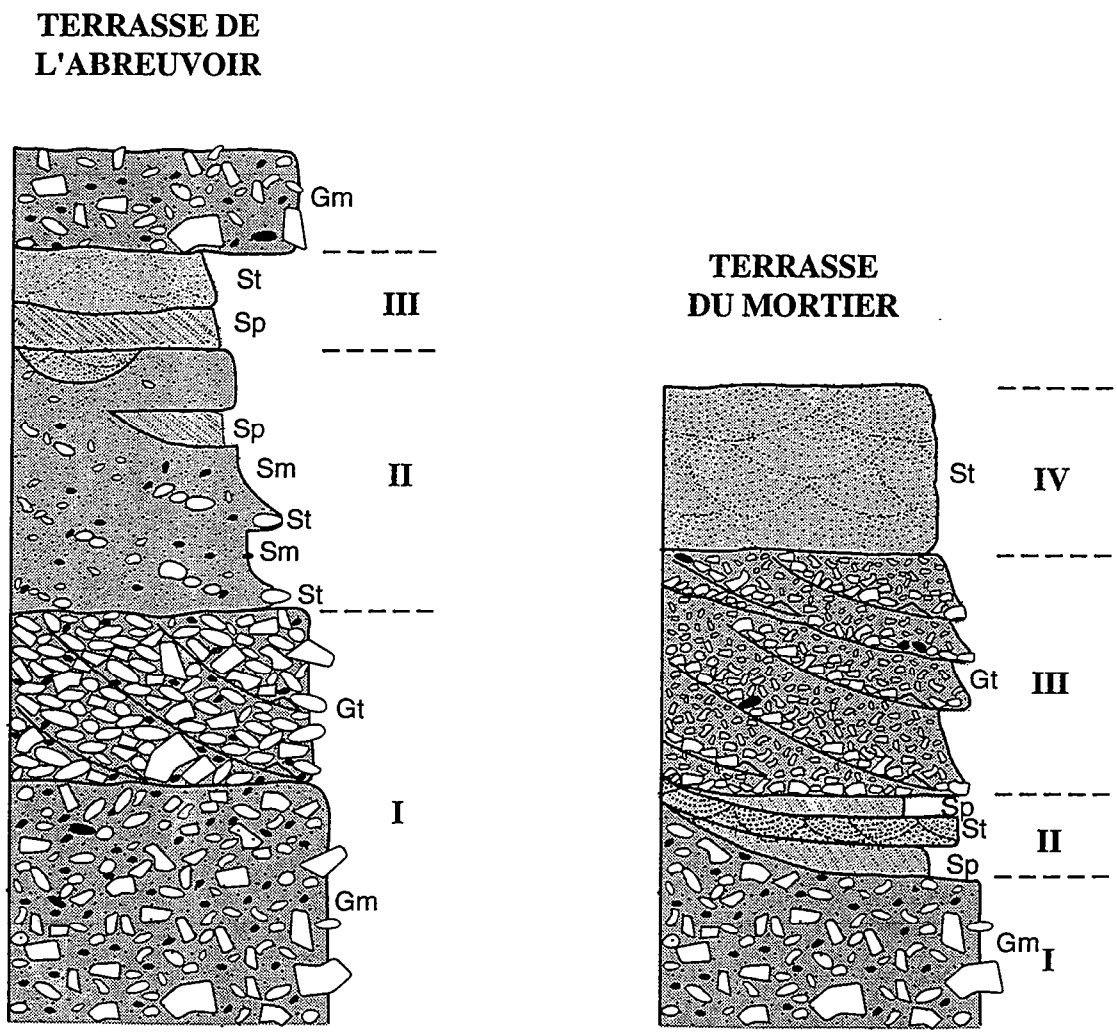


Figure IV.9 Logs synthétiques de la moyenne terrasse de l'Abreuvoir et de la basse terrasse du Mortier. L'ensemble d'une séquence I+II+III ou I+II+III+IV fait en général entre 1,50 et 2,50 m.

Les caractères généraux des terrasses de l'Abreuvoir et du Mortier sont valables pour la majeure partie des terrasses du Massif Armoricain, aux spécificités locales près. La séquence sédimentaire de base, formée d'un écoulement de débris surmonté d'une rivière en tresse peut se répéter plusieurs fois dans une même terrasse, les limites entre séquences sédimentaires étant alors des surfaces d'érosion. Plusieurs séquences sédimentaires peuvent ainsi être mises en évidence dans la même terrasse* .

1.4-Synthèse et discussion: rôles respectifs du climat, de l'eustatisme et de la tectonique dans l'évolution de la Vilaine

Les principales caractéristiques du profil longitudinal de la Vilaine sont synthétisées sur la figure IV.10. Le premier point important est que l'incision de la Vilaine s'interrompt en mer à - 50 m. En amont, plusieurs types de morphologie s'expriment le long de son profil longitudinal.

Le domaine amont (Bassin de Rennes) est un système de vallées à terrasses étagées et emboîtées. C'est un domaine en érosion, bien que faiblement comme le montre l'emboîtement des terrasses.
Vers l'aval, à partir du Plateau du Sud de Rennes et par l'intermédiaire d'une zone faillée, la Vilaine est caractérisée par un système de vallées à terrasses étagées. C'est un domaine en érosion qui est toutefois caractérisé actuellement par un comblement d'argiles Holocène.
Dans le domaine actuellement immergé, l'incision de la Vilaine se poursuit ensuite en mer sous forme de vallées comblées par des séries sédimentaires qui présentent des surfaces d'érosion internes. Ce système a une faible expression morphologique; il se termine au sommet d'une rupture de pente topographique (glacis-plaine) à l'isobathe -50 m.
Au delà de l'isobathe -50 m, il n'existe aucune incision notable. La topographie correspond à une surface d'aplanissement dépourvue d'accumulations sédimentaires récentes significatives.

---

* Ce dernier point est particulièrement important en ce qui concerne les corrélations de terrasses le long du profil longitudinal. En effet, l'existence d'une surface d'érosion interne au sein d'une terrasse peut avoir deux origines principales, auto ou allocycliques. Dans le premier cas, la surface d'érosion est liée à la dynamique propre de l'écoulement; c'est le cas par exemple d'une migration de chennaux, très fréquente dans les rivières en tresses. Ces surfaces d'érosion n'ont donc qu'une signification locale. Par contre, dans le second cas, la surface d'érosion est liée à une variation des conditions aux limites de la rivière, c'est à dire du niveau de base. Elle a donc une signification à l'échelle du profil longitudinal.
Actuellement, il n'existe pas de méthode discriminante permettant de distinguer ces surfaces d'érosion dans l'enregistrement sédimentaire d'une terrasse. Ceci limite donc grandement les possibilités de corrélations, particulièrement dans les secteurs ou il existe des terrasses emboitées.

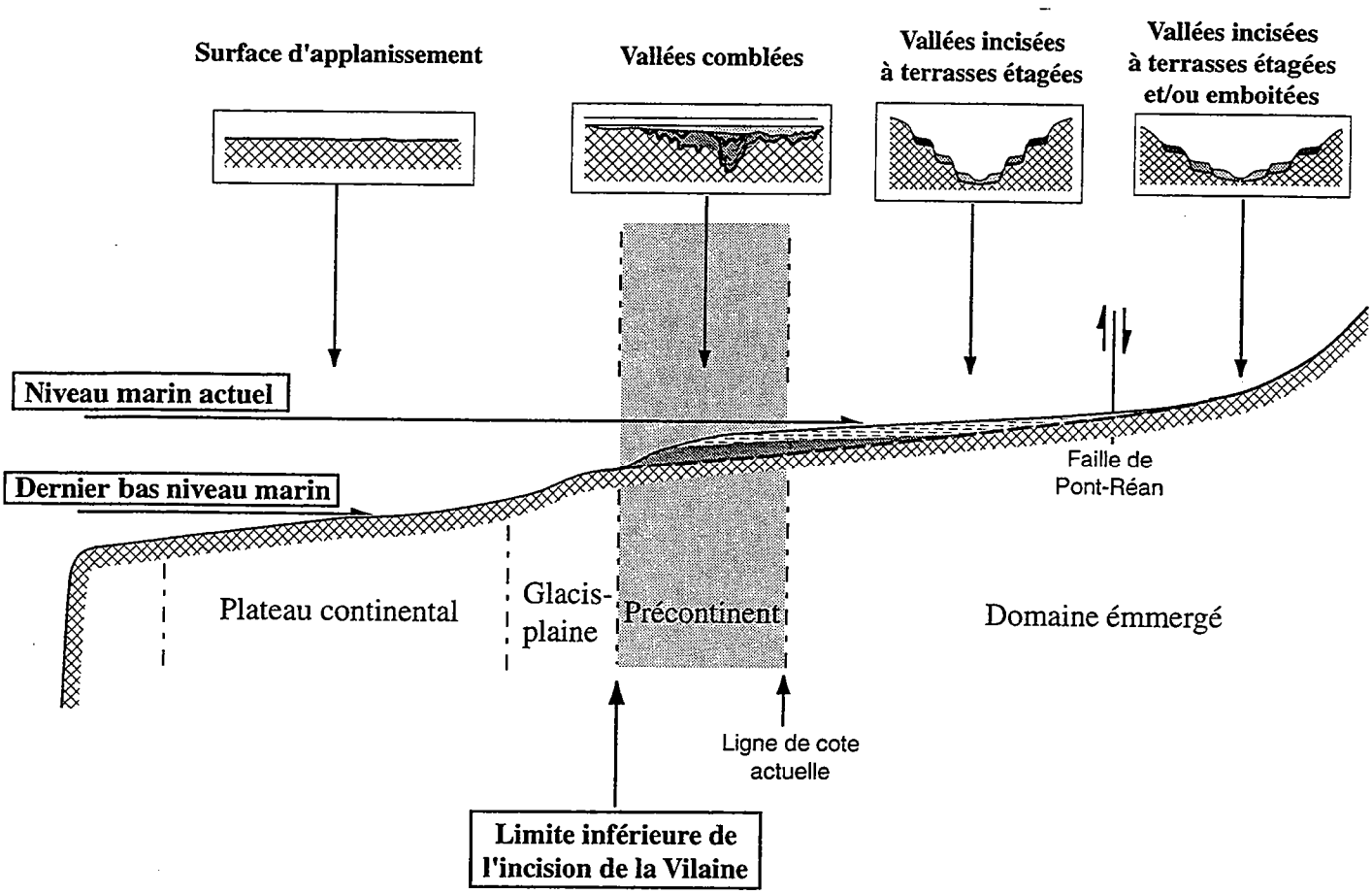


Figure IV.10 Profil longitudinal de la Vilaine et sa prolongation en mer (cf. fig. IV.3). Les variations de morphologie du relief sont représentées en encart.

Influence du climat sur le creusement des vallées : les alternances érosion/sédimentation et la formation des terrasses

L'évolution de la Vilaine est contrôlée par une chute du niveau de base comme le montre l'incision des vallées. Cependant, cette évolution érosive n'est pas linéaire dans le temps mais est caractérisée par l'existence de périodes de sédimentation. Ces dépôts, conservés sous forme de terrasses, montrent des spécificités importantes qui permettent de caractériser un mode de dépôt tractif par des rivières en tresse. Cette sédimentation contraste avec la dynamique actuelle, Holocène, caractérisée par le dépôt d'argiles, la Vilaine étant actuellement une rivière anastomosée à faiblement sinueuse.

Dans les terrasses, il n'existe pas d'influences marines, marquées par des corps sédimentaires à faciès estuairiens ou littoraux. Les sédiments des terrasses contrastent donc avec la sédimentation argileuse actuelle de la Vilaine, qui résulte de la dernière transgression (Morzadec-

Kerfourn, 1974). Ceci est valable pour la totalité du cours de la Vilaine, y compris au niveau des portions du profil longitudinal ou les effets de la marée se font sentir actuellement (terrasse de l'Abreuvoir près de Redon par exemple). **L'absence de sédimentation tidale dans les terrasses montre que ce ne sont pas des corps rétrogradants, mis en place durant les phases transgressives.**

L'étude sédimentologique des terrasses montre que ce sont des corps sédimentaires qui résultent d'écoulements en masse combinés à un transport tractif par des rivières en tresses. L'existence de rivières en tresse est reliée à deux causes principales : (1) des pentes de profils longitudinaux très élevées et (2) des flux d'eau et de matière très élevés (Schumm, 1981; voir figure I.6). L'importance du facteur pente a été mis en évidence principalement dans les modélisations analogiques (Schumm *et al.*, 1987). A lui seul, il n'est cependant pas discriminant et c'est la combinaison de la pente et du flux d'eau qui semble être la plus importante* (fig. IV.11).

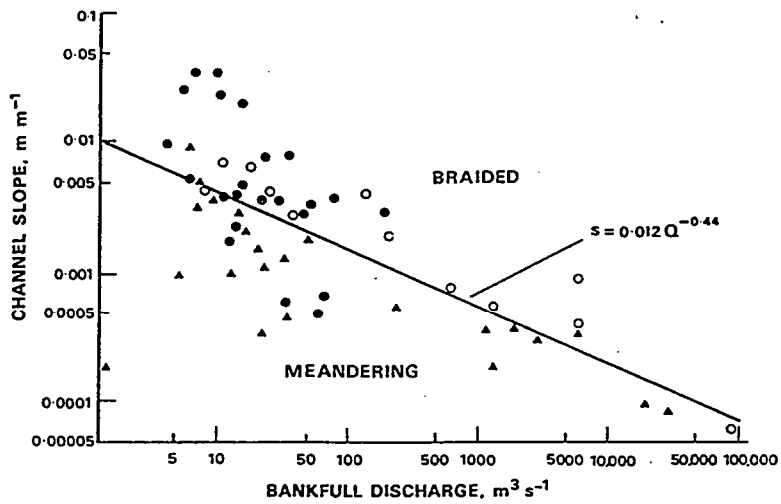


Figure IV.11 Distribution des systèmes fluviatiles en tresse (braided) et méandriformes (meandering) d'après la relation entre la pente et le débit des cours d'eau (Léopold et Wolman, 1957).

Pour la Vilaine, il est raisonnable d'écarter l'hypothèse de l'existence de fortes pentes du profil longitudinal pour expliquer la spécificité des corps sédimentaires associés aux terrasses. En effet, cela impliquerait l'existence d'alternances de périodes de faibles et de fortes pentes du profil longitudinal, les systèmes en tresse étant associés aux périodes à fortes pentes. De telles

*Le profil longitudinal de la Vilaine a un gradient de 0.16‰ si l'on considère un profil linéaire entre Rennes et l'embouchure actuelle. Pour le profil établi sur le socle, il est de 0.4‰. A titre de comparaison, le Gange au niveau de Patna a un écoulement en tresse pour un gradient de 0.6‰ (Léopold et Wolman, 1957), peu différent de la Vilaine.

oscillations dans la forme du profil longitudinal ne sont pas réalistes. C'est donc principalement l'existence de flux d'eau beaucoup plus élevés qu'à l'actuel qui permet de rendre compte de la dynamique de ces dépôts. A ces flux d'eau importants est associée une charge solide qui est elle aussi atypique par rapport au régime hydrologique actuel, tant par la quantité de matière mise en jeu que par sa granulométrie élevée.

La dynamique des dépôts étudiés étant contrôlée par de fortes variations de flux d'eau et de matière, ce sont principalement des fluctuations climatiques qui sont mises en évidence dans la sédimentation des terrasses. Ce sont ce que Tricart (1947) a défini comme des terrasses climatiques* : figure IV.12 (voir également Bull, 1990 et la figure I.7).

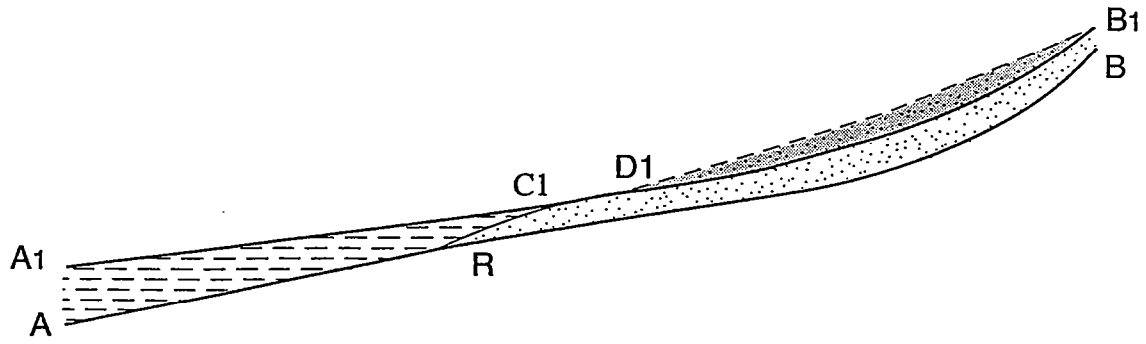


Figure IV.12 Formation d'une terrasse climatique, selon Tricart (1947).
En période de glaciation et de bas niveau marin, la rivière est en sédimentation dans sa partie amont (remplissage périglaciaire R-B : zone en pointillés) tandis que sa partie aval est en érosion (A-R). Ces deux sections sont séparées par une rupture de pente (R).
En période interglaciaire, il se rétablit un nouveau profil d'équilibre par rapport à l'altitude du nouveau niveau marin. Pour cela, la rivière alluvionne dans sa partie aval (A1-C1 : zone en tiretés). De C1 à D1, le sommet du remplissage périglaciare est tangeant au niveau profil longitudinal; la rivière est en équilibre. De D1 à B1, le remplisage périglaciaire a une pente trop forte; sa partie sommitale est érodée (zone grisée) afin que la rivière retrouve son profil d'équilibre. Cette section D1-B1 correspond à la zone de formation de terrasses.

Durant le Pléistocène, le Massif Armoricain a été influencé par les fortes variations climatiques liées aux alternances de périodes glaciaires et interglaciaires de l'hémisphère nord. Celles-ci sont caractérisées principalement par de fortes variations des quantités de précipitation et de la température moyenne, telles que caractérisées à partir de l'enregistrement sédimentaire de la Grande-Pile et des Echets par exemple (Guiot *et al.*, 1989).

* Il est important de noter que selon la définition de Tricart (1947), l'attribution du terme climatique à une terrasse s'applique à partir du moment ou un remplissage sédimentaire est incisé du fait d'un changement des conditions hydrologiques. Ce terme ne s'applique pas aux causes du remplissage sédimentaire lui-même tel que nous le caractérisons ici et tel que défini par Bull (1990). Ce dernier parle alors de surfaces d'aggradation climatiques.

RECONSTITUTIONS CLIMATIQUES DU DERNIER CYCLE GLACIAIRE

Les reconstitutions climatiques du dernier cycle glaciaire (interglaciaire Eémien et glaciation Weichsélienne) effectuées par exemple à partir des données de palynologie en milieux lacustres dans l'est de la France (La Grande-Pile et les Echets : Guiot *et al.*, 1989) montrent des chutes progressives de la température moyenne et de la quantité de précipitations annuelles à partir de 110 000 ans, ces chutes culminant lors du dernier maximum glaciaire il y a 18 000 ans : fig. IV. 13. La température moyenne et la quantité de précipitations annuelles remontent ensuite rapidement jusqu'à l'actuel. Il existe donc une bonne adéquation entre les variations de température et les variations de précipitations. A ces variations à long terme se superposent des variations à plus hautes fréquences (interstades), caractérisées par une augmentation de la température et des précipitations tel qu'entre 104 000 et 94 000 ans (St Germain I : stade isotopique 5c) et entre 84 000 et 72 000ans (St Germain II : stade isotopique 5a).

A ces variations de flux d'eau d'origine climatique, une originalité du Massif Armoricain durant le Pléistocène a été sa position en domaine périglaciaire, en bordure de l'Inlandsis. Cette situation a de nombreuses conséquences géomorphologiques, en particulier du fait de l'installation d'un pergélisol (Van Vliet Lanoe, 1995). L'existence d'un pergélisol sur le Massif Armoricain est attestée par la présence de traces de gels (chap. II, §3.4). Ceci modifie profondément la structure du substrat du fait de l'augmentation du volume de l'eau liée à la transition liquide-solide et des alternances gel-dégel. Cette modification de la structure, associée à un stockage important d'eau sous forme de glace ont des conséquences importantes sur les processus d'érosion des pentes. En particulier, durant les périodes de dégel, qu'elles soient saisonnières ou liées aux variations climatiques, les processus de solifluxion vont être particulièrement actifs sur les versants. L'initiation et la cinétique des mouvements de solifluxion dépendent principalement de la quantité de glace dans le sol et de la vitesse à laquelle elle fond plutôt que de la valeur de la pente (Selby, 1993). La solifluxion peut ainsi se déclencher sur des pentes aussi faibles que 1.5°; en milieu non montagneux, la vitesse des mouvements de solifluxion est typiquement de l'ordre de 10 à 20 mm/an (Selby, 1993).

Ainsi, à partir de ces données, un modèle de formation des terrasses peut être proposé, lié principalement aux variations climatiques (fig. IV.14) :

➡ <u>stade 1 : déstabilisation des versants et solifluxion</u>.

Dans un premier temps, il est possible de relier les écoulements de débris que l'on trouve à la base des terrasses aux processus de solifluxion des versants. Ceci est conforté par le faible degré d'usure des galets de socle, indiquant une faible distance de transport. Cette érosion des versants peut se produire selon différentes échelles de temps, reflétant les échelles de variations

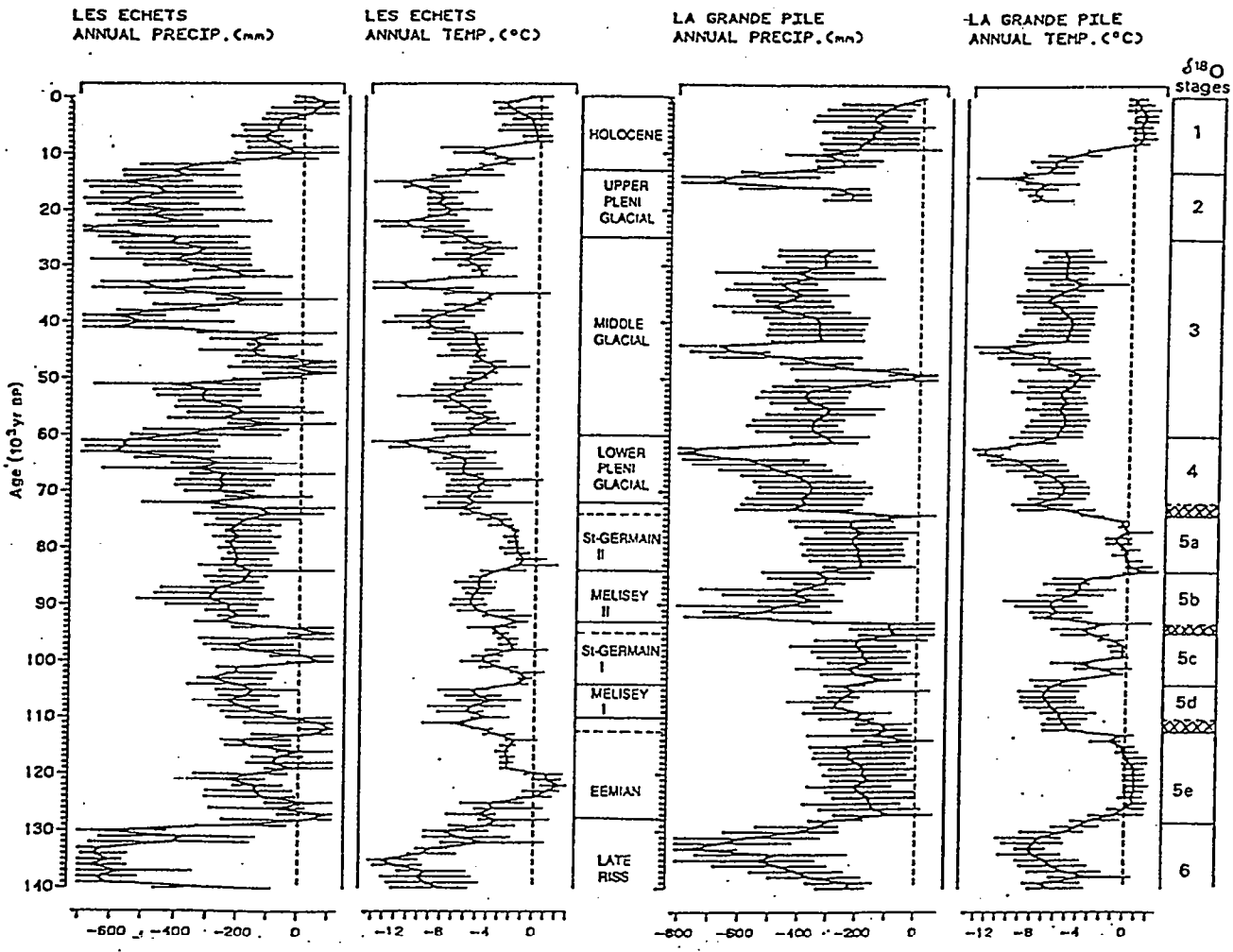


FIG. 3 Reconstruction of variations in annual total precipitation and mean temperature, expressed as deviations from the modern values (1,080 mm and 9.5 °C for La Grande Pile, 800 mm and 11 °C for Les Echets). The error bars are computed by simulation. The vertical axis is obtained by line interpolation from the dates indicated in Fig. 2.

Figure IV.13 Reconstitution des variations de précipitations annuelles totales et des températures annuelles moyennes du dernier cycle glaciaire d'après l'étude palynologiques des dépots lacustres des Echets et de la Grande Pile (d'après Guiot et al., 1989). A la fin de l'Eemien, le début de la dernière période glaciaire est marquée par une diminution des températures et des précipitations qui s'accentue jusqu'au maximum glaciaire il y a 18 000 ans. Les épisodes St Germain I et II correspondent à des interstades plus chauds et plus humides.

de température : à l'échelle de la saison, ce sont des petits mouvements individuels sur les versants qui vont se produire, tandis que l'érosion significative des versants se produit probablement dans les périodes de fonte majeure du pergélisol, c'est à dire pendant le réchauffement climatique des interstades et des interglaciaires.

➡ stade 2 : solifluxion et écoulements en tresse

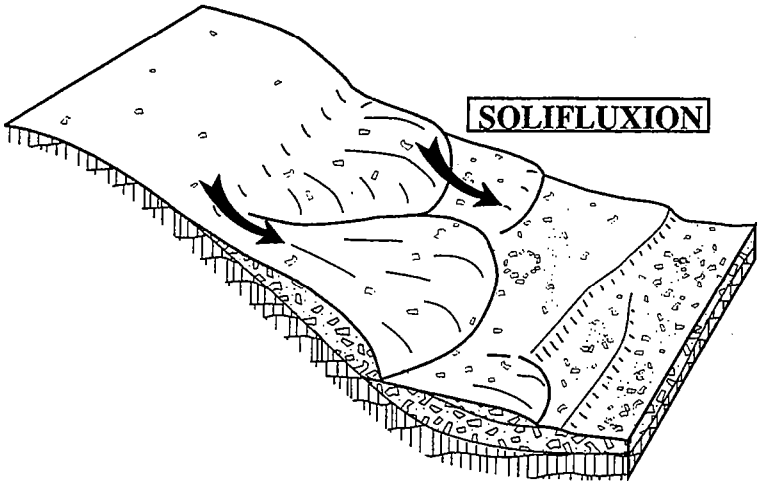
Parallèlement à la déstabilisation des versants, l'augmentation des précipitations et la fonte du pergélisol vont augmenter le débit des cours d'eau. Dans les terrasses, il existe fréquemment des passages progressifs entre les écoulements en masse et les écoulements en tresse. On peut donc proposer que l'augmentation progressive du débit des cours d'eau, en liaison avec des apports continus des versants, va entraîner une mobilisation progressive du matériel soliflué par des rivières en tresse. La présence actuelle de coulées de débris à la base des terrasses indique qu'elles ne sont pas entièrement mobilisées par les cours d'eau. Ceci suggère (1) qu'il existe un léger décalage dans le temps entre le début de la solifluxion des versants et le fonctionnement des rivières en tresse et/ou (2) que les rivières n'ont pas une capacité suffisante pour mobiliser la totalité du matériel issu des versants.

➡ stade 3 : arrêt des apports de versants et incision fluviatile

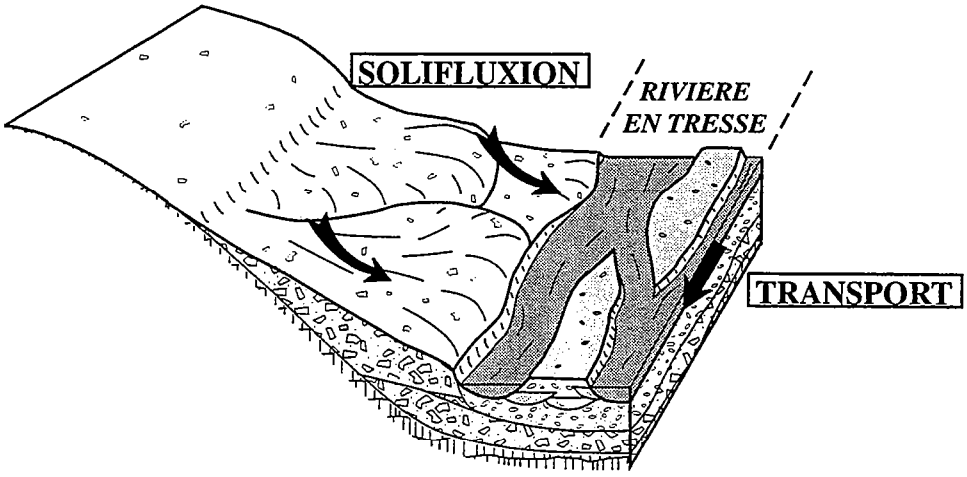
Enfin, la diminution des apports de versants entraîne une baisse de la charge solide des cours d'eau. Comme l'ont montré expérimentalement Germanovsky et Schumm (1993), la diminution de la charge solide d'une rivière en tresse provoque sa dégradation et son incision. Nous proposons donc que c'est l'arrêt des apports de versants dans le thalweg, avec éventuellement l'augmentation continuelle du débit du cours d'eau, qui provoque l'incision et la formation des terrasses. Ceci est en accord avec les modèles de formation de terrasses proposés par Tricart (1948) ou Bull (1990).

Dans ce modèle, la formation des dépôts sédimentaires associés aux terrasses intervient sur une période très courte, lors d'un changement climatique. Leur incision et la formation des terrasses proprement dites se produit en période interglaciaire quand les processus de solifluxion sont inefficaces et que la quantité de précipitation augmente. Ce modèle est en accord avec ce qui a été décrit par Lefebvre *et al.* (1994) pour le fonctionnement de la Seine moyenne. En revanche pour la basse Seine et la Somme, l'incision fluviatile se produirait durant les périodes froides (Lefebvre *et al.* 1994). Ces auteurs attribuent ces différences de comportement aux spécificités hydrauliques de ces différentes sections de cours d'eau, sans toutefois en préciser les mécanismes.

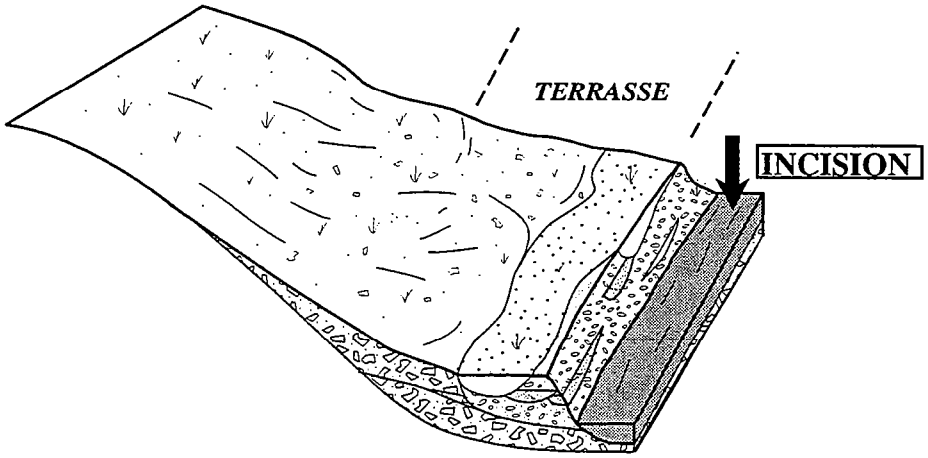
STADE 1 - DESTABILISATION DES VERSANTS ET SOLIFLUXION



STADE 2 - SOLIFLUXION ET ECOULEMENTS EN TRESSE



STADE 3 - ARRET DES APPORTS DE VERSANTS / INCISION



Rivière en tresse Coulée de débris Pergélisol

Figure IV.14 Modèle d'érosion des vallées et de formation des terrasses (cf. texte).

Dans notre schéma, la formation des dépôts sédimentaires peut donc se produire lors d'une transition glaciaire-interglaciaire, mais également lors d'un bref réchauffement climatique durant une période glaciaire (tels que les épisodes St Germain I et II par exemple : figure IV.13). Par contre, l'incision fluviatile ne peut se produire qu'après une transition glaciaire-interglaciaire quand le flux d'eau est assez important et que le flux de matière diminue. En effet, à la suite d'un petit réchauffement d'une période glaciaire, les quantités de précipitation diminuent à nouveau et ne peuvent donc pas conduire à l'incision des dépôts et à la formation des terrasses proprement dites. Dans ce modèle, l'incision fluviatile est donc inefficace durant les périodes glaciaires. C'est en dehors des maximas de glaciation que les rivières peuvent inciser, en fonction de la position de leur niveau de base.

❍ *Variations du niveau de base et influences respectives de l'eustatisme et de la tectonique dans l'évolution de la Vilaine*

Durant le Quaternaire, les oscillations du niveau marin d'origine glacio-isostatique ont été importantes et le littoral a au moins été jusqu'à - 120 m (Fairbanks, 1989). On peut donc s'attendre à un creusement des vallées en réponse à ces chutes du niveau de base.
Le long du profil de la Vilaine, l'enchainement des morphologies (fig. IV.10) montre qu'il n'existe pas de creusement de vallées au-delà de l'isobathe -50 m. En amont, entre - 50 m et le littoral actuel, il existe un système de paléo-vallées scellées par des dépôts Holocène. Dans ces vallées, plusieurs phases d'incision peuvent être mises en évidence sous forme de surfaces d'érosion internes (fig. IV.2), mais elles ne recoupent jamais le thalweg initial. Ces vallées ont en outre une taille inférieure aux vallées terrestres.
Il existe donc un fort contraste entre la Vilaine à terre, caractérisée par des vallées ayant des terrasses étagées et la Vilaine en mer, où les vallées sont comblées par un système qui peut être qualifié de terrasses emboîtées. Dans cette dernière section du profil, les variations glacio-eustatiques de haute fréquence et de forte amplitude, ayant pu atteindre - 120 m, n'ont pas conduit à la formation des terrasses étagées. En mer, il n'y a donc eu qu'une seule phase d'incision du socle, celle qui est à l'origine du thalweg observable en sismique. Les chutes glacio-eustatiques ultérieures n'ont fait que remanier les sédiments qui y étaient préservés, sans les ré-inciser entièrement. Si ces chutes eustatiques n'ont pas eu d'effets sur le creusement des vallées en mer, il en est donc probablement de même à terre.
Cette absence d'incision lors des chutes glacio-eustatiques peut s'expliquer par le fait que ces variations sont trop rapides par rapport aux temps de réponse des systèmes fluviatiles s'écoulant sur le socle (Schumm, 1993; Blum et Salvatore Valastro, 1994; Leigh et Feeney, 1995). Ces chutes eustatiques sont en outre contemporaines de périodes glaciaires pendant lesquelles notre

modèle de formation des terrasses indique que les systèmes fluviatiles sont déconnectés des variations du niveau de base.
La mise en évidence de la faible efficacité des variations glacio-eustatiques à hautes fréquences et de fortes amplitudes sur le creusement des vallées dans le socle rejoint les conclusions récentes de Schumm (1993), de Blum et Salvatore Valastro (1994) et de Leigh et Feeney (1995). Les variations de niveau de base à hautes fréquences, de l'ordre de 10^4 ans, jouent probablement un rôle sur le fonctionnement des systèmes alluviaux et éventuellement sur la formation de terrasses emboîtées. Par contre, l'incision des vallées dans le socle est contrôlée par des échelles de temps supérieures.

L'ensemble des études effectuées sur la Vilaine ont permis de mettre en évidence un contrôle tectonique sur l'étagement des terrasses, aussi bien du fait des ruptures de surface (faille de Pont-Réan) que de la déformation à grande longueur d'onde (incision différentielle de l'Oust et de la Vilaine : cf. chapitre III). Dans ce dernier cas, les différences d'étagement de terrasses sont directement liées à la différence de surrection de l'Oust par rapport à la Vilaine. Ces deux exemples montrent que les mouvements verticaux ont une importance de premier ordre dans l'incision des vallées et la formation des terrasses étagées.

Enfin, l'influence des chutes eustatiques de moyenne fréquence, de l'ordre de 10^5 à 10^6 ans est difficile à reconnaître. Dans le Bassin de Rennes, certaines terrasses sont emboîtées alors qu'elles sont étagées en aval du fait d'un contrôle tectonique par la faille de Pont-Réan. Si l'on admet que le Bassin de Rennes est resté stable, cela signifierait donc que ces variations eustatiques à long terme n'ont pas à elles seules jouées de rôle dans l'étagement des terrasses. Cependant, il n'existe pas d'arguments qui permettent de soutenir cette hypothèse. En particulier, on ne peut pas écarter une légère subsidence de ce secteur qui aurait pu avoir comme conséquence de limiter l'intensité de la chute du niveau marin relatif et par conséquent d'empêcher la formation de terrasse étagées.

1.5-Conclusions à l'étude du profil longitudinal de la Vilaine

En conclusion à l'étude da la Vilaine, nous montrons que les mouvements verticaux ont une importance de premier ordre dans l'incision du socle. Les chutes glacio-eustatiques semblent sans effets sur cette évolution, du fait probablement des temps de réponse très longs des systèmes fluviatiles s'écoulant sur le socle, mais également du fait de l'arrêt de l'incision durant les périodes glaciaires, les rivières étant déconnectées du niveau de base pendant ces périodes. L'incision fluviatile est donc fondamentalement discontinue dans le temps, marquée par des périodes de sédimentation d'origine climatique.

La suite de ce chapitre va être consacrée à la description de l'état de développement actuel des autres bassins versants bretons. Leure dynamique, déduite de ces caractéristiques, sera discutée dans le chapitre suivant.

2-LES BASSINS VERSANTS DE L'OUST ET DU BLAVET

Les bassins versants de l'Oust et du Blavet sont situés sur le flanc sud du Plateau Ouest Armoricain (fig. IV.15). L'Oust a été décrit précédemment au chapitre III, mais nous présentons ici quelques éléments supplémentaires, qui permettent de compléter la caractérisation de son évolution érosive.

2.1-La topographie

La topographie érodée par les bassins versants du Blavet et de l'Oust peut être subdivisée en trois domaines Nord, Médian et Sud (fig. IV.15).

❍ Le domaine Nord (I fig. IV.15) est un plateau situé à des altitudes élevées (> 200 m) dans lequel les vallées sont peu marquées. Ceci est particulièrement net pour toute la partie amont du bassin versant du Blavet. Sur l'Oust, cette zone de plateau a une extension plus limitée et est réduite à un petit secteur en amont du bassin versant.
Ce plateau est composé principalement de schistes (Carbonifère du bassin de Chateaulin) et de granites, ces derniers étant en relief sur le plateau (fig IV.15 et IV.16.a).

Actuellement, il n'existe pas de connaissances cartographiques des formations superficielles de cette région. Des profils d'altération importants de schistes peuvent être observés ponctuellement, au Nord du lac de Guerlédan par exemple (fig IV.17). Les profils observés correspondent à des isaltérites de schistes, ces derniers étant kaolinisés et quelquefois surmontées de blocs de silcrètes. Des profils de kaolinisation importants ont également été observés dans cette région par Janine Estéoule-Choux (St Tréphine, St Gelven; comm. pers.). Ils sont attribués à la période d'altération Paléocène-Eocène.

La présence de schistes kaolinisés et la texture particulière de la topographie de cette zone (fig IV.15), permettent de définir ici un plateau dont on peut raisonnablement affirmer qu'il est profondément altéré. C'est ce que nous définissons comme une portion préservée du Plateau Ouest Armoricain *sensus stricto*.

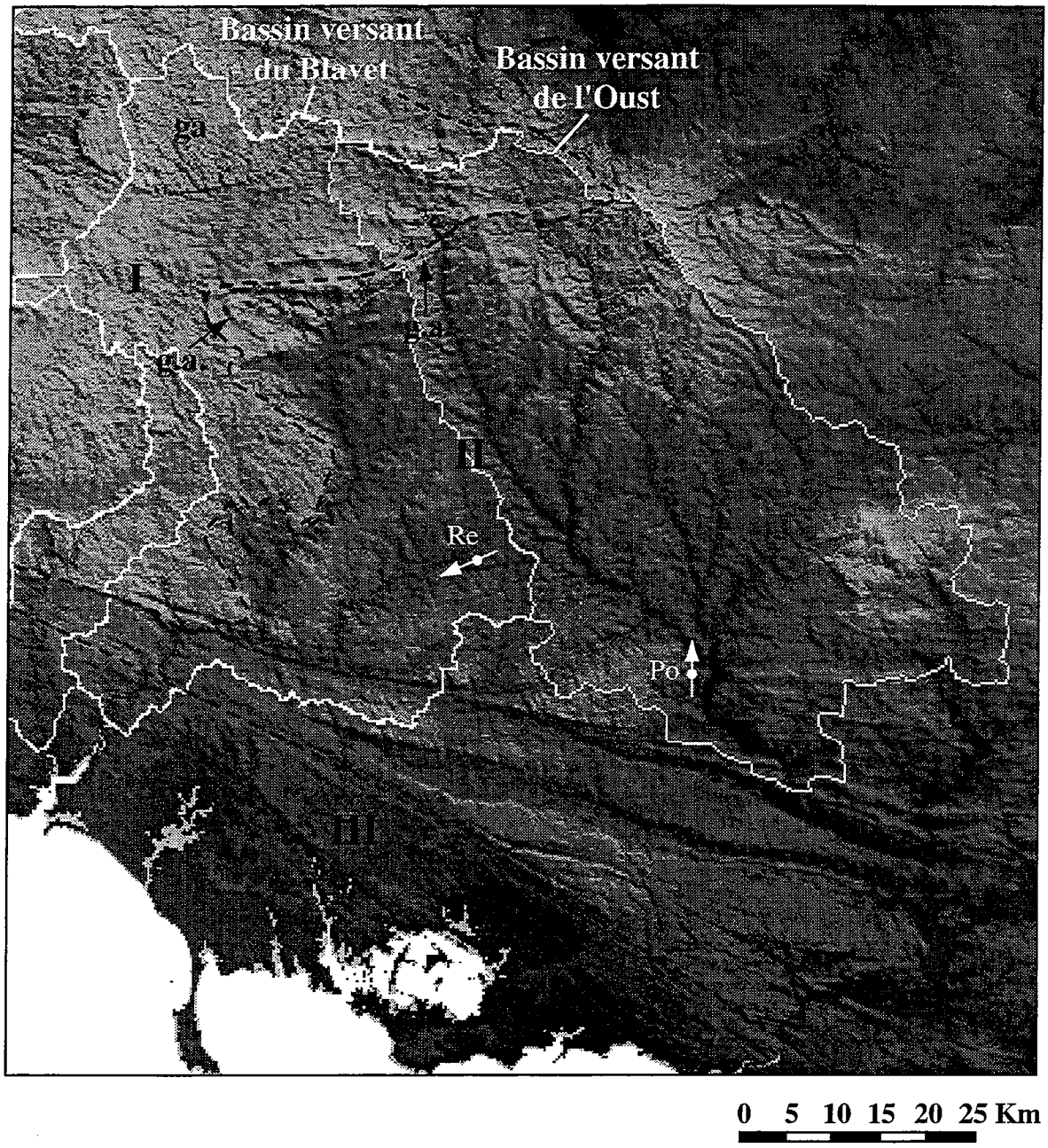
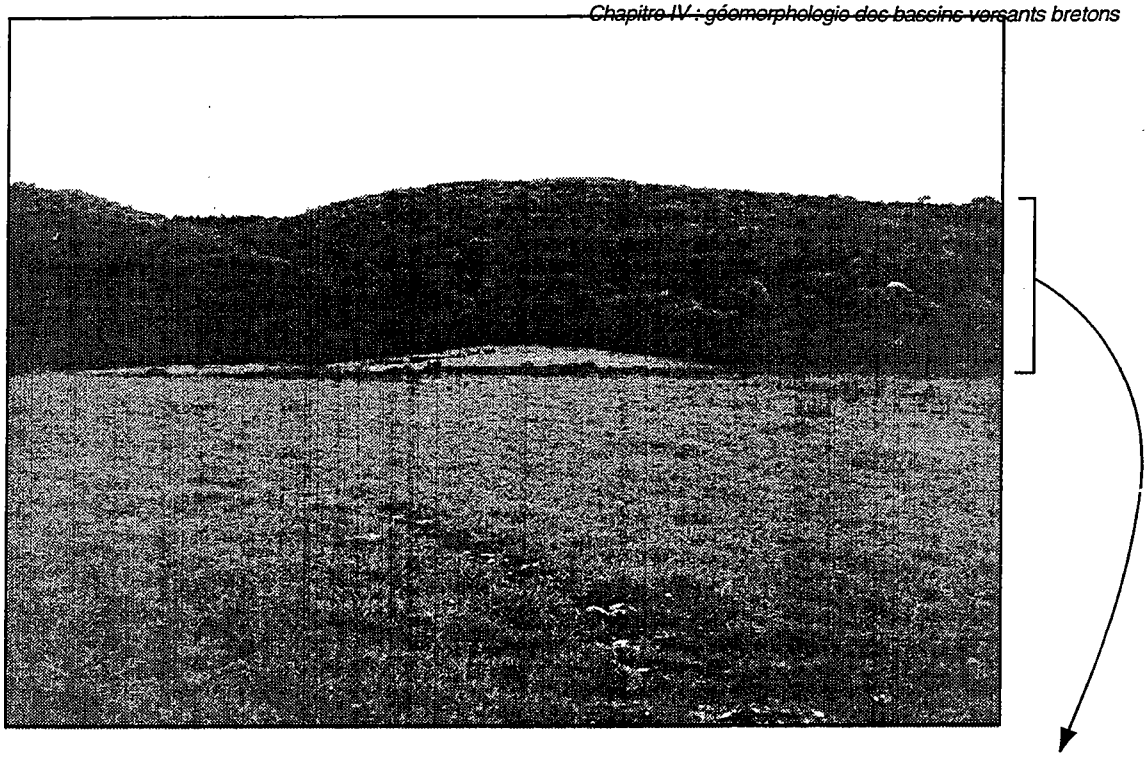


Figure IV.15 Topographie érodée par les bassins versants de l'Oust et du Blavet.
Trois domaines morphologiques sont distingués :

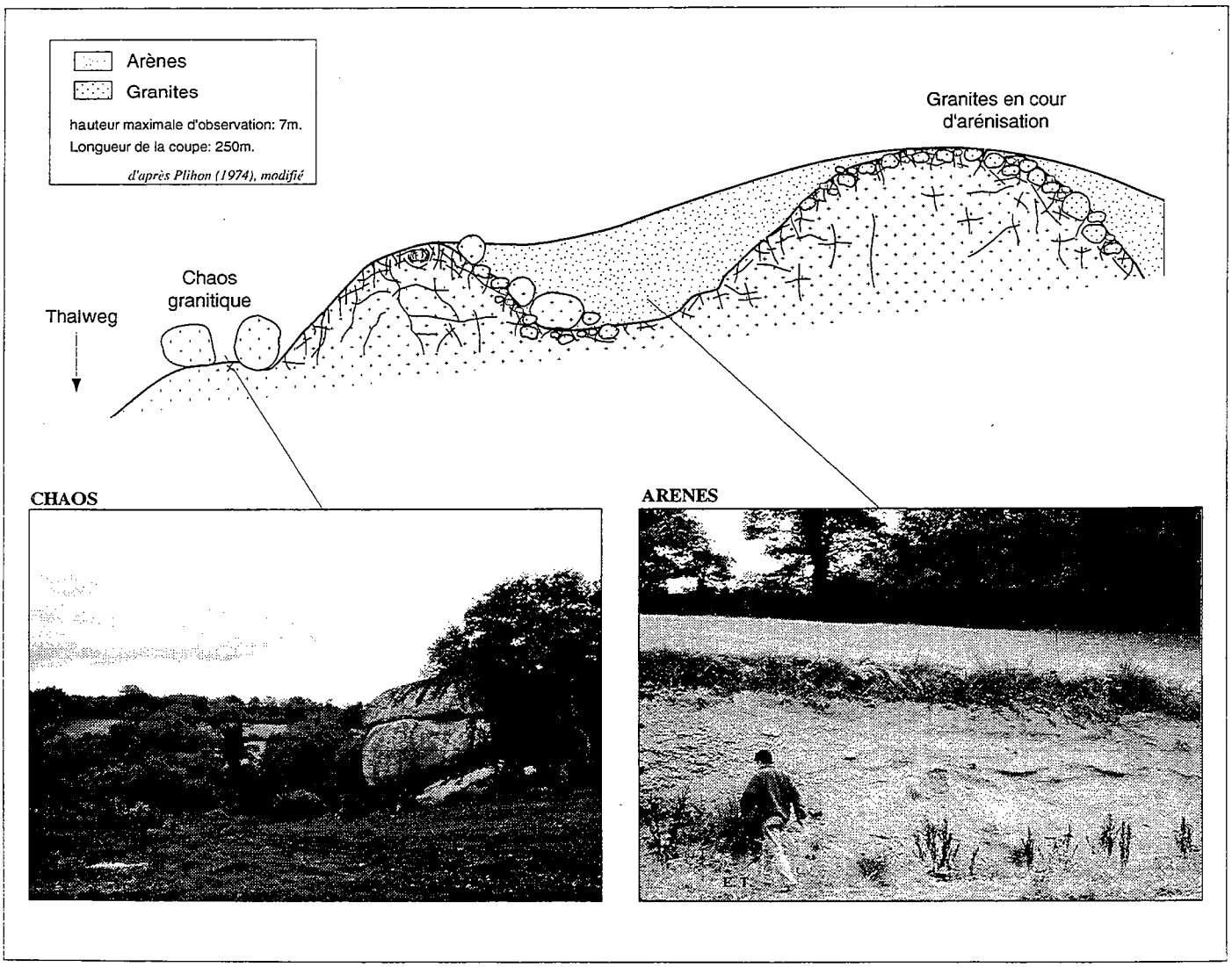
- I : Plateau d'altitudes élevées (>200 m), non incisé.
- II : Domaine incisé.
- III : Plateforme de basse altitude (max 80 m).

Le domaine I est composé de schistes profondément altèrés et de granites mis en relief (ici le granite de Quintin : ga).
Le domaine II est caractérisé par un réseau de vallées bien développées dans lesquelles se trouve des terrasses. Des dépots Pliocène se trouvent sur les lignes de crète : paléovallée de Reguiny (Re) et système fluvio-estuairien du Pouho (Po). Les flèches indiquent les directions de paléocourants de ces systèmes.
La limite entre les domaines I et II correspond fréquemment à des barres de grès armoricain (g.a.) dessinant localement des plis.
Le domaine III est séparé du domaine II par le Cisaillement Sud Armoricain.

a.



b.



FigureIV.16
a-Relief granitique sur le Plateau Ouest Armoricain. Au premier plan, les schistes et au second la bordure sud du granite de Quintin.
b-Répartition des arènes sur le granite de Quintin.

A la différence des schistes, les granites qui sont en relief sur ce plateau ne sont par contre pas kaolinisés mais sont majoritairement arénisés. A partir d'arguments minéralogiques, la phase d'arénisation majeure des granites situés à la surface du plateau a été attribuée au Plio-Pléistocène (Granite de Quintin : Plihon, 1974). La répartition actuelle de ces arènes est très inégale (fig IV.16.b). En de nombreuses localités, ces arènes ont été érodées et il ne subsiste actuellement que des chaos granitiques (fig IV.16.b). La présence de ces formes résiduelles de l'altération indique que l'érosion du sommet de ce granite n'a pas été négligeable depuis leur formation au Plio-Pléistocène. Les modalités de cette érosion ne sont cependant pas connues actuellement.

❍ Le domaine Médian (II fig. IV.15) est, contrairement au plateau, un secteur fortement incisé par les réseaux de l'Oust et du Blavet. Aucune relique majeure de plateau ne peut y être définie. Le socle y est composé principalement de schistes. A la différence du plateau, l'ensemble de ce domaine incisé est "sain" à l'affleurement et il est impossible d'y définir de zones profondément altérées. Une de ses particularité majeure est par contre la présence fréquente d'accumulations sableuses Pliocène. Un exemple remarquable est fourni par la paléo-vallée Pliocène de Reguiny (cf. chap II, §3.3). Dans le relief, ces dépôts sont localisés soit sur les versants soit sur les lignes de crète et sont séparés des réseaux de thalwegs actuels par du socle non altéré. La rupture lithologique qui caractérise la limite entre ces dépôts et le socle n'est pas visible dans la topographie. Une caractéristique importante de ces dépôts est ainsi d'être actuellement inclus dans la topographie. Quand cela a été possible (Le Pouho, Reguiny), l'observation a montré que le socle situé sous les sables Pliocène n'est que modérément altéré, voire sain.

❍ Le domaine situé au sud (III fig. IV.15) est une surface relativement plane, incisée et légèrement inclinée vers le sud.Ses altitudes sont relativement faibles (altitude moyenne : 44 m). Le socle y est sain; selon Guilcher (1948) il s'agit d'une surface d'abrasion marine Plio-Pléistocène.

La limite entre le plateau au nord et le domaine médian incisé est franche et est marquée par des escarpements qui coïncident avec la présence de grès armoricain (fig IV.15 et fig. IV.18). Cette zone est peut être faillée mais il n'en existe aucunes évidences de terrain; dans le doute, l'origine lithologique de ces escarpements est retenue.
La limite entre le domaine médian et la plateforme située au Sud correspond au CSA, et en particulier à sa branche Sud (fig. IV.15). C'est en effet dans cette région que les deux branches Nord et Sud du CSA commencent à se séparer. Vers l'Est, la branche Nord est de moins en moins visible tandis que la branche Sud a un escarpement en surface qui est bien marqué. Il peut montrer un dénivelé apparent de l'ordre de 50 m.

Figure IV.17 Schistes kaolinisés à la surface du Plateau Ouest Armoricain (bordure nord du lac de Guerlédan). Ces kaolins n'ont pas été remaniés postérieurement à leur formation comme le montre la conservation de la structure initiale de la roche.

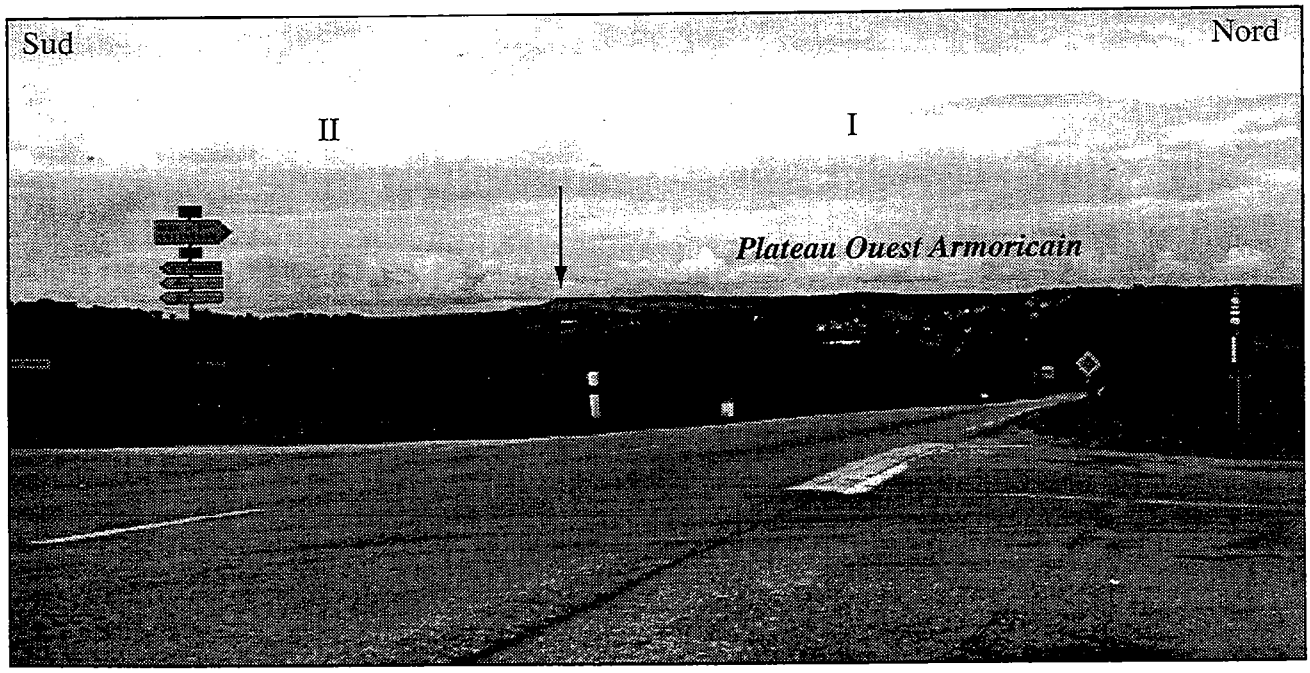


Figure IV.18 Escarpement de grès armoricain (flèche) marquant la limite entre le Plateau Ouest Armoricain au Nord (domaine I, figure IV.16) et le domaine incisé au sud (domaine II, figure IV.16).

2.2-Morphologie des bassins versants

Les bassins versants de l'Oust et du Blavet diffèrent par la distribution de leurs altitudes (fig IV.19) : l'histogramme du bassin versant de l'Oust est unimodal avec un pic de fréquence à 80 m; une légère inflexion existe toutefois autour de 200 m. Par contre, celui du Blavet est bimodal avec deux pics de fréquence à 110 et 210 m. Il résulte de ces différentes répartitions deux formes de courbes hypsométriques : celle de l'Oust a la forme traditionnelle en S des bassins versants, caractéristique d'un stade "mature" selon Strahler (1952). La valeur de son intégrale hypsométrique est de 0.32. Par contre, la courbe hypsométrique du Blavet s'écarte de cette forme idéale pour les altitudes situées au dessus du premier pic de fréquence. La valeur de son intégrale hypsométrique est plus élevée et est égale à 0.48.
L'évolution de la profondeur moyenne des vallées en fonction de leur demi-largeur est identique pour ces deux bassins versants (fig IV.20). D'un point de vue statistique, leur quantité d'incision est donc comparable.

2.3-Les réseaux de drainage

Comme noté précédemment (chapitre III), l'ensemble des profils longitudinaux de l'Oust sont concaves (fig IV.21). Une légère rupture de pente, non représentative à l'échelle de l'ensemble des profils longitudinaux et non signalée auparavant, est située dans la partie amont de l'Oust. Elle aura une importance par la suite.
A l'opposé du profil longitudinal concave de l'Oust, le Blavet est caractérisé par deux ruptures de pente importantes situées en amont vers 80 et 115 Km de l'exutoire (fig IV.21). Dans l'ensemble, les affluents du Blavet ont des profils longitudinaux qui sont beaucoup moins réguliers que ceux de l'Oust. Pour ces deux bassins versants, il n'existe pas de ruptures de pente au niveau du CSA.

La comparaison de la lithologie du socle avec la forme des profils longitudinaux (fig. IV.21) montre la première rupture de pente du Blavet correspond à une transition majeure schistes-grès. En carte, elle est localisée précisément à la limite entre le plateau d'altérites et la topographie incisée (limite entre les domaines I et II-fig. IV.15). La deuxième rupture de pente, située en amont, se trouve à la limite d'un granite (granite de Quintin). La petite rupture de pente localisée dans la partie amont du profil de l'Oust correspond également à la présence de grès armoricain et à la limite entre les domaines I et II de la figure IV.15.

Comme la Vilaine dont l'Oust est un affluent et comme l'ensemble des rivières de Bretagne Sud, le Blavet peut être suivi jusqu'aux sommet du glacis-plaine de Belle-Ile (Vanney 1977), c'est à dire jusqu'aux environs de l'isobathe - 50 m (Delanoe *et al.*, 1972; Vanney, 1977).

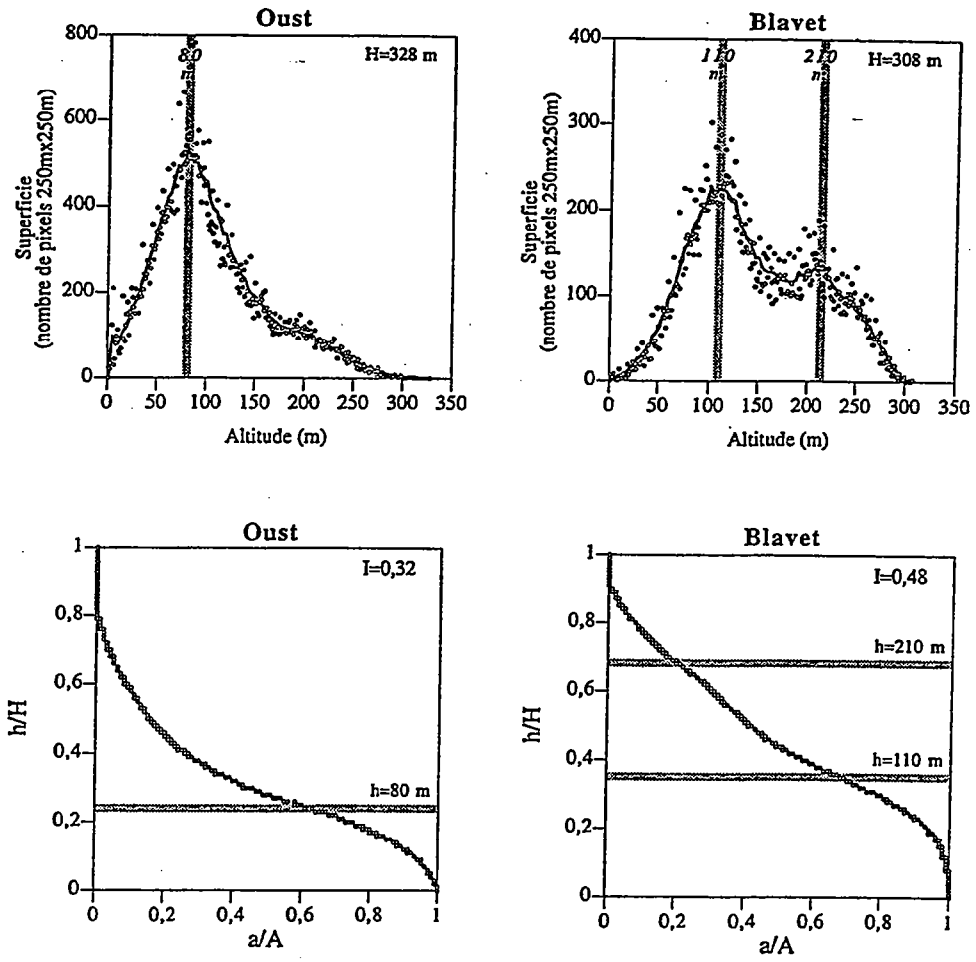


Figure IV.19 Histogramme et courbe hypsométrique des bassins versants de l'Oust et du Blavet, déterminées à partir du MNT au pas de 250 m. (H : altitude maximale du bassin versant; I : valeur de l'intégrale hypsométrique; la zone grisée correspond au pic de fréquence).

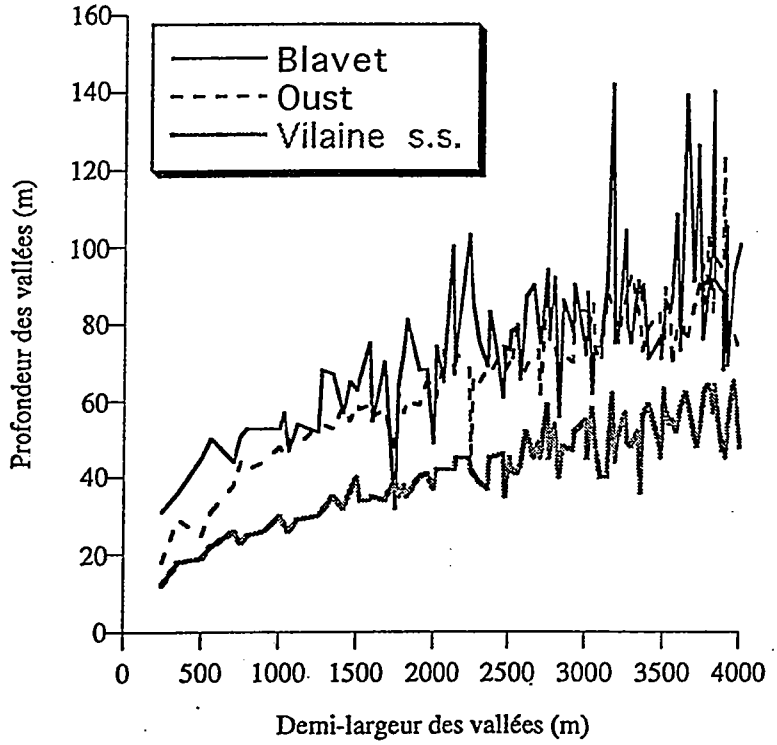


Figure IV.20 Variation de la profondeur moyenne des vallées en fonction de leur demi-largeur pour les bassins versants de la Vilaine *s.s.*, de l'Oust et du Blavet.

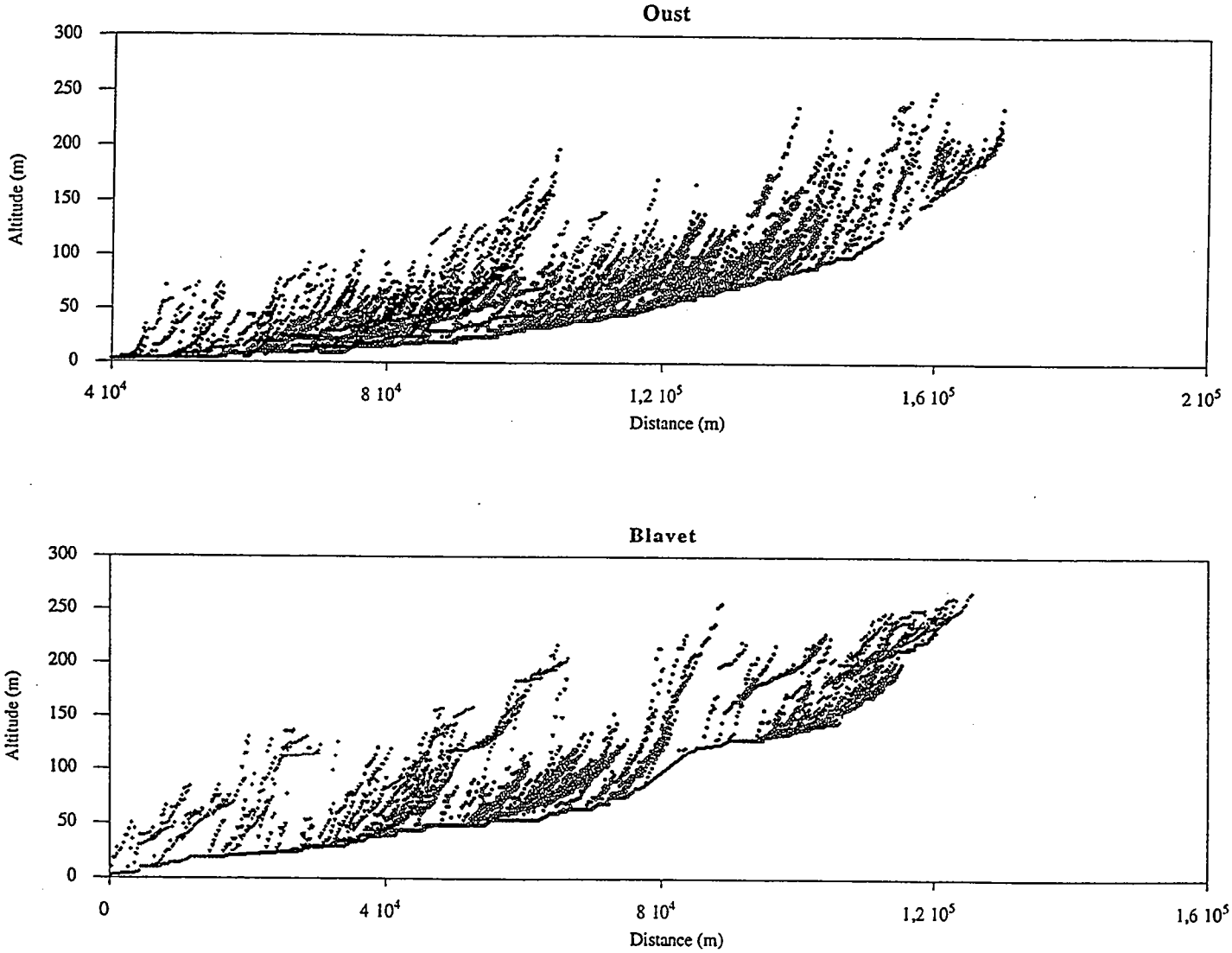


Figure IV.21
Profils longitudinaux des bassins versants de l'Oust (a) et du Blavet (b), extraits à partir du MNT au pas de 250 m. Lithologie de socle : cercles : schistes; croix : granites; losanges noirs: grès; triangles : gneiss et cornéennes. Pour faciliter la comparaison entre les profils, l'Oust n'est tracé qu'en amont de sa confluence avec la Vilaine.

2.4-Les terrasses

L'Oust est un affluent de la Vilaine qui possède trois principales terrasses étagées (cf. chapitres III et IV.1). Seule la cartographie des terrasses de la partie aval de l'Oust est disponible actuellement (cf. fig. IV.4). En amont, il en existe jusqu'au barrage de Bosméléac (Hallegouet, comm. pers.), c'est à dire jusqu'à la petite rupture de pente qui existe dans l'extrémité amont de son profil longitudinal (fig. IV.21) et qui marque la transition entre le plateau altéré et la topographie incisée.

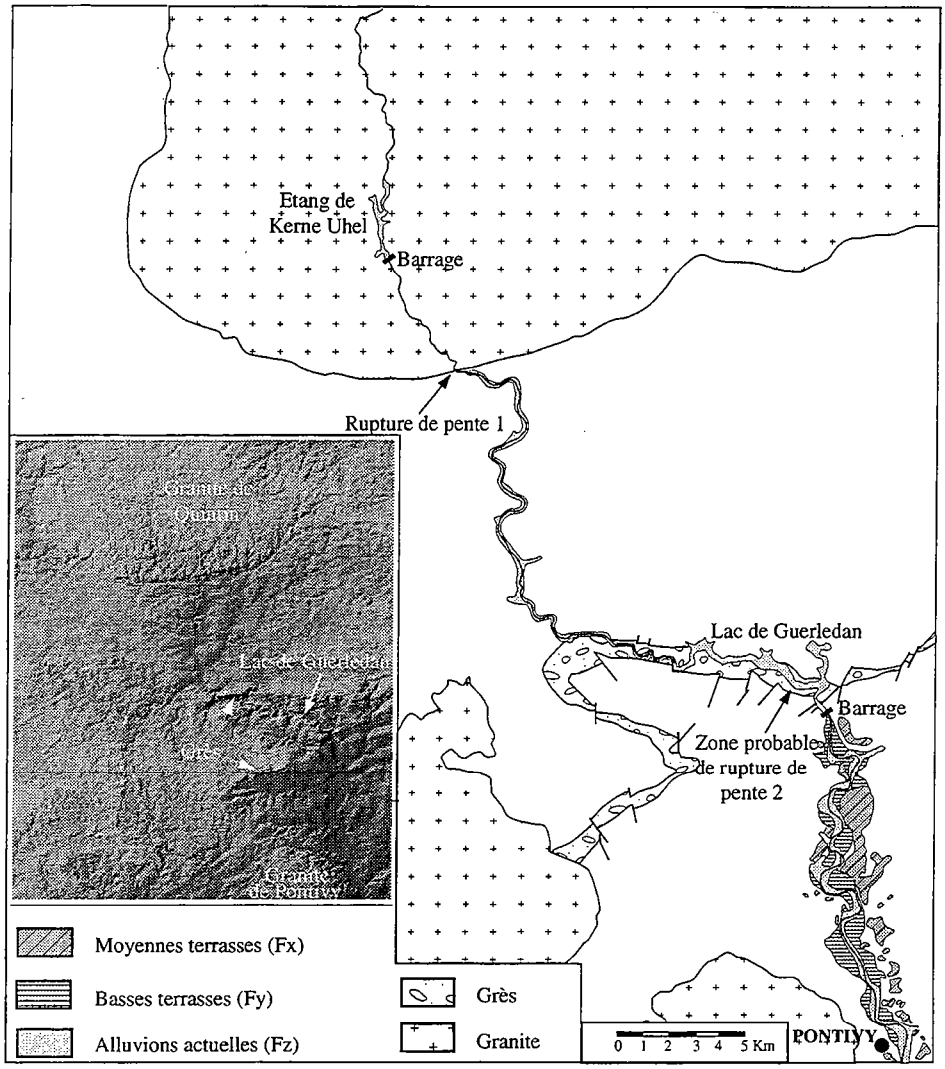
Le long du cours du Blavet, la présence de terrasses a été signalée depuis longtemps (Gautier, 1947). La cartographie de ces terrasses (carte géologique au 1/50 000 de Pontivy-Editions du BRGM) montre qu'elles sont situées immédiatement en aval de la première rupture de pente de son profil longitudinal (fig IV.22). Il n'en existe pas en amont, sur le plateau altéré. L'altitude de la base et du sommet des différentes terrasses a été reportée sur la figure IV.22, en complément du profil longitudinal du Blavet tracé à partir des cartes topographiques au 1/50 000 de l'IGN. Une extrapolation du profil a été faite sous les lacs artificiels de Guerlédan et de Kerné Uhel, installés sur les ruptures de pente du profil.
Deux niveaux de terrasses ont été distingués, principalement à partir de critères altitudinaux. Les terrasses les plus élevées (Fx) ont des altitudes comprises entre 85 et 115 m. Ce sont des terrasses étagées, séparées du cours d'eau actuel par des affleurements de socle. En dessous, le sommet des basses terrasses (Fy) est situé à environ 80 m tandis que leure base est situé sous les alluvions actuelles à des altitudes inconnues.
Le contenu sédimentaire de ces terrasses montre une dynamique comparable à ce qui a été décrit sur la Vilaine (fig. IV.14). Faute d'éléments de corrélation, aucune stratigraphie fine de ces dépôts ne peut être proposée. Par contre, d'un point de vue qualitatif, la répartition altitudinale de l'ensemble des terrasses montre que la différence d'altitude entre les moyennes et les basses terrasses augmente d'amont en aval à partir de la rupture de pente. Ainsi, immédiatement en aval de la rupture de pente, les terrasses sont globalement emboîtées tandis qu'en aval elles sont clairement étagées et bien individualisées. Ceci montre que la quantité d'incision verticale qui a aboutit à la formation du profil actuel n'a pas été homogène le long de cette portion de profil : elle augmente d'amont en aval à partir de la rupture de pente établie sur les grès.

2.5-Synthèse

Les principales caractéristiques morphologiques de l'Oust et du Blavet sont synthétisées sur la figure IV.23. Les points essentiels sont les suivants :

O Le domaine amont (I fig. IV.15) est un plateau non incisé situé à des altitudes élevées, supérieures à 200 m. Il est composé de schistes profondément altères et de granites arénisés durant le Plio-Pléistocène. Il n'y existe pas de terrasses.

O Le domaine aval (II et III, fig. IV.15) est profondément incisé, caractérisé par la présence de terrasses étagées. La quantité d'incision du Blavet est statistiquement la même que celle de l'Oust. C'est une région ou les roches ne sont pas altérées actuellement. Des paléo-vallées Pliocène sont conservées sur les lignes de crète



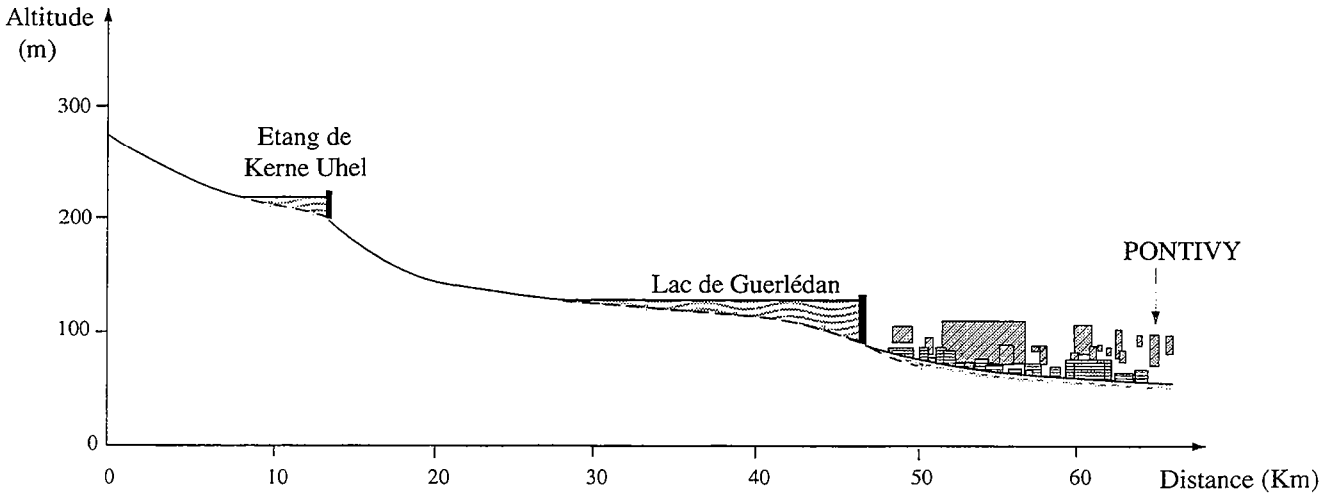


Figure IV.22 Répartition des terrasses du Blavet (cartographie d'après la carte géologique au 1/50 000 de Pontivy; editions BRGM).
.Les terrasses sont localisées uniquement en aval de l'escarpement topographique formé par les grès armoricains (cf. fig. IV.18). Le long du profil longitudinal, elles sont situées immédiatement en aval d'une rupture de pente sur laquelle est établi le lac de Guerlédan. Il n'en existe pas sur le plateau en amont.

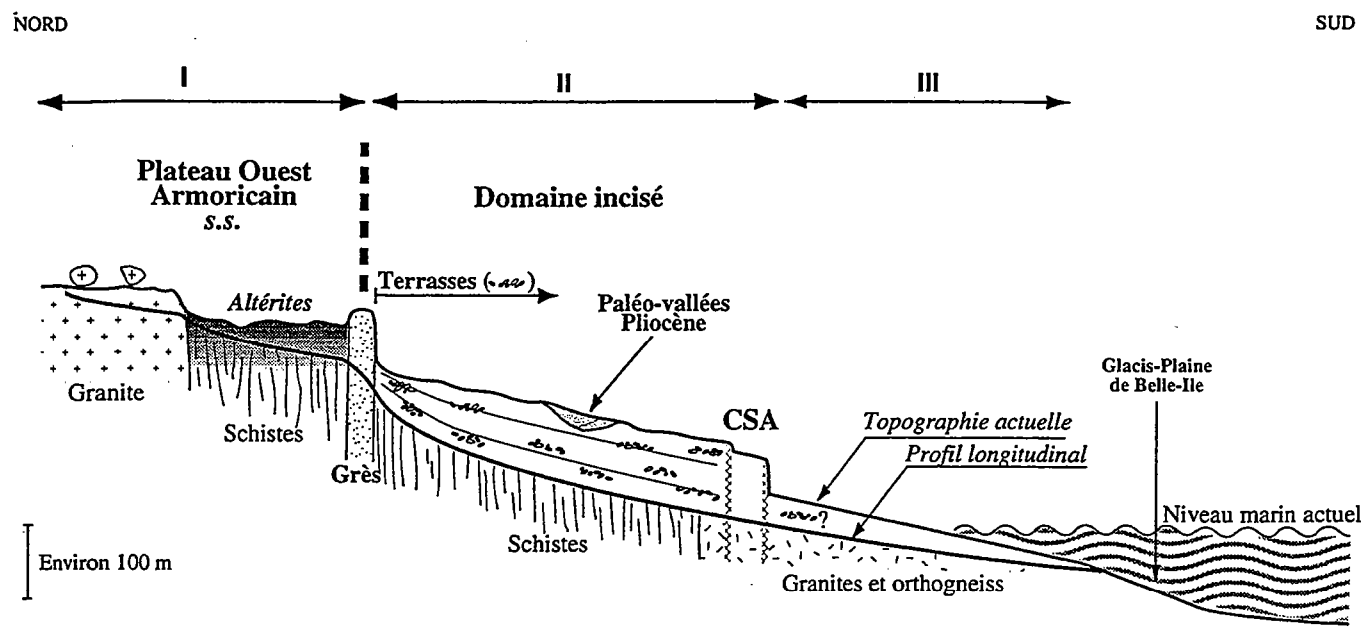


Figure IV.23 Représentation schématique du flanc sud du Plateau Ouest armoricain érodé par les bassins versants de l'Oust et du Blavet.
Cette région est caractérisée par la juxtaposition franche de deux morphologies radicalement différentes, limitées par une barre de grès armoricain. Il forme un escarpement important dans la topographie et une rupture de pente majeure dans les profils longitudinaux des rivières.En amont de cette barre de grès se trouve un plateau schisteux profondément altéré, non incisé (I fig. IV.15). En contrebas (II fig. IV.15) se trouve par contre un relief qui incise une paléo-topographie Pliocène conservée sur les lignes de crête. Ce domaine est en outre caractérisé par le développement de terrasses étagées.

La morphologie des bassins versants reflète la présence du plateau, en particulier sur le Blavet oû il est le plus développé. Ceci se manifeste par une répartition des altitudes bimodales, le deuxième de fréquence étant situé à l'altitude du plateau, 200 m (fig. IV.19).

Les profils longitudinaux ont une forme concave dans les domaines incisés, interrompue en amont par une rupture de pente majeure localisée au niveau d'une bande de grès. Elle sépare les domaines amont non-incisés (I) des domaines aval incisés (II et III). La disposition des terrasses montre que l'incision Pléistocène a été croissante de l'amont vers l'aval à partir de cette rupture de pente.

Comme la Vilaine, les profils longitudinaux se prolongent probablement en mer jusqu'à environ -50 m, au sommet de l'escarpement de Belle-Ile.

3-LES BASSINS VERSANTS DE BRETAGNE MERIDIONALE

La Bretagne méridionale telle que la définit Guilcher (1948) est la région comprise entre l'île de Sein et la confluence de la Vilaine et de l'Oust à Redon; elle correspond donc à toute la partie sud du Plateau Ouest Armoricain. Selon cette définition, elle comprend toute la région située au Sud de la Montagne Noire ainsi que les parties Sud des bassins versants de l'Oust et du Blavet. Dans cette partie, nous ne considérerons ici que la partie Ouest de la Bretagne méridionale telle que la définit Guilcher (1948), puisque nous avons choisi de ne pas dissocier les parties Nord et Sud de ces bassins versants.

3.1-La topographie

La Bretagne méridionale (fig IV.24) comprend quatre bassins versants principaux, limités au nord par le grand escarpement de la Montagne Noire, orienté N80. Il les sépare du bassin versant de l'Aulne, situé au nord. L'ensemble de cette région est traversée au sud par le Cisaillement Sud Armoricain (CSA) orienté ici N110. En Bretagne méridionale, les deux branches du CSA sont parallèles et elles délimitent deux domaines principaux (fig IV.24 et fig IV.25).

❍ Au sud du CSA, se trouve le même domaine de faibles altitudes que celui qui a été décrit pour l'Oust et le Blavet (III, fig. IV.15). Il est ici recoupé par deux familles de failles : des failles N110 parallèles au CSA et des failles N140 parallèles aux failles du décrochement Kerforne. Cette dernière famille de failles délimite fréquemment le trait de cote.

❍ Au nord du CSA se trouve un domaine d'altitudes relativement élevées, généralement supérieures à 150 m. Dans ce domaine, limité par les escarpements de la Montagne Noire et du CSA, les roches sont parfois caractérisées par un état d'altération très élevé, avec formation de latérites et de kaolinites. Ces transformations sont le résultat de l'altération en contexte tropical, durant le Paléocène et l'Eocène (Estéoule-Choux, 1983). L'épaisseur de ces altérites est très importante; par exemple, localement, plus de 50 m de kaolin ont été traversés en forages sur le granite de Rostrenen (J. J. Chauvel, comm. pers.). Ces altérites ont été reportées schématiquement sur les profils de la figure IV.25 à partir de données bibliographiques (Estéoule-Choux, 1983, Blanchet, 1985), de communications personnelles (J. J. Chauvel, J. Esteoule-Choux, J.M. Outin, E. Thomas) et de données de terrain (leur extension verticale n'est fournie qu'à partir de données ponctuelles et reste donc arbitraire). Ces profils montrent que ces altérites sont actuellement localisées sur les hauts topographiques. Par ailleurs, l'examen de leur répartition spatiale dans la région de Guiscriff (fig IV.26) montre un fait remarquable : la comparaison du relief et du degré d'altération des roches montre que la présence d'altérites

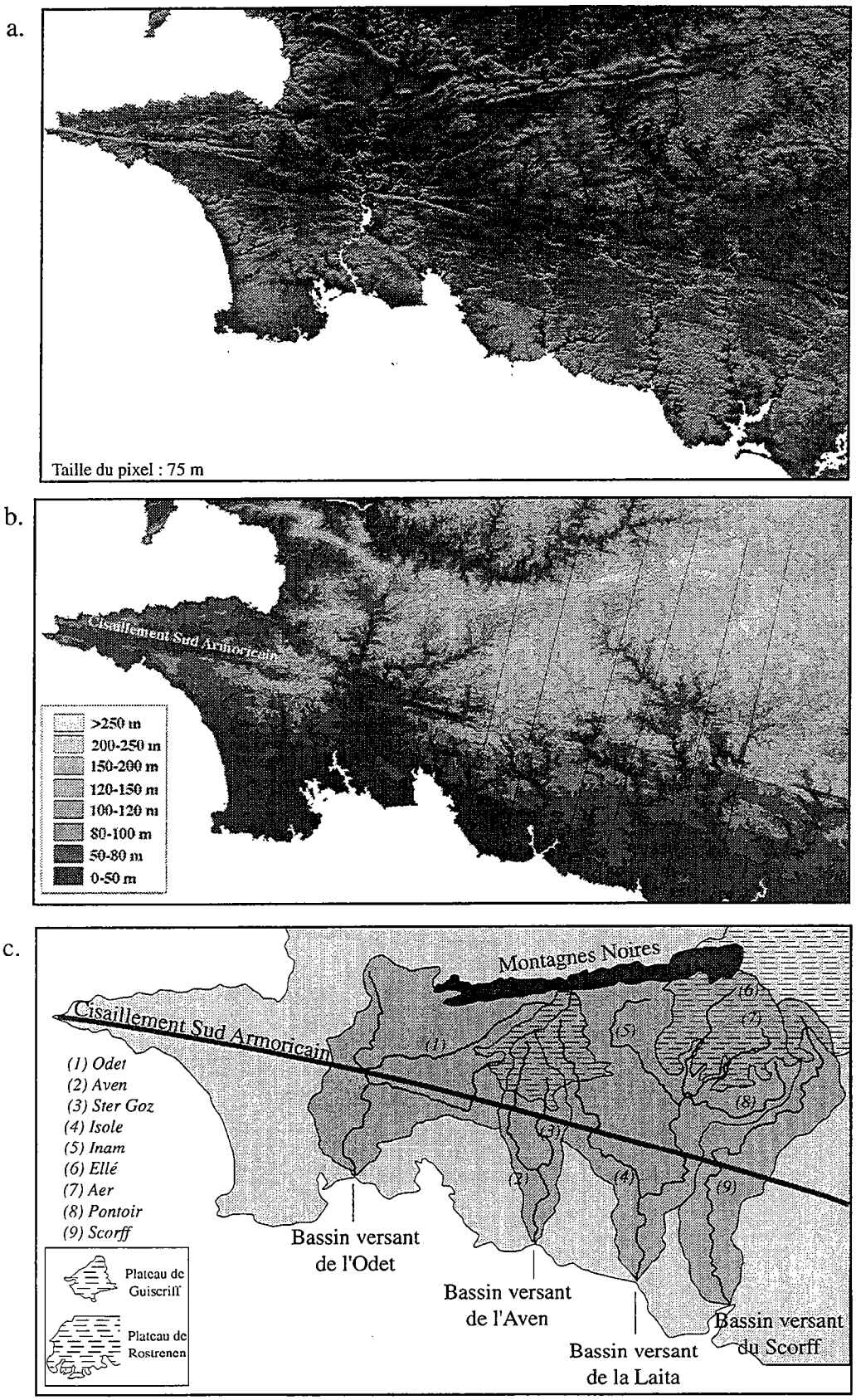
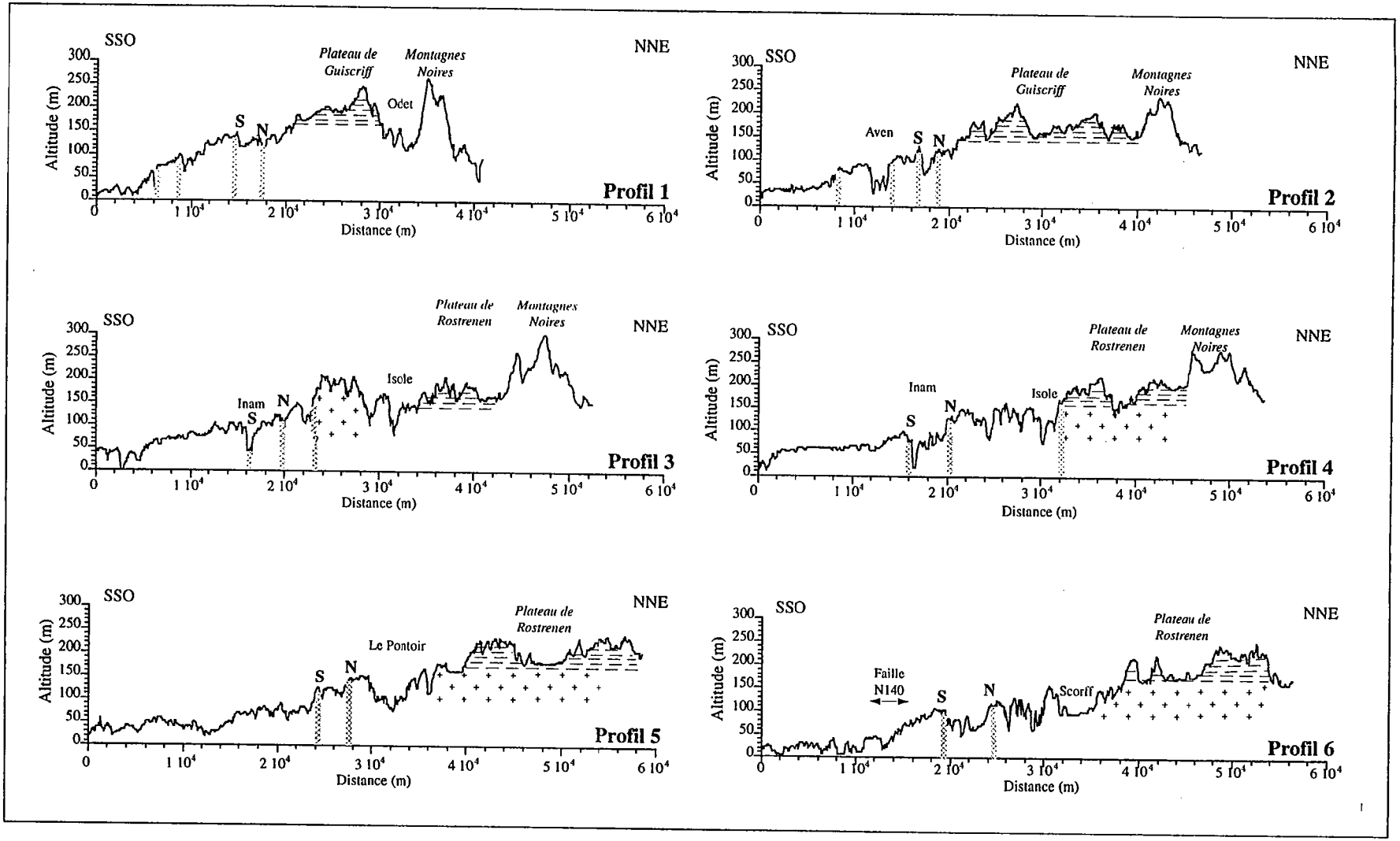


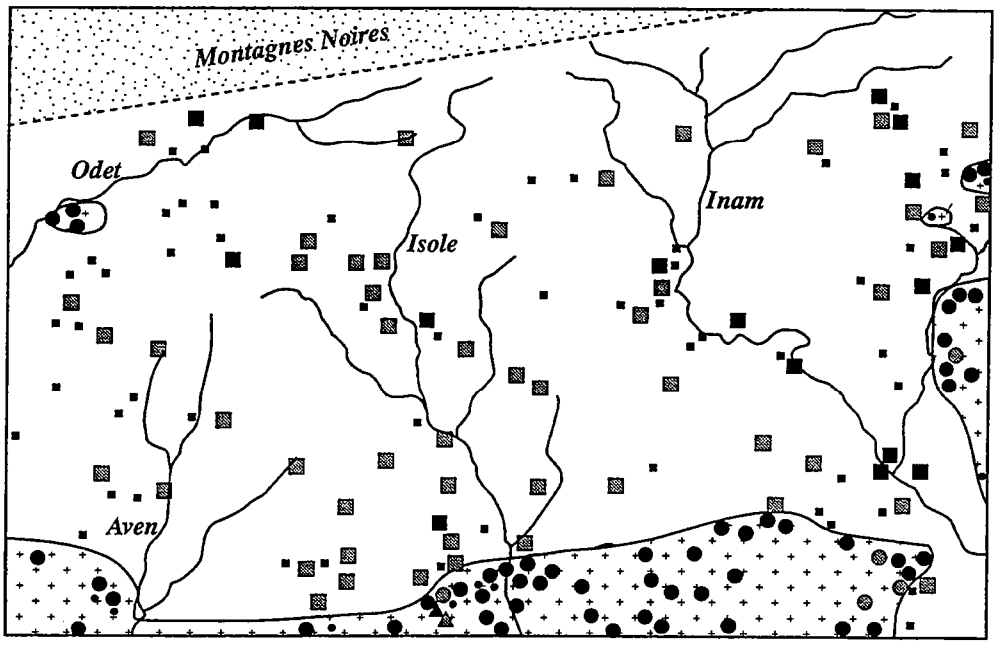
Figure IV.24 La Bretagne méridionale.
a- Modèle Numérique de Terrain (taille du pixel : 75 m)
b-Répartition des altitudes du MNT.
c-Bassins versants et principaux traits morphologiques de la Bretagne méridionale. Noter la présence des plateaux de Guiscriff et de Rostronen et leur signature très nette dans la topographie en a.



Zones de mylonites (CSA)
N Branche nord du CSA
S Branche nord du CSA
Altérites

Figure IV.25 Profils topographiques recoupant le CSA (cf. localisation des profils sur la figure IV.24.b). Ces coupes montrent l'augmentation de la hauteur de l'escarpement du CSA depuis l'ouest (profil1) vers l'est (profil 6).Les décalages verticaux apparents le long de cette structure peuvent atteindre 50 à 60 m (profils 4 et 5). Des zones de cisaillement parallèles ou conjuguées au CSA ont également des escarpements importants : profils 1, 2, 3, 4.

correspond à des topographies de plateaux, bien individualisés sur le MNT d'un point de vue textural (voir la figure IV.24). Deux plateaux peuvent ainsi être définis : le plateau de Guiscgriff et le plateau de Rostrenen, situés à une altitude d'environ 200 m; ils sont séparés par des secteurs fortement érodés correspondant à certaines rivières du réseau de drainage actuel, telle que l'Inam (fig IV.24). Etant donné qu'il n'existe pas de contrôle lithologique sur la répartition des altérites (Estéoule-Choux, 1983), il est raisonnable de penser que l'ensemble de la région comprise entre la Montagne Noire et le CSA (y compris peut être le sud du CSA) formait préalablement un plateau unique. Il a été fortement érodé par l'Inam et l'Odet mais très peu par les autres cours d'eau (fig. IV.24)



	Schiste	Leucogranite	Aplite
Kaolinisé	■	●	▲
Arénisé ou faiblement altéré	▪	•	
Sain	■	●	▲

0 2 km N

Schistes

Grès

Leucogranite

Figure IV.26 Cartographie du degré d'altération du socle en Bretagne méridionale (d'après Blanchet, 1985; modifié).
Cette carte montre que le long de l'Odet et de l'Inam, le socle n'est majoritairement pas altéré. Par contre, il l'est profondément dans les secteurs drainés par l'Isole et l'Aven.
La comparaison de cette carte avec le MNT (fig. IV.24a) montre que les zones altérées correspondent à des plateaux tandis que les zones ou les roches sont saines sont celles ou le plateau est incisé.

Entre ces deux domaines, le CSA est caractérisé en surface par la présence d'escarpements pouvant atteindre 50 à 60 m de haut (cf. profils 4 et 5 de la figure IV.25 par exemple). Cependant, dans le détail, l'expression topographique du CSA est très irrégulière. Le long d'une même branche, la hauteur de l'escarpement est variable : par exemple, la branche située la plus au nord présente un décalage vertical d'environ 50 m à l'est (profils 4 et 5 de la figure IV.25), tandis que son expression en surface est très faible à l'ouest (profils 1 et 2 de la figure IV.25-branche Nord). Dans ce dernier cas, il existe par contre un escarpement très net situé au sud, parallèle au CSA, et qui montre également un escarpement de l'ordre de 50 à 60 m de haut (profils 1 et 2 de la figure IV.1.25-branche Sud).
Cette structure majeure, continue à l'échelle crustale, possède donc la particularité d'avoir actuellement une expression topographique variable à l'échelle locale.

D'un point de vue lithologique, l'ensemble de cette région est composée de roches métamorphiques et de granites. Au sud du CSA, on trouve principalement des granites et des roches métamorphiques de haut grade (anatexites, orthogneiss), tandis qu'au nord le substrat est composé principalement de métasédiments intrudés par des granites. Dans ce domaine nord, l'altération s'est faite indépendamment de la lithologie : le plateau de Guiscriff est composé de schistes tandis que la plateau de Rostrenen suit les contours du granite du même nom.

Les quatre principaux bassins versants de Bretagne méridionale sont, d'Est en Ouest (fig. IV.24) : le Scorff, la Laita, l'Aven et l'Odet. Les rivières de ces quatre bassins versants prennent leur source dans le nord au pied de l'escarpement de la Montagne Noire et leur exutoire est situé au sud, le long de la façade Atlantique. De ce fait, ils recoupent tous le CSA. Cette structure est toujours active actuellement comme le montre la sismicité instrumentale (Veinante-Delhaye et Santoire, 1980; Nicolas *et al.*, 1990). Un des objectifs de cette partie est ainsi de caractériser la géométrie de ces bassins versants dans le but de contraindre au chapitre suivant une activité tectonique éventuelle du CSA durant la Pléistocène.

3.2-Morphologie des bassins versants

Parmis les bassins versants de Bretagne méridionale, seul l'Odet a un histogramme de répartition des altitudes qui est symétrique (fig. IV.27). Les bassins versants de la Laita, du Scorff et dans une moindre mesure de l'Aven, sont caractérisés par une distribution des altitudes qui est bimodale (fig. IV.27).
Comme sur le Blavet, ces répartitions spécifiques ont pour conséquence de modifier significativement la forme des courbes hypsométriques de ces bassins versants (fig. IV.27). Elle s'écarte de la forme en "S" (Strahler, 1952) pour les altitudes supérieures à l'altitude du premier pic de fréquence. Ceci est particulièrement net pour le Scorff et la Laita et indique qu'il

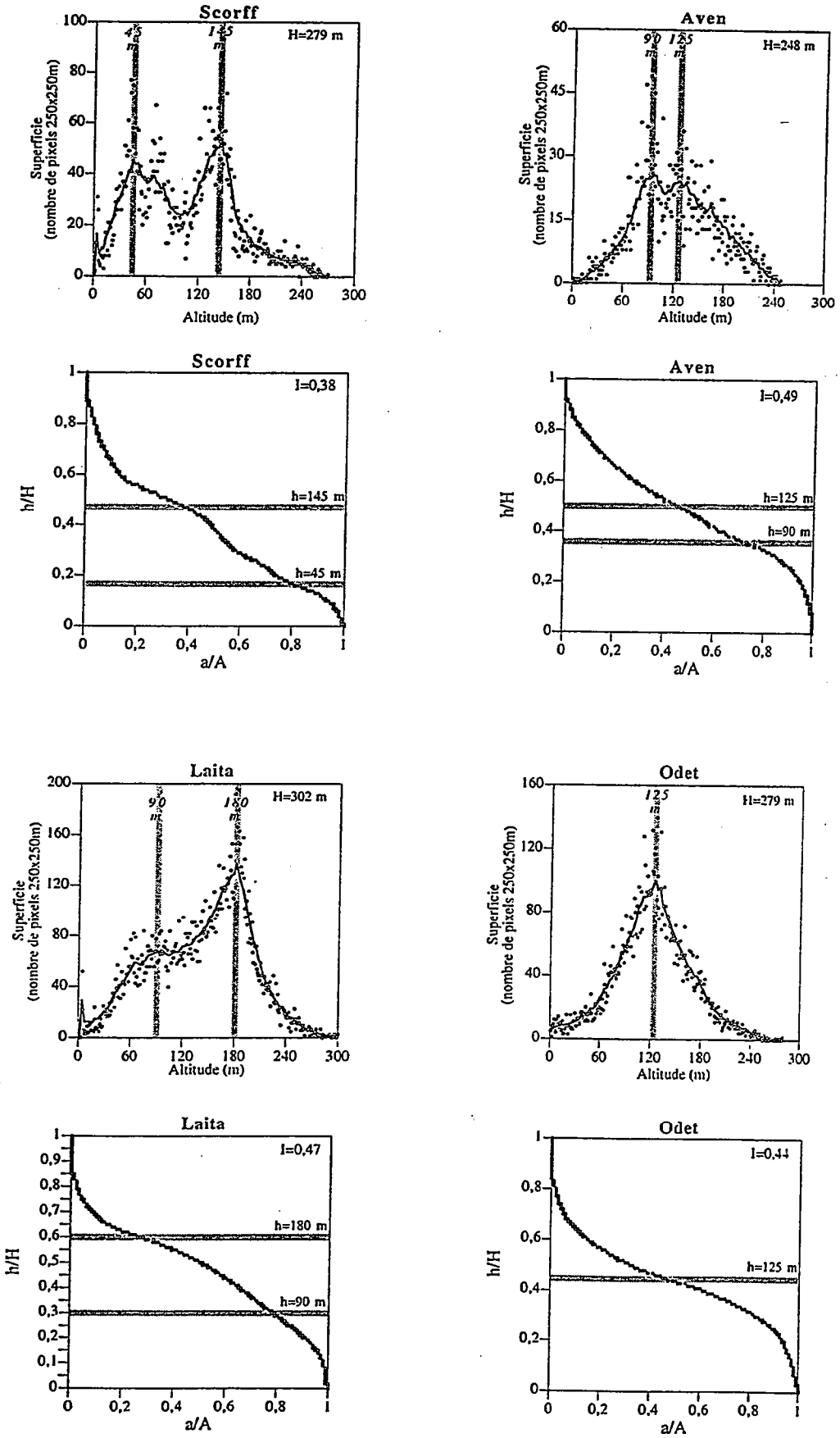


Figure IV.27 Histogramme et courbe hypsométrique des bassins versants de Bretagne méridionale, déterminées à partir du MNT au pas de 250 m. (H : altitude maximale du bassin versant; I : valeur de l'intégrale hypsométrique; la zone grisée correspond au pic de fréquence).

existe un "surplus" de matière à des altitudes élevées dans ces bassins versants. La faible concavité de la courbe hypsométrique du bassin versant de l'Aven pour les altitudes élevées résulte du même phénomène. L'Odet est caractérisé par une courbe hypsométrique régulière; la valeur élevée de son intégrale hypsométrique (0.44), du même ordre de grandeur que celle des autres bassins versants (0.47, 0.38 et 0.49) conduit aux même conclusions.
Par conséquent, ces bassins versants sont caractérisés par une forme spécifique, du fait de l'existence de deux pics de fréquence dans la répartition des altitudes. Le deuxième pic de fréquence, situé à des altitudes élevées, résulte de la présence des plateaux de Guiscriff et de Rostrenen dans la topographie. La présence de ces plateaux d'altérites est donc une caractéristique géomorphologique majeure de cette région. Contrairement à l'Oust et au Blavet, ils ne sont pas bordés par des escarpements topographiques. La Bretagne méridionale correspond donc probablement à un exemple naturel de plateau en cours d'érosion.

3.3-Les réseaux de drainage

Pour les bassins versants étudiés, les profils longitudinaux ont été extraits à partir du MNT. Ces profils sont très irréguliers et les caractéristiques mises en évidence ont été vérifiées en traçant les profils longitudinaux à partir des cartes topographiques au 1/25000. Sur ces profils, la nature du socle et la position des principales structures ont également été indiquées. Cependant, seules les différences de lithologie liées aux contrastes granites-schistes ont été prises en compte car elles sont bien visibles dans la topographie. Par contre, les contrastes entre les granites, les orthogneiss et les anatexites qui constituent le socle en aval du CSA mais qui sont peu visibles dans le relief, n'ont pas été considérés comme des facteurs majeurs pouvant guider l'évolution érosive. Ces différences de lithologie n'ont donc pas été indiquées sur les profils. Tous les profils présentés ici proviennent du MNT.
Actuellement, il n'existe aucune cartographie des formations superficielles de cette région. Sur le terrain, des terrasses ont été observées ponctuellement; elles ne seront cependant pas prise en compte dans cette étude car cela nécessiterait une connaissance précise de leur répartition à l'échelle régionale.

**La Laita*

Dans l'ensemble du bassin versant, cinq cours d'eau principaux ont été étudiés en détail (fig. IV.24) : l'Isole, l'Inam, l'Ellé, l'Aer et le Pontoir. L'Inam, l'Aer et le Pontoir sont des affluents de l'Inam et la confluence de l'Inam avec l'Isole forme la Laita. Les profils longitudinaux de ces cours d'eau (fig. IV.28) montrent que deux grandes catégories peuvent y

être distinguées : (1) les profils qui ont une forme globalement concave, et (2) les profils caractérisés par la présence de forte rupture de pente* .

Pour l'ensemble de ces profils (fig. IV.28), la section située en aval du CSA est caractérisée par une décroissance de la pente assez régulière; des ruptures de pente de faibles amplitudes existent mais elles ont été considèrée comme négligeables par rapport à l'ensemble du profil longitudinal de chacun des cours d'eau. Il est important de noter qu'à partir de l'embouchure, les premiers 17 Km de profils sont plans; c'est le résultat de l'ennoiement de ces rivières lors de la dernière transgression et de la sédimentation actuelle qui en résulte. Les principales variations de formes des profils longitudinaux s'observent en amont du CSA. D'aval en amont, à partir du CSA, les principales caractéristiques de ces profils visibles sur la figure IV.28 sont décrites ci-dessous.

-**L'Isole** est caractérisée par une section de forte pente localisée dans du granite immédiatement en amont du CSA. Cette section peut être subdivisée en deux sous-segments montrant des dénivelés d'environ 30 et 45 m, séparés par une petite section de plus faible gradient. En amont de cette section, le profil est caractérisé par une très faible pente dans le granite puis dans du schiste, et ce jusqu'à sa source. Il est important de noter ici que la transition entre les segments de forte et de faible pente ne correspond pas à la transition granite-schiste.

-**L'Ellé** est caractérisé par une rupture de pente d'environ 25 m de dénivellé, localisée sur le CSA. En amont, ce profil est caractérisé par une autre rupture de pente située au niveau d'un contact schiste-granite. C'est une rupture de pente composite qui se subdivise en deux ruptures d'environ 60 et 35 m de haut. Cette dernière rupture est localisée à 7 Km en amont du contact schiste-granite.

-**L'Aer** a les même caractéristiques que l'Ellé, à la différence près que la deuxième rupture de pente a une hauteur d'environ 25 mètres et qu'elle est localisée à environ 3 Km du contact schiste-granite.

-**L'Inam** étant un affluent de l'Ellé, leur partie aval est commune et est constituée d'une rupture de pente au niveau du CSA. En amont, son profil longitudinal est concave et régulier jusqu'à sa source.

-**Le Pontoir** a une partie aval commune avec l'Inam et l'Ellé. En amont de sa confluence avec l'Ellé, le cours est établi sur des schistes mais à la différence de l'Inam deux ruptures de pente successives d'environ 30 et 20 m y sont caractérisées.

---

*Suivant Howard et al. (1994), nous entendons par rupture de pente, toute section de profil de fort gradient comprise ente deux sections de faible gradient, quelquesoit son origine. L'estimation de la hauteur d'une rupture de pente se fait en extrapolant vers l'aval la section de faible pente située en amont. Les hauteurs mesurées dépendent de la façon dont est faite cette extrapolation. De ce fait, l'estimation des hauteurs de rupture de pente n'est qu'approximative.

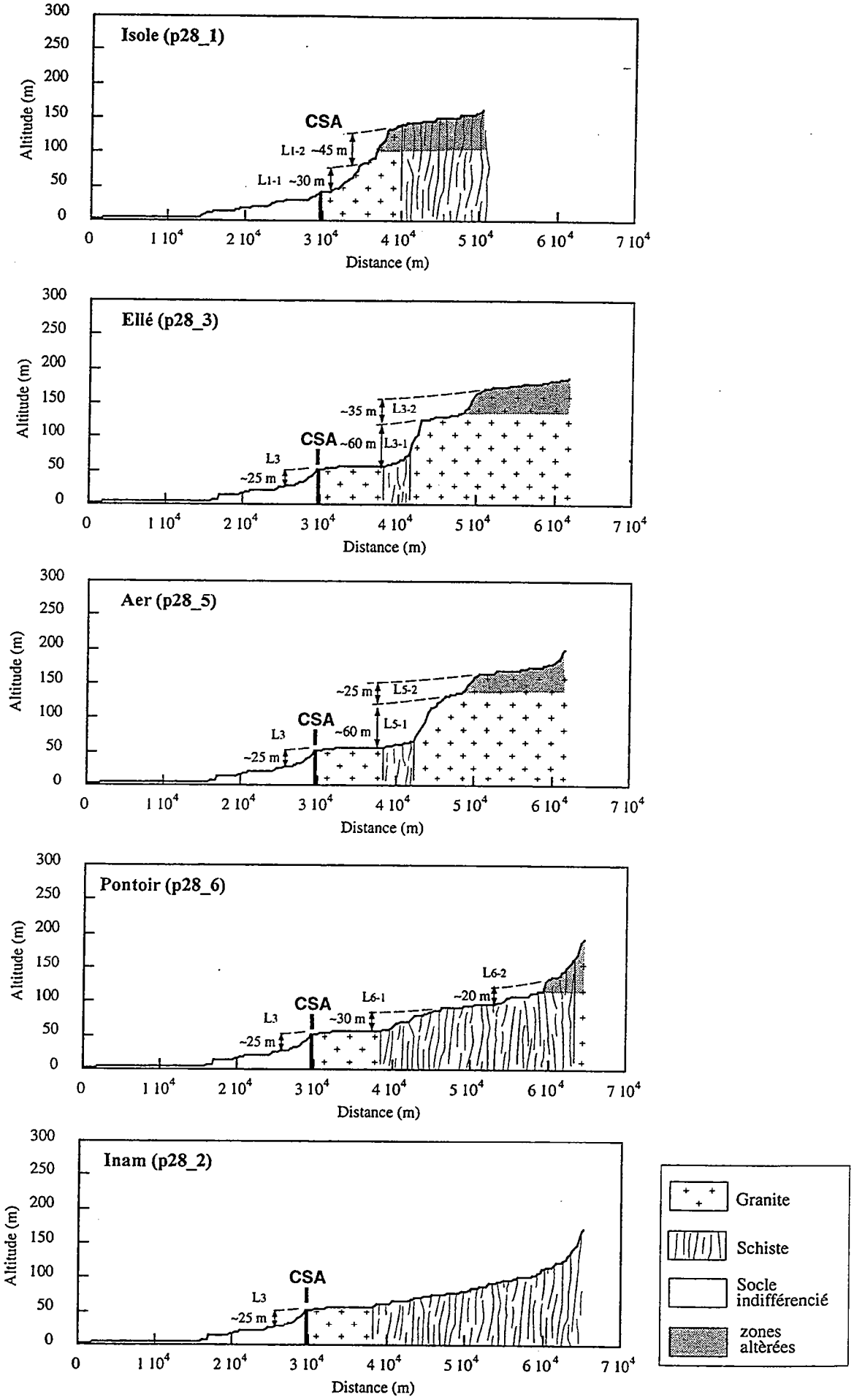


Figure IV.28 Profils longitudinaux des principaux cours d'eau du bassin versant de la Laita (extraits à partir du MNT au pas de 250 m).

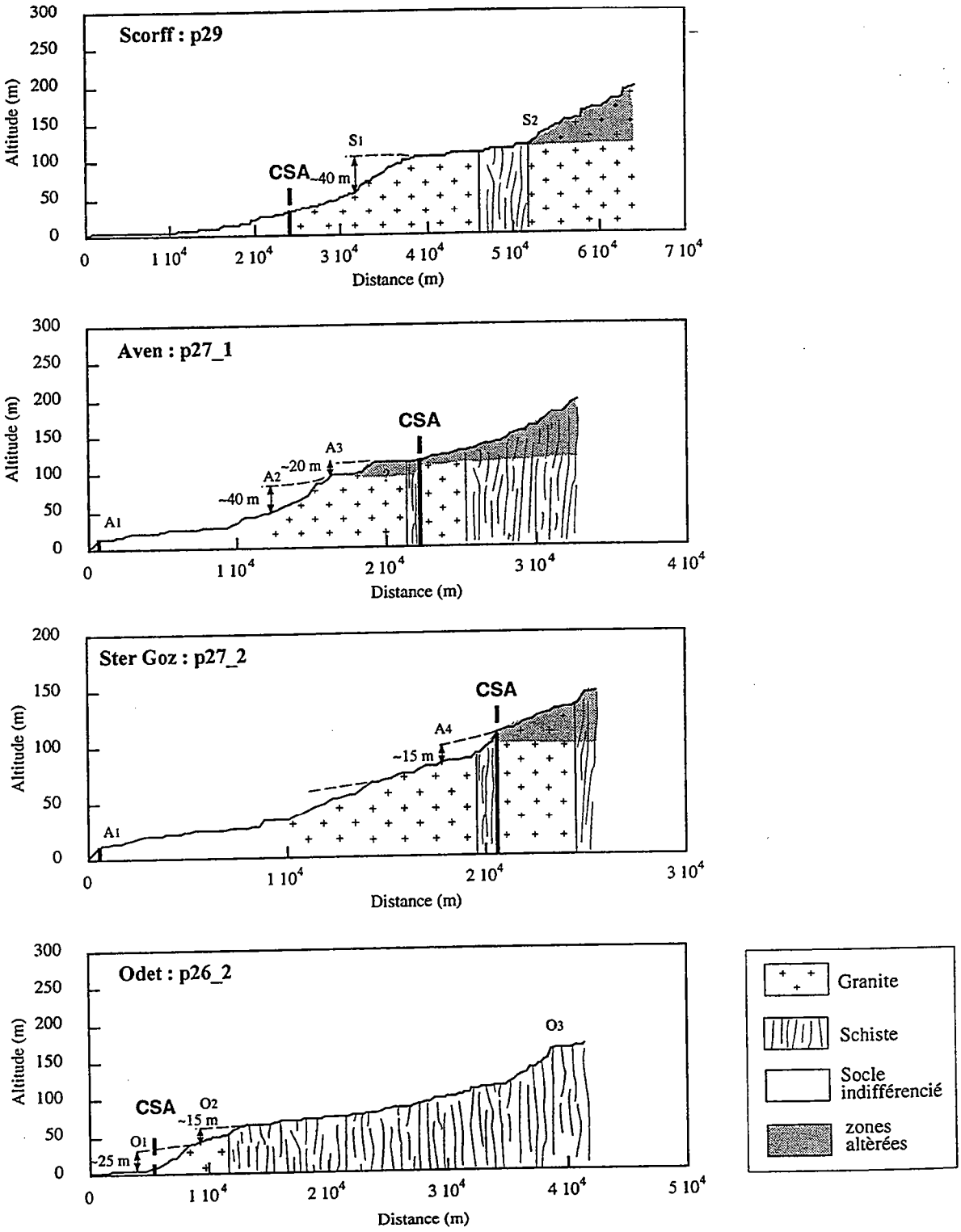


Figure IV.29 Profils longitudinaux des principaux cours d'eau des bassins versants du Scorff, de l'Aven et de l'Odet (extraits à partir du MNT au pas de 250 m).

Le Scorff

Le Scorff est l'unique rivière principale de ce bassin versant (fig. IV.24). Son profil longitudinal (fig. IV.29) comprend deux grandes sections concaves. La limite entre ces deux parties est située à environ 9 Km en amont du CSA et correspond à une rupture de pente intra-granitique que l'on peut estimer à environ quarante de mètres de haut. En amont, une nouvelle augmentation de la pente du profil se produit au niveau d'un contact schiste-granite.

L'Aven

L'Aven est un petit bassin versant comprenant deux rivières principales : l'Aven et le Ster Goz (fig. IV.24). Les profils de ces deux rivières (fig. IV.29) sont caractérisés par une petite rupture de pente près de leur exutoire.
L'Aven est caractérisée par un profil régulièrement croissant jusqu'à 15 Km de l'exutoire, sur des orthogneiss et du granite. Ce point marque une transition vers un domaine amont de faible pente, toujours sur du granite. Une rupture de pente d'environ 20 m de haut est localisée à 4 Km en amont de cette transition. Le profil est ensuite régulièrement croissant jusqu'à sa source, sur du granite puis sur des schistes. Aucune rupture de pente n'existe sur le CSA ou en amont de cette structure.
Le Ster Goz est caractérisé par un profil assez régulier jusqu'au CSA bien qu'une rupture de pente puisse éventuellement y être définie. La principale caractéristique de ce profil est le présence d'une rupture de pente d'environ 15 m au niveau du CSA.

L'Odet

Dans le bassin versant de l'Odet, seule la rivière du même nom a été considérée (fig. IV.24). En effet, parmis les deux autres rivières principales, le Jet est parallèle au CSA et est donc fortement guidées par la structure du socle tandis que le Steir sort du domaine étudié vers le nord-ouest.
Le profil longitudinal de l'Odet (fig. IV.29) est caractérisé par un court segment aval de faible pente sur du granite. Vers l'amont, la pente du profil augmente alors fortement après que la rivière est franchie le CSA. Ceci permet de définir une rupture de pente d'environ 25 m de haut. Une deuxième petite rupture existe en amont, au niveau d'un contact granite-schiste. Le profil est ensuite régulièrement croissant sur des schistes avec toutefois une dernière rupture de pente dans l'extrémité amont du profil.

3.4-Synthèse

Les ruptures de pentes décrites ici avaient été étudiées auparavant par Guilcher (1948) : figure IV.30. Il en a distingué plusieurs types, qu'il a classé génétiquement (voir également leur localisation sur la figure IV.32) :

- "les ruptures de pente tectoniques" : elles sont dues uniquement à des mouvements de faille que Guilcher date du "Tertiaire" : l'Ellé au passage du CSA par exemple (L3),

- "les ruptures de pente tectono-structurales" : elles sont dues à des effets lithologiques, mais l'expression de ces ruptures de pente dans les profils longitudinaux est due à l'existence de mouvements de failles. Dans ce cas, l'activité tectonique est en quelquesorte un

révélateur des contrastes lithologiques. Parmis ces ruptures : l'Aven en aval du CSA (A2 et A3), l'Isole (L1-1 + L1-2) et le Scorff (S1)*,

O "les ruptures de pente structurales" : elles ne sont dues qu'aux seuls contrastes lithologiques; Guilcher n'en voit qu'une seule en Bretagne méridionale , en amont du Scorff (S2),

O "les ruptures de pente cycliques" : elles sont dues à la migration vers l'amont de ruptures de pente tectono-structurales : Ellé (L3-1 + L3-2).

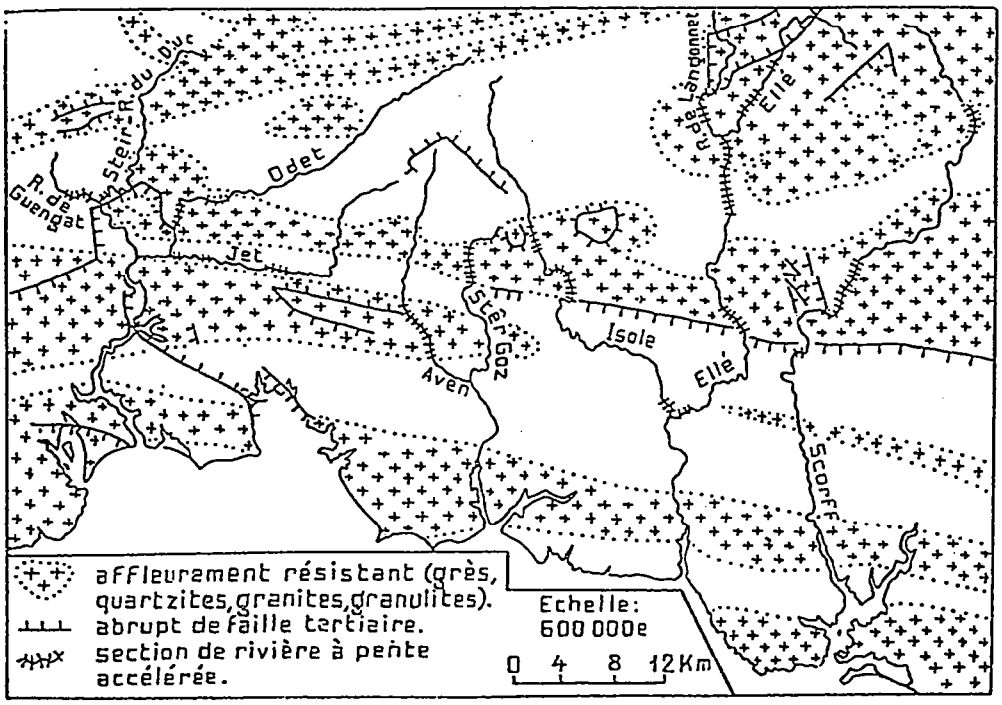


Figure IV.30 Localisation des ruptures de pente des profils longitudinaux en Bretagne méridionale d'après Guilcher (1948)

* Il ne nous parait pas justifié de qualifier les ruptures de pente A2 et L1-2 de "tectono-structurales". En effet, dans le cas de l'Aven (A2) l'augmentation de la pente du profil se localise après une transition orthogneiss-granite, qui n'est pas à priori une transition de résistance majeure d'après l'examen du relief. Dans le cas de l'Isole (L1-2), la rupture de pente ne peut pas être attribuée à un effet lithologique, le socle de part et d'autre du CSA étant constitué majoritairement de granite (non indiqué en aval du CSA sur la carte de Guilcher (fig IV.2.1.8) mais reconnu aujourd'hui). Il existe effectivement une bande de micaschistes au niveau du CSA (Jegouzo, comm. pers.) mais son extension est trop réduite pour expliquer l'existence d'une telle rupture de pente.

Les modes de formation des ruptures de pente de Bretagne méridionale envisagés par Guilcher (1948) impliquent donc une grande partie des mécanismes de développement des ruptures de pente connus actuellement, y compris les migrations vers l'amont. L'importance du contrôle tectonique sur le développement des ruptures de pente conduit Guilcher à comparer cette région avec la bordure Est des Appalaches le long de la Fall Line (cf. Reed, 1981 par exemple) : fig. IV.31. Dans cette région, les rivières sont caractérisées par des ruptures de pente montrant des décalages verticaux apparents qui varient de 30 à 50 m. Elles sont localisées le long de cette structure ou bien en amont. D'après Reed (1981), elles peuvent résulter de la propagation vers l'amont de ruptures de pente initiées lors des chutes glacio-eustatiques mais cet auteur préfère envisager une surrection différentielle le long de la Fall Line, bien qu'il n'existe pas d'arguments permettant de trancher entre ces deux hypothèses.

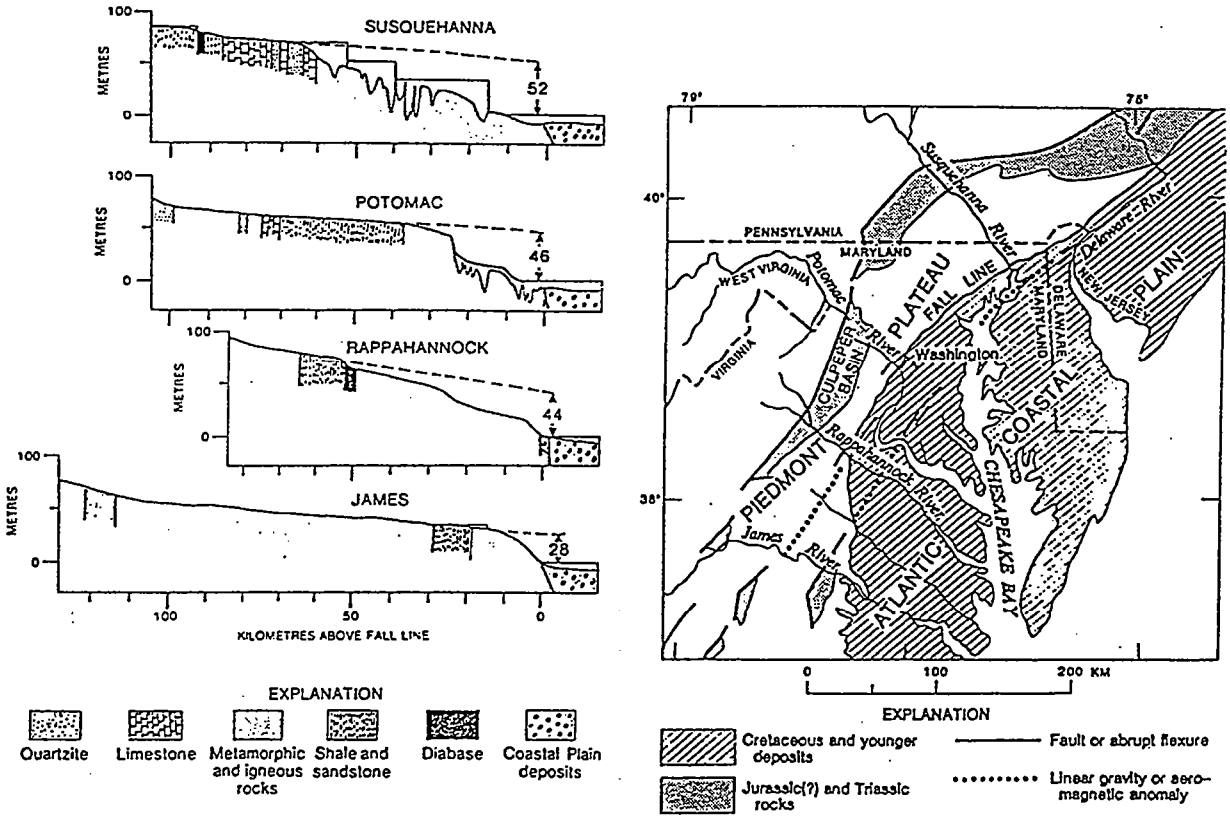


Figure 2. Profiles of major rivers crossing Fall Line. Thalweg profiles of Susquehanna (Mathews, 1917) and Potomac (this paper) are shown; only water-surface profiles of Rappahannock and James Rivers are shown. Dashed lines are projections of smooth upstream profiles to Fall Line; numbers are discrepancies in metres between actual and projected profiles at Fall Line. Steps in water-surface profiles of Susquehanna and James represent man-made dams. Water-surface profiles from U.S. Geological Survey topographic maps, scale 1:24,000.

Figure 1. Major rivers and tectonic features along Fall Line in Maryland and Virginia. Faults and flexures in coastal plain deposits from Spoljaric (1973), Mixon and Newell (1977), and Darton (1950). Geophysical anomalies from Mixon and Newell (1977) and Higgins and others (1974).

Figure IV.31 Ruptures de pente des rivières recoupant la Fall Line dans les Appalaches (d'après Reed, 1981).

Dans cette étude, et dans un premier temps, trois grands types de ruptures de pente sont définies selon leur localisation (fig. IV.32) :

- les ruptures de pente qui sont situées sur le CSA (L3, A4),
- les ruptures de pente qui sont localisées au niveau de contacts lithologiques schiste-granite (L3-1, L5-1, S2),
- les ruptures de pente qui ne sont développées ni au niveau d'une structure majeure, ni au niveau de contacts lithologiques. Elles sont développées soit dans du granite (S1, L1-1, L1-2, L3-2, L5-2, A3), soit dans des schistes (L6-1, L6-2). Parmis celles-ci, les ruptures (L1-2, L3-2, L5-2) ont la particularité d'être développées directement en amont d'une première rupture. Elles forment ce que nous avons appelé des ruptures composites.

Les ruptures L1-2, L3-2 et L5-2 délimitent précisément dans le granite un domaine amont ou les altérites sont présentes d'un domaine aval ou il n'existe pas d'altérites. Une des caractéristiques remarquable de la Bretagne méridionale est ainsi la présence systématique de ruptures de pente en bordure des plateaux altérés de Guiscriff et de Rostrenen (L1-2, L3-2, L5-2) : figure IV.32 On retrouve donc ici une situation géométrique comparable à ce qui a été décrit sur le Blavet, à la différence près que les plateaux ne sont pas délimités par des escarpements topographiques.

4-LE BASSIN VERSANT DE L'AULNE

4.1-La topographie

Après la Vilaine et le Blavet, l'Aulne est le troisième plus grand bassin versant breton. Son embouchure est située dans la rade de Brest et c'est le seul bassin versant orienté selon une direction Est-Ouest. Il érode principalement des schistes (Carbonifère du bassin de Chateaulin), non altérés actuellement. L'ensemble du bassin versant est formé de vallées bien individualisées. Il est limité par d'importantes lignes de crète qui correspondent uniquement à des unités lithologiques résistantes: au Nord, les grès armoricains des Monts d'Arrée et les granites de Berrien et de Quintin, et au Sud, les grès de la Montagne Noire. Les sommets de ces hétérogénéités résistantes du socle forment le Plateau Ouest Armoricain *s.s.* Il est représenté sur la périphérie de l'ensemble du Bassin versant. L'Aulne correspond ainsi à une incision du Plateau Ouest Armoricain

La barre de grès de la Montagne Noire a une expression morphologique très nette (fig. IV.33) et elle modifie considérablement la morphologie générale de ce secteur. Un profil topographique moyen selon la direction nord-sud et localisé sur le bassin versant de l'Aulne (fig. IV.34) montre une pente régionale vers le sud de la Bretagne. Cependant, elle est interrompue par la

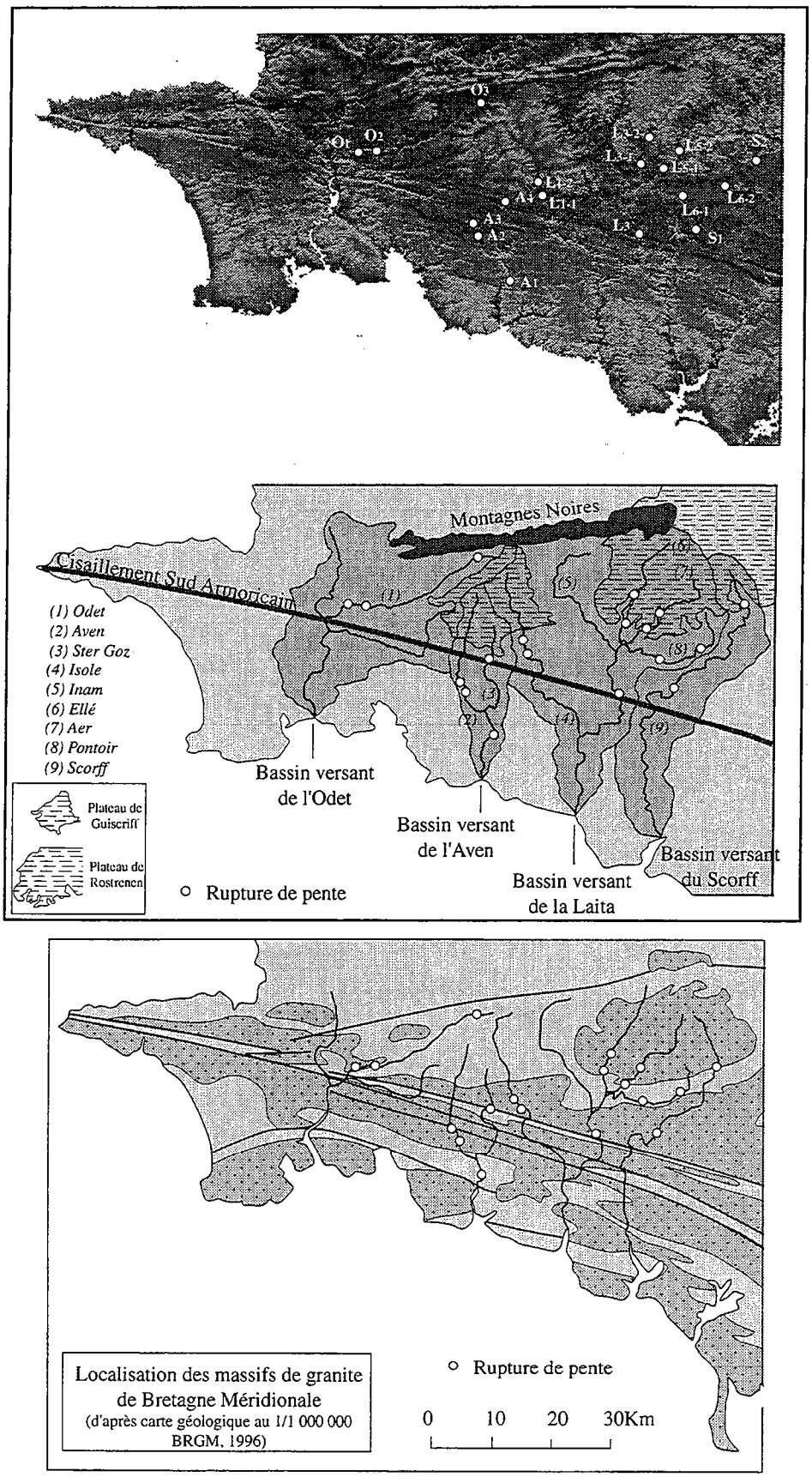


Figure IV.32 Localisation des ruptures de pente de Bretagne méridionale par rapport à la topographie et aux traits principaux du relief et par rapport aux massif de granite (cf. figures IV.28 et 29 pour la numérotation des ruptures de pente).

barre de grès des Montagnes Noires. Le long de ce transect, l'altitude minimale[4] diminue également du nord vers le sud le long de la pente régionale mais cette décroissance est interrompue brutalement par les grès. Au sud de la Montagne Noire, l'altitude minimale décroît vers le Sud. La Montagne Noire a donc une configuration atypique car c'est une zone haute vers laquelle des cours d'eau convergent.

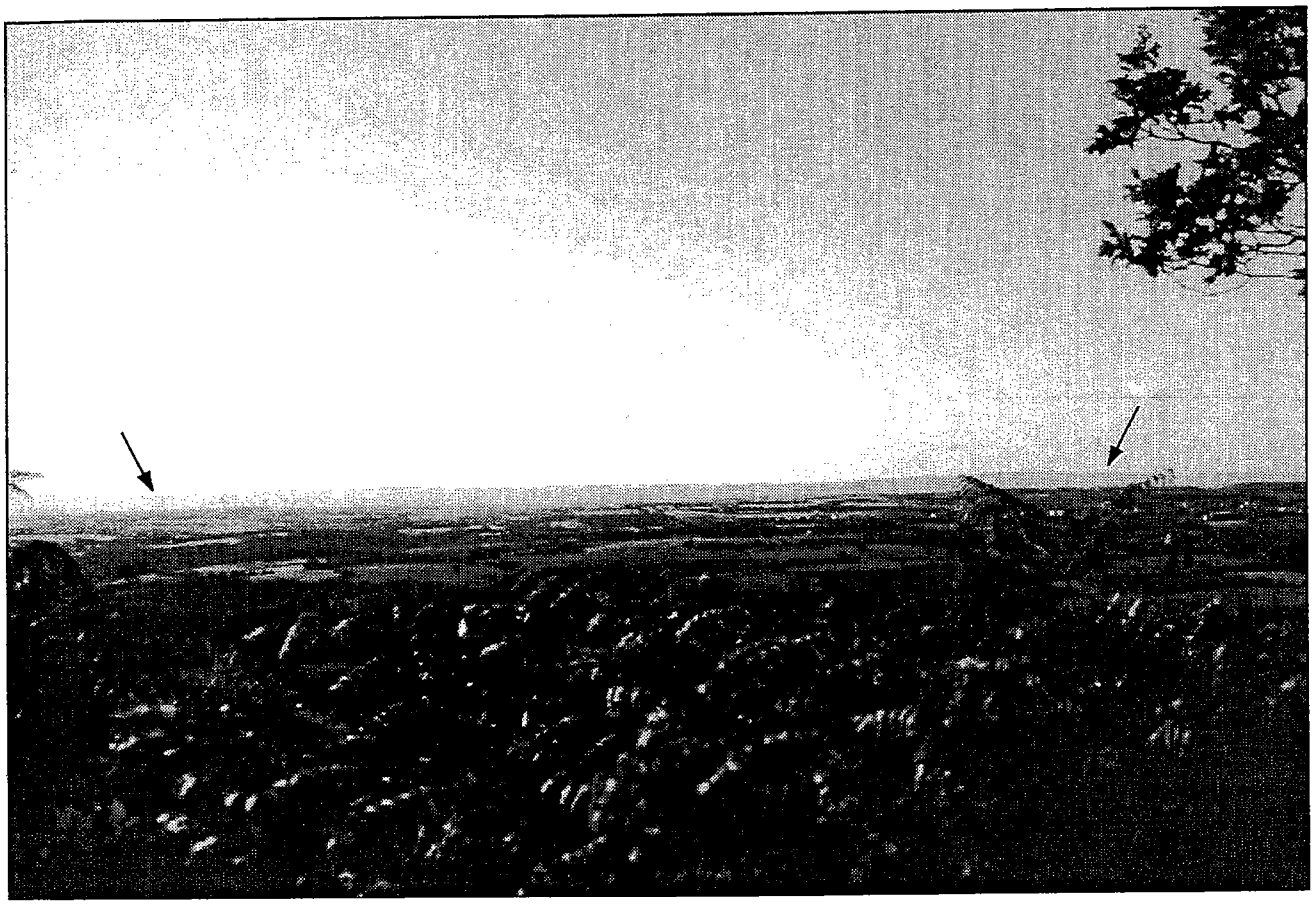


Figure IV.33 Escarpement de la Montagne Noire vu depuis le bassin versant de l'Aulne (au premier plan).

[4] les altitudes minimales correspondent aux rivières et donnent donc une idée du profil longitudinal.

4.2-Morphologie du bassin versant

Le bassin versant de l'Aulne a une altitude moyenne de 160 m. Son histogramme (fig. IV.35) a la particularité d'être très étalé. Il présente un pic de fréquence majeur à 130 m et un deuxième pic, mineur, pourrait être défini à environ 230 m. La courbe hypsométrique (fig. IV.35) a une forme globalement convexe et son intégrale hypsométrique est élevée, égale à 0.42.

L'incision de l'Aulne a été étudiée en complément de celle de la Vilaine au chapitre III. Ceci nous a permis de montrer que ce bassin versant est le plus incisé, avec des différences de profondeurs moyennes de vallées entre la Vilaine *s.s.* et l'Aulne qui atteignent des valeurs extrêmes de 70 m.

4.3-Le réseau de drainage et les terrasses

La caractéristique majeure du réseau de drainage de l'Aulne est la direction est-ouest de la rivière principale (fig. IV.36), inhabituelle dans le Massif Armoricain. Elle suit grossièrement la ligne de crête formée par la Montagne Noire. Une de ses particularité est sa sinuosité élevée. A l'échelle du bassin versant, la direction nord-sud est cependant majoritaire, comme le montre sa rosace de fréquence d'écoulements (fig. II.7). La forme résultante du réseau de drainage est très asymétrique : la majeure partie des affluents s'écoulent du nord vers le sud avant de se connecter sur le drain principal orienté est-ouest (fig. IV.36).

L'ensemble des profils longitudinaux (fig. IV.37) sont globalement concaves. Quelques ruptures de pente sont localisées dans les parties amont au niveau de contacts schistes-granite.

La partie immergée de l'Aulne a été étudiée par Hinschberger et Pauvret (1968) et par Bourgeois *et al.* (1988). En mer, un chenal ne peut être suivi avec certitude que jusqu'à l'isobathe -50 m. Il ne se prolonge en mer qu'à une dizaine de kilomètres de la cote actuelle. Dans la rade de Brest, les études de sismique très haute résolution (Bourgeois *et al.*, 1988) effectuées sur une partie immergée de l'Aulne ont mis en évidence un remplissage d'une dizaine de mètres d'épaisseur, caractérisé par des séquences sédimentaires typiques de barres de méandres.

Actuellement, il n'existe pas une cartographie suffisante pour étudier les relations entre l'incision et la disposition des terrasses de l'Aulne. Elles ont été étudiées par Hallegouet et Morzadec-Kerfourn (1977) dans la partie avale de l'Aulne. Trois ensembles de terrasses étagées ont été mis en évidence. D'après les corrélations proposées, les deux niveaux de terrasses inférieurs permettent de tracer des paléo-profils qui plongent sous les sédiments actuels. Ils ont une pente supérieure au paléo-profil tracé à partir des hautes terrasses.

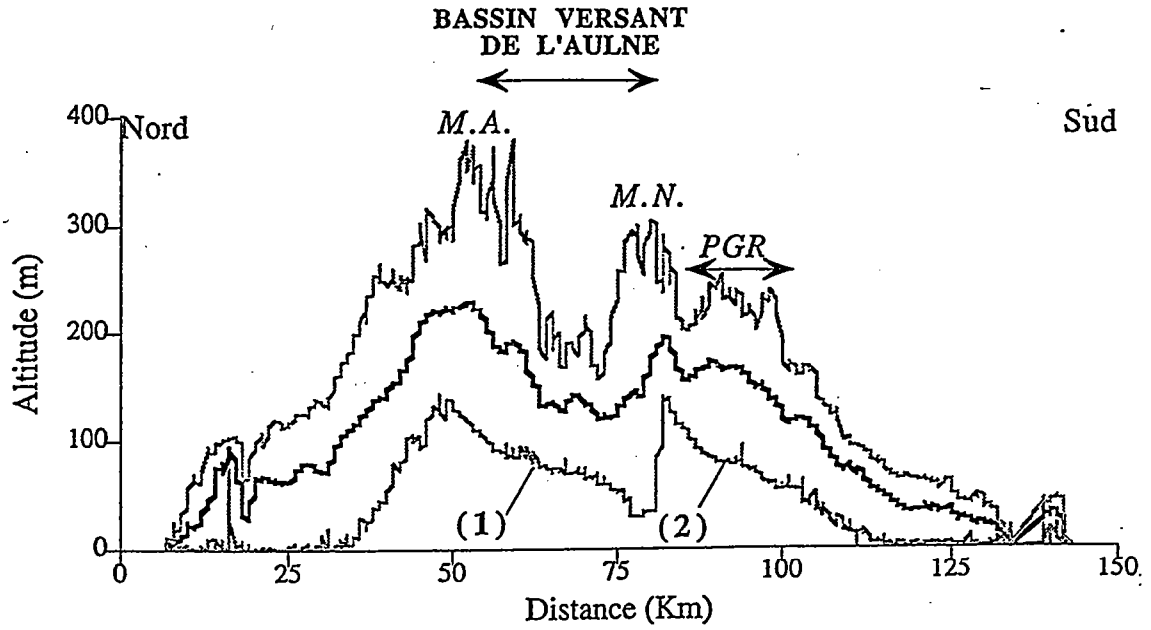


Figure IV.34 Topographie moyenne Nord-Sud recoupant le bassin versant de l'Aulne (MNT au pas de 250 m; largeur de moyennage : 12,5 Km). En noir est représentée l'altitude moyenne et en gris les altitudes maximales et minimales.
Le bassin versant de l'Aulne est limité au nord par les crètes des Monts d'Arrée (M.A.) et au sud par la Montagne Noire (M.N.); au sud de la Montagne Noire, la présence des plateaux de Guiscriff et de Rostronen a également été indiquée (PGR)
L'ensemble de la topographie a une pente régionale vers le sud et les altitudes minimales de l'Aulne (1) et des rivières de Bretagne méridionale (2) sont décroissantes dans cette direction. De ce fait, la ligne de crète de la Montagne Noire est atypique car ce n'est pas une structure à partir de laquelle les cours d'eau divergent.

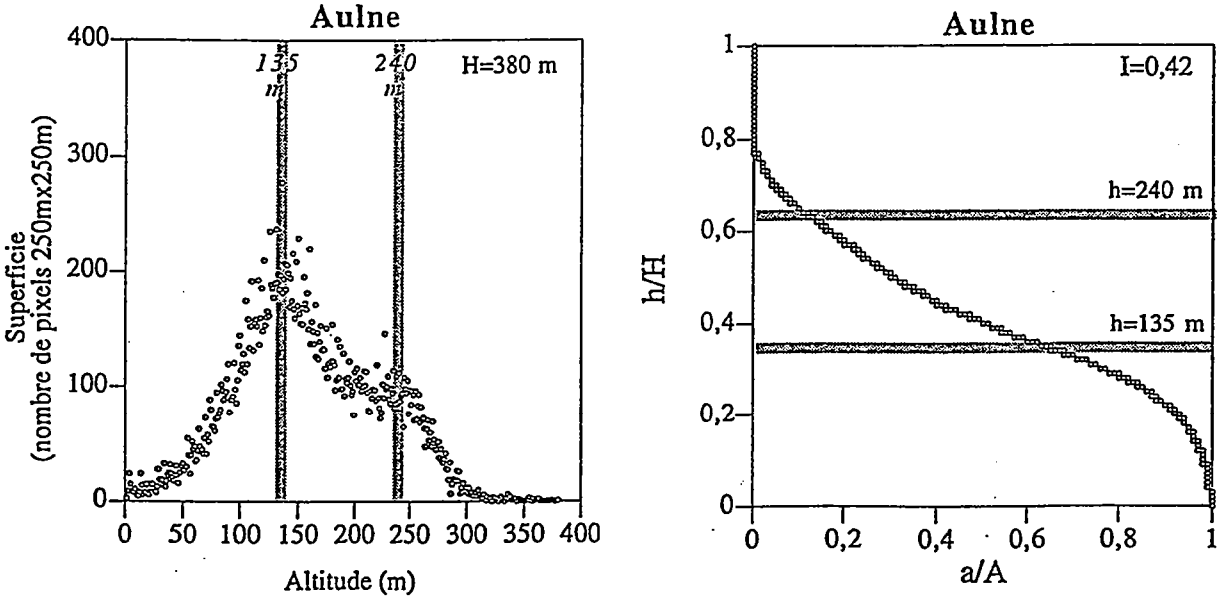


Figure IV.35 Histogramme et courbe hypsométrique du bassin versant de l'Aulne, déterminés à partir du MNT au pas de 250 m. (H : altitude maximale du bassin versant; I : valeur de l'intégrale hypsométrique; la zone grisée correspond au pic de fréquence).

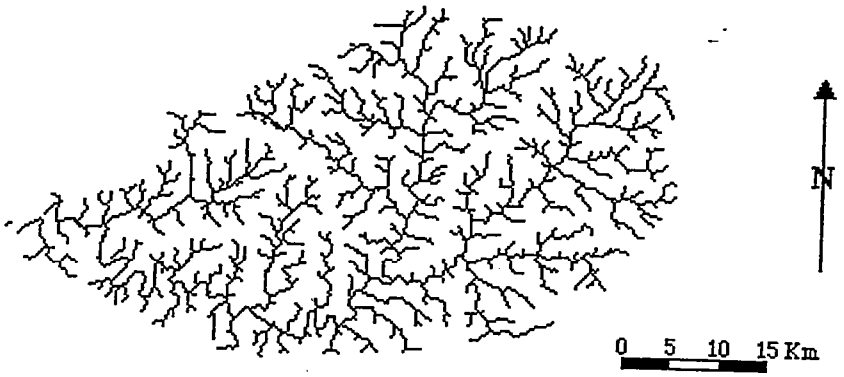


Figure IV.36 Réseau de drainage de l'Aulne, extrait à partir du MNT au pas de 250

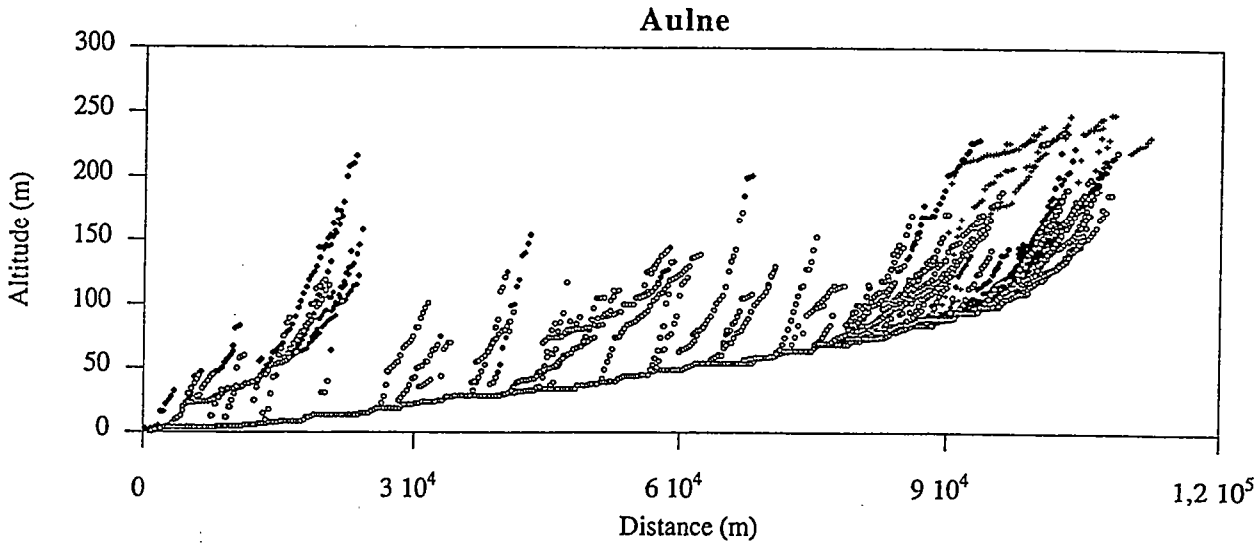


Figure IV.37 Profils longitudinaux du bassin versant de l'Aulne extraits à partir du MNT à 250 m. La lithologie est également indiquée : losanges noirs : grès; cerles blancs : schistes; croix : granite.

4.4-Synthese

Les principales caractéristiques de l'Aulne sont résumées sur la figure IV.38. C'est un domaine non altéré, très incisé par des réseaux ayant des profils globalement concaves. Ils s'écoulent du nord au sud selon la pente régionale, avant de se jeter dans le cours principal orienté est-ouest au pied de la Montagne Noire. Au sud de cette structure se trouvent les plateaux altérés de Bretagne méridionale.

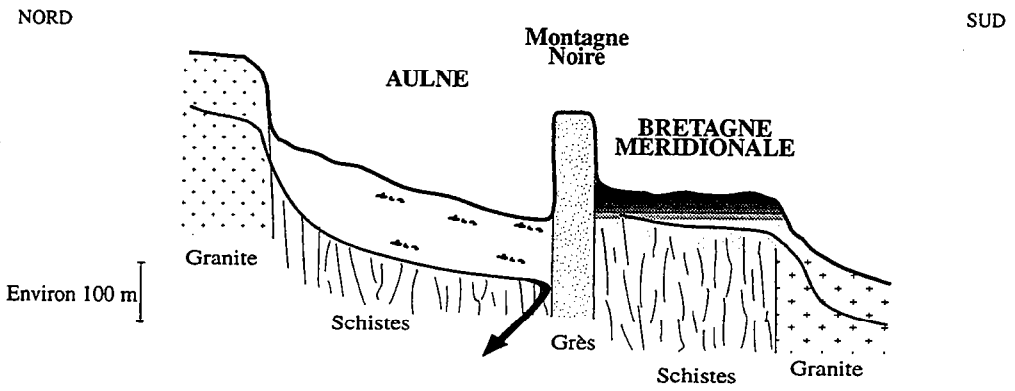


Figure IV.38 Représentation schématique du bassin versant de l'Aulne et de ses principales caractéristiques .

5-LES BASSINS VERSANTS NORD ARMORICAINS

Après avoir décrits les principales caractéristiques des bassins versants de la façade atlantique, nous allons considérer les bassins versants du nord de la Bretagne, se jetant dans la Manche. Nous en distinguerons principalement deux groupes, selon leur localisation à l'est ou à l'ouest de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre.

5.1-La topographie

La topographie nord armoricaine (fig. IV.39) varie principalement de part et d'autre de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre. Du fait de asymétrie selon une direction nord-sud de la Dépression de Rennes et du Plateau Ouest Armoricain, la topographie érodée par les bassins versants nord armoricains est caractérisée par une pente régionale vers le nord élevée en comparaison avec le flanc sud de ces deux secteurs (voir par exemple la figure II.5). Elles sont respectivement de 0,13° et 0,20° contre 0,04 ° et 0,10° pour le flanc sud.

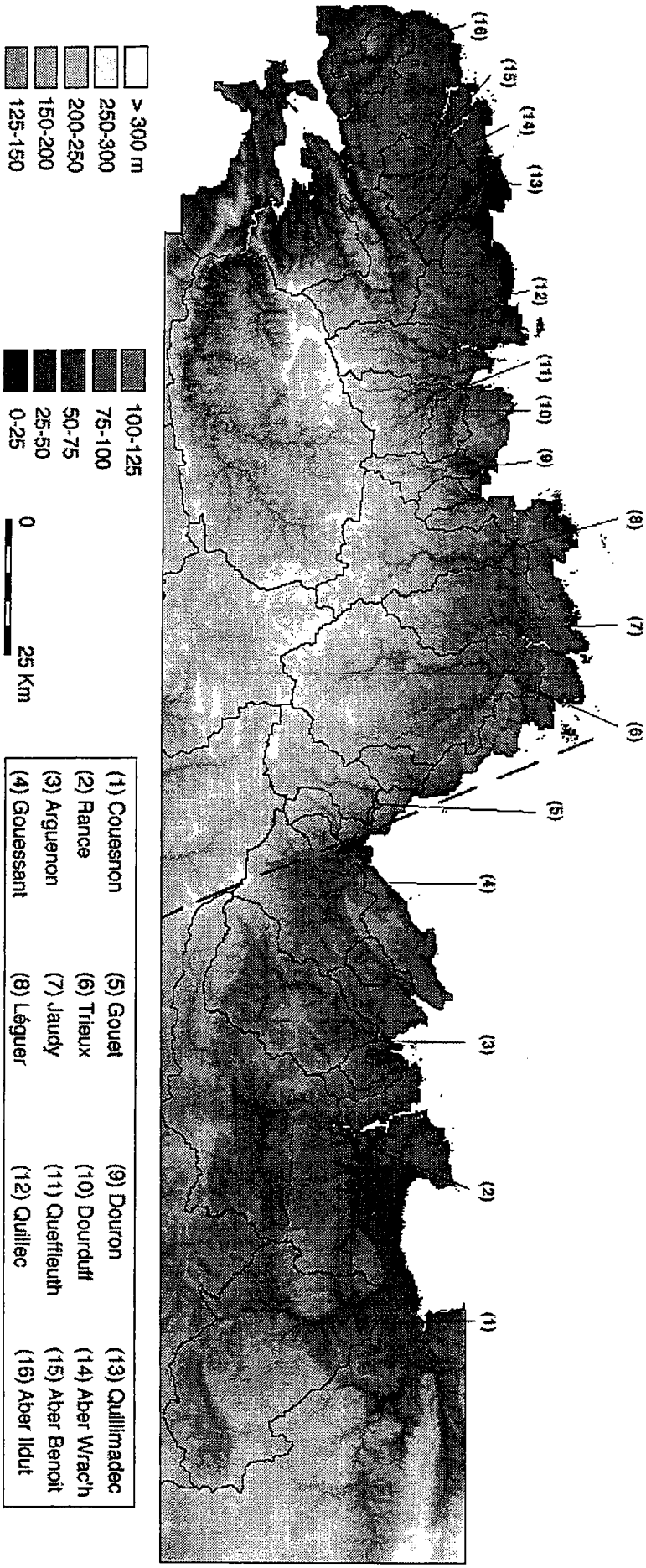


Figure IV.39

Topographie nord-armoricaine et bassins versants étudiés. La ligne pointillée marque la position de la zone de failles de Quessoy

❍ Le flanc nord de la Dépression de Rennes est un domaine ou les altitudes sont relativement faibles et ne dépassent que rarement 100 m. Le socle est constitué de schistes peu métamorphiques et de roches plutoniques. Une de ses caractéristiques est la mise en relief de nombreuses structures cadomiennes orientées N60.
C'est un secteur dans lequel des formations sédimentaires tertiaires sont fréquemment préservées, tel qu'à Quessoy (Oligocène) ou au Quiou (Miocène). Sous ces dépôts, le socle est fortement kaolinisé (Estéoule-Choux, 1983). Cette région est également recouverte par d'épaisses séries de formations quaternaires (loess et coulées de head) accumulées durant plusieurs périodes glaciaires (Loyer *et al.*, 1995).

❍ Le flanc nord du Plateau Ouest Armoricain est un domaine ou les altitudes sont élevées, fréquemment supérieures à 100 m. Le socle est constitué principalement de roches plutoniques et métamorphiques, cadomiennes et hercyniennes. La topographie de ce secteur est caractérisée par l'existence d'un vaste plateau à une altitude d'environ 90 -100 m. Il est situé dans le nord et correspond aux régions du Trégor et du Léon. Ce plateau n'est pas altéré et dans l'ensemble de cette région, mis à part les formations quaternaires du littoral, il n'existe pratiquement pas de formations superficielles.

La limite entre ces deux domaines correspond à la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre. Elle se prolonge le long de la bordure ouest de la baie de St Brieuc (fig. IV.40) ou le littoral actuel correspond à des cotes à falaises. En mer, des escarpements orientés N140 sont également visibles; c'est le cas par exemple de l'escarpement qui limite la bordure est des roches de St Quay (Guennoc in Augris *et al.*, 1996) : IV.41.a.

Comme nous l'avons signalé au chapitre II, la prolongation en mer de la topographie se fait selon des modalités différentes à l'est et à l'ouest de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre (fig. IV.40) :

❍ Du coté est, la topographie en mer du Golfe de St Malo est relativement plane avec une légère pente vers le nord. Quelques précisions sur la morphologie de secteur peuvent être apportées à partir de de l'étude de la baie de St Brieuc ou il existe une bonne connaissance de l'environnement morpho-sédimentaire grâce aux données acquises par l'IFREMER (Augris *et al.*, 1996). La carte bathymétrique détaillée de la baie de St Brieuc (Augris *et al.*, 1996), montre que ainsi que son relief est relativement plat avec une pente de 0.1% (Augris *et al.*, 1996; fig. IV.41.a) . Des reliefs d'une vingtaine de mètres de haut y apparaissent, orientés N140; il s'agit soit d'escarpements rocheux (roches de St Quay, Grand Léjon) soit de bancs sableux (la Horaine).

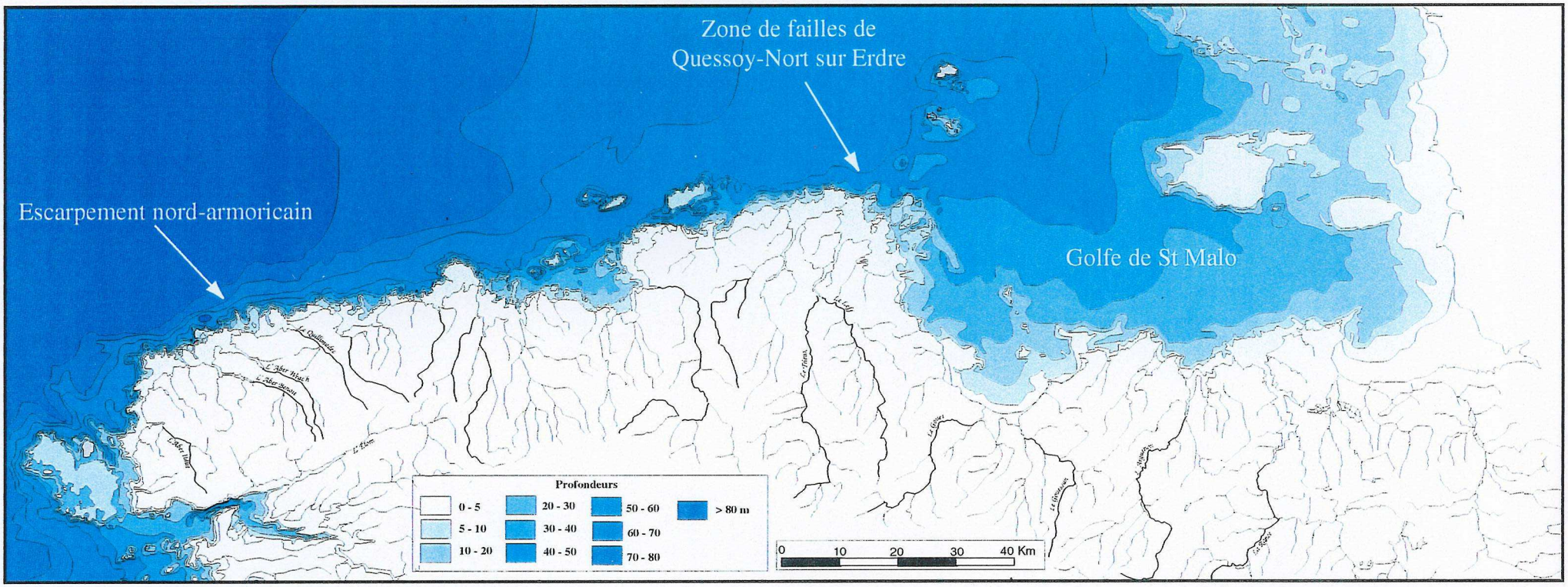
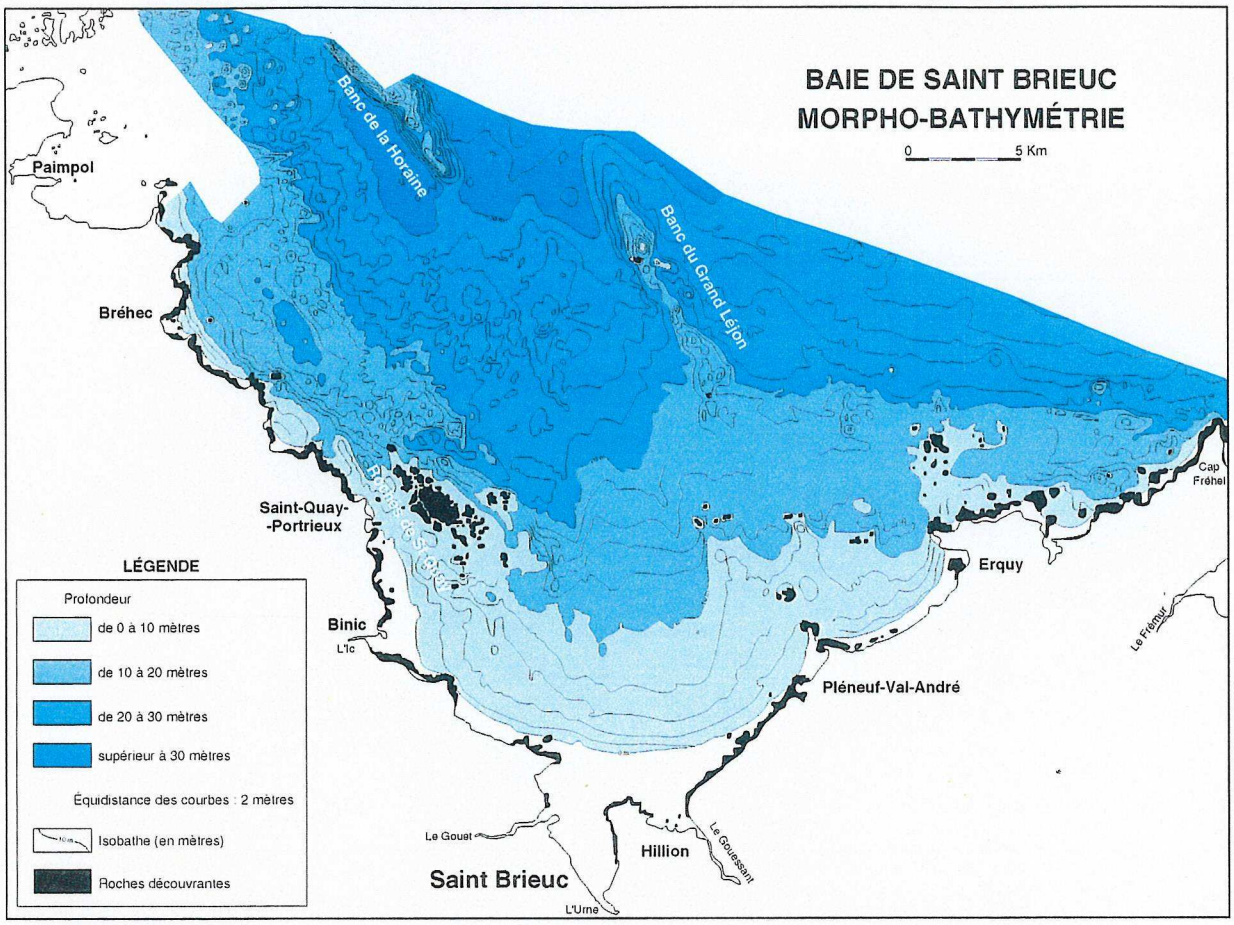


Figure IV.40 Carte bathymétrique du domaine nord-armoricain (d'après les cartes IGN au 1/200 000). Le passage en mer de la Dépression de Rennes est relativement régulier tandis que le Plateau Ouest Armoricain est limité par des escarpements qui bordent le Trégor et le Léon : zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre et escarpement nord-armoricain.



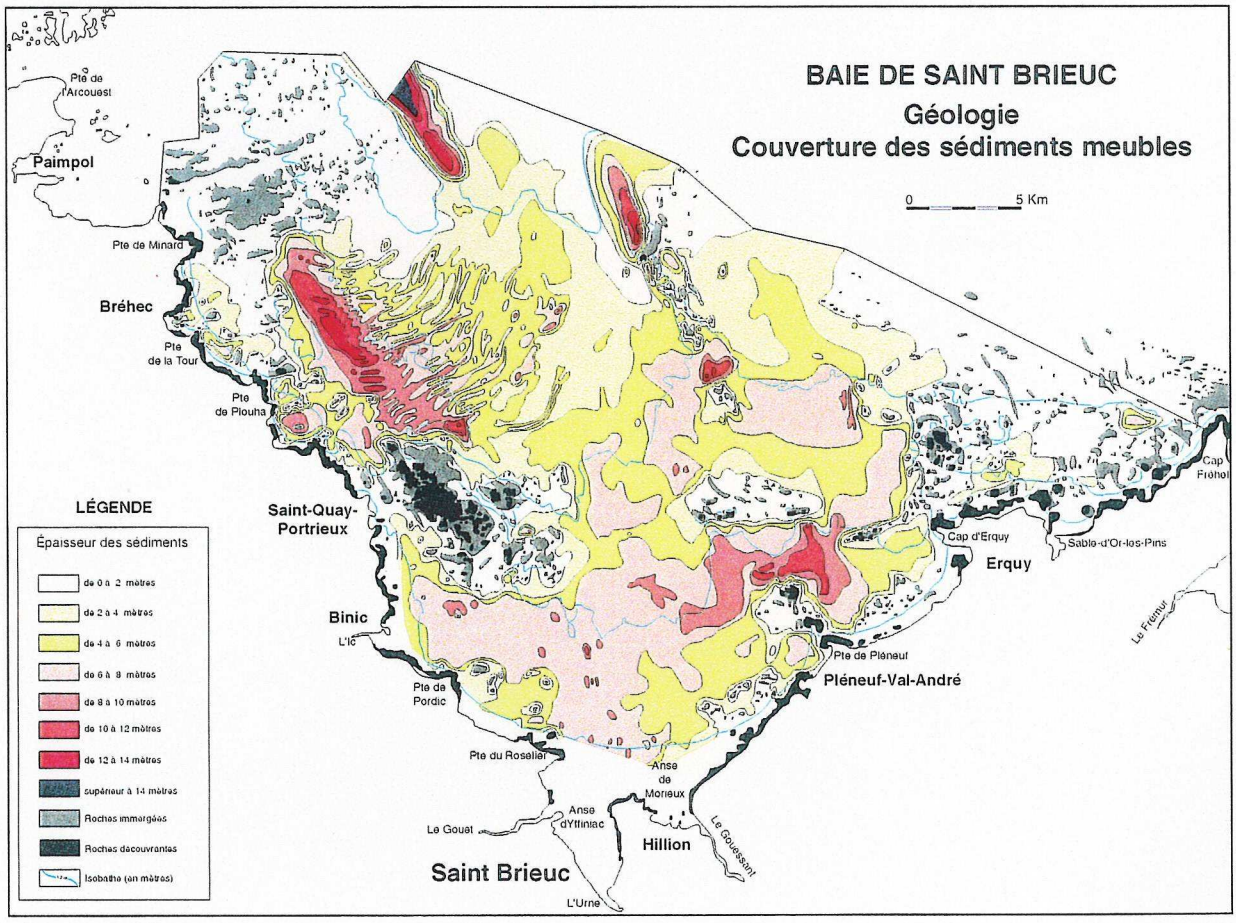


Figure IV.41

a-Bathymétrie de la baie de St Brieuc (d'après Normand, A. et Mazé, J.P., in Augris et al., 1996)

b-Carte isopaque des formations meubles (d'après Guennoc, P. in Augris et al., 1996)

Figure IV.41

a-Bathymétrie de la baie de St Brieuc (d'après Normand, A. et Maze, J.P., in Auguis et al., 1996)
b-Carte isopaque des formations meubles (d'après Guennoc, P. in Auguis et al., 1996)

O Du coté ouest de la faille de Quessoy-Nort sur Erdre, le Plateau Ouest Armoricain est limité vers le nord par l'escarpement nord-armoricain, orienté N110, situé en mer* : figure IV.40. Il sépare les plateaux du Trégor et du Léon de la surface d'aplanissement du fond de la Manche. Sa hauteur est maximale à l'ouest au large du Léon et elle diminue progressivement vers le nord-est. Ainsi, cet escarpement n'est plus visible dans la bathymétrie à l'est de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre.

5.2-Morphologie des bassins versants

Le nord de la Bretagne est drainé par huit principaux bassins versants ayant une superficie supérieure à 250 Km^2. Ce sont le Couesnon, la Rance, l'Arguenon et le Gouessant du coté est et le Gouet, le Trieux, le Jaudy et le Léguer du coté ouest au niveau du plateau du Trégor (fig. IV.39). A ces bassins versants principaux se rajoute de nombreux petits bassins versants ayant une aire comprise entre 50 et 250 Km^2. Ils peuvent couvrir des superficies importantes; c'est par exemple le cas du plateau du Léon, incisé uniquement par des petits bassins versants dont les réseaux de drainage sont très peu ramifiés. Huit petits basins versants seront considérés ici : le Douron, le Dourduff, le Queffleuth, le Quillec, le Quillimadec, l'Aber Wrac'h, l'Aber Benoit et l'Aber Ildut (fig. IV.39).

Les bassins versants situés du coté est de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre ont une morphologie assez simple (fig.IV.42) : leur histogramme est bien centré autour d'un pic de fréquence à environ 75 m. Seul le bassin versant situé le plus à l'est, le Couesnon, a une morphologie un peu différente avec un pic situé à 100 m d'altitude. La courbe hypsométrique de ces bassins versants est régulière, concave-convexe et leur intégrale oscille autour de 0.3.

A l'ouest de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre, mis à part le Jaudy qui érode uniquement la plateforme de Trégor, les plus grands bassins versants (fig.IV.43) ont des histogrammes qui sont très étalés. Le Trieux et le Léguer sont caractérisés par un premier pic de fréquence à 90 m et un deuxième pic aux environs de 200 m. Sur le Léguer, le deuxième pic n'est pas très bien défini. Dans certains cas (Gouet), il est difficile de définir un pic de fréquence. Mis à part le Jaudy, la courbe hypsométrique de ces bassins versants a une concavité

---

* Une tentative de digitalisation de cet escarpement a été effectuée à partir des minutes bathymétriques de sonde du S.H.O.M. Ces données ont été obtenues au début du siècle selon la méthode du "fil à plomb". Il s'est avèré que la précision de ces données n'est pas suffisante pour produire un MNT convenable. En fait, il semble que les corrections liées aux marées n'aient pas été effectuées de façon satisfaisante. De ce fait, les parcours d'acquisition du bateau sont visibles dans l'image de la topographie générée par interpolation à partir des points de données. Concernant la morphologie de cet escarpement, seules les données présentées sur la figure IV.43 sont ainsi disponibles.

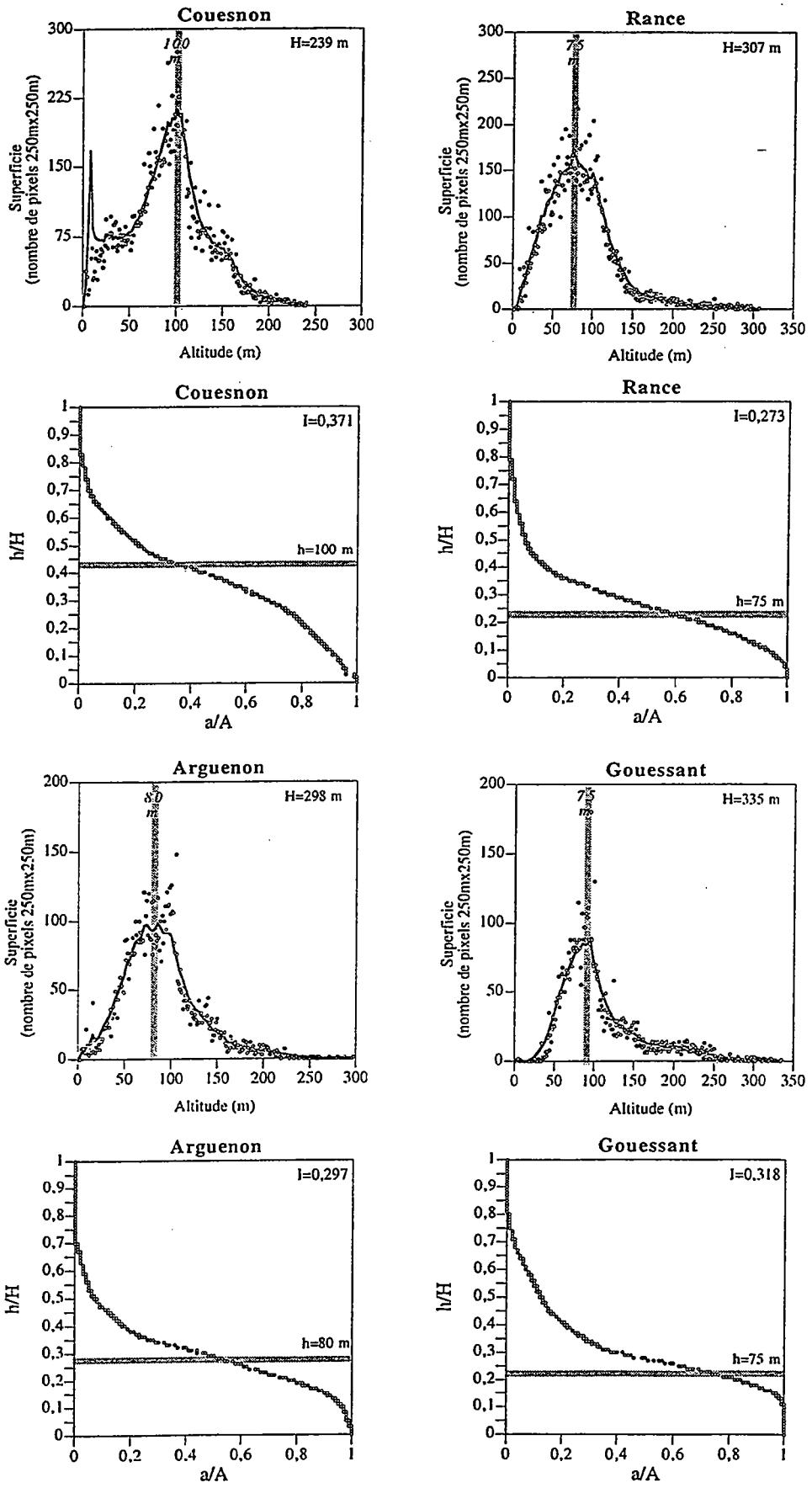


Figure IV.42 Histogramme et courbe hypsométrique des bassins versants nord-armoricains situés à l'est de la faille de Quessoy-Nort sur Erdre, déterminés à partir du MNT au pas de 250 m. (H : altitude maximale du bassin versant; I : valeur de l'intégrale hypsométrique; la zone grisée correspond au pic de fréquence).

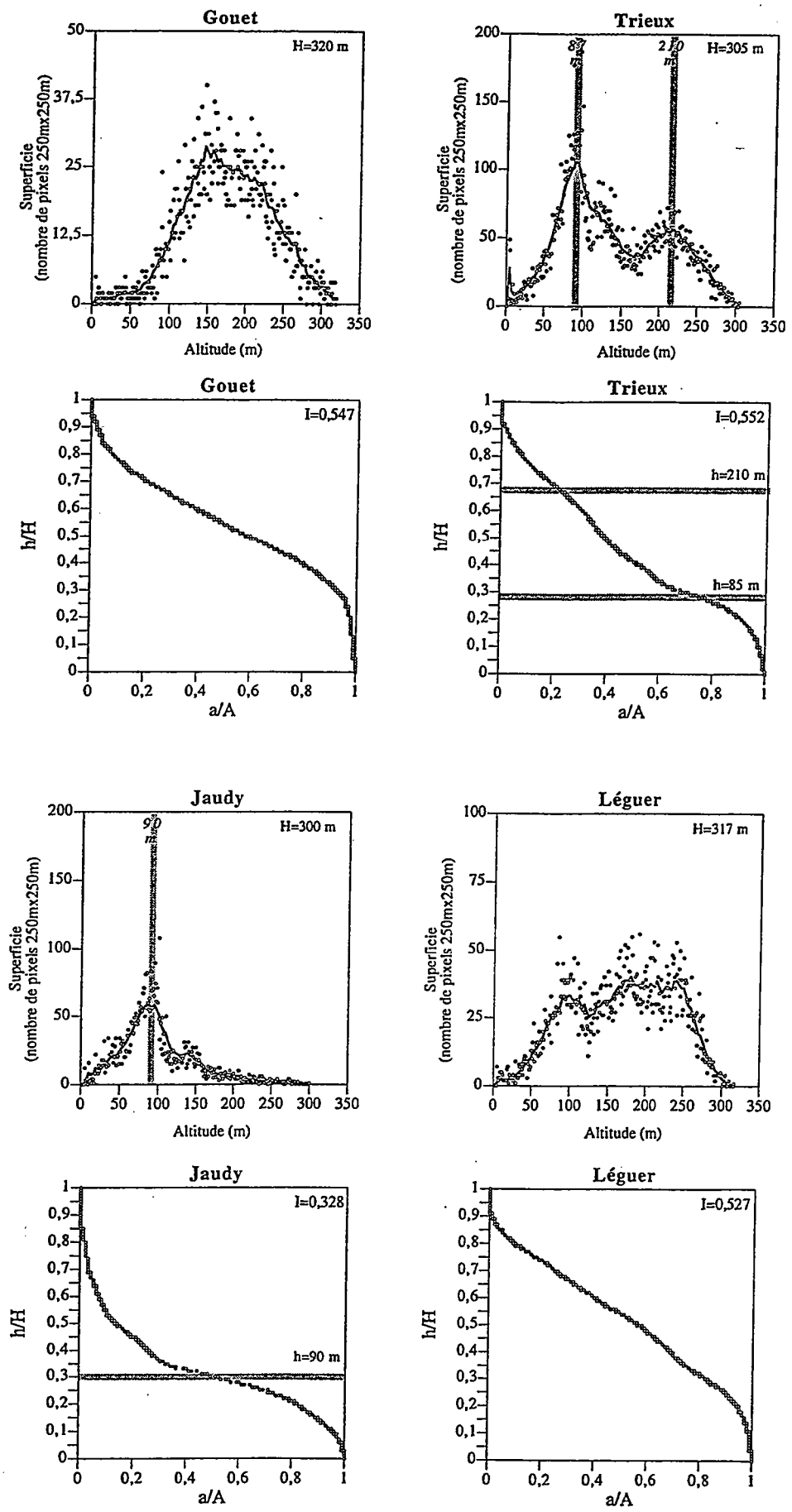


Figure IV.43 Histogramme et courbe hypsométrique des bassins versants du Trégor, déterminés à partir du MNT au pas de 250 m. (H : altitude maximale du bassin versant; I : valeur de l'intégrale hypsométrique; la zone grisée correspond au pic de fréquence).

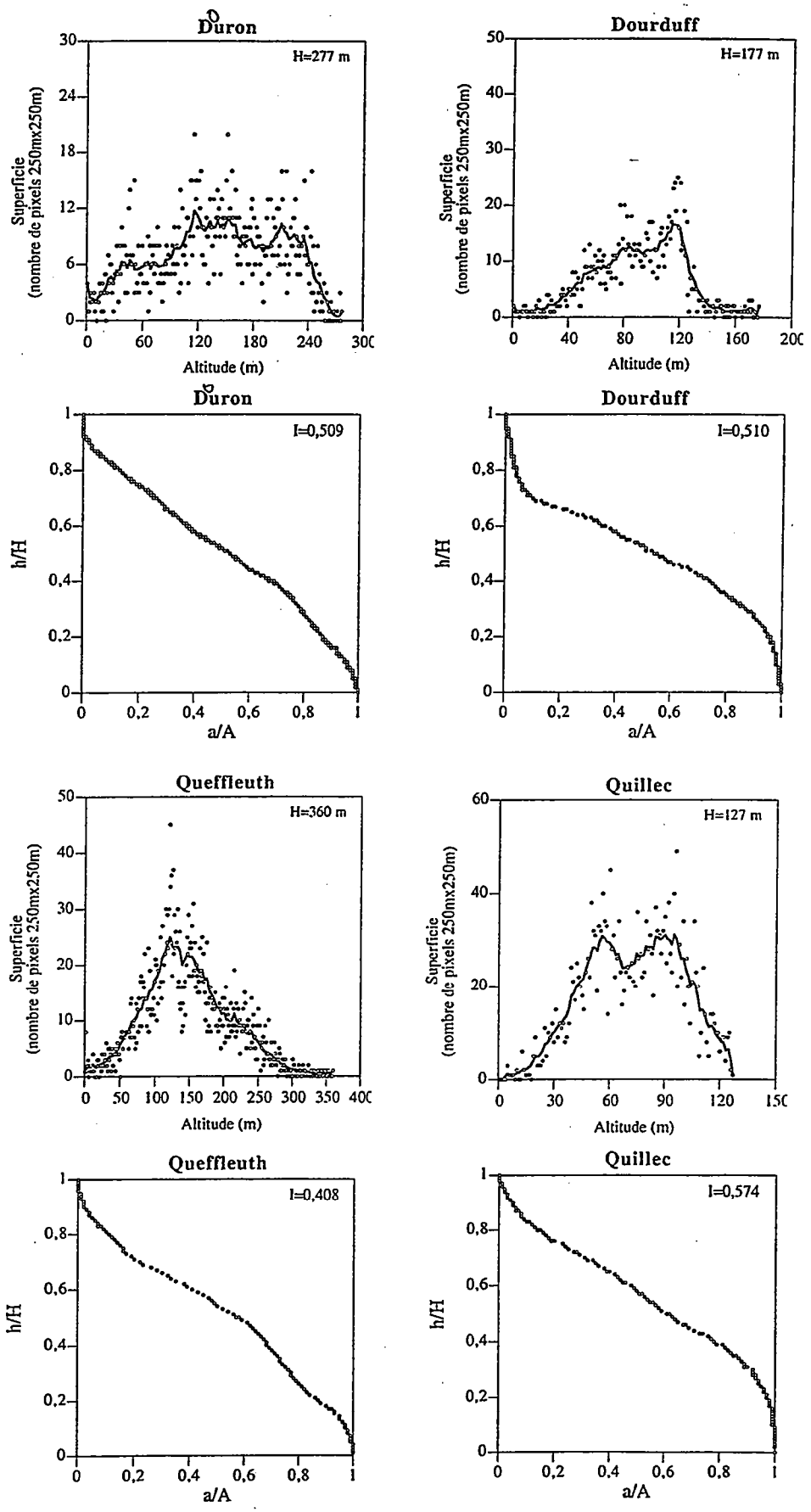


Figure IV.44 Histogramme et courbe hypsométrique des bassins versants du Léon, déterminées à partir du MNT au pas de 250 m. (H : altitude maximale du bassin versant; I : valeur de l'intégrale hypsométrique; la zone grisée correspond au pic de fréquence).

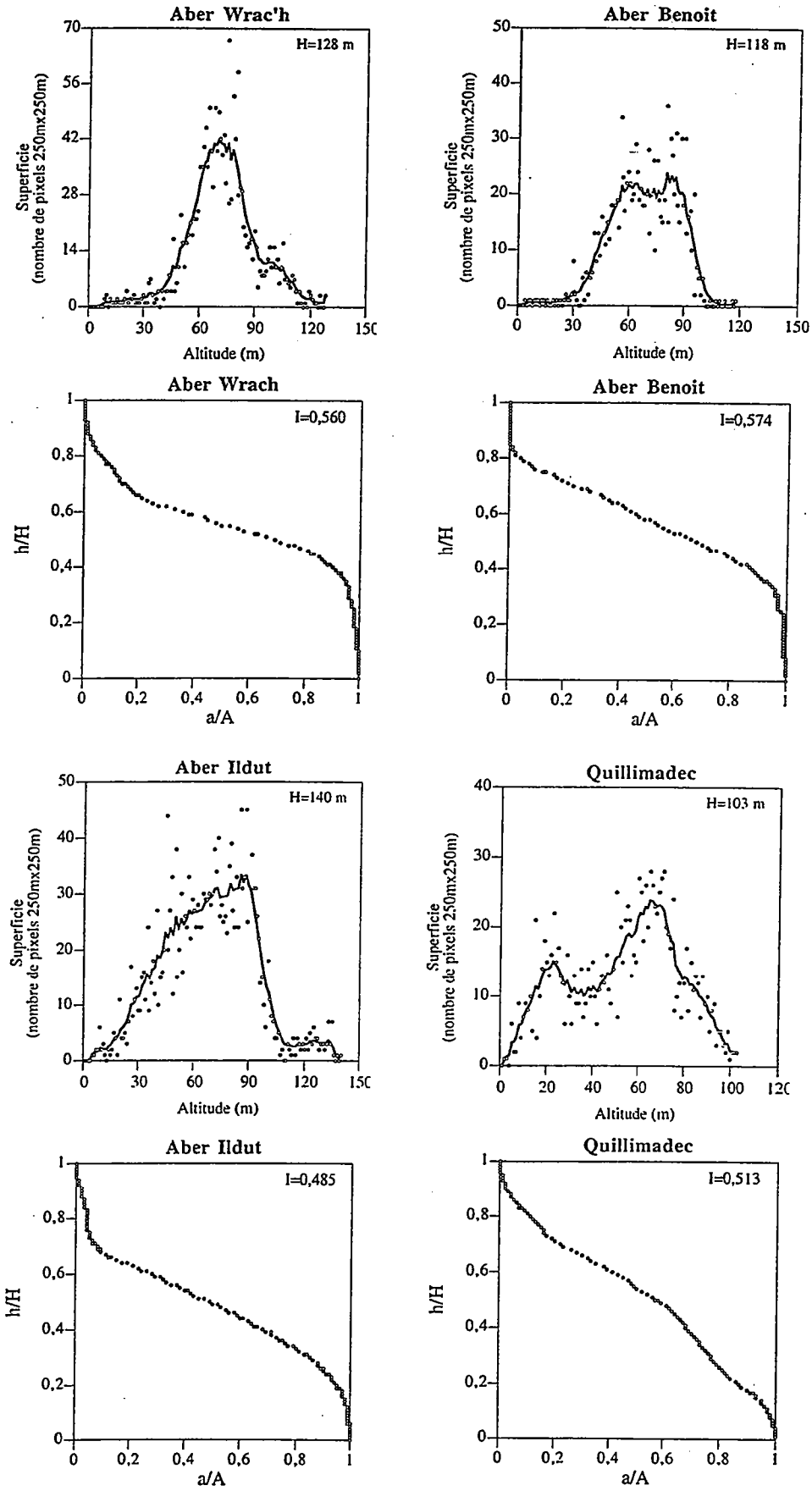


Figure IV.44 (suite).

qui est peu marquée pour les altitudes les plus importantes. Leur intégrale hypsométrique est élevée, supérieure à 0.5.
Les petits bassins versants situés à l'ouest (fig.IV.44) ont des répartitions d'altitudes très diverses. Leur principale caractéristique est d'avoir une courbe hypsométrique qui a une forme globalement convexe, avec des valeurs d'intégrale élevées, supérieures à 0.5.

5.3-Les réseaux de drainage

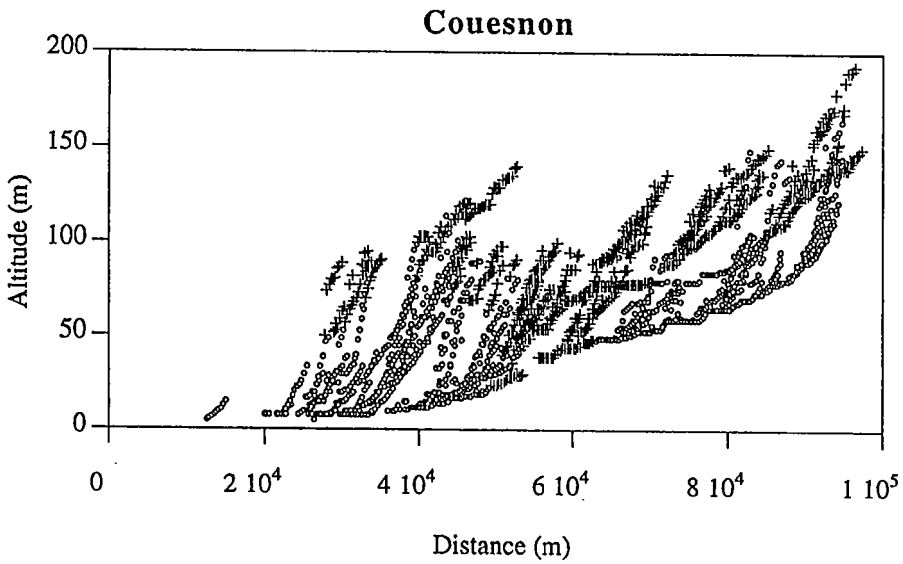
Les profils longitudinaux des réseaux de drainage nord-armoricains extraits à partir du MNT au pas de 250 m sont représentés sur les figures IV.45 a, b et c. Ils ont la caractéristique d'être très irréguliers et il n'existe pas de bassins versants dans lesquels tous les profils ont une forme concave.
Du coté est de la zone de faille de Quessoy (fig. IV.45.a), les profils montrent des ruptures de pente dont certaines correspondent à des transitions lithologiques (drain principal du Couesnon et de l'Arguenon; affluents du Gouessant et du Couesnon par exemple).
Du coté ouest (fig. IV.45 b et V.45 c), les profils sont également très irréguliers et la corrélation avec la lithologie est moins évidente.

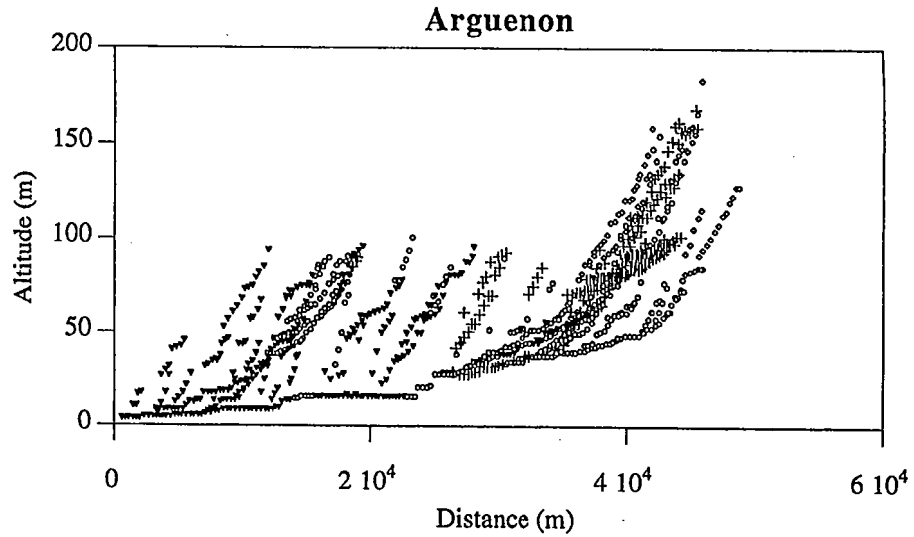
La grande diversité des profils longitudinaux de Bretagne nord rend difficile toute exploitation de leur forme à des fins de caractérisation morphologique. De plus, la connaissance des formations superficielles de cette région est très insuffisante. Il existe des terrasses dans le domaine est, mais leur extension n'est pas connue; par contre, il ne semble pas en exister du coté ouest. Par ailleurs, dans l'ensemble de cette région, la différenciation plusieurs topographies sur la base de l'incision, tel que cela a été décrit pour le flanc sud du Plateau Ouest Armoricain peut pas être effectuée.

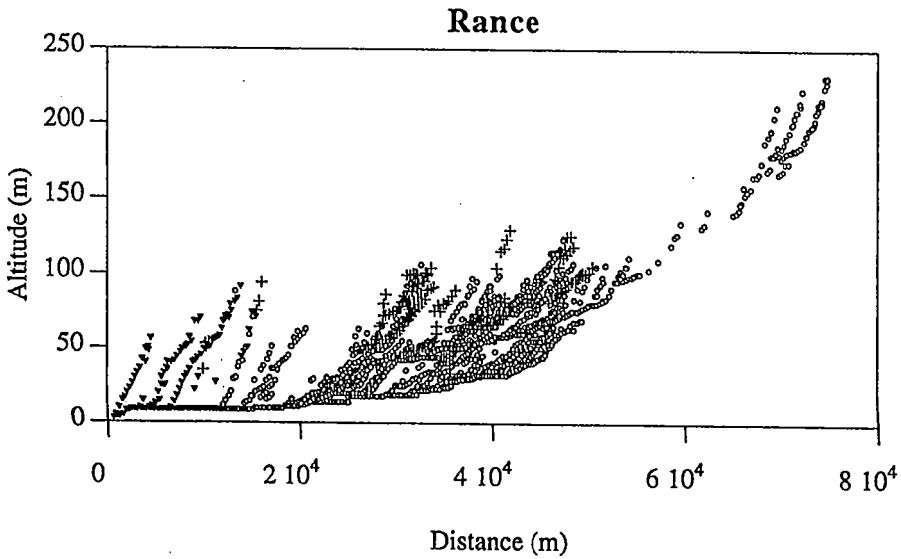
Afin de palier à ces difficultés et à des fins de caractérisation, ces profils ont été normalisés et leur intégrale a été déterminée de la même façon que pour l'intégrale hypsométrique. Cette méthode est quelquefois utilisée pour étudier ou tester l'influence d'une surrection sur la forme des profils longitudinaux (Wells *et al.*, 1988; Ohmori, 1990; Hovius, 1995).

NORMALISATION ET CALCUL DE L'INTEGRALE DES PROFILS LONGITUDINAUX

Cette méthode consiste à normaliser les profils longitudinaux par rapport à leur altitude maximale et leur longueur. L'intégrale du profil normalisé est alors une mesure de son degré de concavité. Une intégrale de 0.5 correspond à un profil rectiligne; une valeur inférieure à 0.5 correspond à un profil concave tandis qu'une valeur supérieure à 0.5 correspond à un profil convexe.







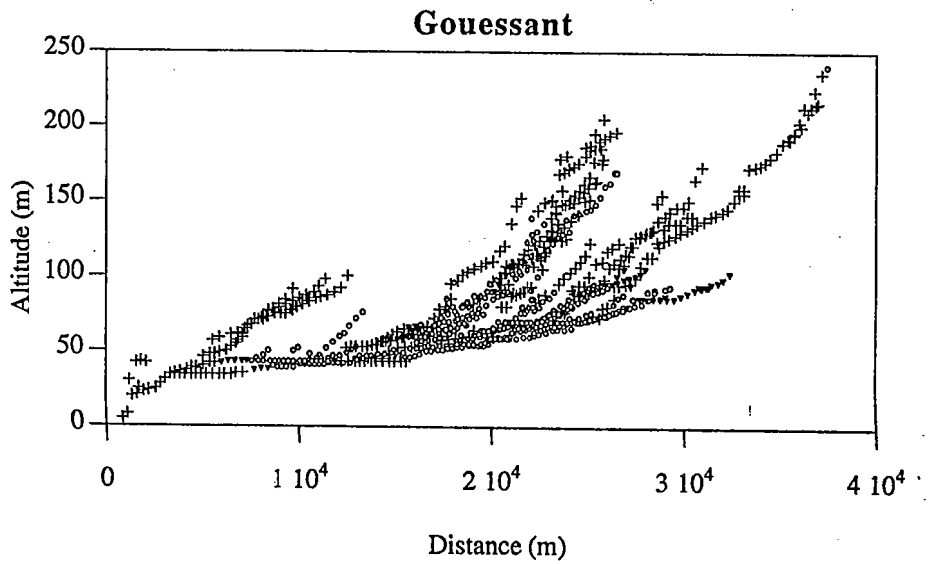
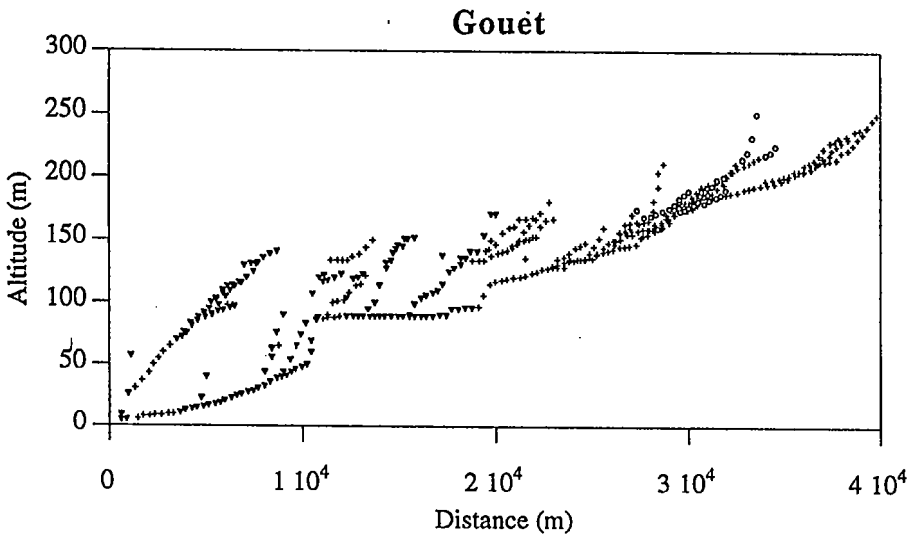
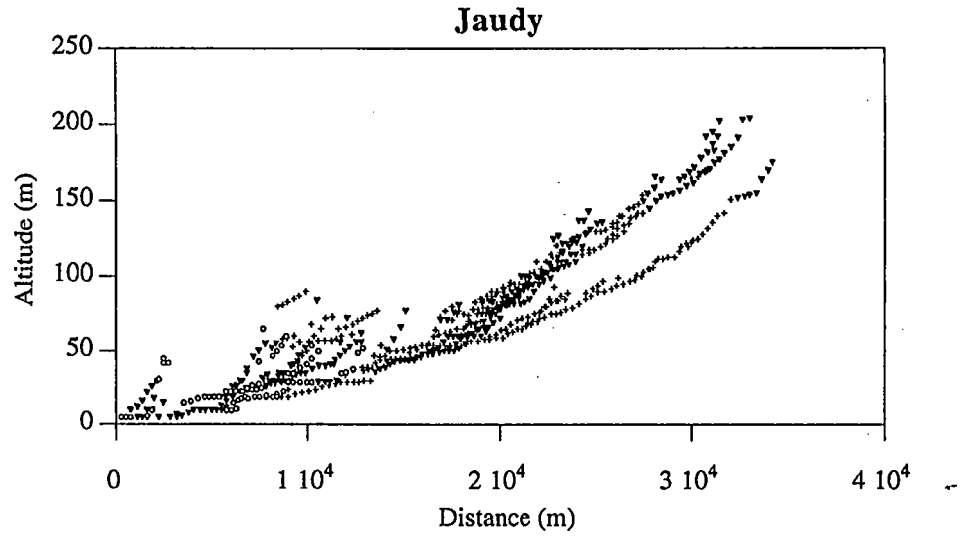
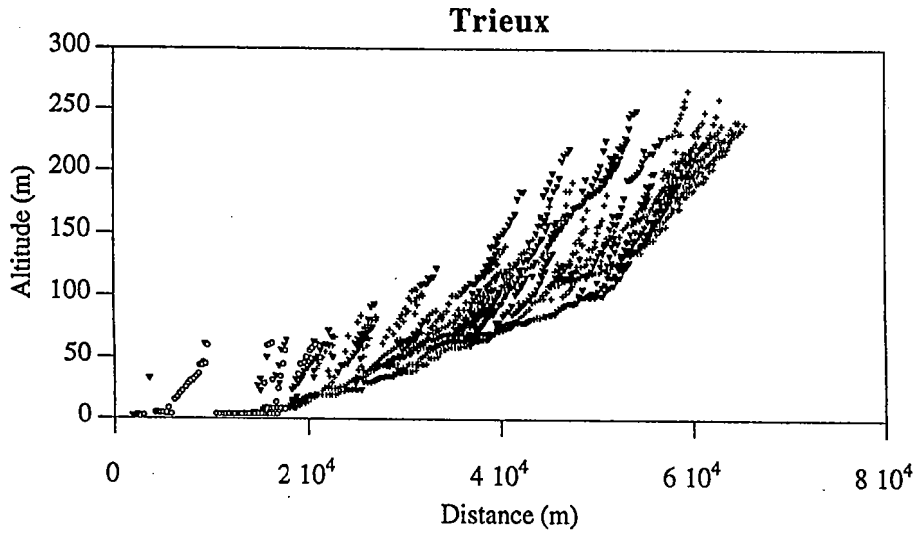


Figure IV.45.a Profils longitudinaux des bassins versants de Bretagne nord situés à l'est de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre extraits à partir du MNT à 250 m. La lithologie est également indiquée : losanges : grès; cerles blancs : schistes; croix : granite, triangles : gneiss et micaschistes.







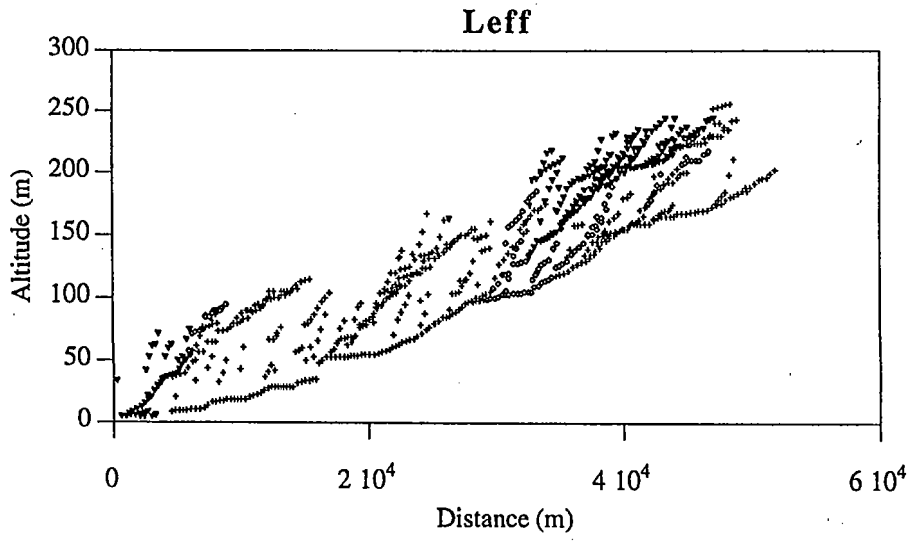


Figure IV.45.b Profils longitudinaux des bassins versants du Trégor extraits à partir du MNT à 250 m. La lithologie est également indiquée : losanges : grès; cerles blancs : schistes; croix : granite, triangles : gneiss et micaschistes.

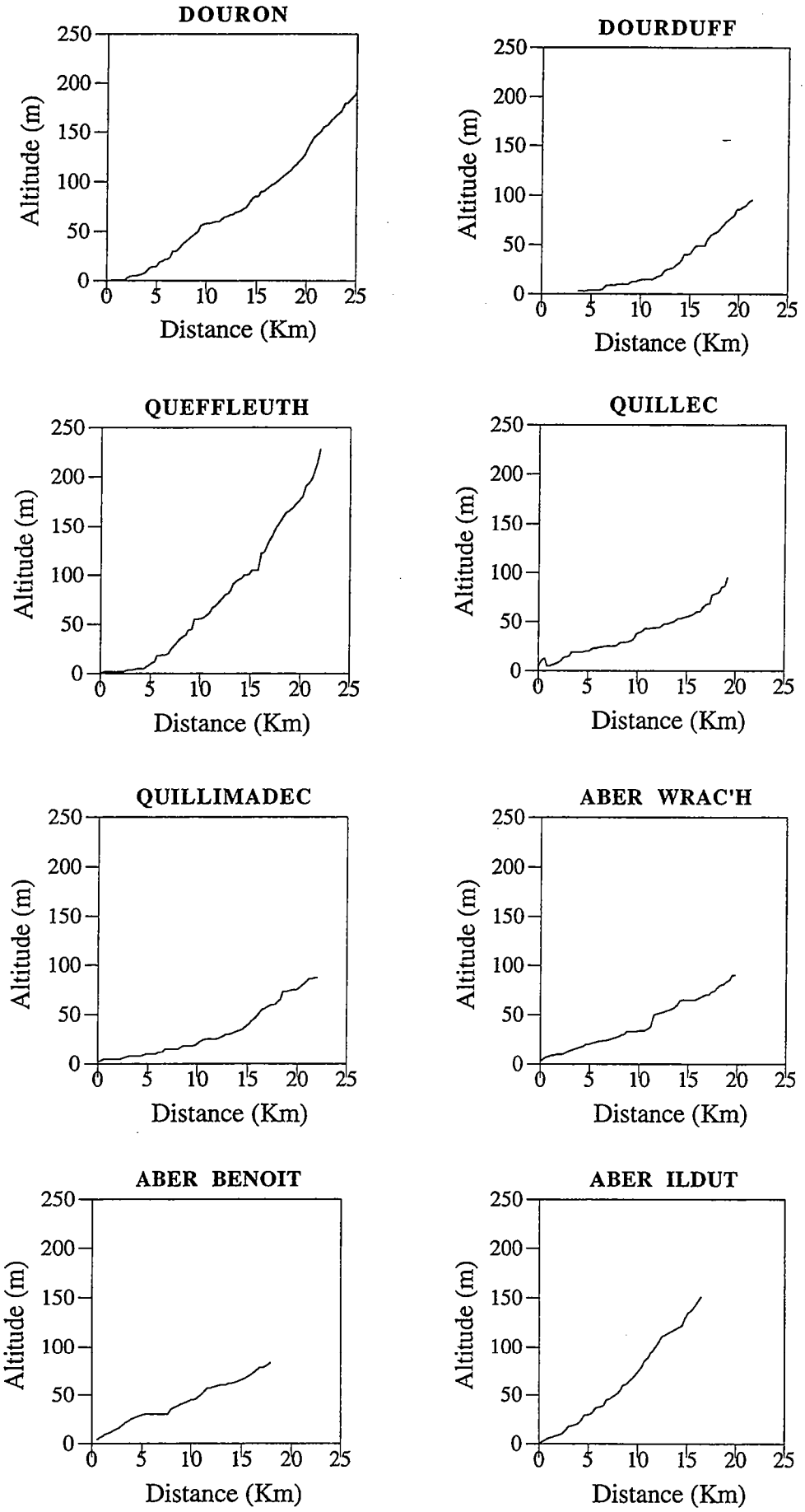


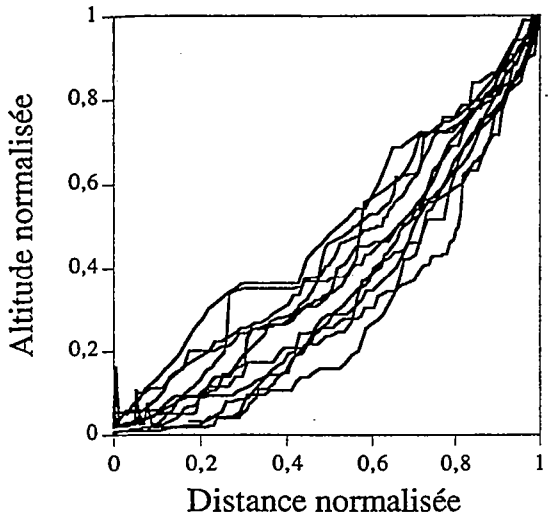
Figure IV.45.c Profils longitudinaux des bassins versants du Léon extraits à partir du MNT à 250 m.

Les profils normalisés des principales rivières nord armoricaines sont présentés sur la figure IV.46 en fonction de leur localisation à l'est ou à l'ouest de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre. Les profils situé à l'est ont une concavité plus marquée que ceux situés à l'ouest; ceci se manifeste par différentes valeurs d'intégrale, qui varient globalement de 0.2 à 0.3 pour les profils situés à l'est et de 0.3 à 0.5 pour ceux situés à l'ouest (fig. IV.46).

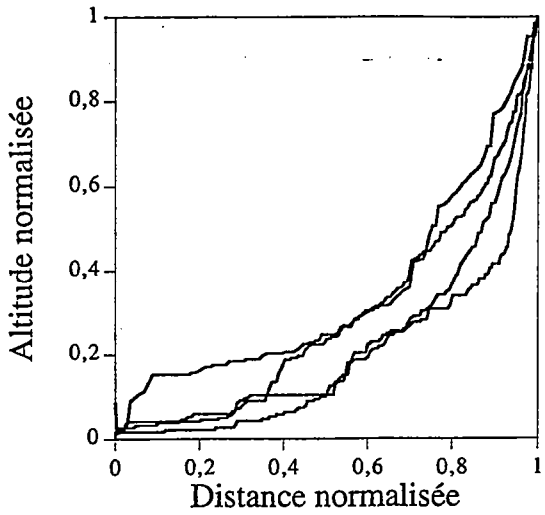
5.4-Le passage en mer des rivières nord-armoricaines

Comme noté précédemment, la topographie marine nord-armoricaine correspond à une vaste surface d'aplanissement dépourvue de sédiments Plio-Pléistocène (épaisseurs maximale : environ 2 m), occupant la presque totalité du fond de la Manche occidentale (voir figure II.12). Aucune vallée immergée n'est ainsi visible sur une carte bathymétrique.

En complément de la bathymétrie, une cartographie de l'épaisseur des formations meubles récentes est également disponible pour la baie de St Brieuc (Augris *et al.*, 1996) : figure IV.41.b. Cette carte a été établie à partir des données de sismique haute résolution de l'IFREMER. Elle montre que sur le socle, la couverture sédimentaire est très limitée : quand elle est présente, elle ne dépasse que rarement 4 à 8m. Les datations de tourbes semblent montrer que l'ensemble de ces sédiments sont Holocène (Guennoc, in Augris *et al.*, 1996).
A partir de la bathymétrie (fig. IV.41 a) et des données d'isopaques (fig. IV.41 b), la topographie du substratum peut être restituée. Les coupes ainsi effectuées dans la baie de St Brieuc (fig. IV.47) montrent qu'il n'existe pas de vallées sous marine comblées dans la prolongation des vallées incisées à terre (Guennoc in Augris *et al.*, 1996). Ainsi, dans la baie de St Brieuc, les épaisseurs sédimentaires les plus importantes, supérieures à 15 m, correspondent à des bancs sableux reliés aux escarpements rocheux (le long de l'escarpement des roches de St Quay par exemple). Contrairement aux rivières de Bretagne sud, aucune réseau immergé ne peut être suivi en mer dans la prolongation des fleuves côtiers. A titre d'illustration, deux coupes effectuées à terre à proximité de l'embouchure du Gouet (St Brieuc) montrent l'ampleur du contraste qui existe entre l'incision des vallées à terre et la planitude du socle immédiatement en mer (fig. IV.47). Dans cet exemple, la limite entre ces deux secteurs correspond à la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre. Bien que des données d'une telle qualité ne soit pas disponible pour l'ensemble du domaine immergé nord-armoricain, cette organisation semble valable pour toute la partie nord de la Bretagne. En particulier, les fleuves du Trégor et du Léon ne semblent pas se prolonger au delà de l'escarpement nord-armoricain.



Domaine ouest : Gouet, Trieux, Jaudy, Léguer, Douron, Dourduff, Queffleuth, Quillec, Quillimadec, Aber Wrac'h, Aber Benoit



Domaine est : Couesnon, Rance, Gouessant, Arguenon

	Intégrale du profil normalisé	Longueur de la rivière (Km)	aire du bassin versant (Km2)
Rance	0,282	74,762	957,31
Couesnon	0,189	96,447	1122,7
Gouessant	0,331	36,867	426,19
Arguenon	0,220	45,016	532,88
Trieux	0,288	64,777	848,25
Gouet	0,450	40,188	250,81
Jaudy	0,344	32,970	316,63
Léguer	0,427	52,360	468,25
Douron	0,397	26,374	120,81
Queffleuth	0,335	21,960	198,25
Quillec	0,397	19,132	139,25
Dourduff	0,299	21,314	65,875
Quillimadec	0,374	21,978	78,812
Aber Wrac'h	0,462	19,814	101,38
Aber Benoit	0,502	17,857	71,750

Figure IV.46 Normalisation des profils du domaine nord-armoricain. Le profil principal de chaque bassin versant a été normalisé par rapport à son altitude maximale et par sa longueur . La courbe résultante peut s'interprèter de la même façon qu'une courbe hypsométrique. Les valeurs de l'intégrale hypsométrique sont données dans le tableau.
Cette normalisation montre que les profils longitudinaux des rivières situées à l'ouest de la zone de faille de Quessoy-Nort sur Erdre ont des concavités moins prononcées que ceux situés à l'est .

5.5-Synthèse

Le domaine nord-armoricain est caractérisé par la juxtaposition de deux topographies différentes par le biais de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre.

-D'un point de vue morphométrique, ces deux topographies diffèrent par leur quantité d'incision comme le montre les différences d'hypsométrie des bassins versants, le domaine ouest étant le plus incisé (valeur d'intégrale hypsométrique d'environ 0.3 à l'est contre 0.5 à l'ouest). Dans ce dernier secteur, les rivières ont en outre une concavité plus faible que celles situées à l'est.

-Dans ces deux domaines, aucune incision ne se poursuit en mer. Les rivières viennent se connecter sur la surface d'aplanissement de la Manche occidentale. Elle a été caractérisée dans la baie de St Brieuc : il s'agit d'une surface érosive sur laquelle repose uniquement un mince placage de sédiments Holocène (Guennoc, in Augris et al., 1996). Les modalités du passage terre-mer diffèrent cependant fondamentalement entre l'est et l'ouest : le passage de la topographie en mer est relativement continu du coté est de la faille de Quessoy-Nort sur Erdre, tandis qu'il se fait à la faveur d'escarpements importants du cote ouest.

-Enfin, d'un point de vue morphologique, le domaine ouest se distingue du domaine est par la présence de deux vastes plates-formes incisées, le Trégor et le Léon, situées à des altitudes de 90-100 m. Contrairement aux plateaux définis dans les autres secteurs de Bretagne, elles ont la caractéristique de ne pas être altérées; elles sont également dépourvues de dépôts récents, Plio-Pléistocène. Ces plates-formes sont limitées au nord par l'escarpement nord-armoricain et à l'est par la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre.

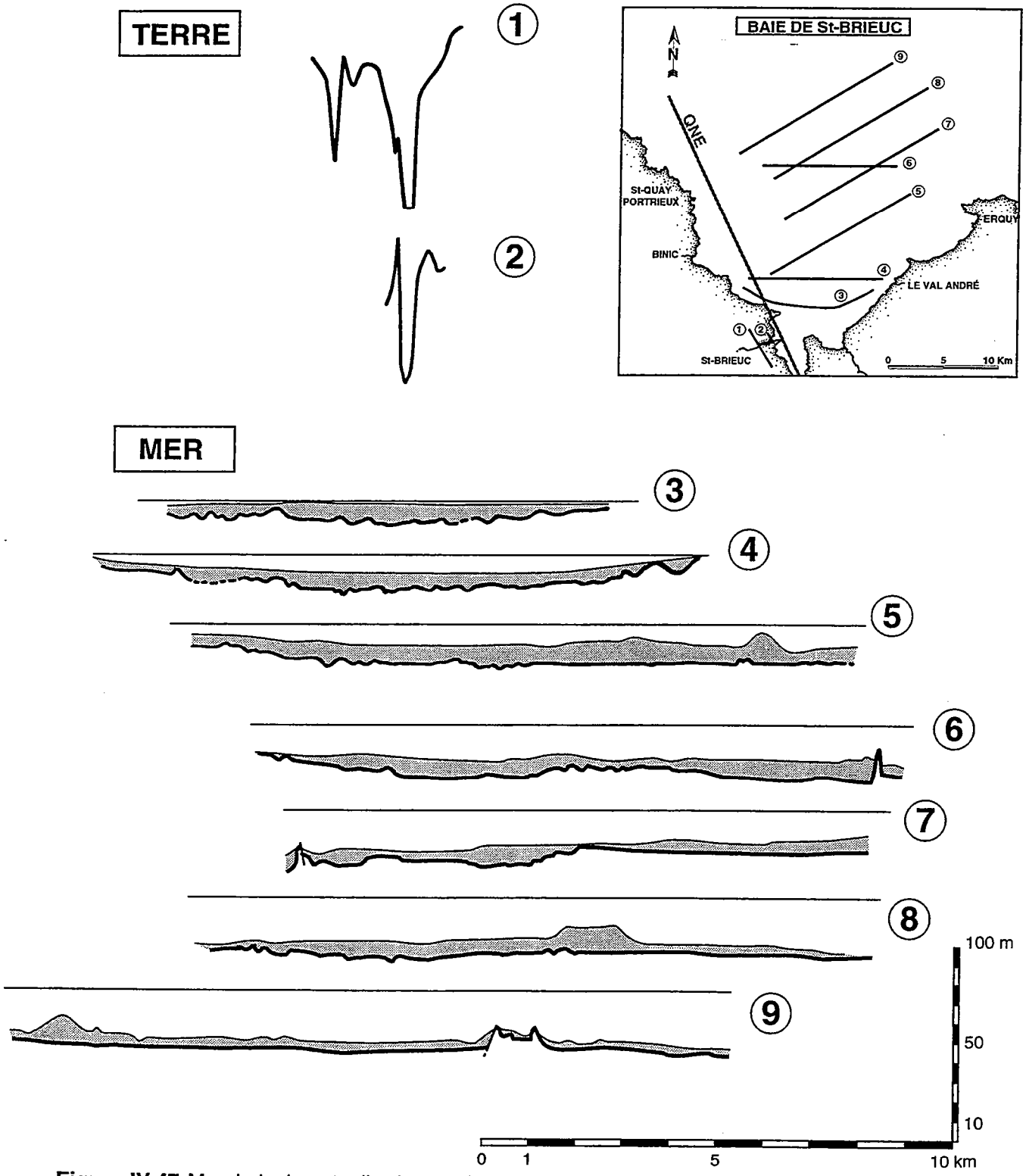


Figure IV.47 Morphologie actuelle des vallées à terre (ici, le cas du Gouet : coupes 1 et 2) et de la topographie en mer dans leur prolongation (coupes 3 à 9) autour de la baie de St Brieuc. Les coupes en mer ont été réalisées à partir des cartes bathymétriques et des cartes d'isopaque des formations meubles de la baie de St Brieuc présentées sur la figure IV.41 (d'après Augris *et al.*, 1996). Sue ces coupes, les parties grisées représentent les formations superficielles, probablement Holocène (cf. texte). Noter que les coupes à terre et en mer sont représentées à la même échelle.
Aucune incision, ni remplissage sédimentaire de vallées incisées ne peuvent être définis en mer. Les vallées fortement incisées à terre ne se prolongent donc pas en mer. Le découplage morphologique ainsi définit correspond ici au passage de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre le long de la bordure ouest de la baie de St Brieuc.

6-CONCLUSION

En conclusion à cette description du relief armoricain, un des points essentiels est la grande diversité d'état d'incision actuel de la topographie, en liaison avec autant de formes différentes de profils longitudinaux. Un des points les plus importants, qui va faire l'objet d'une partie du chapitre suivant, est la compréhension des facteurs qui sont responsables de la formation de ces spécificités; nous traiterons particulièrement du cas des ruptures de pente des profils longitudinaux. Cette étude nous permettra de préciser comment se comportent les systèmes fluviatiles en incision dans un socle, c'est à dire comment les variations du niveau de base se propagent dans un tel domaine continental.

Une des autres caractéristiques de la Bretagne est l'existence de formes du relief particulières : plateaux à altérites, plateaux incisés, etc... En complément des caractéristiques morphométriques des bassins versants, ce sont des marqueurs qui vont nous servir, une fois leur origine contrainte, à reconstituer l'évolution géologique et géomorphologique du Massif Armoricain.

CHAPITRE V

LES FLEUVES CÔTIERS BRETONS : UN MODÈLE D'ÉVOLUTION EN RÉGIME PÉRIGLACIAIRE ET EN CONTEXTE DE DÉFORMATION DE FAIBLE AMPLITUDE ET DE GRANDE LONGUEUR D'ONDE

-

IMPLICATIONS SUR LA CROISSANCE DES RÉSEAUX

PLAN DU CHAPITRE

CHAPITRE V

LES FLEUVES CÔTIERS BRETONS :

UN MODÈLE D'ÉVOLUTION EN RÉGIME PÉRIGLACIAIRE ET EN CONTEXTE DE DÉFORMATION DE FAIBLE AMPLITUDE ET DE GRANDE LONGUEUR D'ONDE

IMPLICATIONS SUR LA CROISSANCE DES RÉSEAUX ____ *265*

1-SIGNIFICATION DES RUPTURES DE PENTE DANS LES PROFILS LONGITUDINAUX (KNICKPOINTS) ____ 268

1.1-Introduction ____ 268

1.2-Les ruptures de pente d'origine lithologique ____ 269

1.2.1-Caractérisation des ruptures de pente lithologiques dans l'espace ____ 269

1.2.2-Evolution dans le temps des ruptures de pente d'origine lithologique ____ 273

1.2.3-Discussion : genèse des ruptures de pente d'origine lithologique ____ 275

1.3-Les ruptures de pente d'origine tectonique ____ 276

1.4-Evolution des ruptures de pente tectonique ____ 277

1.4.1-Incidence d'un contrôle tectonique aval sur le développement de ruptures de pente lithologiques. 279

1.4.2-Implications sur la dynamique érosive en Bretagne méridionale ____ 283

1.4.3-Modèle d'évolution des profils longitudinaux soumis à un contrôle mixte, tectonique et lithologique ____ 287

1.5-Les ruptures de pente liées à une chute du niveau de base ____ 290

1.6-Conclusion à l'étude des ruptures de pente ____ 292

2-PARAMETRES MORPHOLOGIQUES ET DEPLACEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHERE : LE CAS D'UNE DEFORMATION DE FAIBLE AMPLITUDE ET DE GRANDE LONGUEUR D'ONDE 293

2.1-Une approche qualitative : les indices morphologiques ____ 293

2.2-Une approche quantitative : la mesure de l'incision ____ 296

2.3-La déformation récente du Massif Armoricain d'après les caractéristiques de la topographie ____ 297

2.3.1-Erosion et morphologie anté-Pléistocène ____ 297

2.3.2-L'initiation du relief actuel ____ 298

2.3.3-Le relief en tant que marqueur de la déformation du Massif Armoricain durant le Pléistocène ____ 298

3- L'ÉVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DES FLEUVES CÔTIERS BRETONS : IMPLICATIONS SUR LA DYNAMIQUE DU RELIEF ____ 321

3.1-Influence des paramètres de contrôle tectonique, eustatique et climatique sur la cinétique de l'érosion 321

3.2-Discussion : importance du contrôle tectonique sur les modalités de l'incision de la topographie. ____ 323

3.2.1-Influence de la géométrie du contrôle tectonique sur la formation du relief ____ 323

3.2.2-Influence de la vitesse de surrection sur le mode d'adaptation des rivières : incision *vs.* croissance 324

3.2.3-conclusion : surrection et croissance des reliefs ____ 326

CHAPITRE V

LES FLEUVES CÔTIERS BRETONS : UN MODÈLE D'ÉVOLUTION EN RÉGIME PÉRIGLACIAIRE ET EN CONTEXTE DE DÉFORMATION DE FAIBLE AMPLITUDE ET DE GRANDE LONGUEUR D'ONDE

IMPLICATIONS SUR LA CROISSANCE DES RÉSEAUX

Au terme de cette étude, et à partir des caractéristiques du relief décrites dans le chapitre précédent, il nous reste à caractériser de quelle(s) façon(s) les rivières ont incisé la topographie armoricaine. L'objectif est de proposer un modèle de dynamique de l'incision d'un socle en régime périglaciaire et en contexte de déformation de faible amplitude et de grande longueur d'onde.

Dans un premier temps, nous allons nous attacher à comprendre un objet géomorphologique caractéristique des profils longitudinaux en érosion : les ruptures de pente (knickpoints). Ces irrégularités des profils longitudinaux peuvent se développer de différentes façons, par exemple du fait de l'existence de contrastes lithologiques, mais également à la faveur de mouvements verticaux sur des failles recoupées par des rivières ou bien du fait de l'incapacité d'une rivière à maintenir un profil d'équilibre concave. Ce sont ainsi des structures essentielles par lesquelles les rivières évoluent et s'adaptent aux variations du niveau de base. Elle ont un rôle fondamental dans le contrôle de la forme de la topographie a un instant donné. Leur importance dans l'évolution des fleuves nous a donc conduit à les étudier plus spécifiquement.

Dans un deuxième temps, nous nous intéresserons aux paramètres morphologiques et aux formes du relief qui permettent de caractériser les mouvements verticaux de la lithosphère. Ceci sera illustré au travers d'une analyse de la topographie armoricaine, ce qui conduira à l'élaboration d'un modèle de déformation de la Bretagne durant le Pléistocène.

Enfin, et en conclusion à l'étude des réseaux hydrographiques bretons, nous discuterons la façon dont les rivières évoluent au cours du temps et s'adaptent aux variations du niveau de base dans le cadre d'une évolution en régime périglaciaire et en contexte de déformation de faible amplitude et de grande longueur d'onde.

1-SIGNIFICATION DES RUPTURES DE PENTE DANS LES PROFILS LONGITUDINAUX (KNICKPOINTS)

1.1-Introduction

Les ruptures de pente sont des discontinuités des profils longitudinaux qui sont très fréquentes dans les rivières qui érodent les socles (Seidl et Dietrich, 1992). Elles semblent ainsi représenter un mécanisme essentiel par lesquelles les rivières évoluent (Howard et al., 1994). De nombreuses ruptures de pente caractérisent les rivières de Bretagne; elles vont être plus particulièrement étudiées dans le but de discuter de leur signification et de déterminer les facteurs qui contrôlent leur développement.

Dans un premier temps, il est nécessaire de distinguer deux étapes différentes dans le développement des ruptures de pente qui sont (1) leur formation et (2) leur évolution ultérieure. Bien que cela puisse paraître évident, ces deux point sont fondamentaux car à l'observation d'une rupture de pente se posent deux questions : (1) quelle est la cause de son développement ? et (2) ou a t'elle été initiée ? Les ruptures de pente sont en effet des structures qui sont susceptibles de migrer dans les profils longitudinaux (I, § 2.3.2).
Il existe quatre causes principales de formation des ruptures de pente dans les profils longitudinaux (cf. également chapitre I, § 2.3.2) :

(1) une variation de lithologie (Hack, 1973; Holland et Pickup, 1976; Miller, 1991; Goldrick et Bishop , 1993),

(2) la présence d'un escarpement de faille active ou plus généralement d'une zone de déformation active (Reed, 1981; Seeber et Gornitz, 1983),

(3) un déséquilibre érosif témoignant d' une chute du niveau de base (Hack, 1973; Gardner, 1983; Schumm *et al.*, 1987; Seidl et Dietrich, 1992; Goldrick et Bishop, 1993),

(4) une augmentation de la capacité érosive à la jonction des affluents (Seidl et Dietrich, 1992).

Suite à cette étape de formation, il existe des désaccords qui concernent leur évolution ultérieure. D'après les modélisations analogiques de Gardner (1983), les ruptures de pente disparaissent rapidement en migrant ou non vers l'amont, du fait de la diminution progressive de leur pente au cours du temps (cf. figure I.32). Par contre, pour d'autres (Schumm *et al.*, 1987; Seidl et Dietrich, 1992; Young et McDougall, 1993; Howard *et al.*, 1994; Seidl *et al.*, 1994, 1997) les ruptures de pente ont une forte capacité de migration vers l'amont; elles pourraient se propager dans l'ensemble du réseau de drainage en conservant leur forme.

Ces différents cas ont été envisagés à partir des caractéristiques des ruptures de pente du Massif Armoricain. Concernant leur initiation, seuls les trois premiers cas ont été considérés car la formation de ruptures de pente au niveau de confluence est peu représentée ici.

1.2-Les ruptures de pente d'origine lithologique

1.2.1-Caractérisation des ruptures de pente lithologiques dans l'espace

Seize ruptures de pente localisées au niveau d'interfaces schiste-granite ont été localisées dans l'ensemble du Massif Armoricain (fig. V.1). Elles ont été sélectionnées dans des secteurs ou il n'existe pas d'escarpements de failles majeurs ayant pu guider directement l'évolution géomorphologique des rivières. Les ruptures de pente de Bretagne méridionale, localisées en amont du CSA, ont ainsi été exclues dans un premier temps. Etant donné que nous avons montré qu'il existe des différences de surrection Pléistocène entre la Plateau Ouest Armoricain et la Dépression de Rennes (cf. chapitre III), ces ruptures de pente ont été distinguées selon leur appartenance à l'une ou l'autre de ces régions. L'ensemble des profils utilisés sont présentés en annexe 1.

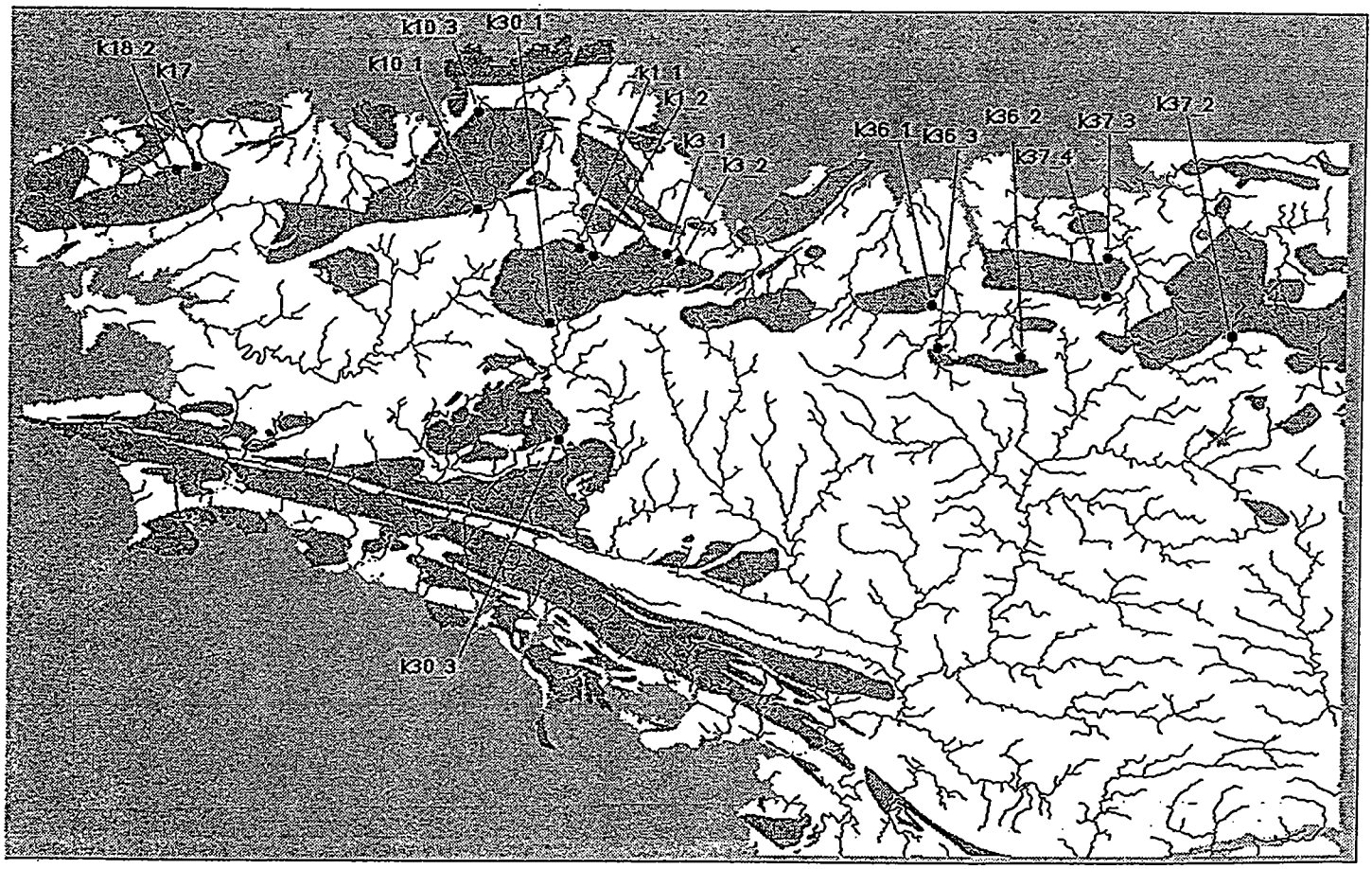


Figure V.1 Localisation des ruptures de pente situées au niveau d'interfaces schistes-granite utilisées dans l'étude du développement des ruptures de pente lithologiques.

Ces ruptures de pente ont été caractérisées à partir de leur géométrie et des propriétés hydrodynamiques de leur cours d'eau. Les paramètres mesurés sont les suivants (fig. V.2) :

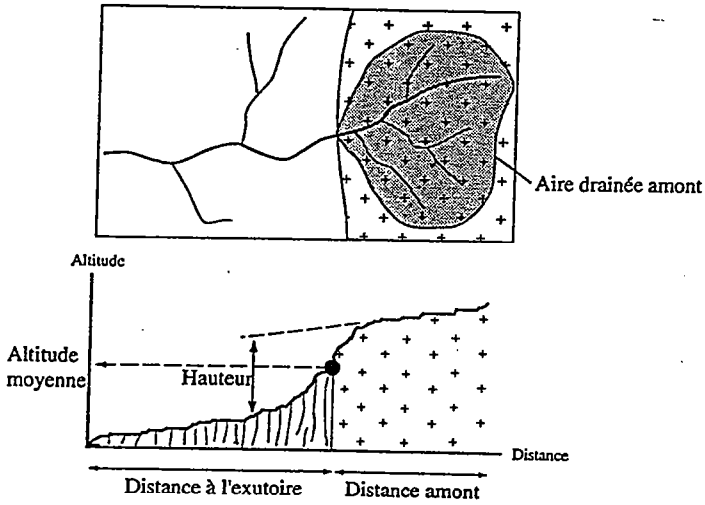
- hauteur de la rupture de pente,
- altitude moyenne de la rupture de pente ,
- distance à l'exutoire du point d'inflexion,
- distance amont du point d'inflexion,
- aire drainée amont à partir du point d'inflexion,

La hauteur des ruptures de pente a été reportée en fonction de la distance amont, de l'aire drainée amont, de l'altitude moyenne de la rupture et de la distance à l'exutoire (fig. V.3).
Les diagrammes représentant la hauteur des ruptures de pente en fonction de la distance amont ou de l'aire drainée amont montrent une assez forte dispersion (fig. V.3). Une décroissance de la hauteur des ruptures de pente à distance amont et aire drainée amont croissantes pourrait éventuellement être envisagée, mais la forte dispersion des points rend cette observation délicate.
Par contre, la hauteur des ruptures de pente est clairement reliée à des paramètres tels que la distance à l'exutoire et l'altitude moyenne de la rupture (fig. V.3). Ces graphes montrent que plus on s'éloigne de l'exutoire (c'est à dire plus on monte en altitude) et plus les contrastes lithologiques schistes-granite sont mis en évidence dans le réseau de drainage sous forme de ruptures de pente* .

A partir de ces données, il est possible de dresser un schéma d'expression morphologique actuelle des contrastes lithologiques dans les réseaux de drainage (fig. V.4). Les caractéristiques géométriques des ruptures de pente lithologiques, et en particulier leur hauteur, dépendent principalement de la position du contraste lithologique dans le réseau de drainage : plus il est éloigné de l'exutoire de la rivière et plus la rupture de pente a une expression morphologique importante dans le profil longitudinal. De même, plus l'altitude moyenne du contact schiste-granite est élevée et plus la rupture de pente qui y est développée montre un dénivelé important.
Cette situation correspond à un bilan de l'état de développement actuel des ruptures de pente, indépendamment du temps.

---

* Le point qui s'écarte significativement des autres données correspond à la rupture de pente du Blavet k30_1. Celle-ci est située sur la bordure sud du granite de Quintin qui pourrait être une zone faillée. Il est donc possible que la position de ce point soit influencée par une activité tectonique locale.



	Distance amont (m)	Distance à l'exutoire (m)	Aire drainée (Km2)	Hauteur Knickpoint (m)	Altitude moyenne Knickpoint (m)
Plateau Ouest Armoricain					
k1_1	9700	52016	23594	45	134,5
k1-2	12200	53479	45664	43	122,5
k3-1	5075	18192	11953	42	110
k3-2	21675	18753	84492	21	106,5
k10-1	17925	34781	54844	32	134
k10-3	11725	3975	26640	15	28,5
k17	7150	15088	9922	32	56
k18-2	8700	11864	13437	13	56,5
k30-1	20900	104964	71601	72	180
k30-3	10300	56309	18320	48	158
Depression de Rennes					
k36-1	7450	26581	34258	14	41
k36-2	5500	45627	10312	36	62
k36-3	19350	29056	60703	19	32,5
k37_2	13375	84333	42539	39	84,5
k37_3	4225	29971	2734	18	40
k37_4	5325	45870	9844	42	48

Figure V.2 Paramètres descriptifs déterminés pour caractériser les ruptures de pente d'origine lithologiques et données utilisées (cf. localisation sur la figure V.1).

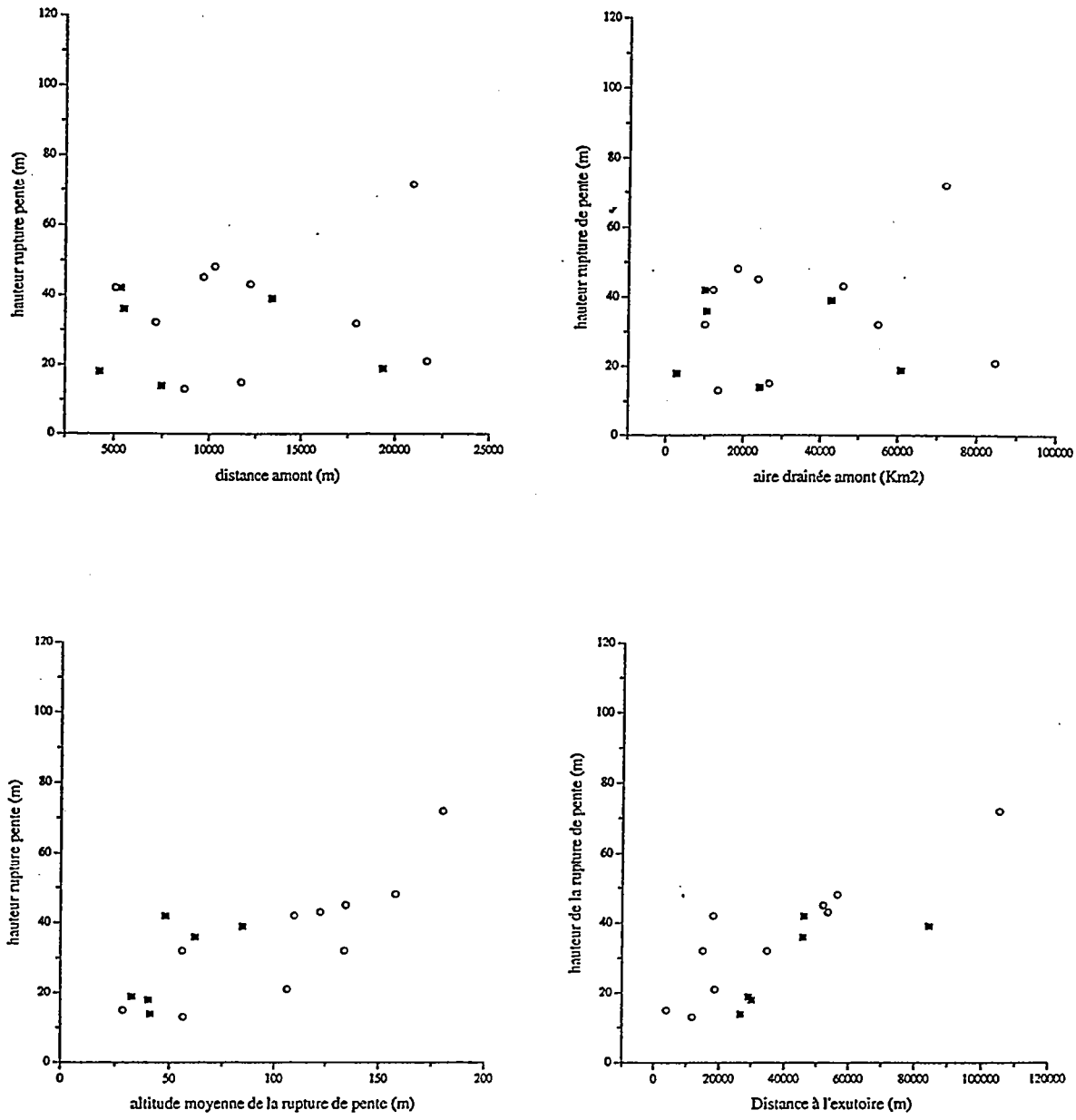


Figure V.3 Relations entre la hauteur des ruptures de pente lithologiques et leur distance amont, leur aire drainée amont, leur altitude moyenne et leur distance à l'exutoire (cf. fig. V.2). Les ruptures de pente localisées dans la Dépression de Rennes sont représentées par des carrés noirs tandis que celles qui sont localisées sur le Plateau Ouest Armoricain sont figurées par des ronds blancs .
Ces graphes montrent qu'il n'existe pas de corrélation évidente entre la hauteur des ruptures de pente et les paramètres hydrologiques tels que la distance amont et l'aire drainée amont. Par contre la hauteur actuelle des ruptures de pente semble corrèlée avec leur altitude moyenne et leur distance à l'exutoire.

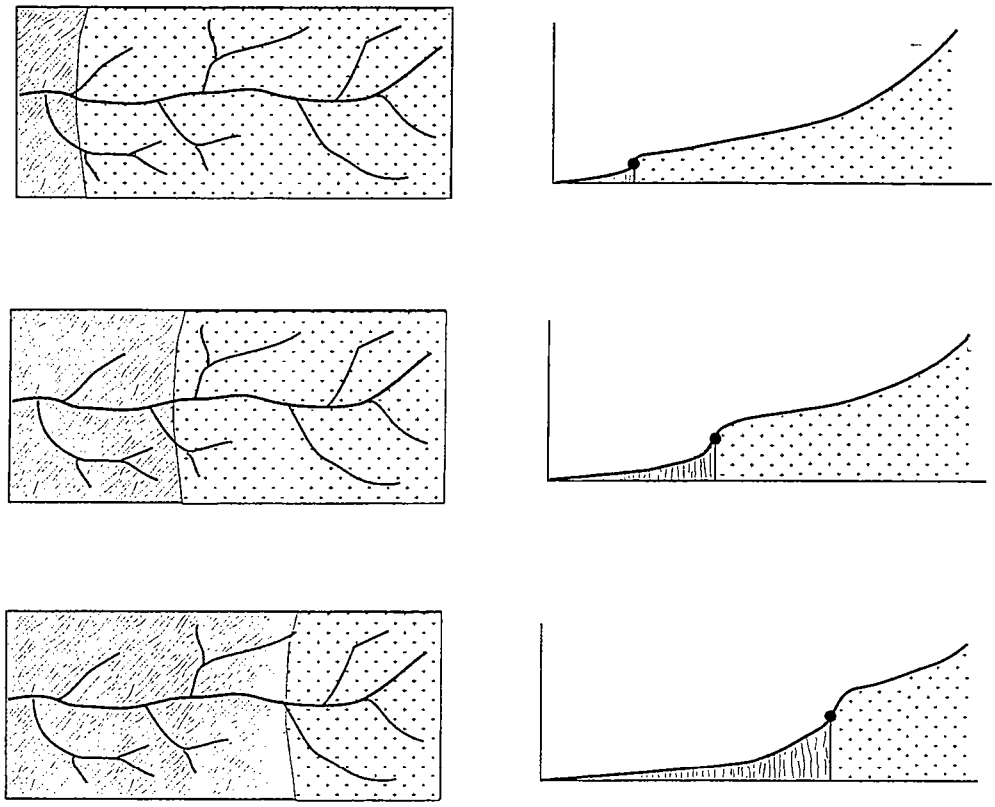


Figure V.4 Représentation schématique des caractéristiques d'une rupture de pente lithologique en fonction de la localisation du contact schistes-granite dans le réseau de drainage (d'après la figure V.3).

1.2.2-Evolution dans le temps des ruptures de pente d'origine lithologique

L'évolution au cours du temps des ruptures de pente lithologique a pu être étudiée sur le Blavet (fig. IV.23); l'évolution de son profil est en effet enregistrée sous forme de terrasses. Dans ce bassin versant, la forme concave du profil longitudinal est interrompue par une rupture de pente localisée actuellement sur une bande de grès qui forme en outre un escarpement majeur dans la topographie. Elle sépare un domaine non incisé en amont d'un domaine profondément incisé en aval. Ce secteur incisé est caractérisé par la présence de terrasses dont la disposition géométrique montre que la quantité d'incision fluviatile est croissante vers l'aval a partir de la rupture de pente. A partir d'une reconstitution schématique des étapes cette incision (fig V.5) nous proposons que cette rupture de pente se soit développée *in-situ*, l'adaptation du profil longitudinal s'étant faite "en ciseau". Cette disposition particulière des terrasses exclus ici un processus de migration d'une rupture de pente initiée en aval, le long du CSA par exemple. En effet, dans ce cas les terrasses n'auraient pas cette géométrie divergente mais seraient parallèles, comme dans l'exemple décrit par Seidl et Dietrich (1992).

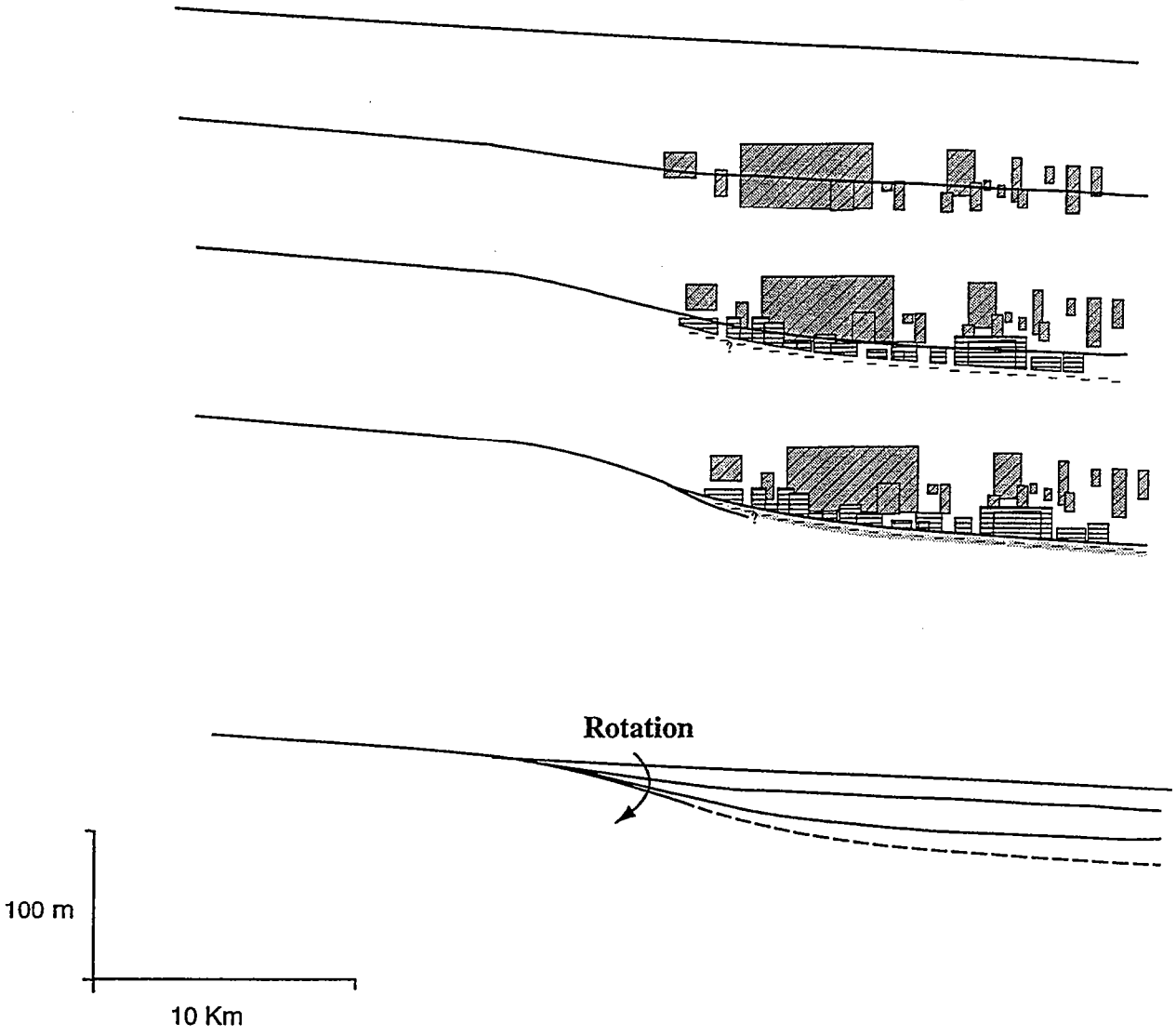


Figure V.5 Evolution du profil longitudinal du Blavet, reconstituée à partir des terrasses (même légendes que la figure IV.22).
Cette évolution est caractérisée par une incision croissante de l'amont vers l'aval à partir de la rupture de pente du profil, conduisqnt à une ouverture du profil longitudinal en ciseau; cette évolution est appelée "rotation".

Cette rupture de pente ayant été fixe au cours du temps comme l'indique l'évolution du profil "en ciseau" et sa localisation au niveau d'une barre de grès importante dans le relief suggère que l'on ait ici l'exemple de "l'écrasement" d'un profil longitudinal sur un niveau résistant du socle. Il en résulte une amplification de la hauteur de la rupture de pente au cours du temps. Il est raisonnable de penser que l'ensemble des ruptures de pente d'origine lithologique du Massif Armoricain décrites précédemment résultent de ce même mécanisme.

1.2.3-Discussion : genèse des ruptures de pente d'origine lithologique

O *Leur initiation en fonction des paramètres hydrodynamiques de la rivière*

L'étude du profil longitudinal du Blavet et des terrasses associées suggère que les ruptures de pente d'origine lithologique restent fixe au cours du temps ; elles s'amplifient *in situ*, selon un mécanisme de rotation du profil longitudinal sur l'hétérogénéité lithologique. A l'échelle de la Bretagne, la description de l'état fini de leur développement montre que leur hauteur actuelle dépend de leur distance à la mer et de leur altitude moyenne. La combinaison de ces deux approches montre que l'amplification des ruptures de pente lithologique est d'autant plus importante que l'on est situé dans les zones amont des réseaux de drainage et à des altitudes élevées.

Une interprétation est proposée qui considère les variations de capacité érosive : c'est dans les parties amont, là ou les flux d'eau sont les plus faibles, que les cinétiques d'érosion sont fortement influencées par la nature du substrat. Les contrastes lithologiques sont alors mis en évidence dans les profils longitudinaux. Par contre, dans les zones situées en aval, les flux d'eau élevés font que les cinétiques d'érosion sont indépendantes de ce paramètre et les hétérogénéités du socle sont gommées; elles n'ont pas d'expression morphologique.

O *Les facteurs contrôlant leur amplification*

Une question fondamentale qui résulte de l'étude des ruptures de pente d'origine lithologique est la cause de leur amplification.

En ce qui concerne le Blavet, la rupture de pente principale est associée vers l'aval au développement de terrasses étagées et donc à une incision du socle pendant le Pléistocène. Or, l'ensemble des vallées de ce bassin versant obéissent statistiquement à la même loi d'évolution de leur profondeur moyenne en fonction de leur largeur que celle qui caractérise le bassin versant de l'Oust (fig. IV. 20). Pour ce dernier bassin versant, nous avons montré que sa courbe de profondeur moyenne de vallées enregistre la surrection du Plateau Ouest Armoricain. De ce fait, les vallées du Blavet ont statistiquement des profondeurs qui montrent également une

incision en réponse à cette surrection. L'amplification de la rupture de pente lithologique résulte ainsi probablement de l'incision de la section située en aval en réponse à la surrection du Plateau Ouest Armoricain.

Il existe donc un contrôle mixte, hydrologique et tectonique, sur la formation et l'amplification de ruptures de pente lithologiques dans les profils longitudinaux. L'existence d'un contrôle de la surrection sur l'amplification de ces structures fait qu'elles sont potentiellement utilisables pour quantifier les déplacements verticaux; ceci sera illustré indirectement au paragraphe suivant. Cette approche se heurte cependant à la méconnaissance de la contribution purement hydrologique, auto-cyclique en quelque sorte, sur leur développement.

1.3-Les ruptures de pente d'origine tectonique

Nous entendons par ruptures de pente d'origine tectonique, les ruptures de pente du profil longitudinal d'une rivière initiées par le jeu d'une faille qui la recoupe.
Nous nous intéresserons ici principalement aux rivières qui recoupent le CSA. C'est en effet l'escarpement de faille du Massif Armoricain qui a l'expression topographique la plus nette, et la sismicité instrumentale indique que c'est une faille active (Veinante-Delahaye et Santoire, 1980; Nicolas *et al.*, 1990). Les mécanismes au foyer suggèrent qu'il s'agit actuellement d'une faille essentiellement décrochante dextre (Veinante-Delahaye et Santoire, 1980; Nicolas et *al.*, 1990), mais l'existence d'un escarpement important pouvant montrer un dénivelé vertical allant jusqu'à 50 m (fig. IV.25) milite en faveur d'une composante verticale dans son mouvement.

Parmis les rivières qui recoupent le CSA, la Vilaine ne présente pas de rupture de pente dans son profil longitudinal bien qu'il y ait un escarpement topographique en surface sur le CSA. La situation est identique pour le Blavet, à la différence près qu'il possède une rupture de pente, étudiée précédemment, mais localisée sur un contact lithologique à environ 50 Km en amont du CSA. Par contre, les réseaux de Bretagne méridionale possèdent de nombreuses ruptures de pente dont certaines sont localisées précisément sur le CSA (fig. IV. 32). Nous nous sommes donc plus particulièrement intéressé à ces rivières.

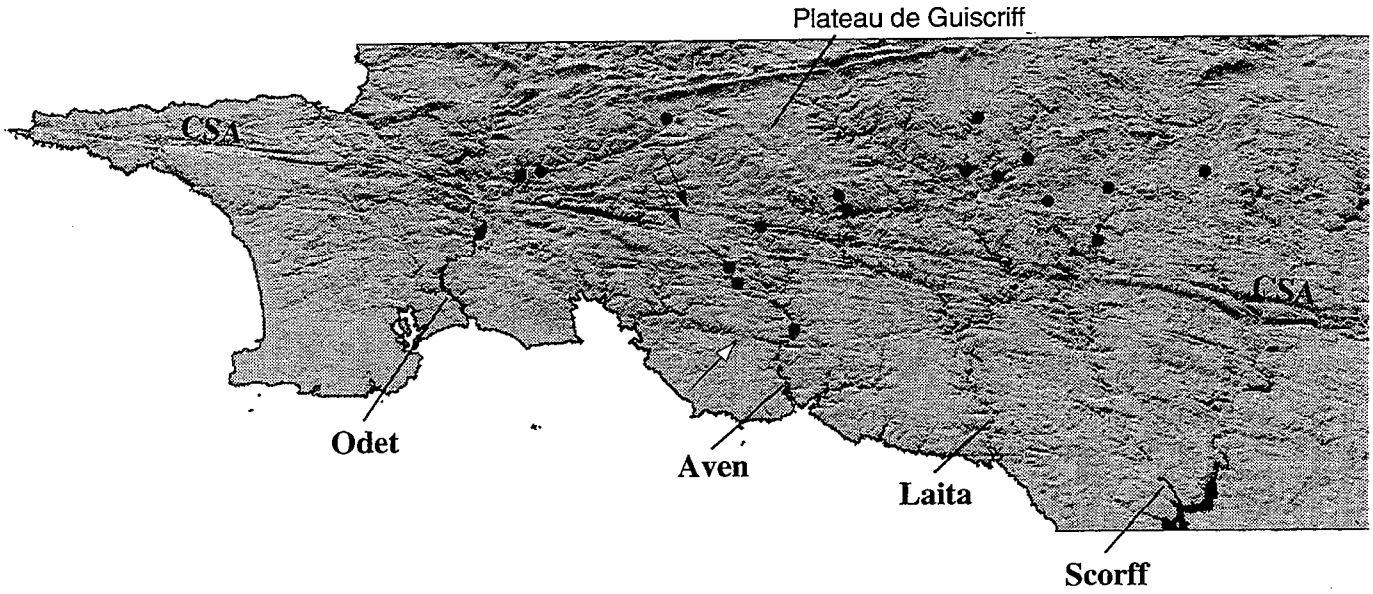
En Bretagne méridionale, la localisation des ruptures de pente à l'échelle régionale (fig. IV.32) montre que certaines ruptures de pente sont localisées précisément sur le CSA, à un endroit ou il existe un escarpement en surface. C'est le cas de l'Ellé dans le bassin versant de la Laita (L3) et du Ster Goz dans le bassin versant de l'Aven (A4).
Par ailleurs, la comparaison de la localisation des ruptures de pente et de la morphologie du CSA montre que les ruptures de pente existent uniquement en amont des zones ou le système de failles du CSA a une expression topographique en surface. C'est le cas par exemple des bassins versants de la Laita, de l'Odet et du Scorff. Par contre l'Aven est la seule rivière qui n'a pas de

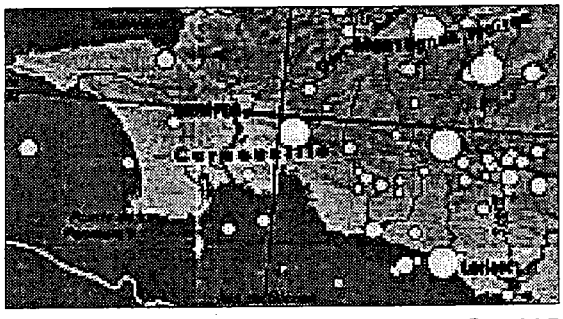
ruptures de pente sur la branche Nord du CSA ou en amont de la branche Nord du CSA. Cette situation correspond précisément à un endroit ou cette structure n'a pas d'escarpement en surface (fig. V.6). Les ruptures de pente de l'Aven sont par contre localisées au Sud, en amont d'un escarpement parallèle au CSA. Il existe donc une relation entre l'existence d'un escarpement de faille en surface et la présence de ruptures de pente dans le profil longitudinal d'une rivière qui le recoupe. Ceci tend à montrer qu'il existe une influence tectonique sur les ruptures de pente de Bretagne méridionale. Dans un premier temps, nous pouvons donc affirmer que les ruptures de pente localisées précisément sur le CSA (L3, A4) représentent la trace de mouvements verticaux dans ces profils longitudinaux.
Un point remarquable supplémentaire concerne la localisation de la sismicité instrumentale (fig. V.6) : le long du CSA, les épicentres sont localisés dans les secteurs ou cette structure a un escarpement en surface : c'est le cas de la branche Nord à l'endroit ou elle est recoupée par les rivières de la Laita et du Scorff. Au niveau de l'Aven, la branche Nord n'a pas d'escarpement et il n'y a pas de sismicité associée à cette structure. Par contre, pour cette dernière rivière, la sismicité indique que c'est l'escarpement situé au Sud qui est actif actuellement. C'est précisément en amont de cet escarpement que se trouvent les ruptures de pente de l'Aven.
Il existe donc un parfait accord entre la présence d'un escarpement de faille, la sismicité instrumentale et l'existence de ruptures de pente dans les réseaux de drainage, immédiatement sur la faille ou bien en amont. Ces corrélations tendent donc à montrer que les ruptures de pente de Bretagne Méridionale, y compris celles situées en amont, sont liées à l'activité tectonique du CSA.

1.4-Evolution des ruptures de pente tectonique

Contrairement aux ruptures de pente lithologiques dont la formation est liée à des différences de cinétique d'érosion du fait des contrastes de résistance, les ruptures de pente tectonique ne sont pas à des structures propres à la dynamique des réseaux de drainage. Ils vont donc tendre à les éroder pour retrouver un profil d'équilibre. Contrairement aux ruptures de pente lithologique, les ruptures de pente tectonique ont donc un fort potentiel d'évolution spatiale (chap. I).

La détermination des modalités d'évolution des ruptures de pente tectonique se heurte à l'absence de marqueurs témoins de l'évolution des profils. A partir de nos données, il n'est pas possible de discuter directement de leur évolution. Par contre, dans le cas de la Bretagne méridionale, les ruptures de pente lithologiques ainsi que les limites érosives marquées par les bordures des plateaux à altérites peuvent toutefois apporter indirectement des informations sur la dynamique érosive des rivières soumises à un contrôle tectonique aval.





CEA/LDG, 1995

Figure V.6 Représentation en vue perspective de la Bretagne méridionale (MNT au pas de 75 m; 60 ° d'inclinaison par rapport à l'horizontale). Les ruptures de pente des profils longitudinaux ont également été indiquées (ronds noirs; cf. fig. IV.32).
Dans les bassins versants de l'Odet, de la Laita et du Scorff, les ruptures de pente sont localisées en amont des escarpements du CSA. Par contre, dans le bassin versant de l'Aven, l'absence d'escarpement en surface du CSA (flèches noires) est corrèlée avec l'absence de ruptures de pente et la conservation du plateau à altérites de Guiscriff en amont de cette structure. Les ruptures de pente de l'Aven sont par contre localisées en amont d'un escarpement parallèle au CSA situé au sud (flèche blanche).
En encart, la sismicité instrumentale pour la période 1962-1993 (CEA/LDG, 1995; cf. figure V.20.a) montre que les portions actives du CSA actuellement sont celles qui possèdent un escarpement en surface (en particulier au niveau de la Laita et du Scorff). L'absence d'escarpement du CSA au niveau de l'Aven est corrèlée avec une absence de sismicité. Dans ce secteur, la zone active actuellement est située sur l'escarpement situé au sud et cité précedemment.
Ces données montrent qu'il existe une corrélation entre la sismicité actuelle du CSA, la présence d'un ecarpement en surface et l'existence de ruptures de pente dans les rivières qui le recoupent. Ceci suggère que ces ruptures de pente sont directement liées aux mouvements verticaux du CSA. Il s'agit donc apparemment de ruptures de pente tectonique.

1.4.1-Incidence d'un contrôle tectonique aval sur le développement de ruptures de pente lithologiques.

En Bretagne méridionale, les plateaux à altérites de Guiscriff et de Rostrenen sont très inégalement conservés aujourd'hui. Dans les secteurs ou les altérites ont été érodées, les profils longitudinaux sont relativement réguliers, concaves (Inam, Odet et dans une moindre mesure Pontoir) : figures IV.28 et IV.29. Par contre, la conservation de ces plateaux à altérites se fait à la faveur de ruptures de pente importantes dans les profils longitudinaux (L_{1-1}+L_{1-2}; L_{3-1}+L_{3-2}; L_{5-1}+L_{5-2}; A_3) : figures IV.28, IV.29 et IV.32. Elles sont de deux types, intra-granitiques (L_{1-1}+L_{1-2}; A_3) ou localisées sur des bordures de granite (L_{3-1}; L_{5-1}). Ces dernières ont donc une configuration de ruptures de pente lithologiques. Nous allons donc les comparer aux autres ruptures de pente de ce type caractérisées précédemment.

Dans un premier temps, il est nécessaire d'apporter quelques précisions sur les ruptures de pente lithologiques de Bretagne méridionale. Ce sont ce que nous avons définies comme des **ruptures de pente composites** (fig. V.7), car formées de deux segments (fig. IV.31). Le premier, situé en aval, est localisé précisément sur la bordure du granite (L_{3-1}; L_{5-1}); il est donc lié directement à la différence de résistance entre le granite et son encaissant, ici des schistes. Par contre, le deuxième segment est situé légèrement en amont de la transition schiste-granite (L_{3-2}; L_{5-2}); sa particularité est de marquer au sein du granite la transition entre le socle sain et le socle altéré. Cette géométrie particulière en deux segments s'observe également pour la rupture de pente intra-granitique (L_{1-1}+L_{1-2}) et éventuellement pour l'ensemble A_2+A_3 : figures IV.28 et IV.29.

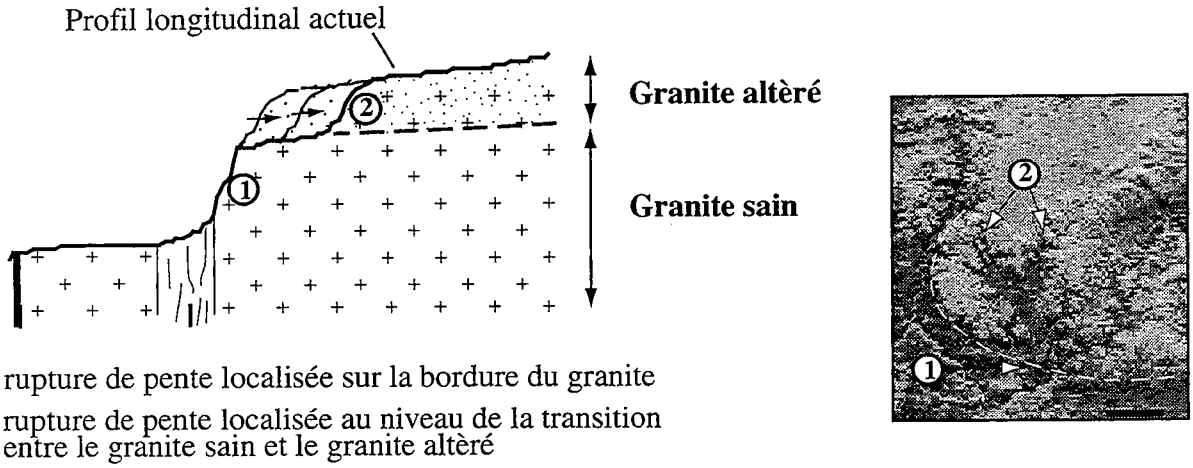


Figure V.7 Profil longitudinal montrant une rupture de pente composite de Bretagne méridionale (profil de l'Ellé; cf. fig. IV.28). Ces ruptures de pente sont formées de deux segments : le premier est localisé au niveau d'une limite schiste-granite; le second, situé en amont, est localisé au niveau de la transition entre le granite sain et le granite altéré.
En encart, extrait du MNT au pas de 75 m (la barre noire représente 15 Km) de la bordure sud du plateau de Rostronen (cf.fig. IV.24) montrant la topographie associée aux ruptures de pente composite. La ligne pointillée blanche suit la limite du granite de Rostrenen sur laquelle est localisée le premier segment de la rupture composite. En amont, le deuxième segment délimite véritablement la bordure du plateau à altérites. Cette configuration peut s'expliquer par le dédoublement d'une rupture de pente lithologique au niveau de l'interface mécanique que représente la base des altérites, tel que représenté sur le profil longitudinal

Comment se forment ces ruptures de pente composite? *A priori*, les altérites de granite sont plus facilement érodables que le granite lui-même, du fait de la perte de cohésion due à l'altération. Les segments amont de ces ruptures de pente représentent donc l'inverse d'une rupture de pente lithologique : le secteur le plus facilement érodable (les altérites) est situé en amont et non pas en aval de la rupture de pente; c'est une situation instable. Ces segments représentent donc probablement la position actuelle de ruptures de pente qui migrent vers l'amont en érodant les altérites (en quelque sorte, une érosion régressive) : figure V.7. Dans ce schéma, le deuxième segment des ruptures composites résulte du **dédoublement** de la rupture de pente lithologique située en aval, ce dédoublement étant due à la différence d'érodabilité entre le granite sain et le granite altéré. Il se produit probablement au niveau de l'interface mécanique représentée par la base du front d'altération. L'absence de ruptures de pente composites dans les secteurs ou il n'existe pas de plateau à altérites vient à l'appui de ce mécanisme d'évolution.

Les ruptures de pente composites ont été comparées aux ruptures de pente lithologiques du Massif Armoricain. Deux cas ont été pris en compte : dans un premier temps, seuls les premiers segments, situés sur les bordures de granite ont été considérés (L3-1et L5-1); dans un deuxième temps, les deux segments des ruptures composite ont été rassemblés (L3-1+L3-2; L5-1+L5-2), en considérant qu'ils résultent d'un mécanisme de dédoublement. Dans ces deux cas, la hauteur des ruptures de pente a été reportée en fonction de leur altitude moyenne et de leur distance à l'exutoire et a ainsi été comparé aux autres ruptures de pente lithologique de Bretagne (fig. V.8).

Quand on considère le premier segment des ruptures de pente composites (fig. V.8), leur hauteur est légèrement plus élevée que celle des autres ruptures de pente lithologiques du Massif Armoricain, à altitude moyenne ou distance à l'exutoire identique. Si l'on considère maintenant les deux segments des ruptures de pente composites (fig. V.8), ils s'écartent de façon plus significative de la lignée formée par les autres ruptures de pente lithologiques. La différence de hauteur est d'environ 50 m.

Si l'on ne considère que le premier segment, ces graphes montrent que ces ruptures lithologiques ont été plus amplifiées que les autres lors de la chute du niveau de base. La dispersion des points de données ne permet cependant pas de quantifier directement une différence de chute du niveau de base. Par contre, en considérant la somme des deux segments, il est clair que la quantité de chute du niveau de base enregistrée par les ruptures de pente (L3-1+L3-2) et (L5-1+L5-2) est plus importante que la chute du niveau de base régionale.

Une interprétation schématique est représentée sur la figure V.9 : dans le premier cas, une rupture de pente lithologique est amplifiée du fait d'une surrection régionale. Son degré d'amplification dépend de la position de l'hétérogénéité lithologique le long du profil longitudinal comme caractérisé précedemment. Dans un deuxième cas, une rupture de pente est

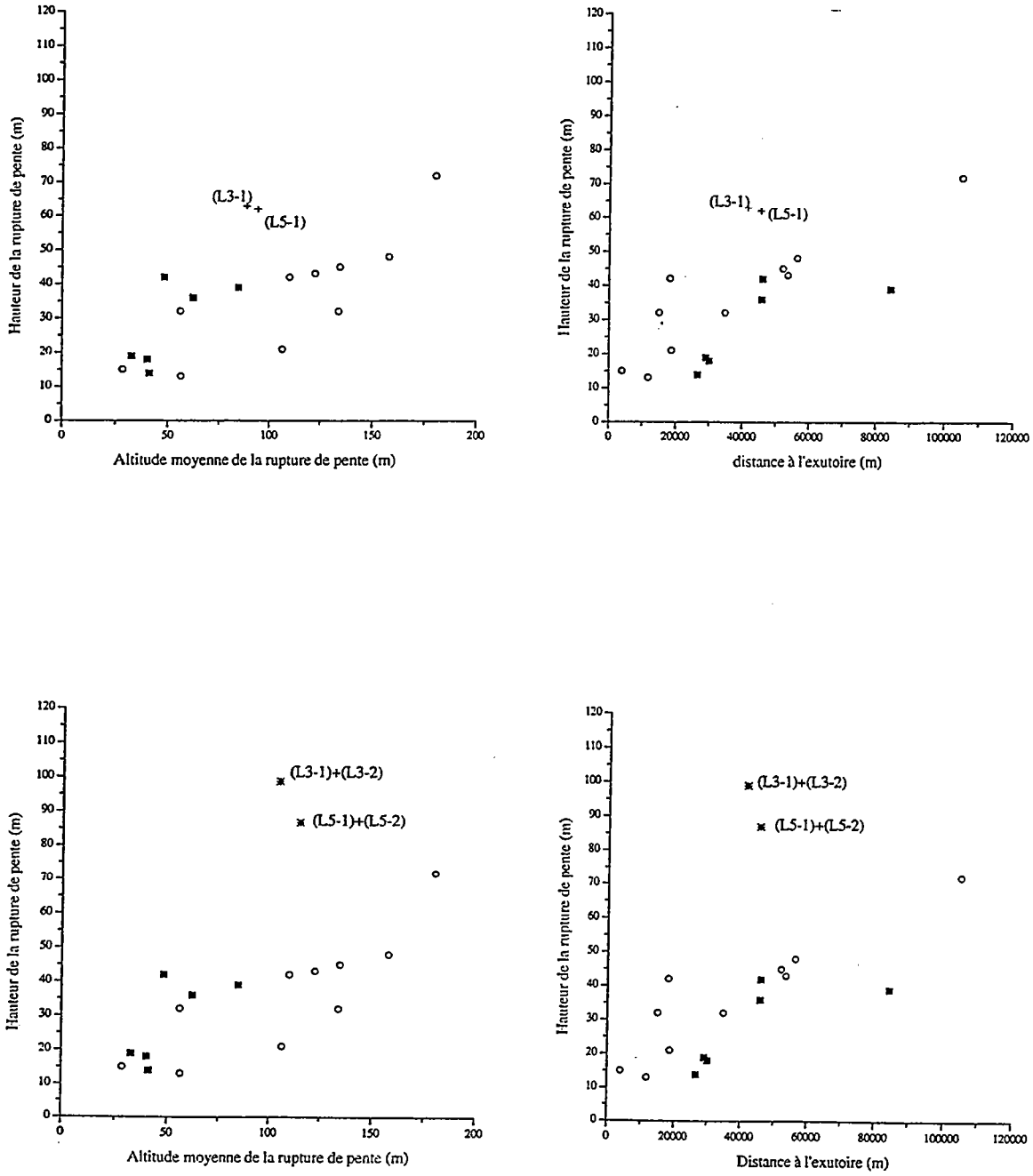


Figure V.8 Position des ruptures de pente composite de Bretagne méridionale dans les graphes représentant la hauteur des ruptures de pente en fonction de leur altitude moyenne ou de leur distance à l'exutoire (cf. fig. V.3). Les ruptures de pente lithologiques localisées dans la Dépression de Rennes sont représentées par des carrés noirs tandis que celles qui sont localisées sur le Plateau Ouest Armoricain sont figurées par des ronds blancs .
Dans le premier cas, seul le premier segment des ruptures composite est considéré (croix); dans le deuxième cas, la hauteur des deux segments a été additionnée (étoiles). cf. texte pour discussion.

amplifiée du fait de la même surrection régionale, à laquelle se rajoute les effets d'une tectonique locale en aval. Il en résulte une "sur-amplification" de la rupture de pente lithologique. Un tel mécanisme permet d'expliquer les différences de hauteur des ruptures de pente de Bretagne méridionale par rapport aux autres ruptures de pente lithologiques du Massif Armoricain. Il est probablement à l'origine de la formation des ruptures de pente lithologique de Bretagne méridionale. Elles enregistrent ainsi une chute du niveau de base beaucoup plus importante que celle qui résulte de la surrection régionale. Les mouvements verticaux du CSA jouent donc un rôle essentiel sur leur développement.

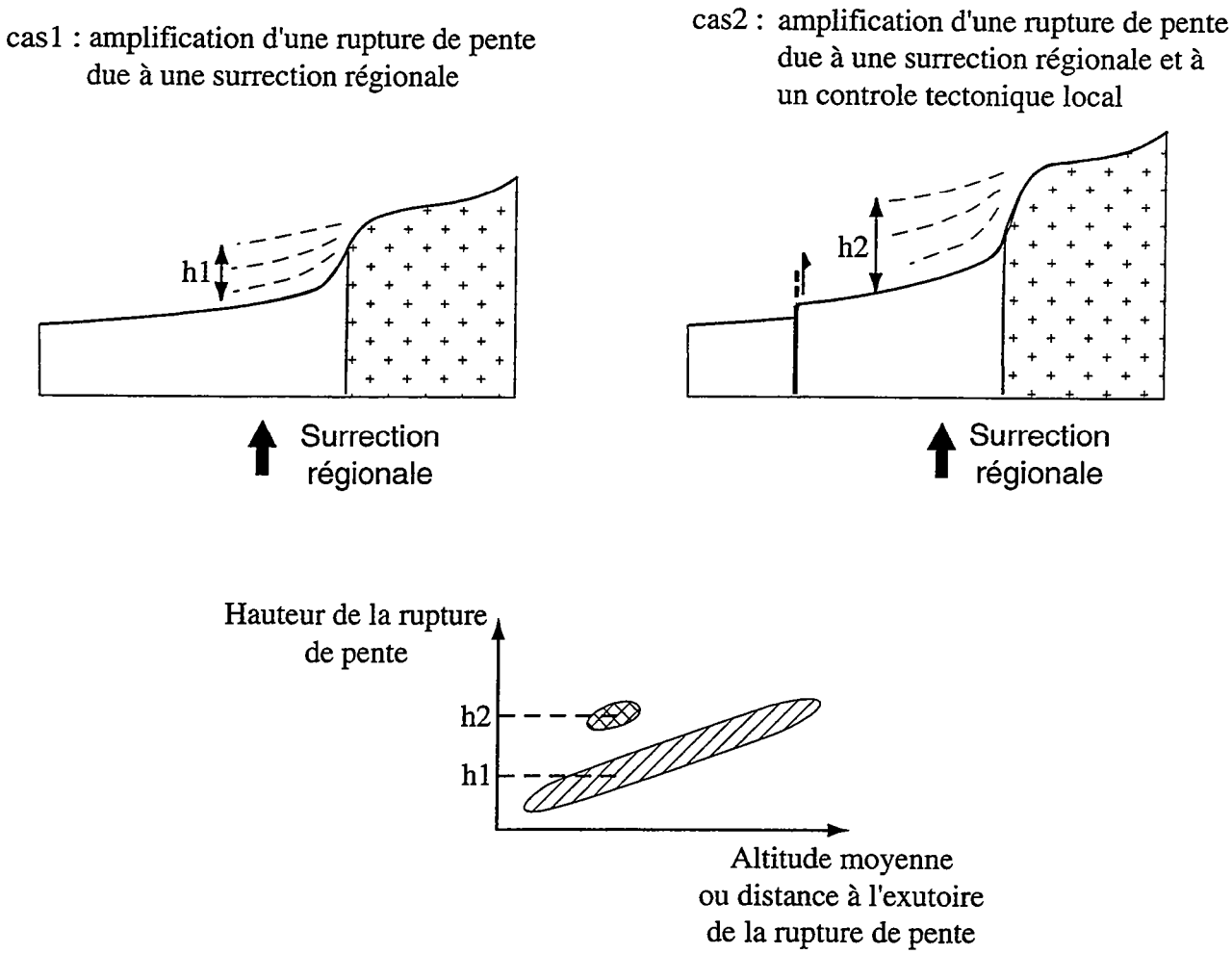


Figure V.9 Amplification d'une rupture de pente lithologique dans le cas (1) d'une surrection régionale et (2) d'une surrection régionale à laquelle se surrimpose un controle tectonique aval. dans le premier cas, la hauteur actuelle de la rupture dépend de paramètres tels que son altitude moyenne ou sa distance à l'exutoire. Dans le deuxième cas, le controle tectonique local entraine une "sur-amplificaton" de la rupture de pente, sa hauteur s'écratant alors de la zone de corrélation. Un tel effet permet d'expliquer la géométrie actuelle des ruptures de pente lithologiques de Bretagne méridionale.

1.4.2-Implications sur la dynamique érosive en Bretagne méridionale

A partir de ces données, un schéma de dynamique érosive en Bretagne méridionale peut être proposé. Il est illustré en grande partie pour la Laita car c'est le bassin versant qui présente les situations les plus contrastées. Les ruptures de pente (L1-1+L1-2), (L3-1+L3-2) et (L5-1+L5-2) appartiennent en outre à ce bassin versant; elles vont nous servir de marqueur. Les principales caractéristiques des rivières de la Laita sont rappelées sur la figure V.10.a.

Dans un premier temps, l'évolution érosive de l'Inam, de l'Ellé et de l'Aer peut être caractérisée. Ces rivières présentent en effet l'intérêt de se connecter entre elles en amont du CSA. Leurs conditions aux limites sont donc identiques. Ces rivières ont actuellement une rupture de pente, commune, sur le CSA. Vers l'amont, leur profil est commun et régulier sur du granite puis sur des schistes. En amont de leur confluence, l'Inam conserve un profil concave sur des schistes et elle a érodé entièrement le plateau à altérites. Par contre, les profils de l'Ellé et l'Aer présentent vers l'amont une rupture de pente composite (respectivement L3-1+L3-2 et L5-1+L5-2) au delà de laquelle le plateau à altérites est conservé actuellement. Ce sont précisément ces ruptures de pente qui montrent une amplification importante.

Une reconstitution des différentes étapes de leur évolution est présentée sur la figure V.10.b.

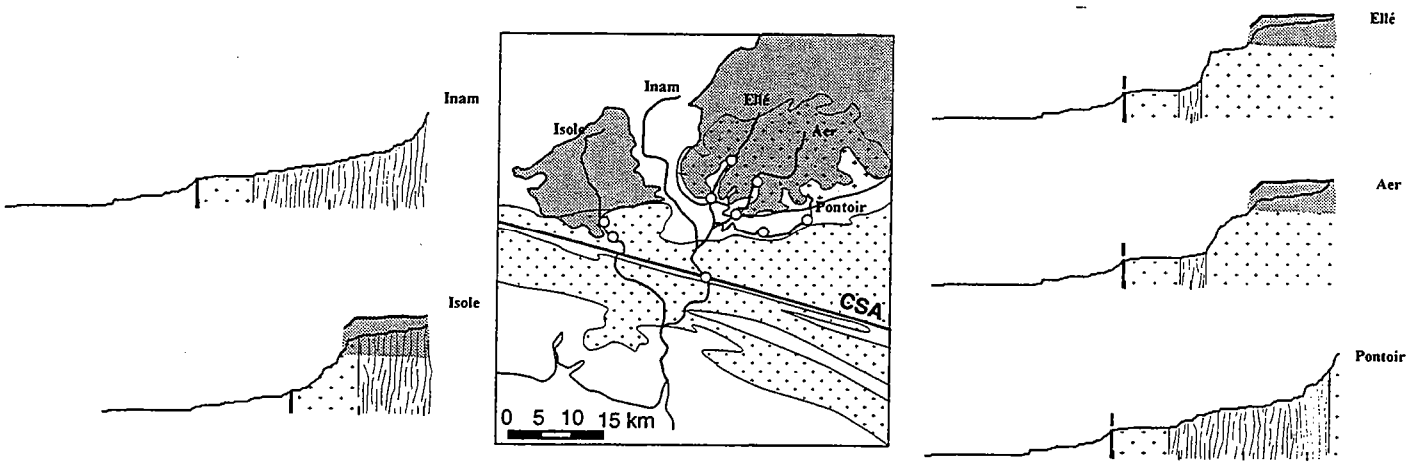
❍ Dans un premier temps, une incision est initiée à la faveur de mouvements verticaux sur le CSA. Ceci est suggéré (1) par la corrélation systématique qui existe entre la présence de ruptures de pente dans les profils et l'existence d'un escarpement sur le CSA (cf. §1.3) et (2) par le fait que les ruptures de pente de Bretagne méridionale ont une amplification plus élevée que celle qui résulte de la surrection régionale. Par soucis de simplification, nous ne considérons qu'une seule "vague" d'incision, celle-ci représentant les effets cumulés de plusieurs épisodes d'activité du CSA[5].

❍ Dans un deuxième temps, l'incision initiée sur le CSA se propage vers l'amont en érodant le plateau à altérites.

---

[5]Dans le modèle présenté ci-dessous, nous verrons que l'activité du CSA est reponsable de la propagation vers l'amont de ruptures de pente faisant plusieures dizaines de mètres de haut (avec toutefois un gradient relativement faible, de l'ordre de 0.5 à 0.7° soit environ 1%). Il est évident que leur formation ne résulte pas d'un seul épisode d'activité du CSA. Elles représentent donc probablement plusieurs événements cumulés, les temps de récurence sur la faille étant alors inférieurs au temps caractéristique d'adaptation du profil longitudinal. Ceci conduit ainsi à la formation d'une seule rupture de pente à partir de plusieurs épisodes d'activité de cette faille

a.



b.

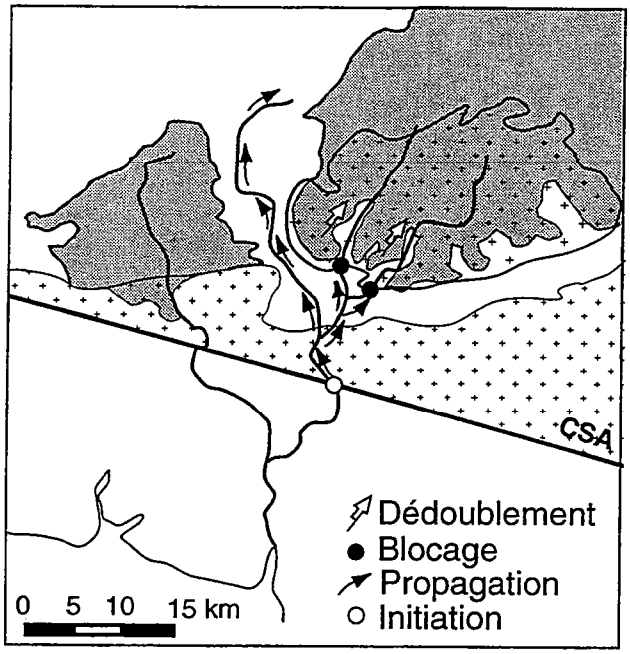


Figure V.10

a-Rappels des principales caractéristiques morphologiques du bassin versant de la Laita.
Sur la carte, les plateaux à altérites sont représentés en gris; les croix correspondent aux granites. Lles cercles blancs localisent les ruptures de pente des profils longitudinaux.
Les profils longitudinaux des cinq principales rivières sont également représentés (cf. fig. IV.28 pour les échelles). Les zones altèrées sont également en gris, et la position actuelle des plateaux à altérites a été représentée schématiquement. Ils sont conservés à la faveur de ruptures de pente dans les profils longitudinaux.

b-Evolution comparée de l'Inam, de l'Ellé et de l'Aer. L'incision, initiée lors des mouvements du CSA, se propage vers l'amont. La principale différence d'évolution de ces rivières vient de la présence d'un granite dans les parties amont érodées par l'Ellé et l'Aer. Alors que l'incision se propage dans la totalité du profil de l'Inam, elle est bloquée sur la bordure du granite dans le cas de l'Ellé et de l'Aer; il se forme une rupture de pente lithologique qui s'amplifie au cours du temps. En amont, le plateau à altérites est conservé. Son érosion ultérieure se fait à la faveur du dédoublement de la rupture de pente lithologique. Le plateau a par contre été entièrement érodé par l'Inam.

❍ Dans un troisième temps, en amont de la zone de confluence, l'incision continue de se propager dans les schistes dans le cas de l'Inam, tandis qu'elle est bloquée sur la bordure du granite pour l'Ellé et l'Aer. Les ruptures de pente lithologique de ce granite sont alors amplifiées. La chute du niveau de base est alors bloquée; le plateau à altérites est conservé en amont.

❍ Dans un quatrième temps, les ruptures lithologiques se dédoublent et l'incision se propage en amont du granite au niveau de l'interface mécanique que représente la base du plateau à altérites.

Dans le bassin versant de la Laita, ce schéma peut être complété à partir de la comparaison de l'Inam et de l'Isole. La structure du socle qu'elles érodent est en effet identique, composée en amont du CSA de granite puis de schistes. Leur confluence est par contre située en aval du CSA (fig. V.10.a). A la différence de l'Inam, l'Isole possède une grande rupture composite (L_{1-1}+L_{1-2} : figures IV.28 et V.10.a) localisée dans le granite immédiatement en amont du CSA; au delà, son profil est régulier sur les schistes et le plateau à altérites n'a pas été érodé. Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer leurs différences de morphologie :

(1) La distance entre l'Inam et l'Isole quand elles recoupent le CSA est de 15 Km. Les différences de morphologie entre les deux profils pourraient être due à une activité du CSA plus ancienne au niveau de l'Inam que de l'Isole, le profil de l'Inam ayant eu le temps de s'équilibrer.

(2) L'épaisseur de la bande de granite située en amont du CSA est plus importante pour l'Isole que pour l'Inam (environ 10 Km contre 7Km). Dans l'hypothèse ou l'initiation sur le CSA est relativement synchrone pour ces deux rivières, cette épaisseur de granite plus importante est susceptible de retarder la propagation de l'incision vers l'amont dans le cas de l'Isole.

Il nous est actuellement impossible de trancher entre ces deux hypothèses; si il est probable que l'épaisseur de granite joue un rôle dans cette évolution, une migration de l'activité du CSA vers l'ouest n'est cependant pas à écarter. En effet, dans cette direction se trouve le bassin versant de l'Aven au niveau duquel le CSA n'a pas d'escarpement.

Dans les deux cas, cette situation est intéressante car elle apporte des informations sur les premiers stades d'évolution du profil longitudinal : la morphologie actuelle de l'Isole indique que la propagation de l'incision en amont du CSA se fait sous la forme de rupture de pente dans le granite. Qu'en est-il de l'évolution ultérieure, et en particulier quel est le mode de propagation dans les schistes ? Actuellement, il n'existe pas de rupture de pente majeure limitant un plateau à altérites qui soit localisée uniquement dans des schistes. Par ailleurs, l'évolution comparée de l'Inam, de l'Ellé et de l'Aer suggère que l'incision se propage plus rapidement dans les schistes

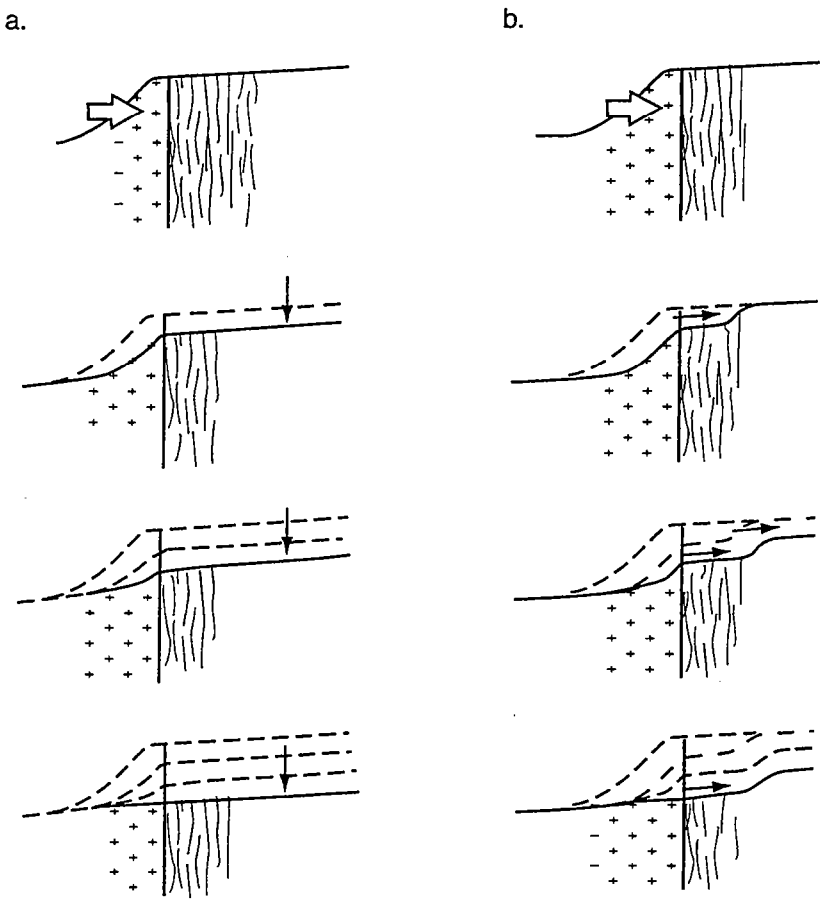


Figure V.11 Modalités d'évolution des profils longitudinaux au niveau d'une transition granite/schiste.
Du fait des des différences d'érodabilité, il existe un contraste de vitesses d'adaptation des profils entre les granites (croix) et les schistes (traits). Une rupture de pente qui migre dans un granite (flèche blanche) peut se propager de deux façons dans les schistes situés en amont :

a- la vitesse d'adaptation dans les schistes est très élevée en comparaison à la vitesse de propagation dans le granite. Dès que la rupture de pente atteint la limite granite/schiste, le profil sur les schistes s'adapte immédiatement. La cinétique d'adaptation de cette dernière portion du profil loingitudinal est controlée par la vitesse de décroissance du profil au contact schiste/granite, c'est à dire par la vitesse d'érosion dans le granite.

b) la vitesse d'adaptation dans les schistes est élevée en comparaison à la vitesse de propagation dans le granite. Cependant, le contraste de vitesse est moins est moins élevé que dans le cas précédent; l'adaptation du profil sur les schistes se fait également par propagation de ruptures de pente, initiées au contact granite/schiste; elles migrent vers l'amont, plus rapidement que la rupture de pente qui migre dans le granite. Le profil du Pontoir (fig. V.10.a) pourrait correspondre à un tel mode d'évolution.

que dans le granite. De ce fait, on peut penser que les grandes ruptures de pente qui se propagent dans le granite migrent sans changer de forme jusqu'à ce qu'elles arrivent au niveau d'une transition granite-schistes. Par contre, il existe probablement une différence majeure de cinétique d'érosion qui fait que lorsque la rupture de pente atteint cette transition, le profil en amont s'adapte très rapidement sur les schistes (fig. V.11.a). Dans ce schéma, le rythme d'adaptation du profil sur les schistes est donc contrôlé principalement par la vitesse de décroissance du profil au niveau de la transition granite-schiste, c'est à dire par la vitesse d'incision dans le granite. cependant, les modalités de l'incision dans les schistes ne nous sont pas parfaitement connues. L'existence de petites ruptures de pente dans le profil du Pontoir (fig. V.10; fig. IV.28), dont l'évolution est commune à l'Inam, suggère que cette évolution se fait également par propagation de petites ruptures de pente. Elles peuvent être initiées au niveau de la transition granite-schistes mais migrer à une vitesse supérieure (fig. V.11b).

1.4.3-Modèle d'évolution des profils longitudinaux soumis à un contrôle mixte, tectonique et lithologique

En conclusion, un modèle d'évolution de profils longitudinaux contrôlés par des mouvements verticaux sur une faille est présenté (fig. V.12). Une particularité importante réside dans les différences de résistance du substrat liées aux variabilités de lithologie qui caractérisent les socles. Aux différents stades d'évolution correspondent différentes situations actuelles en Bretagne méridionale.

Ce modèle considère un profil longitudinal, initialement concave, recoupé par une faille. Dans un premier temps (fig. V.12.a), le substratum en amont de la faille est composé d'une lithologie résistante puis d'une lithologie peu résistante (granite puis schistes) : figure V.12.a. Cette situation initiale (stade 0) est perturbée par des mouvements verticaux sur la faille située en aval. Du fait de la présence d'une lithologie résistante en amont, et si la vitesse sur la faille est supérieure à la vitesse d'érosion locale de la rivière, il se forme une rupture de pente dans le profil (stade 1). Elle migre vers l'amont et ce, tant qu'elle se propage dans le niveau résistant (stade 2). Lorsque la rupture de pente arrive au niveau du contact lithologique (stade 3), la forte érodabilité du milieu peu résistant situé en amont entraîne une propagation beaucoup plus rapide de l'incision. Deux modes d'adaptation du profil sont alors envisagés : dans un cas, la totalité du profil établi sur le niveau peu résistant incise de manière homogène; dans le second, l'incision du niveau peu résistant fait également intervenir une propagation de rupture de pente, mais elle migre vers l'amont plus rapidement que la première. Dans ces deux cas, la cinétique d'adaptation du profil longitudinal en amont est contrôlée par la vitesse d'érosion du niveau le plus résistant au contact entre les deux lithologies, qui joue ainsi le rôle de niveau de base local. L'évolution du profil se termine lorsque la totalité de la rupture de pente initiale a traversé le niveau résistant. Finalement, le profil a retrouvé une forme d'équilibre, concave (stade 4).

Une variante est présentée (fig. V.12.b) dans laquelle une lithologie résistante est présente dans la partie amont du profil (série granite, schiste puis granite). Dans ce cas, la propagation de l'incision est bloquée sur la bordure de cette barrière de résistance sous forme d'une rupture de pente. Elle s'amplifie au cours du temps et sa hauteur finale marque une évolution qui n'est plus visible dans les autres partie du profil.

Les profils longitudinaux actuels des rivières de Bretagne méridionale s'inscrivent dans cette évolution. (fig. IV.28, IV.29 et V.12) :

-l'**Aven** et le **Ster Goz** au niveau du CSA correspondent respectivement aux **stades 0 et 1** du modèle à deux lithologies,

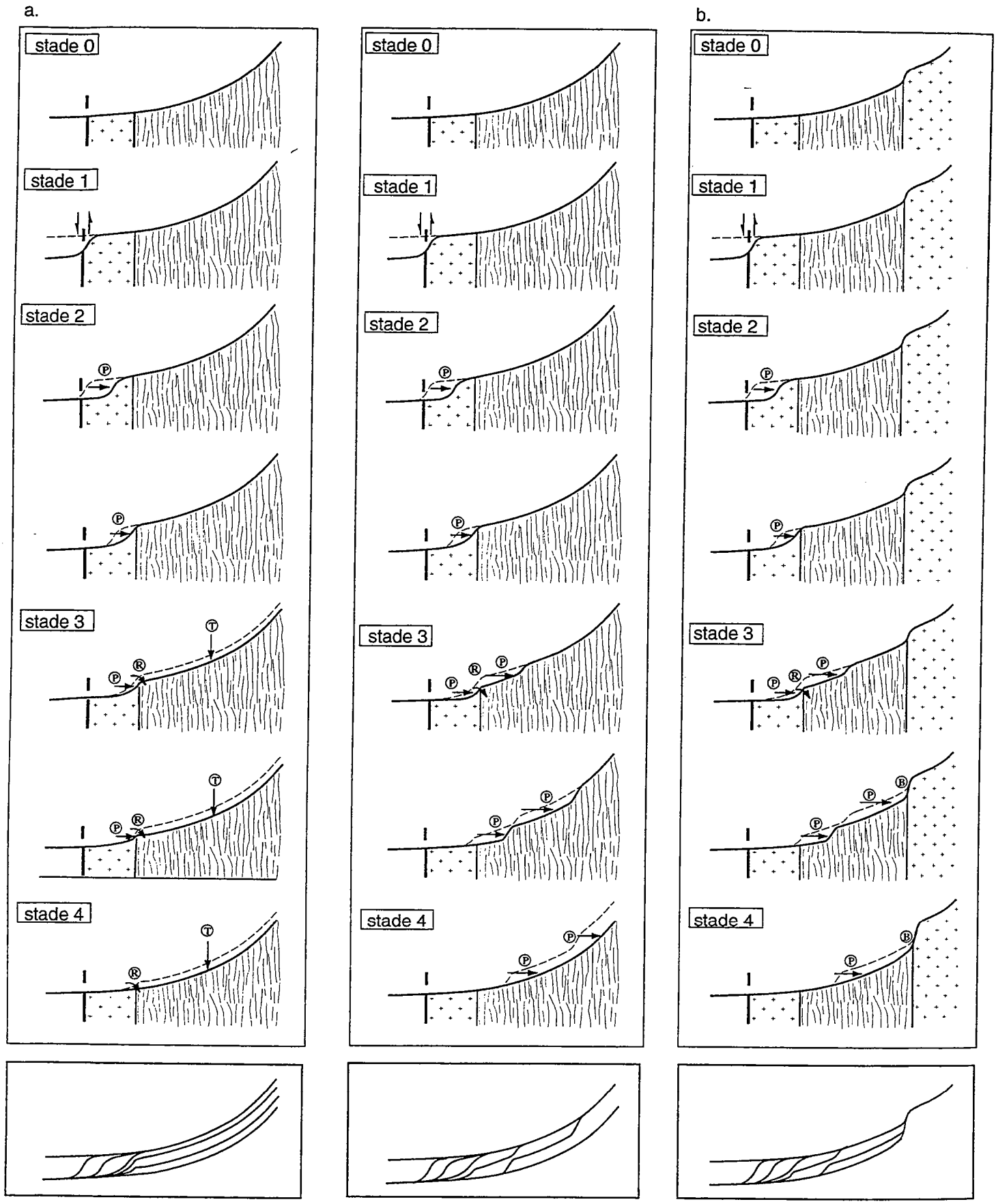
-l'**Isole** et le **Scorff** correspondent à un **stade 2**, respectivement du modèle à deux et trois lithologies,

-le **Pontoir** correspond à la fin du **stade 3 ou au début du stade 4** du modèle à deux lithologies,

-l'**Ellé** et l'**Aer** correspondent au **stade 4** du modèle à 3 lithologies, tandis que l'**Inam** correspond à un **stade 4** du modèle à deux lithologies,

-Enfin, l'**Odet** correspond probablement à un profil qui a déja subi un cycle d'érosion car il a déjà érodé le plateau à altérites, mais une nouvelle activité du CSA a entraîné la formation d'une nouvelle rupture de pente en aval; **cette rivière est de nouveau au stade 1**.

Ces différentes évolutions permettent de conclure principalement sur l'importance de l'activité du CSA sur la dynamique érosive de Bretagne méridionale. Bien que les cinétiques d'incision dans le socle soient très mal connues, l'existence actuelle de systèmes qui sont dans des états transitoires est cependant en faveur d'une histoire relativement récente.
Finalement, ces différentes situations conduisent à une complexité d'adaptation des profils longitudinaux au cours du temps, synthétisée dans chaque cas sur la figure V.12. De nombreux tests resteraient à effectuer, concernant les rapports de vitesse pour lesquels une rupture de pente s'initie en aval, les modalités de propagation dans les différents milieux, l'influence du rapport de résistance d'une transition lithologique résistant/moins résistant sur le mode d'évolution de la partie amont d'un profil, etc... Etant donné la complexité des évolutions envisagées, une approche de terrain ne semble pas être la plus adéquate car elle se heurte à l'absence de marqueurs (sauf terrain exceptionnel, ... qu'il reste a trouver !); de prime abord, l'utilisation des terrasses laisse perplexe devant les évolutions possibles. Dans un premier temps, une approche par la modélisation analogique serait donc plutôt à développer.



Ⓟ **Propagation**
Ⓣ **Translation**
Ⓡ **Rotation**
Ⓑ **Blocage et amplification**

Figure V.12 Modèles théoriques d'évolution des profils longitudinaux couplant l'initiation d'une rupture de pente sur une faille et sa propagation vers l'amont amont, avec les mécanismes de blocage et d'amplification des ruptures de pente lithologiques (cas b).

1.5-Les ruptures de pente liées à une chute du niveau de base

Les ruptures de pente liées à une chute du niveau de base sont des irrégularités des profils longitudinaux qui se forment lorsqu'une rivière n'a pas la capacité à maintenir son profil d'équilibre. Leur formation résulte donc d'une cause purement hydrologique, due à une vitesse de chute du niveau de base qui est trop élevée. Il est couramment admis qu'il peut alors se former une rupture de pente qui migre vers l'amont (knickpoint : Penck, 1924, 1953) : c'est la notion classique d'érosion régressive.
A notre connaissance, peu d'exemple de ruptures de pente liées à une chute du niveau et migrant vers l'amont ont été véritablement décrit dans la littérature. On peut citer éventuellement les travaux de Reed (1981) sur les Appalaches (cf. fig. IV.31) mais cet auteur préfère finalement attribuer une cause tectonique aux ruptures de pente qu'il décrit, bien qu'il n'en ait pas les arguments. On peut citer également les travaux de Seidl et Dietrich (1992) dont les travaux montrent que les ruptures de pente peuvent migrer, mais la cause de leur initiation reste relativement floue[6].

Dans le Massif Armoricain, il ne nous est pas possible de décrire de telles structures. Il est cependant possible de discuter des déséquilibres érosifs des profils longitudinaux.
L'eustatisme étant un phénomène global, ce sont principalement les différences de surrection qui produisent les différences de vitesse de chute du niveau de base. Dans cette étude, nous avons pu mettre en évidence des différences de forme de profils longitudinaux liées aux conditions de surrection (profils de la Vilaine et de l'Oust; cf. chap. III). Cependant, nous avons montré qu'ils sont dans un état d'équilibre identique. Merrits et Vincent (1989) ont également mis en évidence l'influence d'une surrection sur la forme de profils longitudinaux; elle se manifeste par une augmentation des pentes des profils dans les secteurs ou la vitesse de surrection est la plus élevée. Ils interprètent effectivement ces augmentations de pente comme des déséquilibres érosifs dans les profils; ils ne se manifestent cependant pas par la formation de ruptures de pente.

En Bretagne, nous avons montré que les rivières situées dans le nord ont une concavité différente selon leur localisation à l'est ou à l'ouest de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre, les rivières étant à l'ouest ayant une concavité moins marquée (chap. IV, § 5.3; cf fig. IV.46). Or, le domaine situé à l'ouest de cette zone de failles est en surrection par rapport à l'est (chap. III). Les concavité les moins développées pourraient donc être le signe d'un déséquilibre lié à une vitesse de surrection plus élevée.

---

[6]en particulier, des mécanismes de glissement de terrain sous-marins peuvent créer des escarpements cotiers importants qui semblent être dans certains cas à l'origine de la formation de ces ruptures de pente (Seidl *et al.*, 1994). Il ne s'agirait donc pas d'une cause purement hydologique.

Les différences de concavité de ces profils ont été quantifiées en déterminant leur valeur d'intégrale normalisée (fig. IV.46). Les rivières situées à l'ouest ont des intégrales plus élevées, c'est à dire une concavité moins marquée. Cependant, si l'on compare ces valeurs d'intégrale avec la longueur des rivières ou à la superficie des bassins versants (fig. V.13), ces données montrent que l'intégrale décroît à longueur de rivière croissante ou à superficie de bassin versant croissante. Ceci signifie que plus un bassin versant est grand (ou plus une rivière est longue du fait de la loi de Hack) et plus les profils longitudinaux sont concaves. Ainsi, si il est probable qu'il existe un effet de la surrection sur la forme de ces profils, il existe cependant un problème majeur lié à l'effet de taille qui ne nous permet pas d'en préciser les modalités. La mise en évidence de déséquilibre érosif dans profils longitudinaux due à une chute du niveau de base n'est donc pas possible ici.

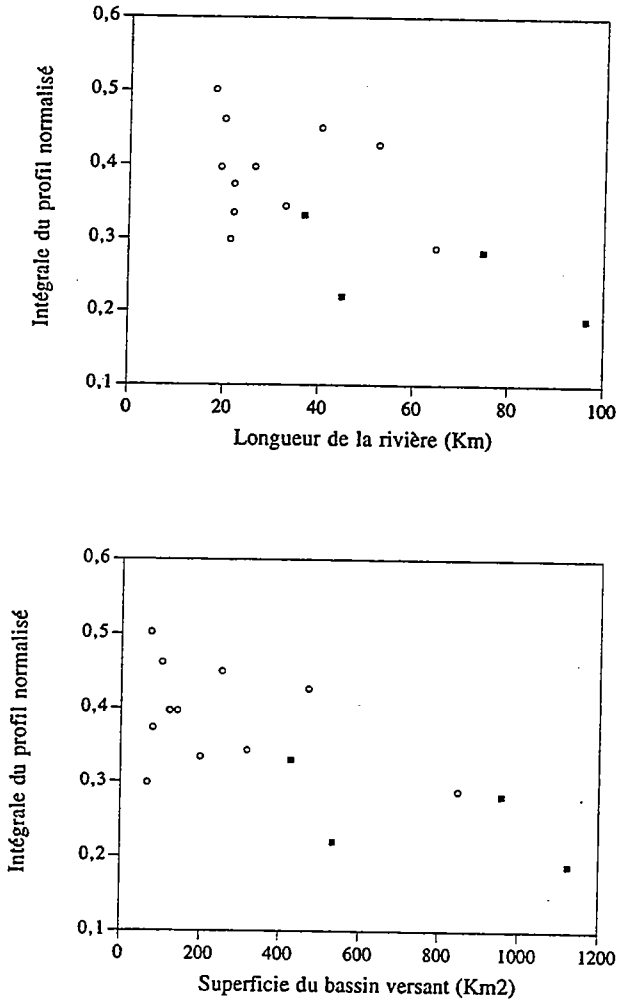


Figure V.13 Intégrale hypsométrique des profils longitudinaux nord-armoricains (cf. fig. IV.46) en fonction de la longueur des rivières ou de la superficie des bassins versants (cercles : Plateau Ouest Armoricain; carrés : Dépression de Rennes). La valeur d'intégrale est décoissante quand ces deux paramètres augmente.
Ceci montre que plus une rivière est grande ou plus la superficie d'un bassin versant est élevée et plus les profils longitudinaux sont concaves (faible valeur d'intégrale).
De ce fait, les différences de concavité de profils ne peuvent pas être directement reliées à des différences d'adaptation vis à vis du niveau de base si les rivières ont des tailles différentes.

1.6-Conclusion à l'étude des ruptures de pente

En conclusion, plusieurs mécanismes d'évolution des profils longitudinaux ont pu être décrits, faisant intervenir des ruptures de pente. Dans les domaines de socle où il existe une déformation, même faible, leur rôle dans les modalités de propagation des chutes du niveau de base est primordial.

❍ **Les ruptures de pente d'origine lithologique** : elles se forment par rotation du profil longitudinal sur une hétérogénéité du socle. Leur hauteur dépend (1) de critères hydrologiques selon leur localisation dans le réseau de drainage et (2) de leur degré d'amplification en réponse à l'incision de la portion située en aval, induite par la surrection. Dans le cas du Blavet et de la partie amont de L'Oust, ces ruptures de pente ont bloqué la propagation du niveau de base et ont permis la conservation exceptionnelle en amont de portions non incisées, altèrées, du Plateau Ouest Armoricain (voir la figure de synthèse IV.23).

❍ **Les ruptures de pente d'origine tectonique** : une fois initiées à la faveur de mouvements de failles, elles migrent vers l'amont dans le profil longitudinal contrairement aux ruptures de pente d'origine lithologique qui elles, restent fixes. Leur mode de migration dépend des variabilités de lithologie en amont de la zone de failles. En Bretagne méridionale, la migration de telles ruptures de pente est le mécanisme principal par lequel les plateaux à altérites sont érodés : l'absence de mouvements sur le CSA est ainsi corrélé avec leur conservation (Aven). Ceci montre également, en complément de la sismicité instrumentale (Veinante-Delhaye, 1980; Nicolas *et al.*, 1990) que le CSA est une structure active durant le Quaternaire.

❍ **Les ruptures de pente liées à une chute du niveau de base** : elles sont le signe d'un déséquilibre du profil longitudinal, indépendamment d'un mouvement de faille recoupant la rivière. Aucune structure de ce type n'a été rencontrée dans cette étude. Toutefois, des profils longitudinaux montrant des déséquilibres peuvent être décrits dans le nord de la Bretagne. Cependant, l'origine de ces déséquilibres ne peut pas être discutée du fait de l'existence d'effets de taille; de même, les modalités de leur évolution nous sont inconnues.

2-PARAMETRES MORPHOLOGIQUES ET DEPLACEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHERE : LE CAS D'UNE DEFORMATION DE FAIBLE AMPLITUDE ET DE GRANDE LONGUEUR D'ONDE

Dans les domaines de déformation de faible amplitude, peu de méthodes existent pour mesurer et caractériser la déformation. Ceci est d'autant plus vrai pour des régions en érosion, c'est à dire pour des domaines ou les marqueurs sédimentaires sont rares, voire inexistants.
Dans de tels systèmes érosifs, le relief est une source potentielle d'information sur les mouvements verticaux de la lithosphère. Le problème de premier ordre est donc de trouver les éléments qui soient susceptibles de fournir des indications (1) sur les secteurs déformés et (2) sur la quantification des déplacements. Leur utilisation, leur signification et leurs limites de validité doivent alors être discutées.
Dans cette partie, ces principaux éléments morphologiques, qualitatifs et quantitatifs vont être passés en revue. Une application sera présentée afin de caractériser la déformation de la Bretagne responsable de l'incision de sa topographie.

2.1-Une approche qualitative : les indices morphologiques

Plusieurs éléments morphologiques permettent d'appréhender les déplacements verticaux de la lithosphère. Ce sont principalement les profils longitudinaux, les terrasses étagées et l'hypsométrie des bassins versants. Dans certains contextes plus spécifiques, d'autres indices peuvent être utilisés pour mettre en évidence la "jeunesse" des formes, telle que la sinuosité des fronts de chaîne par exemple (voir par exemple Wells et al., 1988; Willemin et Knuepfer, 1994); ils ne seront pas considérés ici.

O <u>Les profils longitudinaux</u>

Les profils longitudinaux sont des indices de premier ordre pour étudier la déformation. Leur utilisation potentielle consiste à mettre en évidence l'influence d'une surrection sur leur forme. Ceci peut être relativement aisé dans le cas d'une déformation de courte longueur d'onde marquée par des ruptures de pente associées à un escarpement en surface. Le problème est un peu plus délicat quand il s'agit de mettre en évidence une surrection régionale.
Au premier ordre, à partir de notre étude, nous sommes amené à envisager trois cas, qui dépendent principalement des échelles de temps d'adaptation des rivières vis à vis des variations de conditions aux limites.

- Si le temps caractéristique d'adaptation du fleuve est inférieur au temps caractéristique de la sollicitation externe tectonique et/ou eustatique, la rivière maintient continuellement un

profil d'équilibre unique, indépendamment des variations du niveau de base. Cette forme de profil peut être qualifiée de caractéristique ou d'idéale; elle correspond à la forme d'équilibre du profil dans le cas ou les variations du niveau de base sont nulles. Ces profils ne permettent pas de mettre en évidence une déformation.

- Si les temps caractéristiques d'adaptation du fleuve et des sollicitations externes sont du même ordre de grandeur, la rivière maintient continuellement un profil d'équilibre, différent du profil idéal. C'est une situation d'équilibre dynamique; la forme du profil, et en particulier sa pente, dépend principalement de la vitesse de surrection. Dans ce cas, si la vitesse de surrection change, la forme du profil d'équilibre change également.

- Dans un dernier cas, si le temps caractéristique d'adaptation du fleuve est supérieur au temps caractéristique de la sollicitation externe, le profil est en déséquilibre. Cela peut se manifester par des pentes d'affluents élevées (Merrits et Vincent, 1989; cf. fig. I.31) ou par des profils très irréguliers. Ces profils sont de bons indicateurs de déséquilibres érosifs dont la cause peut, *à priori*, être due aux mouvements verticaux de la lithosphère.

Une utilisation potentielle des profils longitudinaux pour mettre en évidence une surrection pourrait donc être basée sur la reconnaissance d'une différence de forme par rapport à une forme de profil idéale.
A titre d'exemple, cette démarche a été utilisée par Willemin et Knuepfer (1994) pour étudier la déformation de Taiwan. Elle consiste à mesurer l'écart entre les profils longitudinaux observés et une courbe de référence, représentant la forme du profil idéal. Cependant, ces auteurs reconnaissent que le choix d'une courbe de référence, exponentielle, logarithmique ou suivant une loi de puissance, est discutable. De ce fait, cette démarche reste très limitée car elle consiste essentiellement à reconnaître les profils qui ne sont pas concaves; elle reste ainsi hautement qualitative.

Une alternative consiste à normaliser les profils par rapport à leur altitude maximale et à leur longueur (Wells *et al.*, 1988; Ohmori, 1991; Hovius, 1995) tel que cela a été effectué pour les profils de Bretagne nord. La détermination de leur intégrale est alors une mesure de leur degré de concavité. Le mérite de cette méthode est de permettre de comparer les profils dans un même référentiel. Les différentes valeurs d'intégrale, comprises entre 0 et 1, sont alors utilisées pour mettre en évidence les rivières ayant des profils à concavité peu marquée (c'est à dire à intégrale élevée), interprétées comme des régions de forte surrection. Cependant, l'effet de taille mis en évidence dans cette étude limite fortement cette démarche : l'intégrale des profils normalisés dépend de la taille des bassins versants (fig. V.13); une valeur d'intégrale plus élevée qu'une autre ne peut donc pas être interprétée immédiatement en terme de contrôle tectonique si le bassin versant à intégrale élevée a la plus faible superficie.

Ainsi, quand les profils ne montrent pas de ruptures de pente clairement associées à des failles, l'utilisation de leur forme à des fins tectoniques se trouve grandement limitée. Ceci résulte de notre méconnaissance actuelle de la forme d'un profil idéal et de la loi mathématique qui la décrit.
La recherche de la forme idéale des profils a fait l'objet de quelques publications. En ajustant les principaux profils longitudinaux de neuf orogènes par des séries polynomiales de Tschebyscheff, et après de multiples arrangements liés à la taille des profils, Hovius (1995) a pu mettre en évidence un profil exponentiel unique quelque soit les taux de surrection ou les quantités de précipitation. Dans un tel contexte de déformation de forte amplitude, cette indépendance de forme des profils est la signature de l'action d'un processus d'érosion identique quelque soit le fleuve considéré, ici l'abrasion par les coulées de débris (Hovius, 1995).

O Les terrasses étagées

Il est fondamental de différencier les causes du remplissage sédimentaire des terrasses et les causes de leur étagement.
La sédimentation associée aux terrasses peut avoir une origine climatique, tel que dans cette étude, ou eustatique, lors des phases de montée du niveau marin (Tricart, 1948).
Par contre, l'étagement des terrasses, c'est à dire l'incision du socle, peut être lié soit à une surrection soit à une chute du niveau marin. Nous avons montré que les chutes glacio-eustatiques ne forment pas de terrasses étagées. Par contre, la surrection est un facteur d'ordre 1 dans l'incision du socle et l'étagement des terrasses. Comme Bull (1990), nous pensons que l'étagement dépend principalement de la surrection; une région stable, ni en surrection ni en subsidence, ne développera pas de terrasses étagées.

En liaison avec les profils longitudinaux, les terrasse étagées peuvent donc être de bons indicateurs des mouvements verticaux. La comparaison des étagements de terrasses cogénétiques sur deux rivières permet de mettre en évidence des différences spatiales d'incision qui peuvent être reliées à des différences de déplacements verticaux. Les échelles de temps étudiées sont alors supérieures à 10^4 ans, les variations glacio-eustatiques à haute fréquence n'ayant pas d'effets sur l'incision du socle.
D'un point de vue méthodologique il se pose cependant le problème de la localisation le long du profil longitudinal : la quantité d'incision fluviatile n'est pas constante le long d'un profil et de ce fait, la quantité d'étagement est liée à la capacité érosive de la rivière. Ceci pose donc un problème méthodologique pour comparer les étagements locaux de deux rivières. Toute comparaison doit donc être au moins effectuée à l'échelle de la vallée.

O Les courbes hypsométriques

Les courbes hypsométriques (Strahler, 1952) correspondent à une représentation normalisée de la forme des bassins versants. La valeur de leur intégrale, entre 0 et 1, est ainsi une caractérisation de leur forme plus ou moins incisée; plus l'intégrale hypsométriques est élevée et plus la superficie du bassin versant située à des altitudes élevées est importante. Si un réseau hydrographique y est bien développé (la valeur de l'intégrale hypsométrique d'un plateau non incisé est égale à 0 ou à 1 selon le référentiel choisi), une valeur élevée de l'intégrale est le signe d'une forme incisée du bassin versant.
Les courbes hypsométriques de bassins versants peuvent ainsi être utilisées pour mettre en évidence des secteurs fortement incisés, par le biais de fortes valeurs d'intégrale. Leur interprétation est cependant sujet à discussion (en particulier du fait des effets de taille) et de ce fait, cette approche est rarement utilisée à une échelle régionale. Les courbes hypsométriques sont par contre fréquemment utilisées pour suivre l'évolution des bassins versants dans les modélisations numériques (Willgoose, 1994a; Moglen et Bras, 1995).

L'ensemble de ces paramètres n'ont une signification que dans les zones en surrection oû les reliefs sont dans une phase de croissance. Ceci peut être démontré rapidement, par exemple par la présence de terrasses étagées. Ils sont qualitatifs ou semi-qualitatifs car ils ne permettent pas *à priori* de quantifier les mouvements.

2.2-Une approche quantitative : la mesure de l'incision

La mesure de l'incision développée dans ce travail grâce à l'étude des rapports de forme de vallées constitue actuellement la seule approche quantitative qui permette de mesurer les déplacements verticaux de la lithosphère à partir de l'incision qui en résulte. La validité de cette méthode a été confirmée grâce à l'étude des terrasses. D'un point de vue méthodologique, quelques points sont toutefois à préciser.

- Cette détermination doit auparavant être accompagnée d'une étude des profils longitudinaux du bassin versant. En effet, c'est une méthode statistique dont le postulat de base est que l'ensemble du bassin versant est dans le même état d'équilibre. Cette méthode ne peut donc pas être appliquée sur les bassins versants qui sont dans état transitoire tel que les bassins versants de Bretagne méridionale.
-.Bien qu'il ait été montré que le glacio-eustatisme a un rôle négligeable dans l'incision des vallées, ce sont *à priori* uniquement des déplacements relatifs qui sont mesurés. Toute mesure

absolue doit nécessairement s'accompagner d'une vérification de l'absence de réponse des systèmes aux variations du niveau marin.
- Enfin, dans cette étude, ce sont des déplacements minimums qui ont été mesurés car les effets liés à l'équilibration des profils longitudinaux n'ont pas été pris en compte.

Malgré ces limites, cette méthode conserve tout son intérêt dans l'étude des systèmes érosifs dépourvus de marqueurs de la déformation. Une amélioration de cette méthode passerait par une information spatialisée, en déterminant les quantités de surrection relatives non plus entre bassins versants mais entre vallées. La principale difficulté réside dans la forte variabilité de capacité érosive selon les ordres de drainage considérés.

2.3-La déformation récente du Massif Armoricain d'après les caractéristiques de la topographie

Le socle armoricain est un domaine en érosion, incisé par un réseau de drainage Pléistocène. Sa surface est dépourvue de marqueurs sédimentaires corrélables à l'échelle régionale. De ce fait, seule l'étude de son relief peut permettre de discuter de ses mouvements verticaux à l'échelle du Pléistocène, sur une échelle de temps de l'ordre de 10^5 ans.

2.3.1-Erosion et morphologie anté-Pléistocène

La forme de la topographie anté-Pléistocène, en particulier celle contemporaine des paléo-vallées Pliocène, est actuellement très mal définie car difficilement caractérisable. D'une manière générale c'est également toute l'évolution Cénozoique du Massif Armoricain qui est très mal connue :

○ Quelle a été la part d'érosion anté-Pliocène et anté-Pléistocène des formations d'altération qui couvraient l'ensemble du Massif Armoricain au début du Tertiaire et probablement dès le Crétacé inférieur ?

○ Quelle est l'origine des quantités énormes de matière (à l'échelle du massif Armoricain) transportées par les fleuves Pliocène et quelle est la cause de leur extrême maturité pétrographique et granulométrique ? Quelle est la part du remaniement des formations sédimentaires antérieures (et en particulier des sables Cénomanien, sources potentiels des glauconies retrouvées dans les sables Pliocène) et de l'érosion des altérites. Y a t-il eu véritablement incision du socle sain par les fleuves Pliocène ?

❍ Quelle est l'origine de la surface présente au sommet du Plateau Ouest Armoricain s.s.? C'est une surface mixte, composée en partie de formations très altérées (schistes en amont du Blavet; plateaux de Guiscriff et de Rostrenen) et de formations saines en relief, celles-ci correspondant à des lithologies résistantes (grès et granites). Cette surface a la caractéristique d'être plane mais la nature des agents qui ont conduits à cet aplanissement est actuellement inconnue. Une des questions qui se pose est la relation entre l'altération et la formation de cette surface et notamment le caractère contemporain ou pas de l'altération et de aplanissement. Enfin, cette surface peut-elle être corrélée avec la surface plane présente au sommet des grès de la Dépression de Rennes (plateau du sud de Rennes en particulier) ?

2.3.2-L'initiation du relief actuel

Les données géologiques développées au chapitre II montrent que le réseau actuel est Pléistocène et qu'il se surimpose sur un réseau antérieur, Miocène supérieur (?)-Pliocène.
La formation du réseau actuel est probablement contemporaine de l'initiation de la déformation de faible amplitude et grande longueur d'onde mise en évidence. En effet, elle s'accompagne d'un changement drastique d'état stratigraphique des fleuves, en sédimentation au Pliocène et en érosion au Pléistocène moyen-supérieur, ce qui est cohérent avec l'initiation d'une surrection. L'absence de dépôts Pléistocène inférieur pourrait traduire un état intermédiaire en transit.
Cette déformation induit un relief armoricain fondamentalement asymétrique avec une pente régionale vers le sud, en réponse à un basculement post-Pliocène dans cette direction.
Les plus hautes terrasses incisées par le réseau actuel ont été attribués localement au Cromérien (Monnier *et al.*, 1981 : cf. chapitre II) et auraient donc un âge compris entre 0.7 et 0.5 Ma (fig. II.31); par défaut, c'est cet âge que nous retiendrons par la suite pour le début de l'incision des réseaux hydrographiques.

2.3.3-Le relief en tant que marqueur de la déformation du Massif Armoricain durant le Pléistocène

❍ *Les éléments morphométriques qualitatifs et quantitatifs*

Les principales évidences de mouvements verticaux du Massif Armoricain durant le Pléistocène sont déduites de l'analyse de l'incision (cf. chapitre III). En effet, nous attribuons les variations spatiales de profondeur de vallées à une incision consécutive à la surrection du Plateau Ouest Armoricain par rapport à la Dépression de Rennes. Les mouvements verticaux relatifs sont de 30 m entre l'Oust et la Vilaine *s.s.*, du même ordre de grandeur que les différences d'étagement de terrasses. Entre l'Aulne et la Vilaine *s.s.*, ils sont de 70 m; dans ce

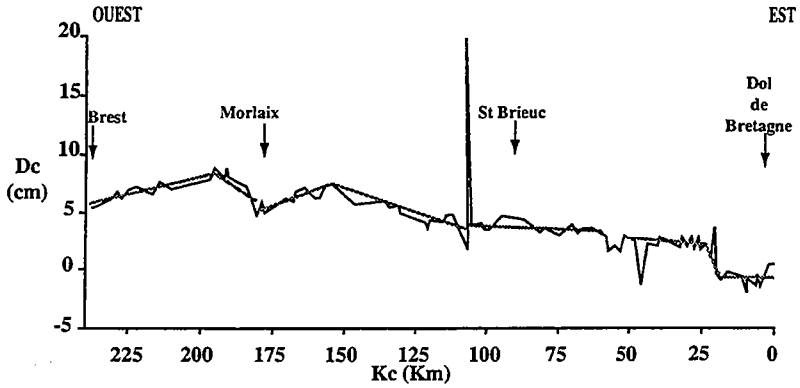
dernier cas, ils n'ont pas pu être vérifiés à l'aide des terrasses faute de données suffisamment précises.

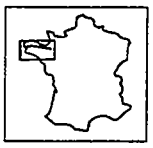
Ces données (chap. III) montrent que les variations de relief à grande longueur d'onde sont liées à un mécanisme de surrection différentielle de l'ouest de la Bretagne par rapport à l'est durant le Pléistocène. Entre l'Oust et la Vilaine *s.s.*, la quantité de surrection relative est proche des différences d'altitude moyenne entre les bassins versants (surrection de l'Oust par rapport à la Vilaine s.s. : 30 m, pour des altitudes moyennes de bassins versants de 104 et 73 m). Par contre, entre l'Aulne et la Vilaine *s.s.*, elle est inférieure de 20 m à la différence d'altitude moyenne entre les bassins versants (surrection de l'Aulne par rapport à la Vilaine s.s. : 70 m, pour des altitudes moyennes de bassins versants de 160 et 73 m). A titre d'hypothèse, cet écart peut être attribué aux altitudes élevées des grès et des granites qui ceinturent le bassin versant de l'Aulne.

La courbe d'altitude moyenne du Massif Armoricain selon une direction est-ouest (fig. V.14) représente cependant probablement une bonne image de la surrection de la Bretagne durant le Pléistocène. En particulier, cette courbe peut être mise en parallèle avec le profil de nivellement réalisés par Lenotre *et al.* (1997). Selon une direction est-ouest (fig. V.14), il montre une surrection du Plateau Ouest Armoricain par rapport à la Dépression de Rennes sur une période d'environ 100 ans qui atteint environ 7 cm dans l'ouest de la Bretagne. La quantité de déplacements verticaux durant cette période se cale de façon surprenante sur la courbe d'altitude moyenne déterminée à partir du MNT. Ceci montre qu'il existe *à priori* une bonne cohérence entre les mouvements verticaux selon deux échelles de temps différentes : 10^2 et 10^5 ans. Cependant, si l'on se base sur un début d'incision à 0.7 Ma, la vitesse de surrection de l'Aulne par rapport à la Vilaine *s. s.* est de l'ordre de 0.1 mm/an. Cette valeur doit être assez proche de la vitesse absolue car la surrection de la Dépression de Rennes est probablement faible en comparaison de celle du Plateau Ouest Armoricain. Par contre les vitesses de surrection déterminées par Lenotre *et al.* (1997) dans la région de l'Aulne sont supérieures d'un ordre de grandeur à celles de cette étude, autour de 1.0 ± 0.2 mm/an. Les causes de ce désaccord peuvent être multiples, méthodologiques tout d'abord, mais également liées à l'effet de l'intervalle de temps considéré, tel que discuté par Gardner *et al.* (1987). Les données chronologiques utilisées dans cette étude ne permettent pas d'approfondir cette discussion; cependant, dans l'état des connaissances, des vitesses de surrection de l'ordre de 1 mm/an nous paraissent tout de même élevées pour le Massif Armoricain[7].

[7] Cela impliquerait par exemple un début d'incision des vallées il y a moins de 100 000 ans!

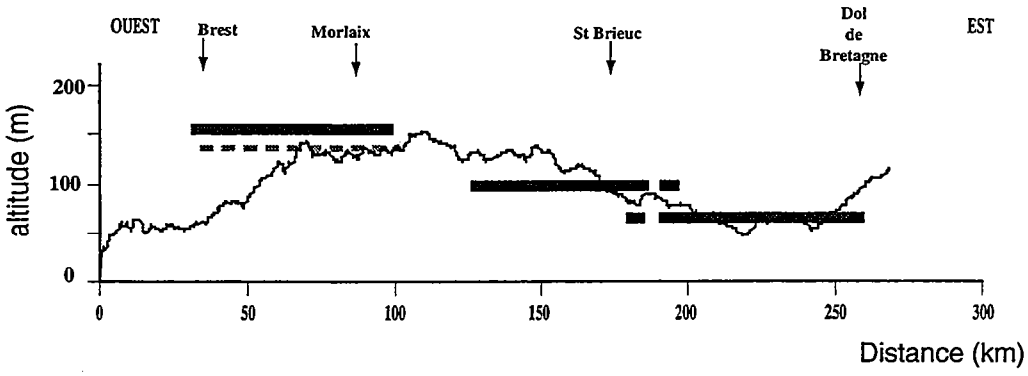
PROFIL DE NIVELLEMENT (Lenotre et al., 1997)





Kc : distance cumulée entre les points de nivellement (points ou les écarts d'altitude sur une période de 100 ans ont été mesurés).
Dc : discordance cumulée : différence dans les écarts d'altitude sur 100 ans entre chacun des points de mesure successifs.

TOPOGRAPHIE MOYENNE



DIFFÉRENCES D'INCISION DES BASSINS VERSANTS

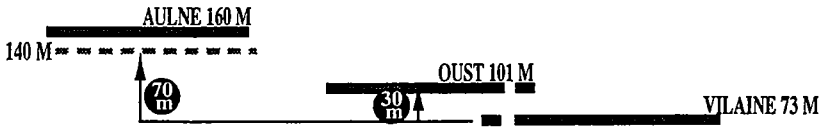


Figure V.14 Comparaison entre les données de nivellement sur une période de 100 ans (Lenotre et al., 1997) et la topographie moyenne déterminée à partir du MNT à 250 m (cf. fig. II.5), le long d'un profil est-ouest de la Bretagne.

Le profil de nivellement déterminé par Lenotre et al. (1997) montre que la discordance cumulée (écart entre les différences d'altitude sur 100 ans de deux points successifs du profil) augmente d'est en ouest : les variations d'altitude sur une période de 100 ans ne sont pas homogènes à l'échelle de la Bretagne : ceci montre qu'il existe une surrection progressive de la partie ouest de la Bretagne par rapport à l'est, pouvant atteindre 7 cm sur 100 ans entre Morlaix et Brest.

La courbe de topographie moyenne (d'altitude moyenne) de la Bretagne selon une direction est-ouest a la même forme générale que le profil de nivellement. L'altitude moyenne des bassins versants étudiés et leur extension spatiale a été positionné sur cette courbe (rectangles gris). Un schéma (bas) indique les différences d'incision fluviatile des vallées de ces bassins versants durant le Pléistocène (ronds noirs).

L'ensemble de ces données convergent pour affirmer que les variations actuelles de relief de la Bretagne résultent d'une surrection au Pléistocène, qui se poursuit actuellement.

Gradients des profils longitudinaux et variations régionales d'hypsométrie

Dans l'étude de l'incision, seuls trois bassins versants, la Vilaine *s.s.*, l'Oust et l'Aulne ont été utilisés, leurs réseaux de drainage étant globalement concaves. En effet, dans la plupart des autres bassins versants, les profils longitudinaux sont très irréguliers, marqués entre autre par des ruptures de pente importantes. Dans ces bassins versant, les rivières n'ont pas incisé totalement la topographie et atteint un profil d'équilibre concave. De ce fait, la détermination statistique de la profondeur moyenne de leurs vallées ne peut pas être utilisée pour mesurer une quantité d'incision ayant une signification en terme de chute du niveau de base.

Actuellement, faute de moyens pour comparer les profils longitudinaux et étant donnée la difficulté à connaître et donc à reconnaître la forme d'équilibre des profils, il n'est pas aisé de les utiliser pour caractériser une surrection (cf. discussion précédente). A l'échelle de la Bretagne, l'influence de la surrection sur la forme des profils longitudinaux est marquée de trois façons. Elle joue un rôle (1) dans le contrôle de la pente des profils longitudinaux de l'Oust, (2) dans le degré d'amplification des ruptures de pente lithologiques et (3) de façon moins certaine sur la concavité des rivières du Trégor et du Léon. La diversité des situations rencontrées fait qu'il est difficile de comparer directement tous les profils entre eux. Une comparaison peut cependant être faite à partir d'une carte des altitudes d'écoulement des rivières (fig. V.15). Elle montre qu'il existe de fortes variations de gradient des profils longitudinaux entre les rivières de la Dépression de Rennes et du Plateau Ouest Armoricain. Les réseaux de drainage situées à l'ouest (Plateau Ouest Armoricain) ont des gradients systématiquement plus fortes que celles situées à l'est (Dépression de Rennes). Ceci est particulièrement net dans le cas des rivières qui érodent le flanc nord de la Bretagne, les rivières du Trégor et du Léon étant celles qui ont les gradients les plus élevés. L'étude des profils de la Vilaine et de l'Oust présentée au chapitre III a permis de montrer que les pentes élevées de l'Oust par rapport à la Vilaine sont la conséquence directe de la surrection du Plateau Ouest Armoricain par rapport à la Dépression de Rennes. Il en est probablement de même pour l'ensemble des rivières de l'ouest de la Bretagne. Une représentation schématique des profils longitudinaux des principales rivières (fig. V.16) montre que celles qui sont situées à l'est sont concaves avec de faibles pentes tandis que plus on va vers l'ouest et plus elles ont des profils irréguliers avec de fortes pentes. Ces variations résultent probablement de l'influence de la surrection sur la forme des profils longitudinaux; elle est toutefois difficile à caractériser pour chaque profil pris individuellement. Au premier ordre, ces variations régionales de formes des profils longitudinaux montrent cependant la surrection du Plateau Ouest Armoricain par rapport à la Dépression de Rennes.

Les courbes hypsométriques normalisées par l'altitude maximale des bassins versants sont représentées sur les figures V. 17 a et b pour l'ensemble de la Bretagne. Les bassins

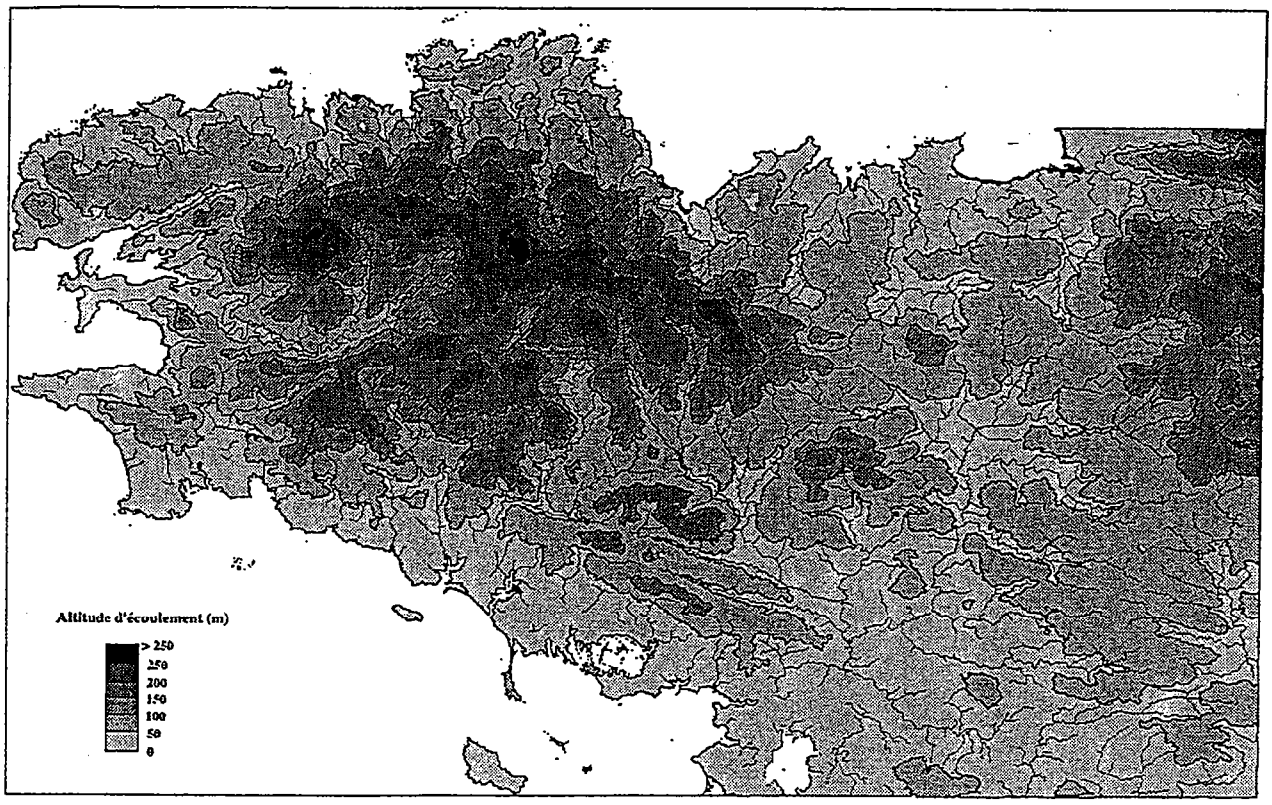


Figure V.15 Carte d'altitude d'écoulement des rivières bretonnes déterminée à partir du MNT au pas de 250 m. C'est une représentation spatialisée des profils longitudinaux.

Cette carte montre que les rivières du Plateau Ouest Armoricain ont des gradients beaucoup plus élevés que celles de la Dépression de Rennes. Dans ce domaine incisé il ya donc probablement un controlede la surrection sur la pente des profils longitudinaux.

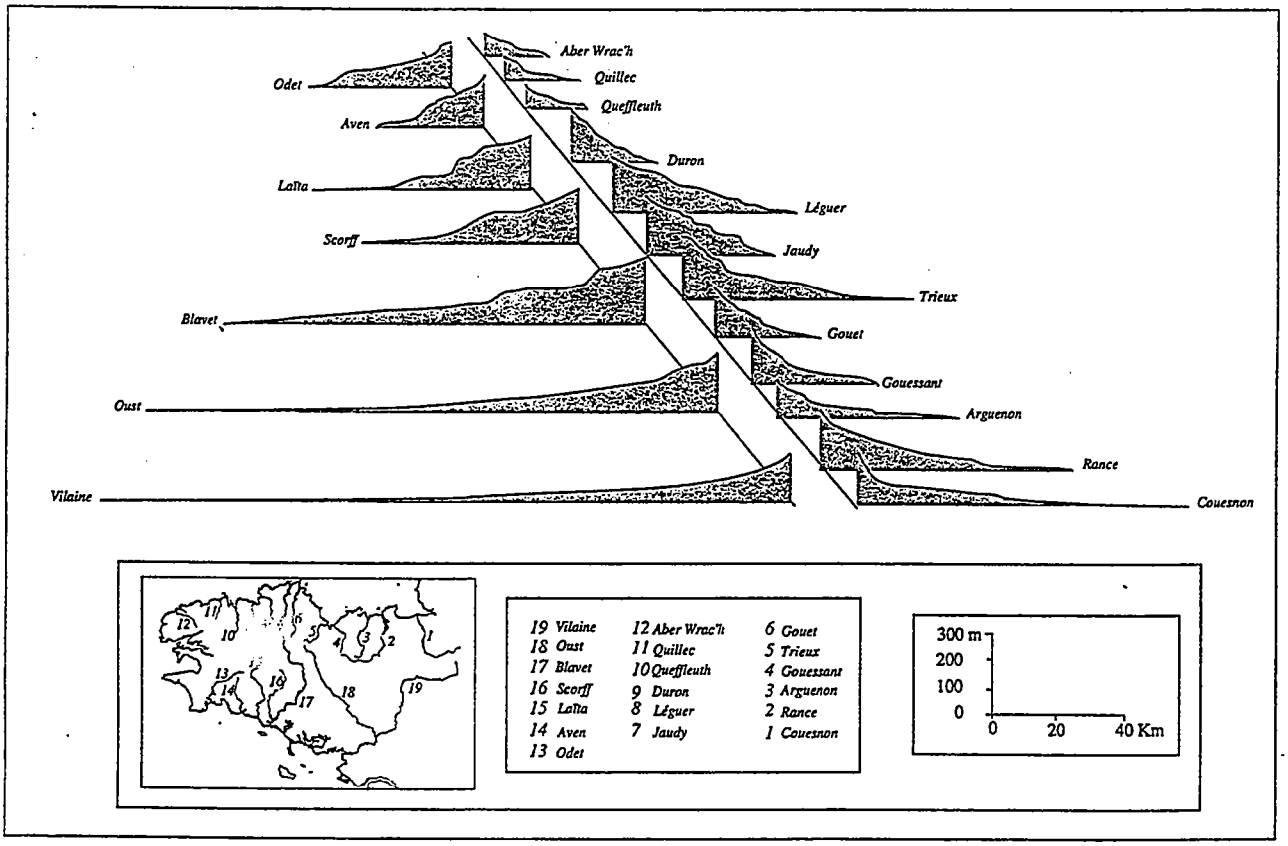


Figure V.16 Représentation schématique en perspectivedes profils longitudinaux des principales rivières bretonnes.
Les profils longitudinaux sont de moins en moins réguliers, concaves, vers l'ouest (haut de la figure). La taille des rivières diminue également dans cette direction.

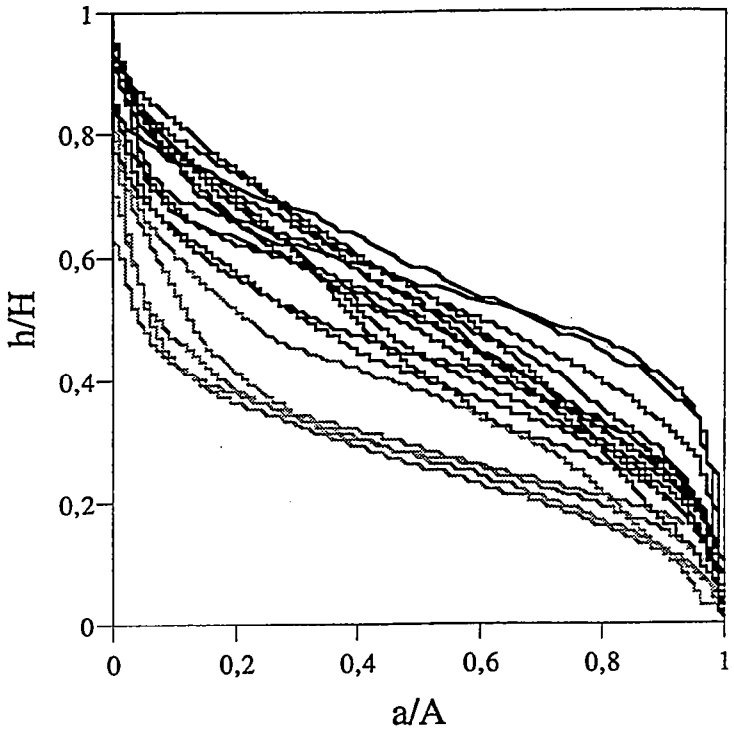
versants du Domaine Ouest Armoricain ont des courbes hypsométriques qui sont décalées vers des altitudes plus élevées que ceux de la Dépression de Rennes. Au sein des bassins versants, la distribution des altitudes est donc différente selon que l'on considère ceux qui sont situés dans l'ouest ou dans l'est de la Bretagne. En particulier, ceux qui sont situés à l'ouest ont une proportion plus importante de leur superficie qui est située à des altitudes élevées (fig. V.17.b). D'un point de vue qualitatif, c'est le signe d'une forme de bassin versant moins évoluée, c'est à dire plus incisée. Ceci montre également que la topographie du Domaine Ouest Armoricain reflète un déséquilibre des processus érosifs devant le seul paramètre de contrôle de formation du relief qui varie dans l'espace, c'est à dire les mouvements verticaux de la lithosphère.

En conclusion, en complément des études qui ont porté sur l'incision au chapitre III, les caractéristiques morphologiques qui distinguent l'Oust de la Vilaine semblent pouvoir être généralisées à l'ensemble des bassins versants du Plateau Ouest Armoricain par rapport à ceux de la Dépression de Rennes. Tous les éléments morphométriques, quantité d'incision, forme des profils longitudinaux et variations d'hypsométrie montrent la surrection de l'ouest de la Bretagne par rapport à l'est.
Les modalités de cette surrection vont être précisées maintenant à partir des éléments morphologiques.

O Les éléments morphologiques

En complément des variations d'incision de la topographie, des gradient des profils longitudinaux et des variations d'hypsométrie, les éléments morphologiques permettent d'apporter des précisions sur les mouvements verticaux contemporains du développement du relief. Ce sont principalement les escarpements de failles, les plateaux incisés, les plateaux altérés non incisés, et les réseaux hydrographiques immergés. Ils permettent de proposer un schéma cohérent de déformation du Massif Armoricain durant le Pléistocène qui inclut les spécificités géomorphologiques d'échelle régionale.

Au premier ordre, en complément de la surrection du Plateau Ouest Armoricain par rapport à la Dépression de Rennes, il existe une composante de basculement vers le sud qui contrôle la distribution des altitudes et l'asymétrie du relief. Elle a été montrée localement par l'inversion des directions d'écoulement entre les systèmes fluviaux-estuariens Pliocène et le réseau hydrographique érosif actuel (cf. chapitre II). En outre, la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre, le long de laquelle est accommodée au moins en partie la surrection du Plateau Ouest Armoricain, présente des escarpements dont la hauteur est croissante du sud vers le nord. Sa morphologie est donc cohérente avec un basculement vers le sud du Plateau Ouest Armoricain pendant sa surrection par rapport à la Dépression de Rennes.



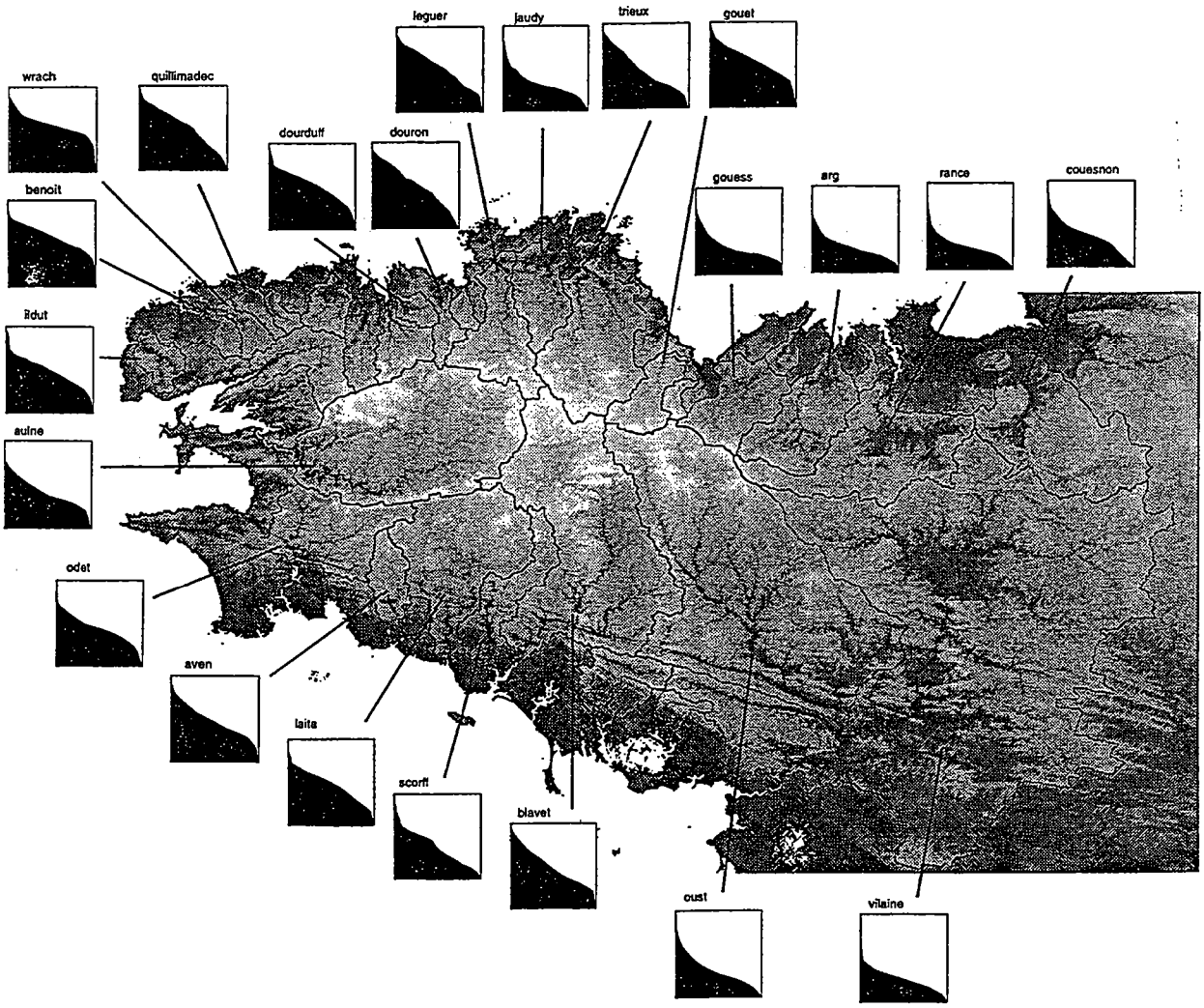


Figure V.17 Variations d'hypsométrie des bassins versant du Massif Armoricain (a) : les bassins versants du Plateau Ouest Armoricain (courbes noires) ont des courbes hypsométriques décalées vers des altitudes élevées par rapport à ceux de la Dépression de Rennes (courbes en gis). Ces variations à l'échelle régionale (b) sont le résultat d'une incision plus importante des bassins versants du Plateau Ouest Armoricain, induite par la surrection de ce domaine au Pléistocène.

Ce basculement a contrôlé aussi bien la répartition spatiale des bassins versants que la géométrie des réseaux de drainage en imposant une direction d'écoulement privilègiée selon une direction nord-sud. Bien que nous ayons uniquement des arguments en faveur du basculement du Plateau Ouest Armoricain, nous pouvons penser qu'il en est de même pour la Dépression de Rennes puisque son relief présentent la même asymétrie que le Plateau Ouest Armoricain. Pour ce dernier, si l'on considère la valeur de la pente régionale comme représentative de l'angle de basculement, sa vitesse est d'environ 0.14°/Ma (environ 0.1° de basculement depuis 0.7 Ma).

Le domaine nord-armoricain

Dans le nord de la Bretagne, les morphologies diffèrent de part et d'autre de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre (fig. IV.39). Au premier ordre, les bassins versants situés à l'ouest de cette zone de failles ont une forme plus incisée.

Dans l'ensemble de ce secteur, l'incision des fleuves à terre ne se poursuit pratiquement pas en mer (fig. IV.40).
A l'est, domaine peu incisé, les fleuves côtiers débouchent directement sur la surface aplanissement de la Manche.
A l'ouest, domaine incisé, la topographie terrestre et l'incision des fleuves sont interrompues en mer par la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre sur sa bordure est (fig. IV.47) et probablement par l'Escarpement Nord Armoricain au nord. Ces structures assurent une transition brutale entre les domaines terrestres et la surface d'aplanissement de la Manche. Nous proposons que les mouvements verticaux le long de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre soient relayés dans le nord de la Bretagne par le jeu d'une faille le long de l'Escarpement Nord Armoricain. Ceci est étayé par le fait que l'Escarpement Nord Armoricain n'a plus de la signature topographique à l'est de la faille de Quessoy. Dans ce schéma, l'Escarpement Nord Armoricain joue un rôle fondamental dans la surrection de toute la région située dans le nord-ouest de la Bretagne. Bien qu'elle soit très mal connue, il s'agit certainement d'une zone de failles majeure, ayant fonctionné pendant le Pléistocène et qui accommode une grande partie du basculement vers le sud du Plateau Ouest Armoricain. La nature des déplacements qui s'y produisent sera discutée ultérieurement.

Dans cette configuration, l'origine des plates-formes du Trégor et du Léon peut être discutée. Elles sont séparées de la surface d'aplanissement de la Manche par la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre et l'escarpement nord-armoricain (fig. IV.39 et IV.40).
La surface d'aplanissement de la Manche est une surface érosive , probablement une surface d'abrasion marine, ne présentant pas d'accumulations sédimentaires récentes à sa surface (Guennoc, P., in Augris *et al.*, 1996). Elle tronque indifféremment le socle et la couverture

Méso-Cénozoique (cf. chapitre II). Les plateaux du Trégor et du Léon possèdent les même caractéristiques, aussi bien dans leur forme plane que dans l'absence de formations sédimentaires récentes. C'est en outre une surface ou le socle est sain, sans manteau d'altérites majeur. Sur la base de ces similitudes, une origine commune aux plateaux du Trégor et du Léon et à la surface d'aplanissement de la Manche peut être proposée. Dans ce schéma, le Trégor et le Léon résultent de la surrection et de l'incision d'une portion de la surface d'aplanissement de la Manche, à la faveur des mouvements verticaux sur la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre et le long de l'Escarpement Nord Armoricain.

Les réseaux immergés sud-armoricains

Dans cette étude, ils ont été caractérisés dans la prolongation de la Vilaine. A l'échelle du domaine sud-armoricain, les rivières se prolongent en mer jusqu'au sommet d'une rupture de pente localisée sur l'Escarpement Sud Armoricain. Au delà, les fleuves n'ont pas incisé. En amont de cette structure, le domaine immergé possède des caractéristiques identiques au domaine terrestre : les vallées incisée à terre se prolongent, mais leurs paramètres de forme sont différents et les vallées sont comblées. Cette situation est probablement identique pour tous les fleuves sud-armoricains (Delanoe *et al.*, 1972; Vanney, 1977).

Une des questions fondamentale est l'origine du creusement des vallées en mer. Les variations glacio-eustatiques semblent être sans un effet majeur sur l'incision du socle. L'origine de ces vallées comblées peut donc être reliée à deux causes :

(1) un stationnement antérieur du niveau marin en dessous du niveau actuel, pendant une période de temps supérieure à celle du glacio-eustatisme à haute-fréquence ($>10^4$ ans). Il en résulterait une incision initiale du socle, puis son remplissage lors de l'évolution ultérieure,

(2) une incision initiale du socle identique à celles du domaine terrestre, mais une évolution ultérieure en sédimentation plutôt qu'en érosion du fait d'une légère subsidence de ce domaine ou d'une vitesse de surrection moindre.

La première hypothèse implique un creusement en mer du fait d'un niveau marin plus bas. Or, dans le nord du Massif Armoricain, aucune vallée ne se prolonge en mer. Dans cette hypothèse, il serait donc nécessaire d'envisager un fonctionnement différent des rivières nord et sud-armoricaines. Ceci ne nous parait pas justifié et nous conduit donc à écarter ce scénario.

A l'inverse, il existe un certains nombre d'arguments en faveur de la deuxième hypothèse. Au premier ordre, il s'agit des évidences de basculement vers le sud de la Bretagne. Il s'agit également des différences d'évolution des rivières, en incision avec formation de terrasses étagées à terre, en sédimentation en mer avec comblement des vallées.

Il est possible de relier les réseaux immergés sud-armoricains à l'évolution de l'ensemble de la Bretagne durant le Pléistocène selon un schéma cohérent : après une première phase d'incision contemporaine de la formation du réseau hydrographique actuel, probablement au Pléistocène moyen, la déformation de la Bretagne et en particulier son basculement vers le sud, a induit une surrection relative du domaine nord par rapport au sud. L'évolution ultérieure des fleuves est ainsi marquée par une incision dans les secteurs en surrection tandis que la section méridionale des rivières a évolué principalement en sédimentation du fait de l'espace disponible créé par l'eustatisme en période de transgression. La différence de dynamique entre les vallées à terre et en mer résulte alors uniquement de l'absence d'incision ultérieure des dépôts dans les vallées actuellement immergées, du fait d'un espace disponible à piéger des sédiments différent entre les vallées à terre et en mer.

Dans ce schéma, l'Escarpement Sud Armoricain a une importance toute particulière puisque c'est sur cette structure que se termine l'incision des fleuves. A l'ouest de Belle-Ile cette structure correspond à un véritable escarpement rocheux s'étendant au sud des Glénans et de Groix (appelé "Hauts-fonds de la Chimère" par Vanney (1977) et "échine rocheuse prélittorale" par Pinot, 1974). A l'est de Belle-Ile sa morphologie change et correspond plutôt à une rupture de pente ou à une flexure plutôt qu'à un escarpement (voir la figure II.12). Comme l'Escarpement Nord Armoricain, l'Escarpement Sud Armoricain a une forme de plus en plus prononcée vers l'ouest. L'ensemble de cette structure a une direction typiquement "armoricaine", parallèle au CSA. Il est ainsi possible que l'on ait également ici une zone faillée majeure qui ait pu guider l'évolution morphologique, et tout particulièrement l'initiation du réseau hydrographique. Si l'on se réfère à la morphologie de l'escarpement, la quantité de déplacement est croissante vers l'ouest. L'ensemble de cette structure est associée à une anomalie gravimétrique ce qui supporte l'existence ici, d'une discontinuité majeure (voir le figure I.2 de Lericolais, 1997).

L'Aulne et la Bretagne méridionale

A la différence des autres bassins versants, le bassin versant de l'Aulne est très asymétrique, que ce soit dans sa forme générale ou dans la géométrie de son réseau de drainage. Ceci est du au fait que son cours principal est orienté est-ouest, le long de la bordure sud du bassin versant (fig. IV.36), c'est à dire le long de la crête de grès des Montagnes Noires (fig. IV.38). C'est une ligne de crête atypique puisque c'est une zone haute à partir de laquelle les rivières ne divergent pas uniquement, mais convergent dans le cas de l'Aulne et ses affluents. Ceci est probablement du à l'orientation de la Montagne Noire, N70, grossièrement perpendiculaires à la ligne de plus grande pente. Dans un schéma de basculement vers le sud du Plateau Ouest Armoricain, cette ligne de crête a probablement formée une barrière qui a empêché

les flux d'eau de s'écouler vers le sud comme dans le reste de la Bretagne. La morphologie de l'Aulne s'explique ainsi par un basculement vers le sud associé à un détournement des écoulements vers la mer d'Iroise, c'est à dire vers l'OSO.

Ce schéma de formation du bassin versant de l'Aulne a des implications majeures en ce qui concerne la Bretagne méridionale. En effet, la présence de la crête de la Montagne Noire au nord permet d'expliquer la conservation actuelle des plateaux à altérites de Guiscriff et de Rostrenen situés sud. A la différence des autres secteurs, le plateau à altérite initial a probablement été préservé ici de l'érosion du fait du détournement des écoulements venant du nord. Actuellement, son érosion est contrôlée par les mouvements verticaux sur le CSA. dans ce schéma, le début de fonctionnement de cet accident est donc probablement récent, postérieur au basculement vers le sud du Plateau Ouest Armoricain.

Synthèse morphologique

En guise de conclusion, trois coupes schématiques nord-sud de la Bretagne sont présentées, localisées au niveau de la Dépression de Rennes, au niveau de l'ensemble Blavet-Oust et enfin au niveau de l'ensemble Aulne-Bretagne méridionale (fig. V.18).

➪ La Dépression de Rennes a une forme asymétrique vers le sud. Au nord, sa topographie se prolonge en mer sur une surface d'aplanissement, sans incision. Au sud, l'ensemble de la topographie est incisée en mer, bien que dans une moindre proportion qu'à terre, et les réseaux se prolongent en mer jusqu'à l'Escarpement Sud Armoricain.

➪ L'ensemble Blavet-Oust présente également une asymétrie vers le sud. Au nord le plateau du Trégor est incisé du fait de sa surrection le long de l'Escarpement Nord Armoricain. Au sud, les parties altérées du Plateau Ouest Armoricain sont conservées à la faveur d'escarpements de grès armoricains qui ont bloqué la propagation du niveau de base. Au sud, la topographie est incisée et les réseaux se prolongent en mer jusqu'à l'Escarpement Sud Armoricain.

➪ L'ensemble Aulne-Bretagne méridionale présente également une asymétrie vers le sud. Dans nord, le Léon est incisé par des réseaux à forte pente, du fait de sa surrection le long de l'Escarpement Nord Armoricain. Au sud, le Plateau Ouest Armoricain *s.s.* est conservé uniquement au sommet de lithologies résistantes. Il a été entièrement érodé par l'Aulne jusqu'à la Montagne Noire. Les plateaux d'altérites de Guiscriff et de Rostrenen ont par contre été conservés au sud de cet escarpement. Ils sont actuellement en voie d'incision du fait du recul de

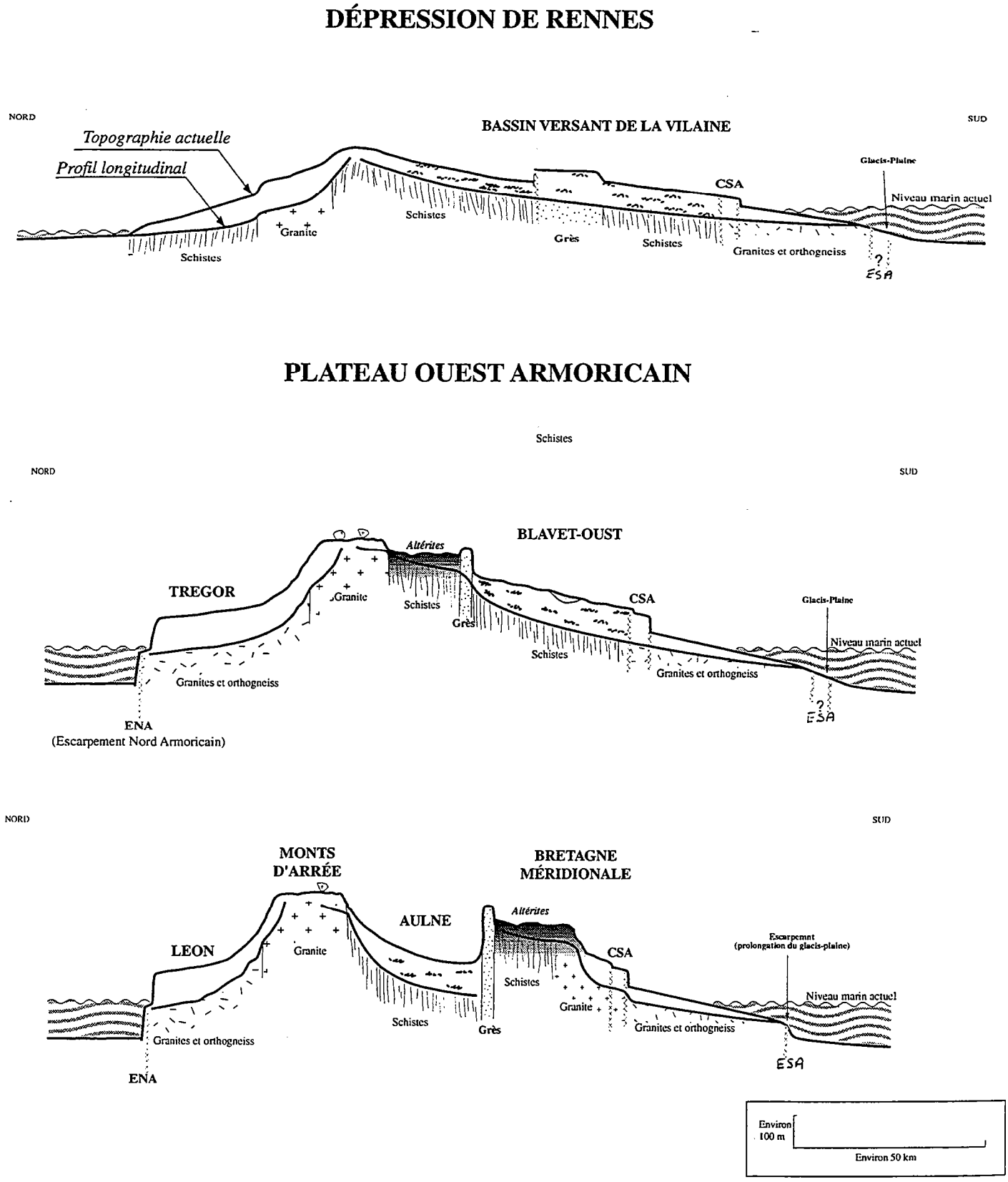


Figure V. 18 Coupes schématiques nord-sud de la Bretagne montrant les principales caractéristiques de son relef, y compris la topographie en mer. cf. texte pour leur présentation

ruptures de pente tectonique initiées sur le CSA. Ces réseaux se poursuivent en mer jusqu'à l'escarpement situé dans la prolongation de l'Escarpement Sud Armoricain.

Nos données permettent d'estimer localement les quantités de surrection (fig. V.19). Elles sont de deux ordres, morphométriques et morphologiques.

- L'étude de l'incision des vallées a permis de mesurer des différentiels de surrection relatifs; ils sont de 30 m entre l'Oust et la Vilaine *s.s.* et de 70 m entre l'Aulne et la Vilaine *s.s.*

- La plateforme du Trégor correspond probablement à une portion faillée et surélevée de la surface d'aplanissement de la Manche. Au premier ordre, son altitude actuelle par rapport au fond de la baie de St Brieuc, environ 90 m, est donc une mesure de sa quantité de surrection le long de la faille de Quessoy-Nort sur Erdre. Ce raisonnement ne peut pas être appliqué directement au Léon pour deux raisons : (1) la surface d'aplanissement de la Manche a une pente régionale vers l'ouest (fig. II.12) et (2) les données bathymétriques nord-armoricaines sont beaucoup trop mauvaises pour déterminer raisonnablement une quantité de surrection. La hauteur de l'escarpement nord-armoricain est cependant croissante d'est en ouest (fig. IV.40) ce qui suggère que la surrection du Léon est supérieure à celle du Trégor. Nous verrons que ceci se confirme indirectement à partir de la synthèse des quantités de surrection à l'échelle régionale.

- En Bretagne méridionale, les plateaux de Guiscriff et de Rostrenen ont été préservés de l'érosion durant le Pliocène comme l'indique la préservation des altérites, mais également durant une partie du Pléistocène du fait du détournement de l'Aulne par la Montagne Noire. De ce fait, leur érosion actuelle est liée uniquement aux mouvements verticaux du CSA. Il est donc probable que les mouvements verticaux du CSA soient très récents, post-Pliocène; la hauteur de son escarpement, environ 50 m, fournit donc une estimation directe de sa quantité de déplacement vertical durant le Pléistocène.

Ces différentes mesures (fig. V.19), bien qu'elles ne soient pas établies par rapport à un même référentiel, montrent une surrection du Plateau Ouest Armoricain par rapport à la Dépression de Rennes. Elle n'est cependant pas homogène mais croit vers l'ouest. Ceci est en accord avec la morphologie croissante vers l'ouest des escarpements nord et sud armoricains.La surrection le long de la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre augmente du sud vers le nord, induisant également une basculement vers le sud du Plateau Ouest Armoricain.
De ce fait, les mouvements verticaux du Plateau Ouest Armoricain étant croissant de l'est vers l'ouest et du sud vers le nord, sa déformation correspond plutôt à un basculement vers le sud-est. Les maximums de déplacements verticaux se produisent donc probablement au niveau du Léon. Ceci est en accord avec la morphologie de l'escarpement nord-armoricain, dont la hauteur est maximale au large de cette région.

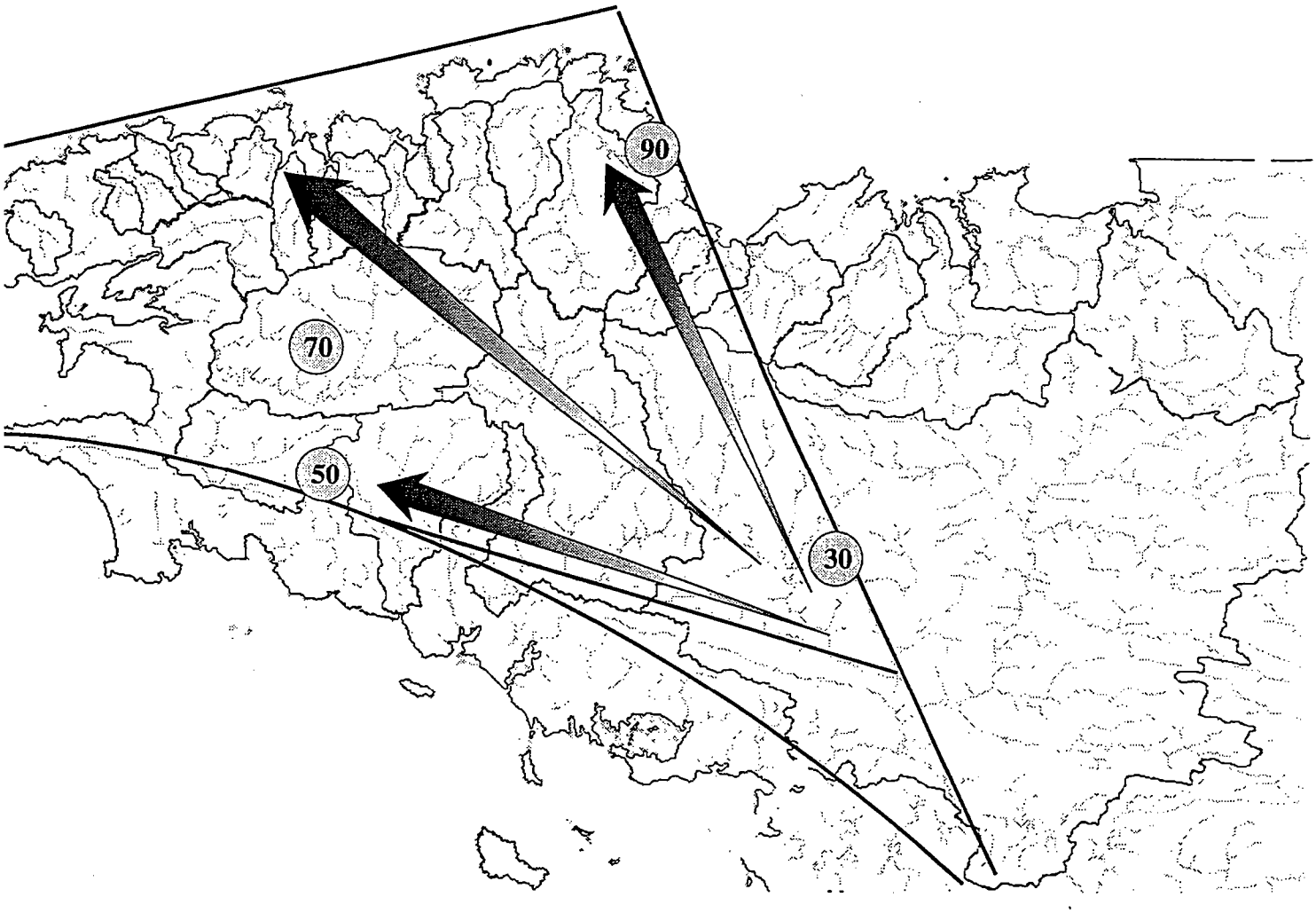


Figure V.19
Synthèse des mouvements verticaux (cercles, en mètres) déduits de l'analyse du relief. Les principales failles ont également été indiquées. Il existe des gradients de déplacements de l'est vers l'ouest et du sud vers le nord qui indiquent un basculement vers le sud-est et une zone de surrection maximale au niveau du Léon.

Au niveau de la Dépression de Rennes, la faible incision, les profils longitudinaux réguliers et la continuité de la topographie à terre et en mer dans le nord, font qu'aucune déformation majeure de ce domaine ne peut être définie. Des déformation locales peuvent y être décrites (faille de Pont-Réan par exemple), mais elles restent mineures à l'échelle de la déformation de la Bretagne.

Discussion : mode de déformation de la Bretagne

Les données géomorphologiques montrent que quatre zone de failles actives ont contrôlé le développement du relief de la Bretagne durant le Pléistocène. Ce sont :

- l'Escarpement Nord Armoricain,
- la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre,
- le Cisaillement Sud Armoricain,
- l'Escarpement Sud Armoricain.

Si les mouvements relatifs sur ces zones de failles peuvent être déterminés à partir de critères morphologiques, leur nature est par contre plus difficile à déterminer.

DES DIFFICULTÉS À ÉTUDIER LA TECTONIQUE RÉCENTE EN BRETAGNE

Dans un domaine de socle tel que la Bretagne, la détermination de la nature des mouvements qui se sont produits récemment sur ces failles est problématique. Tout d'abord, ces failles ne sont pas néoformées mais elles correspondent à la réactivation de structures antérieures: le CSA date du Carbonifère, il y a environ 300 Ma, et la zone de failles de Quessoy-Nort sur Erdre date au moins du Trias, il y a environ 230-220 Ma. De ce fait, dans les rares occasions ou elles ont pu être observées sur le terrain, l'analyse cinématique se heurte à la complexité des structures qui peuvent y être rencontrées, trace de leur évolution polyphasée. Par ailleurs, quand la détermination d'une direction et d'un sens de mouvement a été possible, son interprétation se heurte à un problème de datation faute de marqueurs chronologiques. Enfin, ces problème sont mineurs devant l'absence d'affleurements !

La nature des mouvements relatifs mis en évidence peut être discutée à partir de la connaissance des directions de contraintes actuelles de la plaque nord-ouest européenne (cf. fig. II.26; Muller *et al.*, 1992; Grellet *et al.*, 1993) et des mécanismes au foyer déterminés à partir des données de sismicité instrumentale (Veinante-Delahaye et Santoire, 1980; Nicolas et *al.*, 1990). L'ensemble de ces données indiquent que le domaine nord-ouest européen est actuellement soumis à une déformation essentiellement décrochante avec une direction de contrainte maximale orientée NO-SE à NNO-SSE (Muller *et al.*, 1992). En Bretagne, la déformation actuelle serait essentiellement décrochante, avec une composante distensive dans le sud, le long du CSA (Nicolas et *al.*, 1990; Grellet *et al.*, 1993) mais plutôt compressive dans le nord (Nicolas et *al.*, 1990).

La sismicité actuelle du Massif Armoricain (figure V.20.a) est relativement diffuse et de faible magnitude, bien que pouvant atteindre 4.9 (ouest du Finistère en 1989 : n° 132). A l'échelle de la Bretagne, il existe une zonation de la sismicité : au premier ordre, elle est négligeable dans la Dépression de Rennes par rapport au Plateau Ouest Armoricain. Une forte densité de séismes ont été enregistrés dans la région située au sud du CSA; le secteur situé au nord-ouest du Plateau Ouest Armoricain est caractérisé par la concentration d'une sismicité d'assez forte magnitude. A l'échelle du Massif Armoricain, une sismicité dense est associée à la Gâtine tandis que le Bocage Normand apparaît asismique. Il existe toutefois un alignement de séisme entre Fougères et Laval, selon une direction parallèle à la faille de Céaucé.

Les mécanismes au foyer déterminés par Nicolas et *al.* (1990), réactualisés pour la période 1962-1993 par le Laboratoire de Géophysique du CEA (CEA/LDG, 1995; fig. V.20.a), montrent l'existence de tous les types de failles : normales, inverses et décrochantes, avec certaines incompatibilités (failles purement normales et purement décrochantes selon des directions très proches : mécanismes au foyer n° 3 et 138 par exemple).
Quelques caractéristiques importantes peuvent cependant être déduites de ces mécanismes au foyer. Tout d'abord, si l'on considère la direction de l'escarpement nord-armoricain, orienté N70, il apparaît qu'il existe deux séismes de magnitude importante à l'échelle de la sismicité armoricaine qui ont des mécanismes au foyer purement inverses, leurs plans nodaux étant disposés selon cette direction (n°6 et 132; magnitudes respectives de 4.2 et 4.9 : fig. V.20.a). Si l'on considère maintenant la direction du CSA, environ N110, certains mécanismes au foyer sont purement décrochants dextre (n° 4, 137, 138) tandis que d'autres montrent une composante normale majeure (n°3, 11). Parmis ces séismes, si l'on ne considère uniquement que les mécanismes au foyer qui sont purement en failles inverses et ceux qui sont en décrochement dextre (fig. V.21), leur fonctionnement indique une direction principale unique de raccourcissement, orientée N160, cohérente avec la direction de contrainte maximale actuelle du nord-ouest de l'Europe.

La prise en compte de l'ensemble des mécanismes au foyer ne permet pas de définir un champ de contrainte cohérent à l'échelle de la Bretagne. Se pose par exemple le problème des failles normales parallèles à la direction du CSA. A partir des mécanismes au foyer, la détermination des directions d'axe de tension par Nicolas et *al.* (1990) le long de cette structure montre des directions qui sont parallèles aux axes P de Bretagne nord. On peut toutefois noter que certains mécanismes au foyer, tel que le n°3 en faille normale sur le CSA (fig. V.20.a), sont situés dans des zones d'intersection da failles, ce qui peut biaiser l'interprétation.

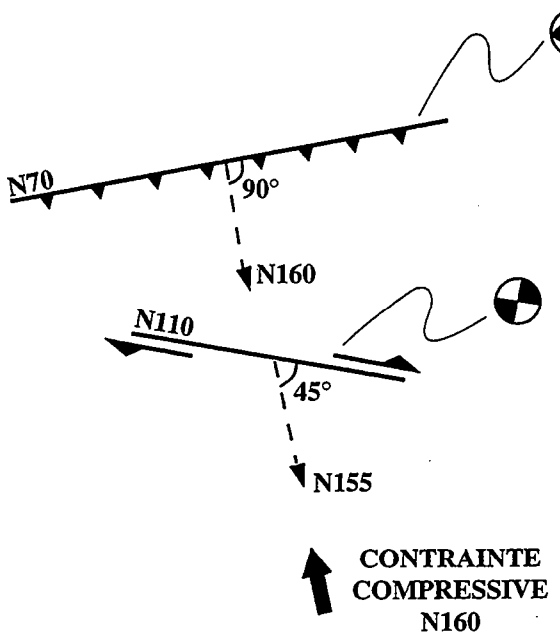


Figure V.21 Direction des structures du Massif Armoricain montrant des mécanismes au foyer purement inverses et purement décrochants dextres. Ces structures indiquent une direction de racourcissement commune orientée N160, en accord avec la direction de contrainte maximale actuelle de la plaque ouest européenne (Muller et al., 1992).

Si l'on se base sur l'existence d'une direction de contrainte maximale orientée N160, un schéma de déformation du Massif Armoricain peut être proposé (fig. V.22). Il est présenté ici uniquement à titre d'hypothèse de travail. Il est basé sur la reconnaissance de la nature des grandes zones de failles ayant contrôlé le développement du relief, discutée à partir des données morphologiques et de la connaissance de la direction de contrainte maximale.

L'Escarpement Nord Amoricain est une faille majeure dans l'évolution Pléistocène de la Bretagne. Sa direction, N70, tend à montrer qu'il s'agit actuellement d'une zone de failles inverses à vergence nord. Les quantités de déplacements verticaux y sont maximales, le Léon et le Trégor étant les secteurs ou la surrection est la plus importante. Cette interprétation est étayée par la nature plus "profonde" de la sismicité qui s'y produit par rapport au reste de la Bretagne (fig. V.20.b). Les déplacements sur cette zone de failles induisent le basculement vers le sud du Plateau Ouest Armoricain. .

La zone de **failles de Quessoy-Nort/Erdre**, orientée N140 a une direction proche de la contrainte maximale; il s'agit donc probablement d'une zone de failles normales. Elle prend en relai l'Escarpement Nord Armoricain et participe au basculement vers le sud du Plateau Ouest Armoricain, ses déplacements verticaux étant croissants du sud vers le nord.

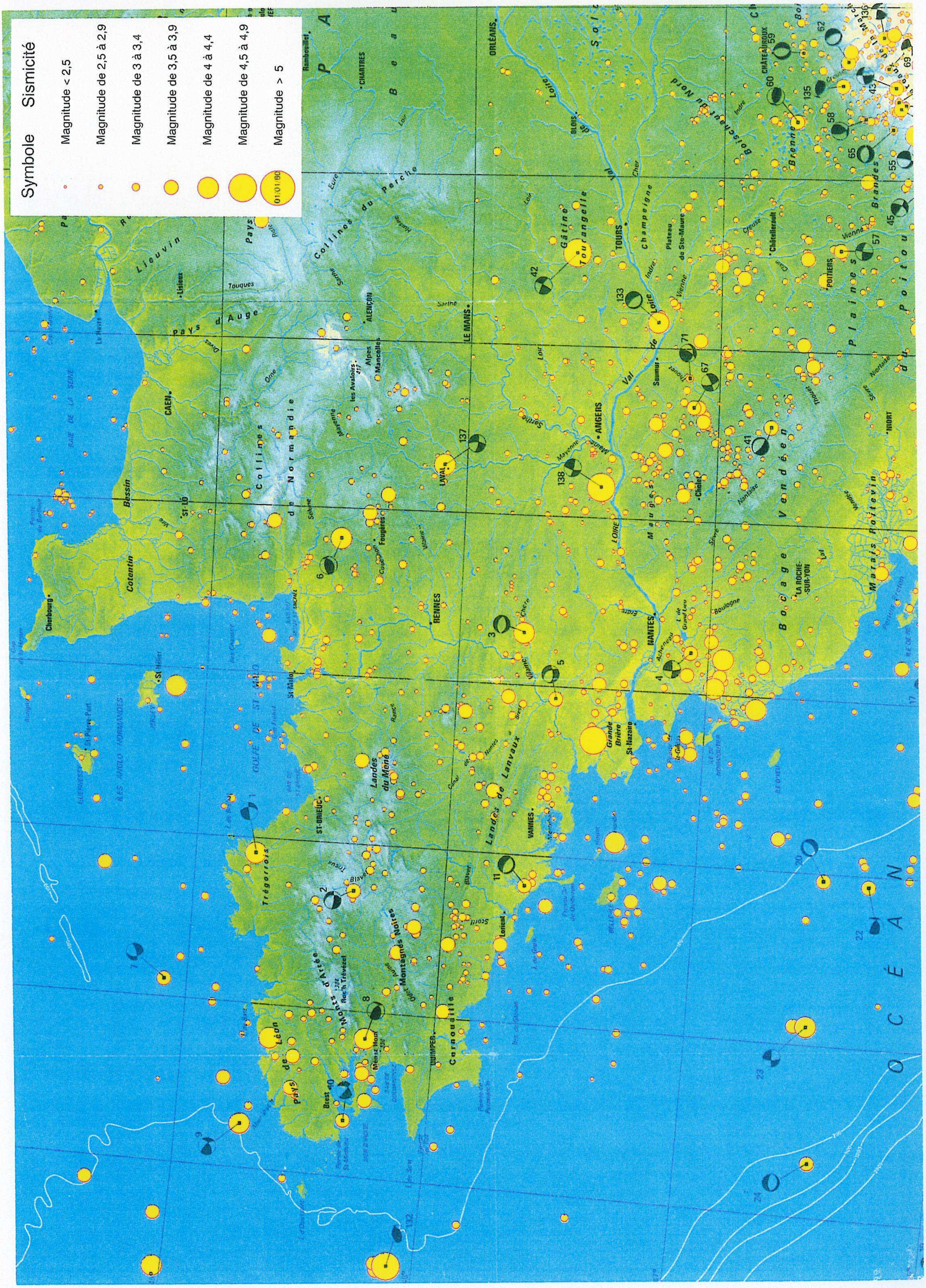


Figure V.20.a - Sismicité instrumentale (1962 - 1993) - LDG/CEA : mécanismes au foyer.

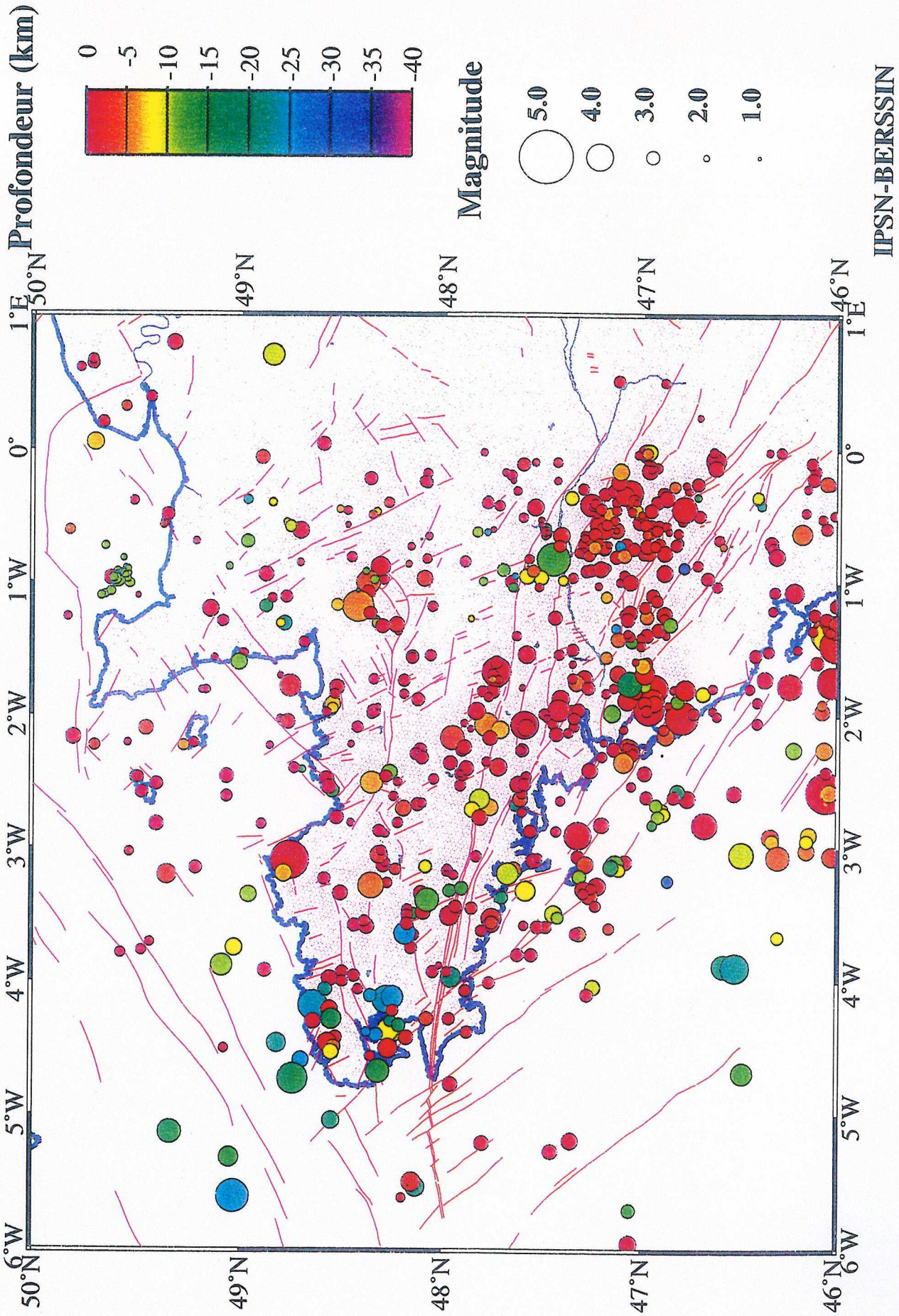
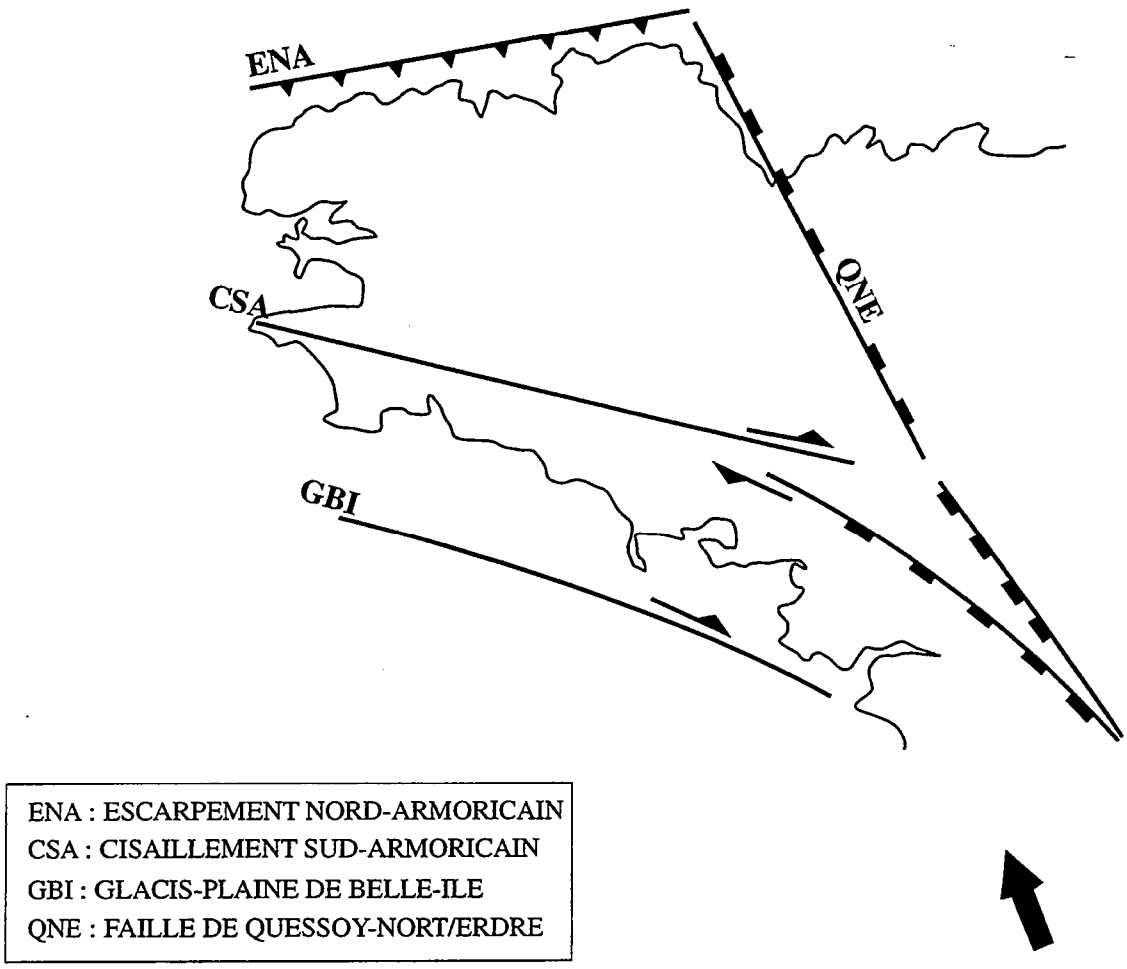


Figure V.20.b - Sismicité instrumentale (1962 - 1993) - LDG/LEA : profondeur des épicentres (in Hibsch et Cushing, 1996)

Figure V.20.b - Sismicité instrumentale (1962 - 1993) - LDGALEA : profondeur des épicentres
(in Hibsch et Cushing, 1996)

La **branche nord du Cisaillement Sud Armoricain** et probablement l'**Escarpement Nord Amoricain** ont des directions qui en font actuellement des zones de décrochement dextre. La présence d'escarpements importants montre cependant qu'il y existe une composante verticale non négligeable. Bien qu'il y existe des mécanismes au foyer en faille normale, la cohérence régionale serait plutôt en faveur d'une légère composante compressive (cf. discussion ci-dessus). Par contre, la **branche sud du Cisaillement Sud Armoricain** est probablement une zone de faille normale à effondrement vers le sud-ouest, en accord avec le jeu d'un décrochement dextre sur la branche nord. L'extrême netteté de ses escarpements est également en accord avec un jeu en faille normale.

Selon ce schéma, une coupe schématique nord-sud du Plateau Ouest Armoricain (fig. V.22) montre que sa déformation actuelle se rapproche de celle d'un "pop-up" (comparer avec la figure V.18). A l'échelle du Massif Armoricain, cette zone haute a une structure d'antiforme qui alterne probablement avec un synforme situé au sud le long d'un axe N70 Nantes-Angers-Le Mans. La Gâtine, actuellement fortement sismique représente alors une nouvelle zone haute, dont la structure est guidée principalement par le rejeu des accidents hercyniens, orientés ici N130 à N150 (prolongation du CSA).
Selon une direction NO-SE, cette structure d'ensemble a une échelle spatiale de l'ordre de 250 Km, typiquement lithosphérique (Martinod, 1991). Dans ce schéma, la déformation Pléistocène du Massif Armoricain correspond à une flambage de la lithosphère en réponse à une compression orientée N160. C'est donc probablement la conséquence de la convergence de l'Afrique avec l'Eurasie.



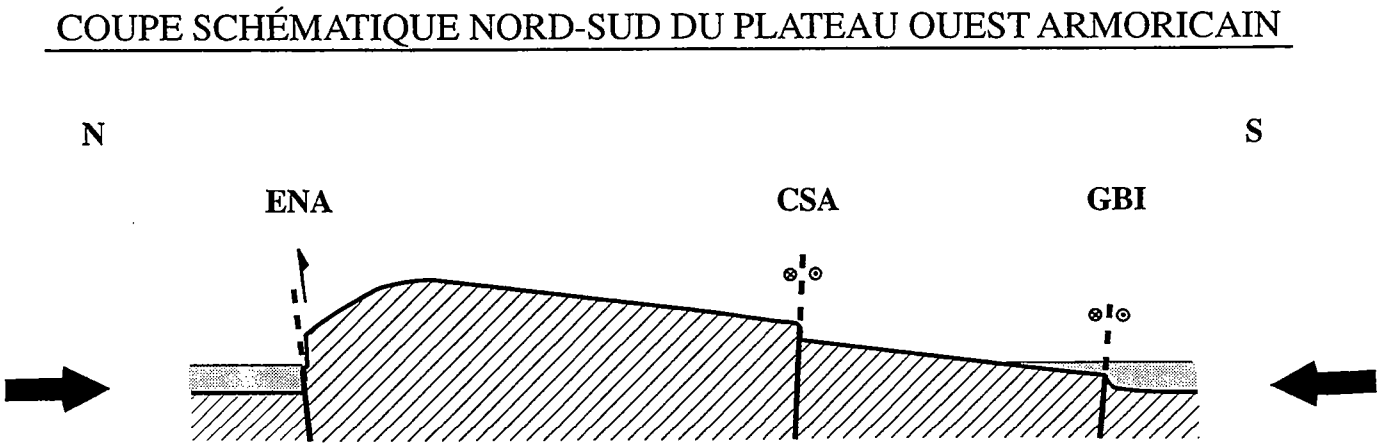


Figure V.22 Proposition de modèle de déformation Pléistocène de la Bretagne.

3- L'ÉVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DES FLEUVES CÔTIERS BRETONS : IMPLICATIONS SUR LA DYNAMIQUE DU RELIEF

3.1-Influence des paramètres de contrôle tectonique, eustatique et climatique sur la cinétique de l'érosion

Parmis les trois états stratigraphiques des systèmes fluviatiles, en érosion, en transit et en sédimentation, les fleuves armoricains sont en érosion sur une échelle de temps de 10^5 ans. Au premier ordre, cette chute du niveau de base est liée à une surrection du Massif Armoricain durant le Pléistocène.

Le rôle des paramètres endogènes, la tectonique, et exogènes, l'eustatisme et le climat, sur l'évolution des systèmes fluviatiles en érosion est modélisé sur la figure V.23.

❍ **La tectonique** considérée dans ce modèle est une surrection continue et régulière au cours du temps. C'est fondamentalement ce paramètre, devant tous les autres, qui contrôle l'état stratigraphique à long terme des rivières, ici en érosion.

❍ **L'eustatisme** : à la chute du niveau de base d'origine tectonique se surimposent plusieurs ordres de fréquence de variations eustatiques cycliques. Deux ordres de variations sont pris en compte ici : des variations à très hautes fréquences, de l'ordre de 10^4 ans, glacio-eustatiques et des variations à hautes fréquences, de l'ordre de 10^5 ans (100 000 à 400 000 ans). Dans le cas de l'eustatisme, le modèle ici présenté est construit autour d'une chute. Les chutes du niveau de base qu'induisent ces deux ordres de variation n'ont pas les même effets sur le comportement de ce type de systèmes fluviatiles. Les chutes à très haute fréquence, bien qu'elles soient de fortes magnitudes, n'ont semble-t'il aucun effet sur l'incision du socle, comme le suggèrent également Schumm (1993), Blum et Salvatore Valastro (1994) et Leigh et Feeney (1995). Les périodes de remontées du niveau marin s'accompagnent vraisemblablement de la formation de coins de sédiments (sedimentary wedge), qui comblent les vallées fluviatiles ennoyées, au niveau des estuaires. Il n'en existe cependant aucun de plus ancien, par exemple conservé sur les basses terrasses. Ces accumulations sont donc probablement érodés lors de la période de régression postérieure. Enfin, les effets liés à une chute eustatique à haute fréquence, de l'ordre de 10^5 ans, sont très mal contraints dans ce type de systèmes. Le seul fait est que ce paramètre ne peut pas être responsables des variations spatiales de quantité d'incision mises en évidence. Néanmoins, deux modes de réponse du système fluviatile sont présentés dans la

modèle de la figure V.23, selon que la chute eustatique à long terme participe ou ne participe pas à l'incision de la topographie.

O **Le climat** : le rôle du climat s'opère par le biais des variations de flux de matière et de flux d'eau. En contexte périglaciaire, les périodes de dégel correspondent à des épisodes de dégradation majeure des versants par solifluxion. Il en résulte des augmentations brutales de flux de matière dans les thalwegs, les quantités mises en jeu étant supérieures aux capacités de transport par les rivières. Ce sont de brèves périodes de sédimentation qui prennent fin principalement lorsque s'arrêtent les apports de versants (Tricart, 1948; Bull, 1990).

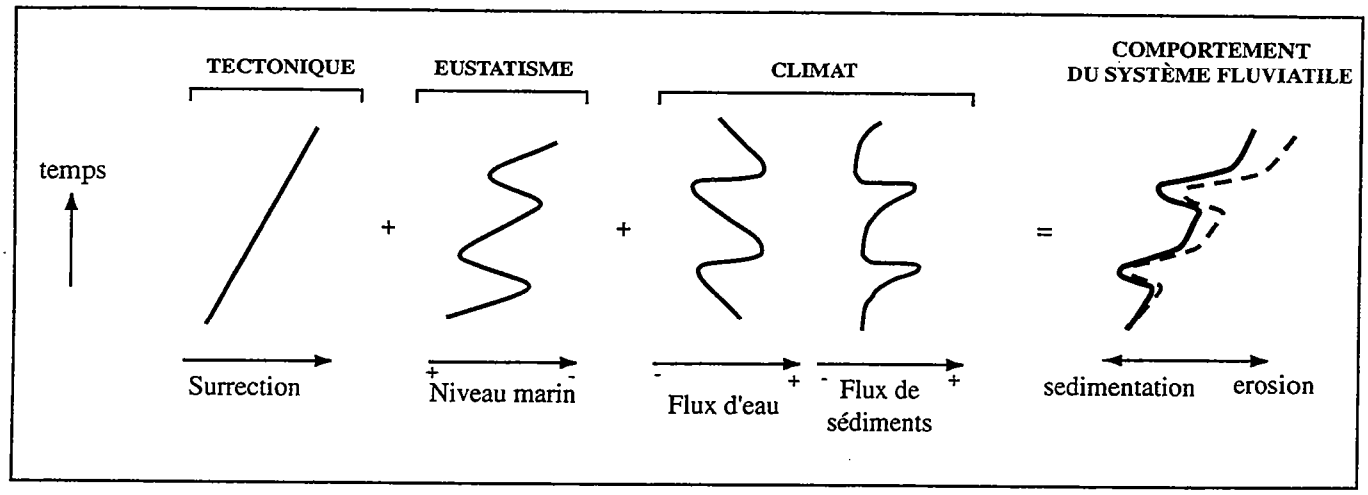


Figure V.23 Comportement d'un système fluviatile en domaine de socle et en régime périglaciaire. Ce modèle est construit en incluant une déformation, ici, une surrecion.

A long terme, les rivières sont en incision en réponse à la surrection; l'érosion est interrompue par de brèves périodes de sédimentation qui ont une origine climatique (augmentation du flux de sédiments en fin de glaciation).
L'effet d'une chute eustatique à haute fréquence pourrait être d'augmenter la tendance à l'incision fu fleuve (courbe pointillée). Les chutes glacio-eustatiques à très hautes fréquence n'ont aucunes répercussion sur l'incision d'un socle.

C'est principalement **la combinaison de la tectonique et du climat** qui contrôle la dynamique érosive d'un socle en régime périglaciaire et en contexte de déformation de faible amplitude et de grande longueur d'onde : l'évolution érosive à long terme d'origine tectonique est interrompue par de brefs "flashs" de sédimentation, d'origine climatique; ils sont indépendantes des positions du niveau de base. C'est vraisemblablement pendant les périodes interglaciaires que les systèmes fluviatiles s'adaptent à ces variations du niveau de base. L'incision des sédiments déposés en fin de période glaciaire et l'incision du socle conduisant à la formation de terrasses étagées sont donc fortement liées à l'existence ou non d'une surrection.

3.2-Discussion : importance du contrôle tectonique sur les modalités de l'incision de la topographie.

Pour conclure, quelques éléments de discussion, à compléter, sont présentés qui concernent les relations entre d'une part, la surrection, et d'autre part, les processus d'incision fluviatile et de croissance des réseaux hydrographiques.

3.2.1-Influence de la géométrie du contrôle tectonique sur la formation du relief

Au premier ordre, le façonnement d'une topographie en érosion dépend avant tout des variations à grande longueur d'onde du relief, imposées directement par la déformation. Dans l'exemple étudié, il s'agit du basculement vers le sud-est.
Deux effets peuvent être envisagés, l'un indirect concernant un contrôle de la taille des bassins versants par la vitesse de surrection, et l'autre plus direct qui concerne les modalités de croissance des réseaux hydrographiques en fonction de la géométrie imposée par le contrôle tectonique.

❍ Influence de la vitesse de surrection sur la taille des bassins versants

A partir de nos données, un contrôle de la vitesse de surrection sur la taille des bassins versants peut être envisagé. En effet, un fait remarquable en Bretagne est la corrélation qui existe entre les quantités de surrection estimées, et donc les vitesses, et la taille des bassins versants (V.19) : le plus grand bassin versant, la Vilaine, se trouve dans la zone de plus faible surrection. Au contraire, les plus petits bassins versants se trouvent dans le Léon, où la surrection est maximale. Dans les zones de surrection intermédiaires, les tailles de bassins versants varient dans le même sens que les gradients de surrection.

Un modèle peut être proposé, fondé sur la compétition entre l'adaptation du profil longitudinal et l'extension du réseau hydrographique : dans une zone de faible surrection, le profil longitudinal s'adapte rapidement aux variations de niveau de base. Une partie de l'énergie disponible peut donc être utilisée pour la croissance du réseau. Par contre, dans les régions de forte surrection, toute l'énergie disponible est utilisée pour adapter la pente du profil longitudinal et inciser la topographie; la croissance du réseau est alors inhibée.

Dans ce schéma, l'adaptation des bassins versants à une surrection met en jeu la compétition entre deux mécanisme opérant l'un dans l'espace et l'autre dans la dimension verticale; on retrouve ici les deux paramètres de la loi d'érosion, respectivement l'aire drainée et la pente;

chacun de ces paramètres permet donc de définir toute la gamme de possibilité d'évolution du relief.

❍ Influence de la géométrie du contrôle tectonique sur les modalités de croissance des réseaux hydrographiques

Les variations spatiales de vitesses de surrection se manifestent par différentes géométries des surfaces exposées qui seront ultérieurement érodées. Dans l'exemple de la Bretagne, le basculement vers le sud-est a créé deux types de situations : dans le sud de la Bretagne la croissance du réseau s'est effectuée sur une plateforme faiblement inclinée; à l'opposé, dans le nord il s'agit au contraire de l'exposition d'un escarpement abrupt limitant un plateau d'altitudes élevées. Il est raisonnable d'affirmer qu'à ces conditions aux limites différentes, correspondent deux modes de croissance des réseaux hydrographiques : le sud de la Bretagne pourrait correspondre à un modèle de type Glock (1931; fig. I.21), dans lequel la totalité de la surface topographique est recouverte rapidement par un réseau de drainage, celui-ci n'évoluant pratiquement plus dans l'espace par la suite. Il existe par contre un contrôle de la géométrie du réseau par la pente de cette surface, et en particulier de ses angles de confluence (cf. la comparaison des réseaux de la Vilaine et de l'Oust dans le chapitre III). A l'opposé, dans le nord de la Bretagne, la croissance du réseau se fait probablement par recul de petites incisions initiées sur la bordure du plateau; il s'agirait ici d'un modèle d'invasion progressive (fig. I.20.B).

Les deux contrôles envisagés sont intimement liés, les fortes vitesses de surrection étant à l'origine de la formation de l'escarpement; la présence d'un escarpement détermine le mode de croissance du réseau auquel est associé une taille de bassins versants plus réduite.

3.2.2-Influence de la vitesse de surrection sur le mode d'adaptation des rivières : incision *vs.* croissance

Les contrôles suggérés ci-dessus peuvent être précisés en considérant l'adaptation des profils longitudinaux.

A partir de l'étude de l'Oust et de la Vilaine (chap. III), un contrôle de la pente des profils longitudinaux par la vitesse de surrection a été proposé. Cette reconnaissance est basée sur la mise en évidence d'un profil longitudinal unique lorsque leurs profils sont normalisés par l'altitude moyenne des bassins versants, dont nous avons vu que ce paramètre était une fonction des quantités de surrection. Deux conséquences importantes en découlent :

-nous proposons que les différences de pente entre les profils longitudinaux de ces bassins versants résultent directement de différences de vitesses de surrection : plus la vitesse de surrection est élevée et plus la pente des profils longitudinaux est élevée,

- le fait que les profils normalisés soient identiques montre que ces rivières sont dans le même état d'équilibre vis à vis de leurs conditions de surrection respectives. Ceci suggère que la forme actuelle de ces profils longitudinaux résulte d'un équilibre dynamique entre surrection et incision.

A partir de ces constatations, le mode d'adaptation des rivières vis à vis d'une surrection peut être précisé : la pente des profils augmente à surrection croissante; cependant, la normalisation montre qu'il ne s'agit pas d'une situation de déséquilibre. Dans ce modèle, l'augmentation de la pente des profils a alors une signification bien précise : du fait de la formulation des lois d'érosion, une augmentation de pente du profil longitudinal entraîne une augmentation de la vitesse d'incision. Quand la vitesse de surrection augmente, l'augmentation de la pente du profil consécutive permet à la rivière d'accroître sa vitesse d'érosion et donc de conserver son état d'équilibre. C'est par ce moyen qu'une rivière peut inciser la topographie quand la vitesse de surrection augmente. Ce point est particulièrement important car un deuxième mécanisme d'adaptation pouvait être envisagé : la croissance du réseau hydrographique est une alternative à ce modèle. L'extension du réseau entraîne en effet une augmentation de l'aire drainée amont et donc une augmentation de la vitesse d'érosion locale. Quand la vitesse de surrection augmente, la croissance du réseau peut donc théoriquement permettre aux rivières d'inciser plus rapidement. Fondamentalement, ce mécanisme va à l'encontre du modèle précédent : la croissance du réseau s'accompagne en effet dans ce cas la d'une diminution des pentes locales du profil longitudinal.

Dans les exemples étudiés, l'Oust et la Vilaine, c'est le plus petit bassin versant (l'Oust) qui est le plus incisé et qui a les plus fortes pentes. Ceci ne va donc pas dans le sens d'une extension du réseau dans la région de surrection la plus élevée. Dans ce cas, c'est donc bien l'augmentation des pentes devant la croissance du réseau qui est le mécanisme par lequel les bassins versants s'adaptent à la surrection. Ceci confirme donc l'existence d'un contrôle de la surrection sur la taille des bassins versants et précise le modèle présenté : c'est parce que les rivières augmentent leur pente quand la vitesse de surrection croit que l'extension du réseau est inhibée. La prédominance des augmentations de pente par rapport à la croissance des réseaux dans les domaines en surrection vient peut être de la nature très différente des processus d'érosion impliqués. La croissance des réseaux hydrographiques fait intervenir les processus de versants au niveau des parties amont des ordres 1 (cf. chap. I, §2.1.1); par contre, les augmentations de pente des profils sont indépendantes de ces processus d'érosion des versants. Il y a donc peut être ici une différence de cinétique d'évolution qui fait qu'en contexte de surrection la croissance des réseaux n'est pas le mécanisme d'adaptation le plus efficace.

Finalement, nous proposons une ébauche de modèle d'adaptation des profils longitudinaux vis à vis des conditions de surrection : à partir d'une forme de profil longitudinal concave, une augmentation de la vitesse de surrection entraîne une augmentation de la pente du profil, et ce temps que ce mécanisme permet au profil de rester en équilibre. Pour des conditions climatiques constante mais à vitesse de surrection plus élevée, un seuil peut être atteint au delà duquel l'équilibre ne peut plus être maintenu, principalement pour des raisons hydrologiques. Deux cas sont alors envisageables :

(1) la rivière est en déséquilibre et la forme concave de son profil n'est plus conservée,

(2) le mécanisme d'érosion change, les temps caractéristiques de ce nouveau processus étant inférieurs au processus précédent; la forme du profil peut alors être invariante, en état stationnaire, et ce tant que ses temps caractéristiques sont nettement inférieurs à ceux de la sollicitation externe.

Ce dernier cas semble être relativement fréquent dans les zones de très fortes surrection, allant jusqu'à 10 mm/an. Une fois franchie ce seuil, l'érosion des rivières se fait majoritairement par des écoulements de débris (Hovius, 1995); pour les versants, le passage de ce seuil correspond à une érosion par glissements de terrain (Burbank *et al.*, 1996). Nous proposons que la cause du franchissement de ce seuil soit le fait de l'incapacité des réseaux hydrographiques à croître dans les zones de surrection les plus fortes.

3.2.3-conclusion : surrection et croissance des reliefs

Dans de tels systèmes en surrection, la principale variable géomorphologique est donc la pente. A titre d'hypothèse, l'aire drainée pourrait être à l'opposé le paramètre de premier ordre des systèmes en relaxation.

L'ensemble des mécanismes décrits sur le Massif Armoricain concernent fondamentalement un relief qui est dans une phase de croissance, marquée par l'incision fluviatile et l'approfondissement des vallées, l'augmentation des pentes des profils longitudinaux, l'étagement des terrasses, l'amplification des ruptures de pente lithologiques, etc...Cela signifie que les processus d'érosion ont ici des temps caractéristiques d'adaptation du même ordre de grandeur ou plus probablement légèrement supérieurs à ceux de la surrection.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'objectif de ce travail était (1) de développer une méthode de mesure des déplacements verticaux dans les domaines en érosion et à faibles vitesses de surrection (0.01 à 0.1 mm/an) et (2) de modéliser l'adaptation des réseaux hydrographiques à de tels mouvements.
Les reliefs en érosion ont la particularité d'être dépourvus de marqueurs stratigraphiques corrélables. C'est l'approfondissement des vallées, résultant de l'incision fluviatile induite par la surrection qui a été retenu comme marqueur principal de la déformation.
L'objet étudié est le Massif Armoricain au Pléistocène, c'est à dire un domaine de socle qui a évolué en environnement tempéré à périglaciaire durant les périodes de glaciation.

❍ **La méthode de mesure de l'incision** qui a été développée pour quantifier les déplacements verticaux dans l'espace se fonde sur la mesure du rapport entre la profondeur et la largeur de la totalité des vallées des bassins versants. Cette méthode présente deux avantages principaux.

(1) La prise en compte de l'ensemble des vallées d'un bassin versant dans la mesure de l'incision permet de s'affranchir raisonnablement des fortes différences de capacité érosive qui caractérisent les réseaux de drainage.

(2) La mesure du rapport profondeur/largeur des vallées est une estimation de la pente moyenne des versants. Ce paramètre permet ainsi d'estimer la profondeur des vallées et la forme moyenne des versants et donc de discuter simultanément de l'incision fluviatile et de la variation de relief qu'elle induit.

La détermination de la relation entre la profondeur moyenne et la largeur des vallées a permis de mettre en évidence une relation en loi de puissance avec un exposant autour de 0.5 que suivent les grands bassins versants étudiés. Ceci indique que malgré leurs différences de morphologie, leur forme actuelle résulte de l'action des même processus d'érosion.

La comparaison des relations entre profondeur et largeur des vallées de différents bassins versants montre qu'il existe entre eux des variations systématiques de profondeur de vallées. Entre les deux principaux bassins versants étudiés, elle atteint une valeur maximale qui est du même ordre de grandeur que la différence altitudinale d'étagement de leurs terrasses. Cet écart peut donc être interprété en terme de différence d'incision, en réponse à une quantité de surrection différente. Ces terrasses étant Pléistocène, c'est un différentiel de surrection entre les bassins versants durant cette époque qui est mis en évidence.

Il existe quelques limites méthodologiques à la détermination et à la signification de ce paramètre, liées principalement à l'état d'équilibre des profils longitudinaux. Ce sont des surrections minimales et relatives entre bassins versants qui sont mesurées.
D'autres approches, inspirées de la bibliographie, ont également été utilisées (hypsométrie, cartes d'incision,...) mais elles restent qualitatives en permettant uniquement de définir des zones plus incisées ou moins incisées; elles ne sont donc pas adaptées pour mesurer des déplacements verticaux.

❍ La détermination des **influences relatives de la tectonique, de l'eustatisme et du climat dans la dynamique de l'incision** montre que c'est principalement le paramètre tectonique, ici une surrection, qui contrôle le développement du relief. Les chutes glacio-eustatiques à hautes fréquences ont probablement un rôle négligeable dans l'incision d'un socle.
L'incision fluviatile à long terme induite par la surrection est entrecoupée par de brèves périodes de sédimentation qui sont indépendantes de la position du niveau de base; leur origine est climatique, liée à la position du Massif Armoricain en domaine périglaciaire durant le Pléistocène.

❍ La façon dont une surrection influence le développement du relief dépend des **modes d'adaptation des profils longitudinaux**.

Au premier ordre, en contexte de surrection modérée (de l'ordre de 0.1 mm/an, cas du Massif Armoricain), l'évolution des profils longitudinaux est caractérisée par une augmentation de leur pente au cours du temps, les pentes les plus fortes correspondant aux secteurs de surrections les plus élevées. Il en résulte une augmentation des vitesses d'érosion qui permet aux rivières (1) d'inciser la topographie en réponse à la surrection, et (2) de conserver un profil d'équilibre, ou proche de l'équilibre.

Une des autres caractéristiques fréquente des profils longitudinaux est la présence de ruptures de pente. Nous en avons principalement décrits deux types, liées à la lithologie et aux mouvements de faille.
Les ruptures de pente lithologique sont des structures fixes qui sont amplifiées au cours du temps du fait de la surrection. Dans les cas extrêmes, elles forment une barrière qui bloque la propagation du niveau de base vers l'amont. Elles permettent de cette façon la conservation de topographies non-incisées, représentant probablement des paléo-topographies.

A l'opposé, les ruptures de pente d'origine tectonique ont une forte capacité de migration le long des profils longitudinaux. Les modalités par lesquelles elles se propagent dépendent principalement des lithologies rencontrées.

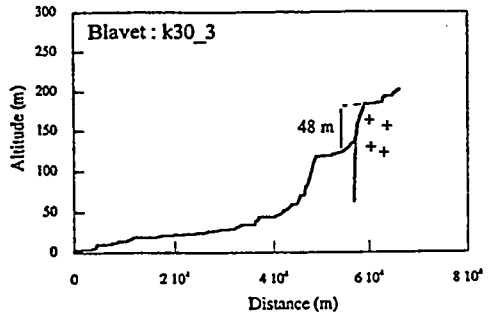
Finalement, une ébauche de modèle géomorphologique d'évolution des profils est présentée. Dans ce modèle, la forme des profils varie principalement en fonction de la vitesse de surrection mais également en fonction de la taille des bassins versants.

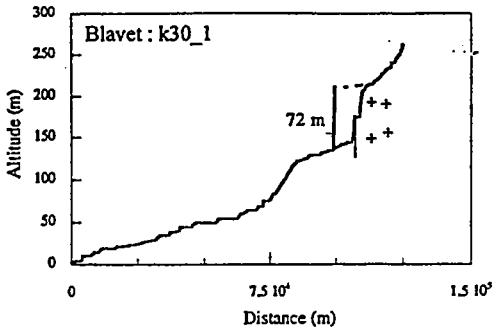
❍ La morphologie actuelle du Massif Armoricain est marquée par un **découplage géomorphologique majeur terre/mer**, entre une topographie incisée à terre et une topographie plane, bien qu'également en érosion (surface d'aplanissement marine), en mer. La limite entre ces domaines est indépendante de la ligne de cote actuelle.

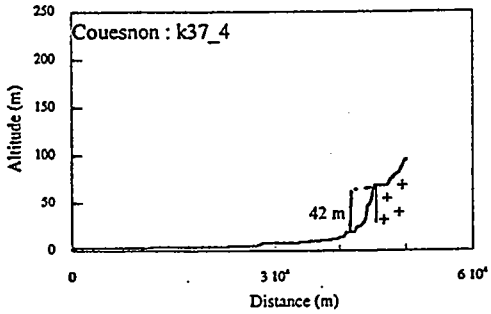
L'évolution morphologique fini-cénozoique du Massif Armoricain est marquée par l'existence d'au moins deux réseaux hydrographiques, l'un Mio-Pliocène en sédimentation, l'autre Pléistocène, peut être initié aux alentours de 0,7 Ma, strictement en érosion et sécant sur le premier.

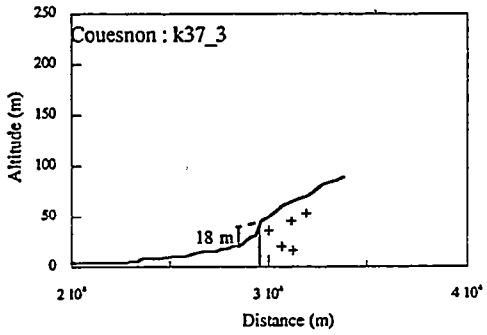
Le développement et l'évolution du réseau hydrographique Pléistocène sont contrôlés par une déformation de faible amplitude et de grande longueur d'onde correspondant probablement à un flambage lithosphérique en réponse à la convergence Afrique-Europe. Dans ce contexte, le développement du relief de la Bretagne est contrôlé par une surrection le long de quatre zones de failles majeures, actives durant le Pléistocène. Les plus externes sont séparées d'environ 200 km. Certaines sont situées en mer : elles contrôlent le découplage morphologique terre/mer du Massif Armoricain.

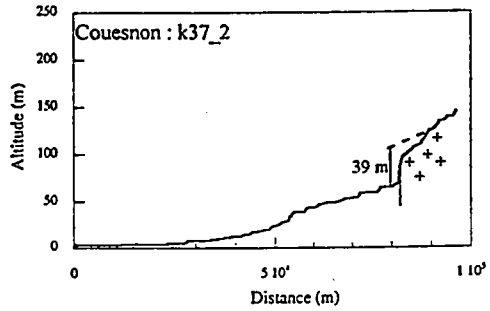
ANNEXE 1 : RUPTURES DE PENTE LITHOLOGIQUES DES PROFILS LONGITUDINAUX

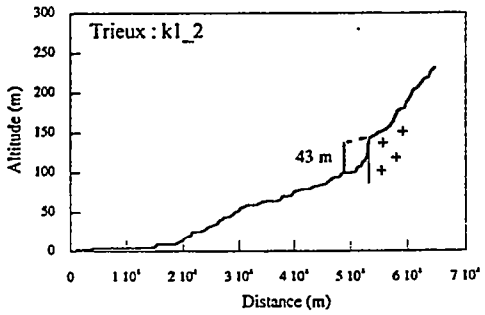

Blavet : k30_3
48 m
Altitude (m)
Distance (m)

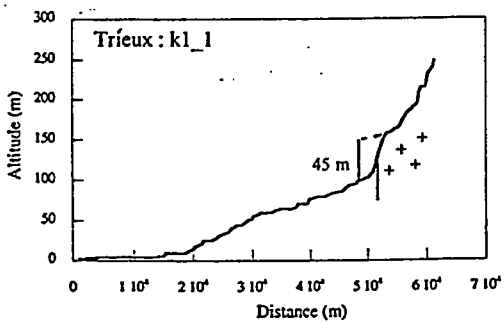

Blavet : k30_1
72 m
Altitude (m)
Distance (m)

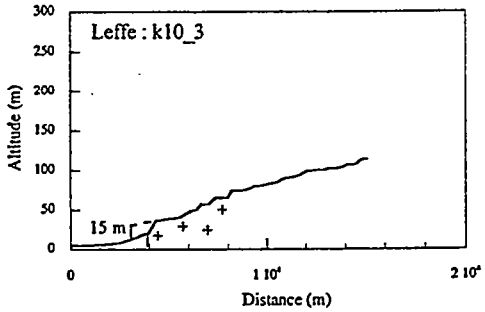

Couesnon : k37_4
42 m
Altitude (m)
Distance (m)

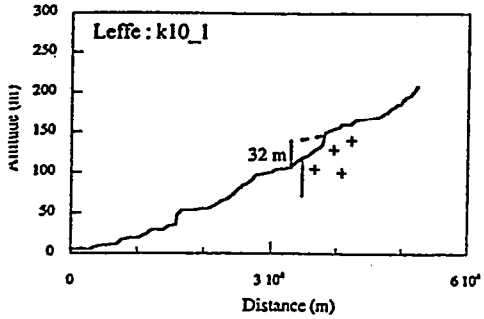

Couesnon : k37_3
18 m
Altitude (m)
Distance (m)

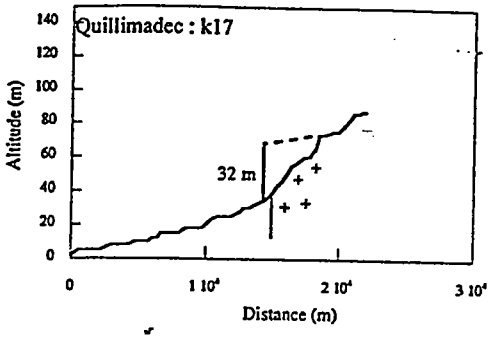

Couesnon : k37_2
39 m
Altitude (m)
Distance (m)

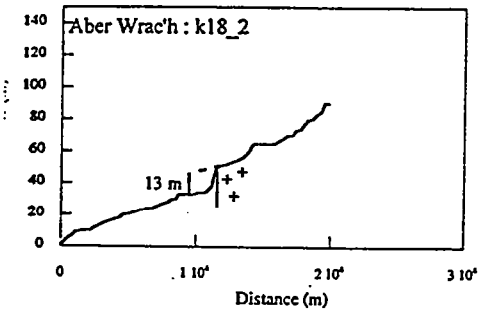

Trieux : k1_2
43 m
Altitude (m)
Distance (m)

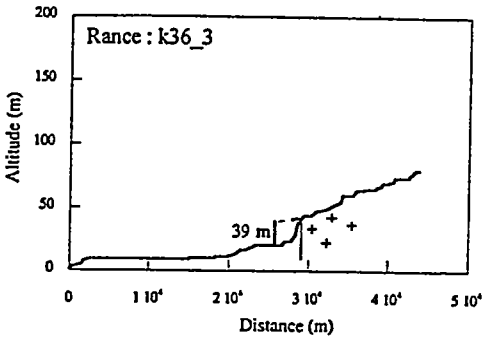

Trieux : k1_1
45 m
Altitude (m)
Distance (m)

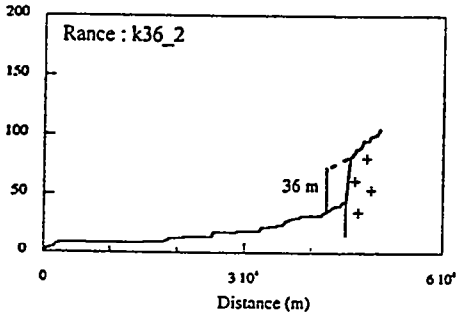

Leffe : k10_3
15 m
Altitude (m)
Distance (m)

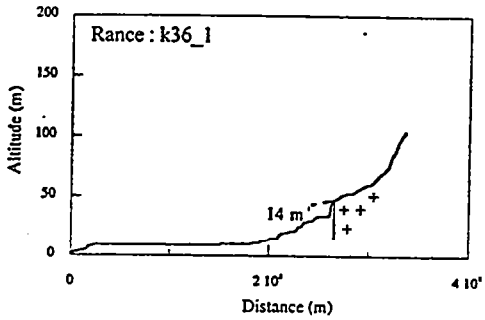

Leffe : k10_1
32 m
Altitude (m)
Distance (m)

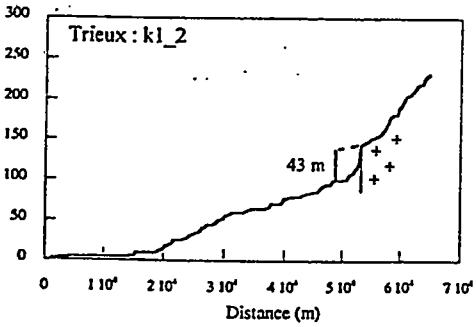

Quillimadec : k17
32 m
Altitude (m)
Distance (m)

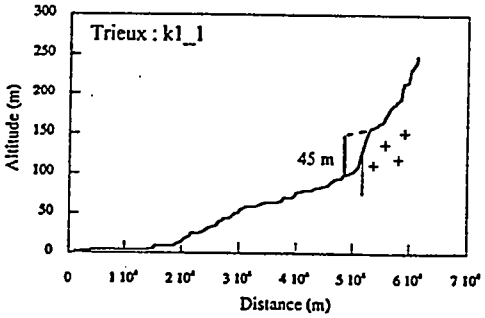

Aber Wrac'h : k18_2
13 m
Distance (m)


Rance : k36_3
39 m
Altitude (m)
Distance (m)


Rance : k36_2
36 m
Distance (m)


Rance : k36_1
14 m
Altitude (m)
Distance (m)


Trieux : k1_2
43 m
Distance (m)


Trieux : k1_1
45 m
Altitude (m)
Distance (m)

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

Adams, J. (1980) - Active tilting of United States midcontinent: geodetic and geomorphic evidence - *Geology*, Vol. **8**, pp 442-446.

Ahnert, F. (1970) - Functional relationships between denudation, relief and uplift in large mid-latitude drainage basins - *Am. J. Sci.*, Vol. **268**, pp 243-263.

Ahnert, F. (1976) - Brief description of a comprehensive three-dimensional process-response model of landform development - *Z. Geomorphol. Suppl.*, Vol. **25**, pp 29-49.

Ahnert, F. (1984) - Local relief and the height limits of mountain ranges - *Am. J. Sci.*, Vol. **284**, pp 1035-1055.

Ahnert, F. (1987) - Approaches to dynamic equilibrium in theoretical simulations of slope development - *Earth Surf. Process. Landforms*, Vol. **12**, pp 3-15.

Allen, G. P. & Posamentier, H. W. (1993) - Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley-fill: the Gironde estuary, France - *J. Sed. Petrol.*, Vol. **63**, pp 378-391.

Anderson, R. S. (1994) - Evolution of the Santa Cruz Mountains, California, through tectonic growth and geomorphic decay - *J. Geophys. res.*, Vol. **99**, pp 20161-20179.

Anderson, R. S. & Humphrey, N. F. (1989) - Interaction of weathering and transport processes in the evolution of arid landscapes - in : Cross, T. A. (eds.), *Quantitative Dynamic Stratigraphy*, Prentice Hall, pp 349-361.

Andreieff, P. (1997) - *Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique de France au 1/ 50000* - Documents du BRGM, 255 p.

Antoine, P. (1993) - Le systeme de terrasses du bassin de la Somme : modèle d'évolution morpho-sédimentaire cyclique et cadre pléoenvironnemental pour le Paléolithique - *Quaternaire*, Vol. **4**, pp 3-16.

Antoine, P. (1994) - The Somme valley terrace system (northern France); a model of river response to Quaternary climatic variations since 800 000 BP - *Terra Nova*, Vol. **6**, pp 453-464.

Antoine, P., Munaut, A. V. & Sommé, J. (1994) - Réponse des environnements aux climats du début glaciaire Weichselien : données de la France du Nord-Ouest - *Quaternaire*, Vol. **5**, pp 151-156.

Auffret, G. A. (1983) - Dynamique sédimentaire de la Marge Continentale Celtique - Thèse Doct. Sci. - Bordeaux I.

Auffret, J. P., Alduc, D., Larsonneur, C. & Smith, A. J. (1980) - Cartographie du réseau de paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale - *Ann. Inst. Océanog.*, Vol. **56**, pp 21-35.

Augris, C., Hamon, D. *et al.* (1996) - *Atlas thématique de l'environnement marin en baie de St Brieuc (Cotes d'Armor)* - Editions IFREMER, 72 p.

Avouac, J. P. & Burov, E. B. (1996) - Erosion as a driven mechanism of intracontinental mountain growth - *J. Geophys. Res.*, Vol. **101**, pp 17747-17769.

Avouac, J. P. & Peltzer, G. (1993) - Active tectonics in southern Xinjiang, China : analysis of terrace riser and normal fault scarp degradation along the Hotan-Qira fault system - *J. Geophys. Res.*, Vol. **98**, pp 21773-21807.

Barrois, C. (1897) - Des divisions géographiques de la Bretagne - *Ann. Géogr.*, Vol. **6**, pp 23-44, 103-122.

Baulig, H. (1928) - Hauts niveaux eustatiques du Bassin de Paris - *Ann. Geogr.*, Vol. **XXXVII**, pp 289-305 et 385-406.

Becq-Giraudon, J. F., Montenat, C. & Van Den Driessche, J. (1996) - Hercynian high-altitude phenomena in the French Massif Central: tectonic implications - *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, Vol. **122**, pp 227-241.

Begin, Z. B. (1988) - Application of a diffuson-erosion model to alluvials channels which degrade due to base-level lowering - *Earth Surf. Processes Landforms*, Vol. **13**, pp 487-500.

Berthé, D., Choukroune, P. & Jegouzo, P. (1979) - Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone (France) - *J. Struct. Geol.*, Vol. **2**, pp

Bierman, P. R. (1994) - Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: a review from geomorphic perspective - *J. Geophys. Res.*, Vol. **99**, pp 13885-13896.

Bishop, P. (1985) - Southeast Australian late Mesozoic and Cenozoic denudation rates: a test for late Tertiary increases in continental denudation - *Geology*, Vol. **13**, pp 479-482.

Blanchet, C. (1985) - Caractérisation des formations superficielles du sud des Montagnes Noires (Massif Armoricain) - DEA - Rennes.

Blum, M. D. & Salvatore Valastro, J. R. (1994) - Late Quaternary sedimentation, lower Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **106**, pp 1002-1016.

Boillot, G. & Horn, R. (1966) - Prospection sismique de la Fosse d'Ouessant (Manche occidentale) par la méthode "sparker" - *C. R. Acad. Sci.*, Vol. **263**, pp 1677-1680.

Bois, C., Cazes, M., Gariel, O., Lefort, J. P., Le Gall, E., Pinet, B. & Sibuet, J. C. (1991) - Principaux apports scientifiques des campagnes SWAT et WAM à la géologie de la mer Celtique, de la Manche et de la marge Atlantique - *Mém. Soc. géol. Fr.*, Vol. **159**, pp 185-217.

Bourgeois, A., Lericolais, G., Berné, S. & Magneville, P. (1988) - Apport de la sismique très haute résolution multitrace à l'étude des séquences sédimentaires récentes - *Bull. Soc. géol. France*, Vol. **6**, pp 1039-1048.

Bouysse, P., Goni, J., Parent, C. & Le Calvez, Y. (1966) - Recherches du BRGM sur le plateau continental. Premiers résultats sédimentologiques, micropaléontologiques et géochimiques (Baie de la Vilaine) - *Bull. BRGM*, Vol. **5**, pp 3-17.

Bouysse, P., Horn, R., Lapierre, F. & LeLann, F. (1976) - Etude des grands bancs de sable de sud-est de la Mer celtique - *Mar. Geol.*, Vol. **20**, pp 251-275.

Bull, W. B. (1979) - Threshold of critical power in streams - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **90**, pp 453-464.

Bull, W. B. (1990) - Stream-terraces genesis: implications for soil development - *Geomorphology*, Vol. **3**, pp 351-367.

Burbank, D. W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R. S., Brozovic, N., Reid, M. R. & Duncan, C. (1996) - Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas - *Nature*, Vol. **379**, pp 505-510.

Burg, J. P., Van Den Driessche, J. & Brun, J. P. (1994) - Syn to post-thickening extension : mode and consequences - *C. R. Acad. Sci.*, Vol. **319**, pp 1019-1032.

Burgmann, R., Arrowsmith, R., Dumitru, T. & McLaughlin (1994) - Rise and fall of the southern Santa Cruz Mountains, California, from fission tracks, geomorphology, and geodesy - *J. Geophys. Res.*, Vol. **99**, pp 20181-20202.

Burnett, A. W. & Schumm, S. A. (1983) - Alluvial-river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississipi - *Science*, Vol. **222**, pp 49-50.

Carter, C. A. & Chorley, R. J. (1961) - Early slope development in an expanding stream system - *Geological magazine*, Vol. **98**, pp 117-130.

Colbeaux, J. P., Dupuis, C., Robaszinski, F., Auffret, J. P., Haesaerts, P. & Somme, J. (1980) - Le détroit du Pas de calais : en élément dans la tectonique de blocs de l'Europe nord-occidentale - *Bull. Inf. Geol. Bass. Paris*, Vol. **4**, pp 41-54.

Colleau, A. & N., L. (1991) - A new digital method for analysis of neotectonics applied to the Bonnevaux-Chambaran area, France - *Tectonophysics*, Vol. **194**, pp 295-305.

Conchon, O. (1992) - Que sont Günz et Mindel denenus? Approches récentes de la stratigraphie du Quaternaire - *Géochronique*, Vol. **44**, pp 16-18.

Crave, A. (1995) - *Quantification de l'organisation des réseaux hydrographiques* - Mem. Géosciences Rennes, 210 p.

Crave, A. & Davy, P. (1997) - Scaling relationships of channel networks at large scales: Examples from two large-magnitude watersheds in Brittany, France - *Tectonophys.*, Vol. **269**, pp 91-111.

Darboux, F. (1995) - La tectonique récente à travers la profondeur des vallées - DEA - Géosciences Rennes.

Davis, W. M. (1899) - The geographical cycle - *Geographical Journal*, Vol. **14**, pp 481-504.

De Martonne, E. (1906) - La pénéplaine et les côtes bretonnes - *Ann. Géogr.*, Vol. **15**, pp 213-236, 299-328.

De Martonne, E. (1942) - La France. In Vidal de la Blache, P. et Gallois, L. (Ed.) - *Géogaphie Universelle.*, Armand Collin, Paris, Vol. **6**, 451 p.

Delanoe, Y., Dieucho, A. & Pinot, J. P. (1972) - La zone périlittorale entre les iles de Glénan et l'ile de Houat. Etude géomorphologique et géologique - *Bull. Soc. géol. Fr.*, Vol. **7**, pp 248-260.

Denizot, G. (1921) - Deux gisements tertiaires dans l'Ouest : St Jean la Poterie et landéan - *Ass. Française Avanc. Sci.*, Vol. pp 491-492.

Derruau, M. (1996) - *Les formes du relief terrestre* - Armand Colin, Paris, 118 p.

Dietrich, W. E., Wilson, C. J., Montgomery, D. R. & McKean, J. (1993) - Analysis of erosion threshold, channel networks, and landscape morphology using a digital terrain model - *J. Geol.*, Vol. **101**, pp 259-278.

Dollfus, G. F. (1900) - Le Miocène dans la région de l'Ouest - *Bull. Serv. Carte géol. France*, Vol. **11**, pp 100-101.

Dugué, O., Clet, M., Walter, A.-V., Baize, S. & Coutard, J.-P. (1997) - Enregistrement d'un interglaciaire du Pléistocène inférieur dans les tourbes du seuil du Cotentin (Normandie, France) - *C. R. Acad. Sci.*, Vol. **324**, pp 583-590.

Dunne, T. (1980) - Formation and controls of channel networks - *Progress in Physical Geography*, Vol. **4**, pp 211-239.

Durand, S. & Esteoule-Choux, J. (1977) - Sédimentation tertiaire et tectonique dans le Massif Armoricain - 5éme Réun. Ann. Sc. Terre, Rennes, pp 212.

Durand, S., Esteoule-Choux, J., Ollivier-Pierre, M. F. & Rey, R. (1973) - Découverte d'Oligocène reposant sur du Cénomanien dans un quartier sud de la ville de Laval (Mayenne) - *C. R. Acad. Sci.*, Vol. **276**, pp 701-703.

Durand, S. & Milon, Y. (1962) - Influence de la morphologie et de la tectonique sur la localisation du Pliocène en Bretagne - *Mem. Soc. Belge Geol. Pal. Hydrol.*, Vol. **6**, pp 126-137.

Esteoule-Choux, J. (1983) - Altérations et silicifications au Tertiaire dans le Massif Armoricain - *Géol. France*, Vol. **4**, pp 345-352.

Esteoule-Choux, J. & Rozé, M. (1982) - Sur l'origine de la kaolinite dans les sables rouges Pliocène du Massif Armoricain - *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Vol. **14**, pp 91-101.

Evans, C. D. R., Hillis, R. R., Gatliff, R. W., Day, G. A. & Edwards, J. W. F. (1990) - *The geology of the western English Channel and its western approaches* - British geological Survey, London, 93 p.

Evans, C. D. R. & Hugues, M. J. (1984) - The Neogene succession of the South Western Approaches, Great Britain - *J. geol. Soc. London*, Vol. **141**, pp 315-326.

Fairbanks, R. G. (1989) - A 17 000 years glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation - *Nature*, Vol. **342**, pp 637-642.

Fielding, E., Isacks, B., Barazangui, M. & Duncan, C. (1994) - How flat is the Tibet ? - *Geology*, Vol. **22**, pp 163-167.

Fourniguet, J., Trautmann, F., Margerel, J. P., Whatley, R. C., Maybury, C. & Morzadec-Kerfourn, M. T. (1989) - Les argiles et sables pliocènes de St Jean la Poterie (Morbihan) : Sédimentologie, micropaléontologie (foraminifères, ostracodes) et palynologie - *Géol. France*, Vol. pp 55-78.

Gallagher, K., Carter, A., Hurford, A., Siddal, R. & Thompson, S. (1997) - Towards a long term denudation chronology of NW Europe - EUG9, Strasbourg, pp 244.

Gapais, D. & Lecorre, D. (1980) - Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone ? - *Nature*, Vol. **288**, pp 574-576.

Gardner, T. W. (1983) - Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **94**, pp 664-672.

Gardner, T. W., Jorgensen, D. W., Shuman, C. & Lemieux, C. R. (1987) - Geomorphic and tectonic process rates: effects of measured time interval - *Geology*, Vol. **15**, pp 259-261.

Gautier, M. (1947) - La Bretagne centrale. Etude géomorphologique - Thèse de doctorat ès Lettres - Université de Rennes.

Germanovsky, D. & Schumm, S. A. (1993) - Changes in braided river morphology resulting from aggradation and degradation - *J. Geol.*, Vol. **101**, pp 451-466.

Gilchrist, A. R., Summerfield, M. A. & Cockburn, H. A. P. (1994) - Landscape dissection, isostatic uplift, and the morphologic development of orogens - *Geology*, Vol. **22**, pp 963-966.

Glock, W. S. (1931) - The development of drainage systems: a synoptic view - *Geographical review*, Vol. **21**, pp 475-482.

Goldrick, G. & Bishop, P. (1993) - Differentiating the roles of lithology and uplift in the steepening of bedrock river long profiles: an exemple from southeastern Australia - *J. Geol.*, Vol. **103**, pp 227-231.

Grellet, B., Combes, P., Granier, T., Philip, H. & Mohammadioum, B. (1993) - *Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique-avec atlas de 23 cartes au 1/4 000 000 et une carte au 1/1 000 000* - Mém. Soc. géol. France (N. S.), 76 p.

Gros, Y. & Limasset, O. (1984) - Déformation récente dans les socles cristallins. Exemple du Massif Armoricain - *Doc. BRGM*, Vol. **84**, pp 51-65.

Grün, R. (1989) - Electron Spin Resonance (ESR) dating - *Quaternary Int.*, Vol. **1**, pp 65-109.

Guilcher, A. (1939) - Observations sur la formation du relief de la Bretagne méridionale - *Ann. Géogr.*, Vol. pp 255-265.

Guilcher, A. (1948) - *Le relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine* - Henri Potier, La Roche sur Yon, 682 p.

Guilcher, A. (1949a) - Le relief des Monts d'Arrée - *Annales de Bretagne*, Vol. pp 1-16.

Guilcher, A. (1949b) - La surface Post-Hercynienne dans l'Europe Occidentale - *Ann. Géogr.*, Vol. **310**, pp 97-112.

Guilcher, A. (1982) - Remarques sur l'age des cordons de galets de la baie d'Audierne - *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, Vol. **4**, pp 205-206.

Guilcher, A., Ters, M. & Bonnet, J. Y. (1962) - Données récentes sur l'évolution morphologique des vallées bretonnes : Oust et vallée de Saint Renan - *Bull. Sect. géogr.*, Vol. **74**, pp 1-53.

Guillocheau, F., Bonnet, S., Outin, J. M., Thomas, E. & Bourquin, S. (1997b) - Les sables pliocènes armoricains : un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) - Conséquences stratigraphiques et géodynamiques - *in prép*

Guillocheau, F., Lucas, S., Nalpas, T., Guennoc, P. & Bonnet, S. (1997c) - Géologie du plateau continental sud-armoricain -*accepté aux C. R. Acad. Sci.*, Vol. pp

Guiot, J., Pons, A., de Beaulieu, J. L. & Reille, M. (1989) - A 140 000-year continental climate reconstruction from two European pollen records - *Nature*, Vol. **338**, pp 309-313.

Hack, J. T. (1957) - Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland - *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, Vol. **294-B**, pp 45-94.

Hack, J. T. (1960) - Interpretation of erosional topography in humid temperate regions - *Am. J. Sci.*, Vol. **258A**, pp 80-97.

Hack, J. T. (1973) - Stream-profile analysis and stream-gradient index - *U. S. Geol. Surv. J. Res.*, Vol. **1**, pp 421-429.

Hallegouet, B. & Morzadec-Kerfourn, M. T. (1977) - Terrasses climatiques ou terrasses eustatiques Pléistocène le long des cours d'eau de Bretagne Occidentale - *Bull. Assoc. Géogr. Franc.*, Vol. **441**, pp 81-89.

Hallegouet, B., Ollivier-Pierre, M. F. & Estéoule-Choux, J. (1976) - Découverte d'un dépôt Oligocène inférieur dans la haute vallée de l'Aber Ildut, au nord-ouest de Brest (Finistère) - *C. R. Acad. Sci.*, Vol. **283**, pp 1711-1714.

Hallegouet, B. & Van Vliet Lanoe, B. (1982) - Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et la maximum glaciaire, d'après l'étude des formations marines, dunaires et périglaciaires de la cote de Abers (Finistère) - *Bull. Ass. fr. Et. Quat.*, Vol. **1/2**, pp 127-138.

Hamblin, W. K., Damon, P. E. & Bull, W. B. (1981) - Estimates of vertical crustal strain rates along the western margins of the Colorado Plateau - *Geology*, Vol. **9**, pp 293-298.

Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P. R. (1987) - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic - *Science*, Vol. **235**, pp 1156-1167.

Hatzfeld, D., Pedotti, G., Hadzimiditriou, P. & Makropoulos, K. (1990) - The strain pattern in the western Hellenic ars deduced from a microearthquake survey - *Geophys. J. Int.*, Vol. **101**, pp 181-202.

Hayward, A. B. & Graham, R. H. (1989) - Some geometrical characteristics of inversion - in : Cooper, M. A. &Williams, G. D. (eds.), *Inversion Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ., London, pp 17-39.

Hillis, R. R. (1991) - Chalk porosity and Tertiary uplift, Western approaches Trough, SW UK and NW French continental shelves - *J. Geol. Soc. London*, Vol. **148**, pp 669-679.

Hinschberger, F. & Pauvret, R. B. (1968) - Les fonds sous-marins de l'Iroise et de la baie de Douarnenez : reconstitution d'un réseau hydrographique immergé - *Norois*, Vol. **15**, pp 213-225.

Holland, W. N. & Pickup, G. (1976) - Flume study of knickpoint development in stratified sediment - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **87**, pp 76-82.

Horn, R., Vanney, J. R., Boillot, G., Bouysse, P. & Leclaire, L. (1966) - Résultats géologiques d'une prospection par la méthode "boomer" au large du Massif Armoricain méridional - *C. R. Acad. Sci.*, Vol. **236**, pp 1560-1563.

Horton, R. E. (1945) - Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantative morphology - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **56**, pp 275-370.

Hovius, N. (1995) - Macro scale process systems of mountain belt erosion and sediment delivery to basins - PhD - University College.

Hovius, N., Stark, C. P. & Allen, P. A. (1997) - Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping - *Geology*, Vol. **25**, pp 231-234.

Howard, A. D. (1967) - Drainage analysis in geologic interpretation: a summation - *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.*, Vol. **51**, pp 2246-2259.

Howard, A. D. (1971a) - simulation of stream networks by headward growth and branching - *Geographical Analalysis*, Vol. **3**, pp 29-50.

Howard, A. D. (1971b) - Simulation model of stream capture - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **82**, pp 1355-1376.

Howard, A. D. (1990) - Theoretical model of optimal drainage networks - *Water Resour. Res.*, Vol. **26**, pp 2107-2117.

Howard, A. D. (1994) - A detachment-limited model of drainage basin evolution - *Water Resour. Res.*, Vol. **30**, pp 2261-2285.

Howard, A. D., Dietrich, W. E. & Seidl, M. A. (1994) - Modeling fluvial erosion on regional to continental scales - *J. Geophys. Res.*, Vol. **99**, pp 13971-13986.

Howard, A. D. & Kirkby, G. (1983) - Channel changes in badlands - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **94**, pp 739-752.

Huang, J. & Turcotte, D. L. (1989) - Fractal mapping of digitized images : application to the topography of Arizona and comparisons with synthetic images. - *J. Geophys. Res.*, Vol. **94**, pp 7491-7495.

Jackson, J., Norris, R. & Youngson, J. (1996) - The structural evolution of active fault anf fold systems in central Otago, New Zealand : evidence revealed by drainage patterns - *J. Struct. Geol.*, Vol. **18**, pp 217-234.

Japsen, P. (1997) - Regional Neogene exhumation of Britain and the western North Sea - *J. Geol. Soc. London*, Vol. **154**, pp 239-247.

Jegouzo, P. (1980) - The south armorican shear zone - *J. Sruct. Geol.*, Vol. **2**, pp 39-47.

Jigorel, A. (1978) - Contribution à l'étude géologique des alluvions du cours moyen de la Vilaine, considérations géotechniques - Thèse 3ème cycle - Rennes.

Kerforne, F. (1903) - Sur le Redonien d'Ille et Vilaine - *Bull. Soc. Médi. Ouest*, Vol. **12**, pp 3-8.

King, G. C. P. & Vita-Finzi, C. (1981) - Active folding in the Algerian earthquake of 10 October 1980 - *Nature*, Vol. **292**, pp 22-26.

King, L. C. (1953) - Cannons of landscape evolution - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **64**, pp 721-752.

Kirchner, J. W. (1993) - Statistical inevitability of Horton's laws and apparent randomness of stream channel networks - *Geology*, Vol. **21**, pp 591-594.

Kirkby, M. J. (1971) - Hillslope process-response models based on the continuity equation - *Institute of British Geographers, Spec. Publ.*, Vol. **3**, pp 15-30.

Kirkby, M. J. (1993) - Long term interactions between networks and hillslopes - in : Beven, K. &Kirkby, M. J. (eds.), *Channel network hydrology*, Wiley & sons, pp 255-292.

Klinkenberg, B. (1992) - Fractals and morphometric measures : is there a relationship ? - *Geomorphology*, Vol. **5**, pp 5-20.

Knighton, D. (1984) - *Fluvial forms and processes* - Arnold, 218 p.

Kooi, H. & Beaumont, C. (1996) - Large-scale geomorphology : classical concepts reconcilied and integrated with contemporary ideas via a surface processes model - *J. Geophys. Res.*, Vol. **101**, pp 3361-3386.

Lambeck, K. (1995) - Late Devensian and Holocene shorelines of the British Isles and North Sea from models of glacio-hydro-isostatic rebound - *J. Geol. Soc. London*, Vol. **152**, pp 437-448.

Lamothe, L. (1918) - Les anciennes nappes alluviales et lignes de rivage du bassin de la Somme et leurs rapports avec celles de la Méditerranée occidentale - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Vol. **18**, pp 3-58.

Lautridou, J. P. (1985) - Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie - Thèse de doctorat d'Etat - Caen.

Lebret, P., Dupas, A., M., C., Courbouleix, S., Coutard, J. P., Garcin, M., Lautridou, J. P., Levy, M. & Van Vliet Lanoe, B. (1996) - Modélisation de la profondeur du pergélisol du dernier cycle glaciaire en France - *Bull. Soc. géol. France*, Vol. **167**, pp 169-179.

Leeder, M. R. & Jackson, J. A. (1993) - The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and central Greece - *Basin Res.*, Vol. **5**, pp 79-102.

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*, Vol. **5**, pp 165-172.

Leigh, D. S. & Feeney, T. P. (1995) - Paleochannels indicating wet climate and lack of response to lower sea level, southeast Georgia - *Geology*, Vol. **23**, pp 687-690.

Lenotre, N., Thierry, P., Blanchin, R. & Brochard, G. (1997) - Two comparative levelling methods for demonstrating current vertical movement and their application to Brittany (France) - *Submitt to Tectonophys.*, Vol. pp

Leopold, L. B. & Wolman, M. G. (1957) - River channel patterns-braided, meandering and straigth - *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, Vol. **282B**, pp 39-85.

Lericolais, G. (1997) - Evolution du fleuve Manche depuis l'Oligocène : stratigraphie et géomorphologie d'une plateforme continentale en régime périglaciaire - Doct. Géologie marine - Bordeaux I.

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 - *C. R. Acad. Sci.*, Vol. **321**, pp 39-46.

Lerouge, G. & Freytet, P. (1988) - Le sud-est du Massif Armoricain et le nord-ouest du Massif Central : essai de reconstitution de la néotectonique par l'analyse structurale et géomorphologique - *Geol. France*, Vol. **4**, pp 41-54.

Lewis, C. L. E., Green, P. F., Carter, A. & Hurford, A. J. (1992) - Elevated K/T paleotemperatures throughout Northwest England: three kilometers of Tertiary erosion? - *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. **112**, pp 131-145.

Loyer, S., Van Vliet Lanoe, B., Monnier, J. L., Hallegouet, B. & Mercier, N. (1995) - La coupe de Nantois (baie de Saint Brieuc, France) : datations par thermoluminescence (TL) et données paléoenvironnementales nouvelles pour le Pléistocène de Bretagne - *Quaternaire*, Vol. **6**, pp 21-33.

Mackin, J. H. (1948) - Concept of the graded river - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **101**, pp 1373-1388.

Martinod, J. (1991) - *Instabilités périodiques de la lithosphère (flambage, boudinage) en compression et en extension* - Mém. C.A.E.S.S., Rennes, 283 p.

Masek, J. G., Isacks, B. L., Gubbels, T. L. & Fielding, E. J. (1994) - Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus - *J. Geophys. res.*, Vol. **99**, pp 13941-13956.

Masek, J. G. & Turcotte, D. L. (1993) - A diffusion-limited aggregation model for the evolution of drainage networks - *Earth Planet. Sci. Let.*, Vol. **119**, pp 379-386.

Mason, J. A. & Knox, J. C. (1997) - Age of colluvium indicates accelerated late Wisconsinan hillslope erosion in the Upper Mississippi Valley - *Geology*, Vol. **25**, pp 267-270.

Masson, D. G. & Parson, L. M. (1983) - Eocene deformation on the continental margin SW of the British Isles - *J. Geol. Soc. London*, Vol. **140**, pp 913-920.

Meade, R. H. (1982) - Sources, sinks, and storage of river sediment in the Atlantic drainage of the United States - *J. Geol.*, Vol. **90**, pp 235-252.

Merritts, D. J. & Vincent, K. R. (1989) - Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate and high rates of uplift, Mendocino triple junction region, northern California - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **101**, pp 1373-1388.

Merritts, D. J., Vincent, K. R. & Wohl, E. E. (1994) - Long river profiles, tectonism and eustasy: a guide to interpreting fluvial terraces - *J. Geophys. Res.*, Vol. **99**, pp 14031-14050.

Meyer, B., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., Peltzer, G., Shunmin, G. & Zhitai, C. (1996) - Rate of left-lateral movement along the easternmost segment of the Altyn Tagh fault, east of 96°E (China) - *Geophys. J. Int.*, Vol. **124**, pp 29-44.

Meynier, A. (1940) - La formation du réseau hydrographique de la Vilaine - *Annales de Bretagne*, Vol. pp 153-184.

Meynier, A. (1947) - Influences tectoniques sur le relief de la Bretagne - *Ann. Géogr.*, Vol. pp 170-177.

Miall, A. D. (1996) - *The geology of fluvial deposits* - Springer, Berlin, p.

Miller, J. R. (1991) - Tne influence of bedrock geology on knickpoint development and channel-bed degradation along downcutting streams in south-central Indiana - *J. Geol.*, Vol. **99**, pp 591-605.

Milliman, J. D. & Meade, R. H. (1983) - Morld-wide delivery of river sediment to the oceans - *J. Geol.*, Vol. **91**, pp 1-21.

Milliman, J. D. & Syvitski, J. P. M. (1992) - Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers - *J. Geol.*, Vol. **100**, pp 525-544.

Millot, G. (1980) - Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques - *Mém. h. sér. Soc. géol. de France*, Vol. **10**, pp 295-305.

Milon, Y. (1929) - Présence de glauconie dans les sables pliocènes de Bretagne - *C. R. Acad. Sci.*, Vol. **189**, pp 1004-1005.

Milon, Y. (1937) - Contribution à l'étude de la transgression Pliocène - *C. R. Somm. S. G. M. B.*, Vol. **2**, pp 4-9.

Milon, Y. & Dangeard, L. (1928) - Sur l'importance des processus de solifluxion en Bretagne pendant le Quaternaire - *C. R. Acad. Sci.*, Vol. **187**, pp 136-138.

Milon, Y. & Sire, M. (1931) - Linterdépendance des formations tertiaires et quaternaires dans les vallées de la Vilaine et de la Mayenne - *C. R. Acad. Sci.*, Vol. **193**, pp 180-181.

Moglen, G. E. & Bras, R. L. (1995) - The effect of spatial heterogeneites on geomorphic expression in a model of basin evolution - *Water Resour. Res.*, Vol. **31**, pp 2613-2623.

Molnar, P., Brown, E. T., Burchfiel, B. C., Qidong, D., Xianyue, F., Jun, L., Raisbeck, G. M., Jianbang, S., Zhangming, W., Yiou, F. & Huichuan, Y. (1994) - Quaternary climate change and the formation of river terraces across growing anticlines on the north flank of the Tien Shan, China - *J. Geol.*, Vol. **102**, pp 583-602.

Molnar, P. & England, P. (1990) - Late Cenozoic uplift of moutain ranges and global climate change : chicken or egg ? - *Nature*, Vol. **346**, pp 29-34.

Monnier, J. L. (1979) - Le Pléistocène de la cote Nord de la Bretagne : essai de synthèse lithostratigaphique et chronostratigraphique - *Bull. Ass. fr. Et. Quat.*, Vol. **3**, pp 147-156.

Monnier, J. L., Jumel, G. & Jumel, A. (1981) - Le Paléolithique inférieur de la cote 42 à St Malo de Phily (Ille et Vilaine) : statigraphie et industrie - *Bull. S. P.F.*, Vol. **72**, pp 317-382.

Montadert et al., L. (1977) - Rifting and subsidence on passive continental margins in the North-East Atlantic - *Nature*, Vol. **268**, pp 305-309.

Montgomery, D. R. (1994) - Valley incision and the uplift of mountain peaks - *J. Geophys. Res.*, Vol. **99**, pp 13913-13921.

Montgomery, D. R. & Dietrich, W. E. (1988) - Where do channels begin ? - *Nature*, Vol. **336**, pp 232-234.

Montgomery, D. R. & Dietrich, W. E. (1992) - Channel initiation and the problem of landscape scale - *Science*, Vol. **255**, pp 826-830.

Morzadec-Kerfourn, M. T. (1974) - *Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépots organiques littoraux* - Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, Rennes, 208 p.

Morzadec-Kerfourn, M. T. (1977) - La limite Plio-Pléistocène en Bretagne - *Boréas*, Vol. **6**, pp 275-283.

Morzadec-Kerfourn, M. T. (1982) - datation pollinique et conditions de sédimentation de l'argile Plio-Pléistocène de Lanrinou en Landerneau (Finistère, France) - *Bull. Assoc. Fr. Etud. Quat.*, Vol. **4**, pp 179-184.

Morzadec-Kerfourn, M. T. (1990) - De l'importance relative des transgressions et régressions marines glacio-eustatiques sur le Massif Armoricain - *Rev. Archéol. Ouest, suppl.*, Vol. **2**, pp 37-40.

Morzadec-Kerfourn, M. T. & Monnier, J. L. (1982) - Chronologie relative des cordons littoraux pléistocènes de Bretagne - *Bull. Ass. fr. Et. Quat.*, Vol. **4**, pp 185-194.

Mosley, M. P. & Parker, R. S. (1972) - Allometric growth: a useful concept in geomorphology - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **83**, pp 3669-3674.

Muller, B., Zoback, M. L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. & Ljunggren, C. (1992) - Regional patterns of tectonic stress in Europe - *J. Geophys. res.*, Vol. **97**, pp 11783-11803.

Musset, R. (1928) - Le relief de la Bretagne Occidentale - *Ann. Géogr.*, Vol. **37**, pp 209-223.

Musset, R. (1934) - La formation du réseau hydrographique de la Bretagne Occidentale - *Ann. Géogr.*, Vol. **246**, pp 561-578.

Nalpas, T. (1996) - *Inversion des grabens du sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique* - Mém. Géosciences Rennes, 245 p.

Newman, W. I. & Turcotte, D. L. (1990) - Cascade model for fluvial geomorphology - *Geophys. J. Int.*, Vol. **100**, pp 433-439.

Nicolas, M., Santoire, J. P. & Delpech, P. T. (1990) - Intraplate seismicity: new sismotectonic data in Western Europe - *Tectonophys.*, Vol. **179**, pp 27-53.

Ohmori, H. (1991) - Change in the mathematical function type describing the longitudinal profile of a river through an evolutionnary process - *J. Geol.*, Vol. **99**, pp 97-110.

Ouchi, S. (1985) - response of alluvial rivers to slow active tectonic movement - *Géol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **96**, pp 504-515.

Pantin, H. M. & Evans, C. D. R. (1984) - The Quaternary history of the Central and Southwestern Celtic Sea - *Mar. Geol.*, Vol. **57**, pp 259-293.

Penck, W. (1924,1953) - *Morphological analysis of landforms : Translated and edited by H. Czech and K. Boswell* - London, 429 p.

Perrodon, A. & Zabek, J. (1991) - Paris basin - in : Leighton, M., Kolata, D., Oltz, D. &Eidel, J. (eds.), *Interior cratonic basins*, AAPG Mem., pp 633-680.

Personius, S. F. (1995) - Late Quaternary stream incision and uplift in the forearc of the Cascadia subduction zone, western Oregon - *J. Geophys. Res.*, Vol. **100**, pp 20193-20210.

Phillips, L. F. & Schumm, S. A. (1987) - Effect of regional slope on drainage networks - *geology*, Vol. **15**, pp 813-816.

Pinot, J. P. (1974) - *Le précontinent breton entre Penmarc'h, Belle-Ile et l'escarpement continental. Etude géomorphologique* - Lannion, 272 p.

Pitman, W. C. & Golovchenko, X. (1991) - The effect of sea level changes on the morphology of mountain belts - *J. Geophys. Res.*, Vol. **96**, pp 6879-6891.

Pomerol, C. (1978) - Evolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'actuel, en relation avec les régions avoisinantes - *Geol. Mijnb.*, Vol. **57**, pp 533-543.

Powell, J. W. (1875) - *Exploration of the Colorado river of the West* - U. S. Gov. Printing Office, 291 p.

Raymo, M. E. & Ruddiman, W. F. (1992) - Tectonic forcing of late Cenozoic climate - *Nature*, Vol. **359**, pp 117-122.

Reed, J. C. (1981) - Disequilibrium profile of the Potomac River near Washungton, D. C. - A result of lowered base level or Quaternary tectonics along the Fall Line - *Geology*, Vol. **9**, pp 445-450.

Reynaud, J.-Y. (1996) - Architecture et évolution d'un bans sableux de Mer celtique Méridionale - Thèse de Doctorat - Lille.

Reynaud, J. Y., Tessier, B., Proust, J. N., Lericolais, G., Marsset, T., Berné, S. & Chamley, H. (1995) - Apports de la sismique très haute résolution à l'interprétation génétique d'un banc sanleux de la Mer Celtique - *C. R. Acad. Sci.*, Vol. **320**, pp 125-132.

Rigon, R., Rodriguez-Iturbe, I., Maritan, A., Giacometti, A., Tarboton, D. G. & Rinaldo, A. (1996) - On Hack's law - *Water Resour. Res.*, Vol. **32**, pp 3367-3374.

Rinaldo, A., Dietrich, W. E., Rigon, R., Vogel, G. K. & Rodriguez-Iturbe, I. (1995) - Geomorphological signatures of varying climate - *Nature*, Vol. **374**, pp 632-635.

Rockwell, T. K., Keller, E. A., Clark, M. N. & Johnson, D. L. (1984) - Chronology and rates of faulting of Ventura River terraces, California - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **95**, pp 1466-1474.

Rodriguez-Iturbe, I., Rinaldo, A., Rigon, R., Bras, R. L., Ijjaz-Vasquez, E. & Marani, A. (1992) - Fractal structures as least energy patterns: the case of river networks - *J. Geophys. Res.e*, Vol. **19**, pp 889-892.

Roze, M. (1981) - Etude sédimentologique et minéralogique des alluvions et du Pliocène des cours moyens et inférieurs de l'Oust (affluent de la Vilaine) - Thèse 3ème cycle - Orsay, Paris sud.

Saunders, I. & Young, A. (1983) - Rates of surface processes on slopes, slope retreat and denudation - *Earth Surf. Processes Landforms*, Vol. **8**, pp 473-501.

Schumm, S. A. (1956) - Evolution of drainage systems and slopes in Badlands at Perth Amboy, New Jersey - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **67**, pp 597-646.

Schumm, S. A. (1963) - The disparity between present rates of denudation and orogeny - *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, Vol. **454-H**, pp

Schumm, S. A. (1981) - Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications - *S.E.P.M. Spec. Publ.*, Vol. **31**, pp 19-29.

Schumm, S. A. (1993) - River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy - *J. Geol.*, Vol. **101**, pp 279-294.

Schumm, S. A. & Khan, H. R. (1971) - Experimental study of channel patterns - *Nature*, Vol. **233**, pp 407-409.

Schumm, S. A., Mosley, M. P. & Weaver, W. E. (1987) - *Experimental fluvial geomorphology* - J. Wiley & sons, New York, 413 p.

Schumm, S. A. & Parker, R. S. (1973) - Implications of complex response of drainage systems for Quaternary alluvial stratigraphy - *Nature*, Vol. **243**, pp 99-100.

Seeber, L. & Gornitz, V. (1983) - River profiles along the Hymalayan arc as indicators of active tectonics - *Tectonophys.*, Vol. **92**, pp 335-367.

Seidl, M. A. & Dietrich, W. E. (1992) - The problem of channel erosion into bedrock - *Catena suppl.*, Vol. **23**, pp 101-124.

Seidl, M. A., Dietrich, W. E. & Kirchner, J. W. (1994) - Longitudinal profiles development into bedrock: an analysis of Hawaiian channels - *J. Geology*, Vol. **102**, pp 457-474.

Seidl, M. A., Finkel, R. C., Caffee, M. W., Hudson, G. B. & Dietrich, W. E. (1997) - Cosmogenic isotope analyses applied to river longitudinal profile evolution: problems and interpretations - *Earth Surf. Processes Landforms*, Vol. **22**, pp 195-209.

Selby, M. J. (1980) - A rock mass strength classification for geomorphic purpose: with tests from Antartica and New Zealand - *Z. Geomorph. N. F.*, Vol. **24**, pp 31-51.

Selby, M. J. (1993) - *Hillslope materials and processes* - Oxford University Press, Oxford, 451 p.

Shackelton, N. J. & Opdyke, N. D. (1977) - Oxygen isotopes and paleomagnetic evidence for early Northern glaciation - *Noture*, Vol. **270**, pp 216-219.

Shepherd, R. G. (1985) - Regression analysis of river profiles - *J. Geol.*, Vol. **93**, pp 377-384.

Shreve, R. L. (1966) - Statistical law of stream numbers - *J. Geol.*, Vol. **74**, pp 17-37.

Sibuet et al. (1985) - Morphology and basement structures of the Goban Spur continental margin (northeastern Atlantic) and the role of the Pyrenean orogeny - in : Graciansky et al., P. C. (eds.), *Initial reports of the Deep Sea Drilling projects*, pp 1153-1165.

Slingerland, R. L. (1988) - Stability analysis of a rejuvenated fluvial system - *Z. Geomorph. N. F. Suppl*, Vol. **67**, pp 93-102.

Smith, A. J. (1985) - A catastrophic origin of the paleovalley system of the eastern English Channel - *Marine Geol.*, Vol. **64**, pp 65-75.

Smith, N. D. (1970) - The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, North-Central Appalachians - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **81**, pp 2993-3014.

Smith, T. R. & Bretherton, F. P. (1972) - Stability and the conservation of mass in drainage basin evolution - *Water Resour. Res.*, Vol. **8**, pp 1506-1529.

Snow, R. S. & Slingerland, R. L. (1987) - Mathematical modeling of graded river profiles - *J. Geol.*, Vol. **95**, pp 15-33.

Souriau, M. (1995) - Les processus d'érosion mécanique à l'intérieur des grands bassins fluviaux - *Bull. Soc. Géol. France*, Vol. **166**, pp 763-781.

Stark, C. P. (1991) - An invasion percolation model of drainage network evolution - *Nature*, Vol. **352**, pp 423-425.

Strahler, A. N. (1952) - Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **63**, pp 1117-1142.

Summerfield, M. A. (1991a) - *Global geomorphology. An introduction to the study of landforms* - Longman, London, 537 p.

Summerfield, M. A. (1991b) - Sub-aerial denudation of passive margins: regional elevation versus local relief models - *Earth Planet. Sci. Let.*, Vol. **102**, pp 460-469.

Summerfield, M. A. & Hulton, N. J. (1994) - Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins - *J. Geophys. Res.*, Vol. **99**, pp 13871-13883.

Tapponnier, P. (1977) - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique - *Bull. Soc. géol. France*, Vol. **3**, pp 437-460.

Tarboton, D. G., Bras, R. L. & Rodriguez-Iturbe, I. (1989) - Scaling and elevation in river networks - *Water Resour. Res.*, Vol. **25**, pp 2037-2051.

Tarboton, D. G., Bras, R. L. & Rodriguez-Iturbe, I. (1992) - A physical basis for drainage density - *Geomorphology*, Vol. **5**, pp 59-76.

Tricart, J. (1947) - Méthode d'étude des terrasses - *Bull. Soc. géol. Fr.*, Vol. **17**, pp 559-575.

Tricart, J. & Cailleux, A. (1965) - *Introduction à la géomorphologie climatique* - SEDES, Paris, 306 p.

Tucker, G. E. & Slingerland, R. L. (1994) - Erosional dynamics, flexural isostasy and long-lived escarpments: a numerical modeling study - *J. Geophys. Res.*, Vol. **99**, pp 12229-12243.

Van Vliet Lanoe, B. (1996) - Relations entre la contraction thermique des sols en Europe du nord-ouest et la dynamique de l'inlandsis weichsélien - *C. R. Acad. Sci.*, Vol. **322**, pp 461-468.

Van Vliet Lanoe, B. & Guillocheau, F. (1995) - Evolution de l'enregistrement sédimentaire depuis 150 ka en France du NW et en Belgique : biorhexistasie et bilans sédimentaires - *C. R. Acad. Sci.*, Vol. **320**, pp 419-426.

Van Vliet Lanoe, B., Guillocheau, F., Bonnet, S., Chauvel, J. J., Frette, C., Hallegouet, B. & Laurent, M. (1995) - Plio-Pleistocene continental record in central Brittany: the Reguiny record. Fluviatile and estuarine sedimentation controlled by tectonism - 16th Reg. Mtg. Sedim.-57me Cong. Fr. Sédim., *Book of abstracts, Publ. ASF*, pp 150.

Vanney, J. R. (1977) - *Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine* - SEDES, Paris, 473 p.

Veinante-Delhaye, A. & Santoire, J. P. (1980) - Sismicité récente de l'arc Sud-Armoricain et du Nord-Ouest du Massif central. Mécanismes au foyer et tectonique - *Bull. Soc. géol. France*, Vol. **22**, pp 93-102.

Vigneresse, J. L. (1988) - La fracturation post-hercynienne du Massif Armoricain d'après les données géophysiques - *Géologie de la France*, Vol. **4**, pp 3-10.

Wallace, R. E. (1977) - Profiles and ages of young faults scarps, north-central Nevada - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **88**, pp 1267-1281.

Wells, S. G., Bullard, T. F., Menges, C. M., Drake, P. G., Karas, P. A., Kelson, K. I., Ritter, J. B. & Wesling, J. R. (1988) - Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica - *Geomorphology*, Vol. **1**, pp 239-266.

Wheeler, H. E. (1964) - Baselevel, lithosphere surface and time-stratigraphy - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **75**, pp 599-610.

White, R. S. & Mc Kenzie, D. P. (1989) - Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts - *J. Geophys. Res.*, Vol. **94**, pp 7685-7730.

Willemin, J. H. & Knuepfer, P. L. K. (1994) - Kinematics of arc-continent collision in the eastern Central Range of Taiwan inferred from geomorphic analysis - *J. Geophys. Res.*, Vol. **99**, pp 20267-20280.

Willgoose, G. (1994a) - A physical explanation for an observed area-slope-elevation relationship for catchments with declining relief - *Water Resour. Res.*, Vol. **30**, pp 151-159.

Willgoose, G. (1994b) - A statistic for testing the elevation characteristics of landscape simulation models - *J. Geophys. res.*, Vol. **99**, pp 13987-13996.

Willgoose, G., Bras, R. L. & Rodriguez-Iturbe, I. (1991) - Results from a new model of river basin evolution - *Earth Surf. Processes Landforms*, Vol. **16**, pp 237-254.

Wyns, R. (1977) - Tectonique récente dans l'ouest du Bassin Parisien. Méthodes d'étude et bilan des déformation plio-quaternaires - *Bull. Soc. Geol. France*, Vol. **5**, pp 1093-1103.

Wyns, R. (1991) - Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoique d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées - *Geol. France*, Vol. **3**, pp 11-42.

Yielding, G., Jackson, J. A., King, G., Sinvhal, H., Vita-Finzi, C. & Wood, R. M. (1981) - Relations between surface deformation, fault geometry, seismicity anr rupture characteristics during El Asnam (Algeria) earhquake of 10 October 1980 - *Eath Planet. Sci. Lett.*, Vol. **56**, pp 287-304.

Young, R. & McDougall, I. (1993) - Long-term landscape evolution: early Miocene and modern rivers in southern New South Wales, Australia - *J. Geol.*, Vol. **101**, pp 35-49.

Yoxall, W. H. (1969) - THe relationship between falling baselevel and lateral erosion in experimental streams - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **80**, pp 1379-1384.

Ziegler, P. A. (1987a) - Celtic Sea-Western Approaches area: an overview - *Tectonophys.*, Vol. **137**, pp 285-289.

Ziegler, P. A. (1987b) - Evolution of the Western Approaches Trough - *Tectonophys.*, Vol. **137**, pp 341-346.

Ziegler, P. A. (1987c) - Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformation in the Alpine foreland-a geodynamic model - *Tectonophys.*, Vol. **137**, pp 389-420.

MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cedex .
Tel : 02- 99.28.60.80
Fax : 02-99-28-26-02

Dans la même collection :

N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. **392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985).** **Epuisé**

N°2 - G. QUERRE - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. **226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985).** **Epuisé**

N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricain. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de depôt. **150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985).** **Epuisé**

N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. **157 p., 106 fig., 7 tabl. (1985).** **55F.**

N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. **185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986).** **70F.**

N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. **159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986)** **55F.**

N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoique inférieur (1.9-2.4 Ga). **324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986).** **115F.**

N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. **233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986).** **95F.**

N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricain (France) : Pétrologie et géochimie. **250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986).** **Epuisé**

N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoides. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). **287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987).** **Epuisé.**

N°56 - **A. POTREL** - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). **400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 pl. photo (1994).** **270 F.**

N° 57 - **M. KUNTZ** - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. **220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994).** **155 F.**

N° 58 - **D. ROUBY** - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. **266 p., 98 fig. dont annexes (1994).** **180 F.**

N° 59 - **J.J. TONDJI-BIYO** - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. **426 p., 141 fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995).** **270 F.**

N° 60 - **H. BOUHALLIER** - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). **277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995).** **150 F.**

N° 61 - **P. GAUTIER** - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen (îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). **430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995).** **220F.**

N° 62 - **M.T. ROMAN BERDIEL** - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. **270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995).** **160F.**

N° 63 - **M. JULLIEN** - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. **226 p., 61 fig., 8 tabl. (1995).** **150 F.**

N° 64 - **Y. LAHAYE** - L'altération des komatiites. **224 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995).** **150 F.**

N° 65 - **A. CRAVE** - Quantification de l'Organisation des réseaux hydrographiques. **210 p., 68 fig., dont annexe (1995).** **120 F.**

N° 66 - **A. ESSAIFI** - Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). **331 p., 248 fig., 4 tabl., dont annexes (1995).** **170 F.**

N° 67 - **M. LE RAVALEC** - Vitesses et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures. **276 p., 119 fig. 3 pl. couleur, 5 tabl., dont annexe (1995).** **140 F.**

n° 68 - **A. SEMIANI** - Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne : structure, pétrologie et géochimie des gisements d'or de Tirek-Amesmessa (Hoggar occidental, Algérie). **262 p.,72 fig., 36 tabl., 4 pl. couleur + annexes, (1995).** **130 F.**

N° 69 - **F. MOREAU** - Méthodes de traitement de données géophysiques par transformée en ondelettes. **177 p., 57 fig., + annexes. (1995).** **100 F.**

N° 70 - **B. TOURNERIE** - Imagerie de réflecteurs électromagnétiques en régime diffusif : Méthode et applications en Géophysique. **165 p., 45 fig., 8 tabl., + annexes, (1995).** **100 F.**

N° 71 - **T. NALPAS** - Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique. **245 p., 110 fig., dont 10 pl. coul., (1994).** **120 F.**

N° 72 - **M. URREIZTIETA** - Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin. **311 p., 111 fig., 5 tabl., 6 pl. couleur, dont annexe. (1995).** **200 F.**

N° 73 - **A.N. KOUAMELAN** - Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition Archéen-Protéorozoïque. **290 p., 99 fig., 23 tabl., 2 pl. couleur, dont annexe (1996).** **120 F.**

N° 74 - **Y. GARCIA** - Variation de l'intensité du champ magnétique en France durant les deux derniers millénaires. **331 p., 122 fig., 35 tab., dont annexe. (1996).** **150 F.**

N° 75 - **M. A. SANTOS PINTO** - Le recyclage de la croûte continentale archéenne : Exemple du bloc du Gavião- Bahia, Brésil. **193 p., 102 fig., 51 tab. (1996).** **100 F.**

N° 76 - **D. CHARDON** - Les déformations continentales archéennes : Exemples naturels et modélisation thermomécanique. **300 p., 127 fig., 6 tabl., 4 pl. photo; dont annexes. (1997).** **130 F.**

N° 77 - **C. ROBIN** - Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. **293 p., 129 fig., 9 pl. couleur, dont annexes. (1997).** **180 F.**

N° 78 - **D. GRANJEON** - Modélisation stratigraphique déterministe : Conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique. **197 p., 56 fig., 22 tabl., 8 pl. couleur. (1997).** **100 F.**

GEOSCIENCES - RENNES
BIBLIOTHÈQUE
CNRS - UPR 4661

Hors Série - P. DAVY, F. GUILLOCHEAU, B. HAMELIN (Coordinateurs) - Géomorphologie : Processus et modélisation. Ecole thématique du CNRS, **146 p., 69 fig., 2 tab., Lumigny, Juillet (1996) . 50 F**

N° 79 - A. JAFFREZIC - Géochimie des éléments métalliques, des nitrates et du carbone organique dissous dans les eaux et les sols hydromorphes. Agriculture intensive et qualité des eaux dans les zones humides en Bretagne. **296 p., 143 fig., 46 tabl., 1 pl. coul., dont annexes (1997). 130 F.**

N° 80 - O. BOUR - Transferts de fluides dans les milieux fracturés : Effets d'échelle. **272 p., 100 fig., 1 tabl., (1997). 100 F.**

n° 81 - E. BONNET - La localisation de la déformation dans les milieux fragile-ductile : Approche expérimentale et application à la lithosphère continentale. **183 p., 85 fig., 4 tabl., (1997). 85 F.**

N° 82 - S. GESSA - Le genre *Nowakia* (Dacryoconarides) dans le Praguien de la République Tchèque : Biométrie, systématique, phylogénie, paléoenvironnements. **256 p., 132 fig., 8 pl., + annexes. (1997). 125 F.**

N° 83 - T. MAUDUIT - Déformation gravitaire synsédimentaire sur une marge passive. Modélisation analogique et applications du Golfe de Guinée, **260 p., 96 fig., dont 12 pl. coul., (1998) 100 F.**

N° 84 - G. QUEREL - Cristallochimie des éléments traces dans les phases du manteau terrestre : Applications de la spectroscopie de luminescence à haute pression et haute température. **241 p., 101 fig., 23 tabl., (1998). 95 F.**

N° 85 - M. DIRAISON - Evolution cénozoïque du Bassin de Magellan et Tectonique des andes australes. **333 p., 119 fig., dont 6 pl. coul., 2 pl. hors-texte, 7 tabl., (1998) . 130 F.**

N° 86 - S. BONNET - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pleistocène. **352 p., 144 fig.,dont 7 pl. coul., + 1 pl. couleur et 3 transparents en annexe. (1998). 115 F.**

MEMOIRES DE GEOSCIENCES

à retourner à :

Arlette FALAISE
Géosciences - Rennes I
Université de Rennes
35042 - RENNES Cédex (France)
Tél 02.99.28.60.80 Fax : 02.99.28.60.80

accompagné : soit de votre BON DE COMMANDE
ou bien de votre règlement (chèque libellé à l'ordre de) :
Madame l'Agent Comptable du CNRS

BON DE COMMANDE

NOM : .....

ORGANISME .....

ADRESSE .....

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb	P.U.	TOTAL

Frais d'envoi : 20,00 F pour le 1er volume par volume supplémentaire : 5,00 F TOTAL	
TOTAL DE LA COMMANDE	

Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépot Légal

2ème trimestre 1998

Résumé :

Le relief des continents est contrôlé principalement par la tectonique, l'eustatisme et le climat par le biais de l'incision fluviatile. Un des problèmes majeur de la géomorphologie est de caractériser la façon dont les rivières s'adaptent aux variations de ces paramètres, afin de pouvoir comprendre comment les reliefs évoluent au cours du temps.

Le Massif Armoricain est un socle granitique et métamorphique d'altitudes modérées dont la topographie est marquée par un ensemble de plateaux, incisés. L'âge du début de cette incision a été contraint de deux manières : nous montrons que les formations sédimentaires Mio-Pliocène ("sables rouges") sont les témoins d'un premier réseau hydrographique dont les vallées ont été comblées au Pliocène terminal. Les réseaux hydrographiques actuels sont sécants et donc indépendants de ce premier réseau. L'âge du début de l'incision et de la formation du relief armoricain peut ainsi être estimé au Cromérien (environ 0,7 Ma) à partir de l'âge des hautes terrasses.

L'étude de l'incision du relief, à partir de données de terrains (terrasses, altérations) et de Modèles Numériques de Terrain (MNT) a été un moyen de discuter de l'influence des paramètres de contrôle tectonique, eustatique et climatique sur le fonctionnement des réseaux hydrographiques en érosion.

Dans un tel domaine de socle, la déformation est le paramètre de premier ordre qui contrôle l'évolution du relief. En particulier, nous montrons l'existence de différences spatiales d'incision fluviatile qui ne s'expliquent que par une déformation du Massif Armoricain durant le Pléistocène. A cette évolution se surimpose un fort contrôle climatique lié à la position en domaine périglaciaire de la région étudiée durant le Quaternaire. Il opère par le biais d'une forte non-linéarité du flux de matière liée aux périodes de déglaciation et est responsable de la formation des terrasses. A l'opposé, les variations eustatiques à haute fréquence qui caractérisent cette période semblent sans effets sur l'incision de la topographie. Enfin, le Massif Armoricain étant un domaine de socle, hétérogène par définition, il existe un contrôle lithologique sur les modalités de l'incision; dans les cas extrêmes, les lithologies résistantes (grès, granites) peuvent bloquer la propagation des variations du niveau de base et permettre la conservation de paléo-topographies, non-incisées.

Finalement, l'étude du relief nous a permis de discuter de la déformation du Massif Armoricain durant le Pléistocène selon un schéma de flambage lithosphérique et de proposer un modèle d'évolution des fleuves en domaine de socle, en régime périglaciaire et en contexte de déformation de faible amplitude et de grande longueur d'onde.

Mots-clés :

Géomorphologie, Tectonique, relief, incision fluviatile, terrasses, Massif Armoricain, Quaternaire, MNT.

Editions de GEOSCIENCES RENNES
Université de Rennes I
F - 35042 - RENNES Cédex