



HAL
open science

Etude conjointe des réseaux de drainage et des paléocôtes plio-quaternaires soulevées : exemples de l'Indonésie et du golfe Normand Breton

Maëlle Nexer

► **To cite this version:**

Maëlle Nexer. Etude conjointe des réseaux de drainage et des paléocôtes plio-quaternaires soulevées : exemples de l'Indonésie et du golfe Normand Breton. Géomorphologie. Université de Caen Normandie, 2015. Français. NNT : . tel-01258570

HAL Id: tel-01258570

<https://theses.hal.science/tel-01258570>

Submitted on 6 Nov 2017

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.

Copyright

Université de Caen Normandie

Ecole doctorale : *Structure, Information, Matière et Matériaux*

Thèse de doctorat

présentée et soutenue : le 27/11/2015

par

Maëlle NEXER

pour obtenir le

Doctorat de l'Université de Caen Normandie

Spécialité : Terre solide et enveloppes superficielles

**Etude conjointe des réseaux de drainage et des paléocôtes plio-
quaternaires soulevées :**

exemples de l'Indonésie et du golfe Normand Breton

Directeurs de thèse : *Kevin Pedroja et Bernard Delcaillau*

Jury

Olivier Bellier, Professeur, Université d'Aix-Marseille (rapporteur)

Sébastien Castellort, Professeur, Université de Genève, Suisse (rapporteur)

Mikaël Attal, Maître de conférences, Université d'Edimbourg, GB (examineur)

Nicolas Loget, Maître de conférences, Université Pierre et Marie Curie, Paris (examineur)

Kevin Pedroja, Maître de conférences HDR, Université de Caen Normandie (directeur de thèse)

Bernard Delcaillau, Professeur, Université de Caen Normandie (directeur de thèse)

Christine Authemayou, Maître de conférences, Université de Bretagne Occidentale (invitée)

Vincent Regard, Maître de conférences HDR, Université Paul Sabatier, Toulouse (invité)

Remerciements

Il y a maintenant huit ans je suivais mes premiers cours à l'université de Caen et me voilà aujourd'hui en train de figoler les remerciements de ma thèse. Je vais donc tenter de remercier toutes les personnes qui m'ont permis d'en arriver là.

Je voudrais remercier en premier lieu tous les membres du jury, Olivier Bellier et Sébastien Castellort (rapporteurs), Mikaël Attal et Nicolas Loget (examineurs) et Christine Authemayou et Vincent Regard (invités) d'avoir participé au jury de ma thèse. Vos conseils, commentaires et nos discussions lors de ma soutenance ont été très constructifs et m'ont beaucoup apporté.

Je tiens à remercier ensuite Kevin, car sans ce fameux terrain dans les Alpes il y a cinq ans où il a découvert ma passion pour les rivières en descendant du Chenaillet, je serais probablement enfermée dans un bureau à créer des centres commerciaux en tant qu'urbaniste. Je ne te remercierais jamais assez de m'avoir ouvert les yeux au fur et à mesure des terrains sur ce que j'aimais réellement : la géomorphologie. Merci de m'avoir fait totalement confiance et d'avoir cru en moi en me confiant cette thèse. Je remercie aussi Bernard pour son encadrement exemplaire, il a toujours été présent pour moi pour discuter de failles, de knickzones et d'hypsométrie. Je le remercie de m'avoir transmis une partie de son savoir et de son expérience de géomorphologue. Merci à tous les deux pour les conseils que vous m'avez prodigués au cours de ces cinq années. Maintenant il n'y plus qu'à transformer l'essai !

Je remercie aussi tout particulièrement Christine Authemayou qui a été un peu ma troisième encadrante durant ces trois ans. Merci de m'avoir formée, guidée quand j'en avais besoin, et merci pour ta patience lors de la rédaction de mon premier article qui ne fut pas aisée, j'espère qu'il y en aura beaucoup d'autres par la suite. Je remercie aussi les autres co-auteurs de mon papier et particulièrement Stéphane Molliex qui a mis au point le calcul de certains indices morphométriques que j'ai utilisés tout au long de ma thèse.

Un grand merci à Laurent Husson qui a financé au travers de Gisèle toutes mes missions de terrain dans le Cotentin et mon école d'été en Italie. Merci pour ta vision d'ensemble et tes idées *straight to the point* sur mon travail qui m'ont très souvent aidées.

Je tiens à remercier aussi Jean-Claude Dauvin et le Laboratoire M2C pour avoir financé une partie de mes colloques, écoles d'été et surtout mon marteau de Schmidt.

Pour mes missions de terrain je tiens à remercier Franck Levoy pour le prêt des DGPS et surtout Laurent Benoît qui a réussi à refaire fonctionner ces antiquités avec des soudures magiques et des colsons. Merci à Corto Corelli, stagiaire de L3, pour son endurance sur le terrain, parce que marcher 1,5 km sur le sentier côtier jusqu'à mes bébés rivières avec ces antiquités de GPS d'environ 30-40 kg sur le dos n'était pas chose aisée.

Je voudrais maintenant remercier toute l'équipe du M2C, les anciens, les nouveaux... Je vais essayer d'être exhaustive mais je ne sais pas si je vais y arriver.

Dans un premier temps je remercie mes deux co-bureauliers qui ont partagé ma résidence principale pendant un bon bout de temps. D'abord Guigui, qui a partagé mon bureau pendant mes trois premières années au M2C. Merci pour les fous rires, pour les soirées endiablées, pour les léchages de cailloux, pour Liza Monet, pour Bon Iver, pour toutes les inceptions et bien plus encore. Un grand merci à Maxin lapin le biologiste qui a réussi à me supporter durant la période la plus difficile : mes deux dernières années de thèse et ma rédaction. On en aura partagé des kilos de bonbons, de MetM's, des fous rires aussi et surtout de grands moments de folie. Merci pour ta gentillesse, ta disponibilité et ton amitié et surtout courage pour ta fin parce que cette fois c'est sur tu pourras le chanter je ne serai pas là.

Merci à Lulu, Iman, Laurent 2ème, Laurent 3ème, Simon, Sylvain, Stella, Sophie, Pierre, Yoann, Franck G., Julien, Yohann, Aurélie, Emilie, Djalal, Coralie, Hans, Isabel, Noémie, Xavier, Carole, Sabrina, Massi, JP, Alexandrine, Jean, Lucile, Anthony, Emma et Hafida avec qui j'ai partagé des litres et des litres de bière, des repas du midi et/ou des parties de tarot (et j'en passe...). Merci aux maîtres de conférences, professeurs et chercheurs du labo qui m'ont suivi depuis ma L1 et m'ont formée : Bernadette, Dom, Sandric, Lionel, Olivier, Marianne, Nizar, Alexander et Anne-Claire. Merci aux deux barbus Mr grognon et Mr costaud et à Christophe pour le super bureau ainsi que pour toutes vos petites remarques sur les inondations un jour où il fait beau, ma petite taille, mes bruits de talon dans le couloir qui ont contribué à égayer mes journées. Merci à Valérie et Marie-Pierre pour votre bonne humeur dans le bureau du 2ème et pour tous les services que vous m'avez rendu (je pense à toutes les fois où j'ai oublié mon bip par exemple).

Je remercie les copains, Oliv, Paul et Emilie ainsi que mon frangin de m'avoir laissé occuper un moment leur chez eux dans la bonne humeur entre deux soirées arrosées pendant mes premières missions de terrain.

Je remercie aussi tout particulièrement la famille Lupo-Sanson pour le soutien, pour m'avoir fourni le gîte et une base logistique pendant une grande partie de mes missions de terrain et pour m'avoir transmis leur savoir sur leur région notamment sur ma question récurrente : " Y avait-il une cascade aux moulinets avant la construction du barrage ?".

Un énorme merci à ma famille pour m'avoir été là dans les moments difficiles, à mon Pilou pour m'avoir sorti avant que je n'entre dans ma rédaction, ma mounette pour son réconfort, Omi pour ses conseils sur la respiration, papa pour m'avoir transmis son don de l'infographie, maman pour toutes les fois où tu as fait ma psy, mamie pour ses petits plats réconfortant et tous les autres pour leur soutien.

Et mes dernières pensées vont à mon Simon que j'ai rencontré il y a trois ans lors de mon premier terrain de thèse. Depuis tu m'as accompagné dans les moindre recoins de la Hague du haut du Castel Vendon au fond de vallée du ruisseau de l'Epine. Tu m'as permis de parcourir ce terrain en courant, en vélo, à la voile, en surf, avec les dauphins, à pied, dans une tempête de neige, dans des tempêtes tout court, avec un GPS ou un marteau de Schmidt dans la main. Merci aussi d'avoir été toujours là pour moi pendant ces trois années alors que tu étais au fin fond du Golfe de Guinée ou en mission dans les vagues de Guidel.

Table des matières

Introduction et cheminement de l'étude	10
Partie I Les reliefs côtiers tardi-cénozoïques	16
Introduction.....	17
Chapitre 1 Relief et réseau de drainage comme outil pour quantifier l'évolution des reliefs	18
1 Evolution des reliefs	18
2 Outils de quantification de l'évolution du relief.....	28
Chapitre 2 Variations climatiques et eustatiques tardi-cénozoïques et séquences de terrasses marines et rasas associées.....	42
1 Variations eustatiques tardi-cénozoïques	43
2 Morphologies côtières actuelles	51
3 Séquences de terrasses marines et de rasas : des morphologies côtières en marches d'escalier	65
4 Dégradation des séquences de terrasses marines et coralliennes.....	79
Partie II Evolution des réseaux de drainage côtiers en contexte de convergence.....	89
Chapitre 1 Contextes des régions étudiées	90
1 Physiographie et climat.....	90
2 Géodynamique, géologie et tectonique.....	98
3 Géomorphologie.....	106
4 Conclusion sur le contexte.....	116
Chapitre 2 Protocoles d'étude des réseaux de drainage développés sur les séquences de terrasses coralliennes de l'île de Sumba et de la péninsule de Huon	118
1 Quantification des déplacements verticaux côtiers	118
2 Analyse morphométrique du réseau de drainage et des bassins versants côtiers	124
Chapitre 3 Résultats	131
1 Tectonique quaternaire côtière active	131
2 Analyse morphométrique du relief et du réseau de drainage	138
3 Relief, réseaux de drainage et taux de soulèvement.....	168
Chapitre 4 Discussion.....	175
1 Pourquoi les valeurs des indices morphométriques sont-elles si différentes entre l'île de Sumba et la péninsule de Huon ?	175

2	<i>Le domaine de soulèvement, une meilleure unité d'extraction que le bassin versant ?..</i>	178
3	<i>Les valeurs de relief résiduel et d'incision sont-elles directement fonction de l'intensité du soulèvement côtier ?</i>	180
4	<i>La pente des drains est-elle un bon indicateur du soulèvement côtier ?.....</i>	183
5	<i>Quelles sont les relations entre la variation du taux de soulèvement et les valeurs d'indices morphométriques liées aux bassins versants ?.....</i>	186
6	<i>Existe-t-il un seuil et une distribution bimodale des valeurs dans les corrélations entre les indices morphométriques et le taux de soulèvement ?</i>	188
7	<i>Vers une chronologie du développement pléistocène des réseaux de drainage présents sur les séquences de terrasses coralliennes de l'île de Sumba et de la péninsule de Huon ?.....</i>	189
	Conclusion	194
	Partie III Evolution des réseaux de drainage côtiers en contexte de marge passive	199
	Le Nord Cotentin (France)	199
	Introduction.....	200
	Chapitre 1 Le Cotentin, une péninsule armoricaine soulevée au tardi-Cénozoïque.....	201
1	<i>Présentation générale de la péninsule de Cotentin</i>	201
2	<i>Géologie et géomorphologie du Nord Cotentin</i>	212
3	<i>Evolution tardi-cénozoïque du Nord Cotentin : entre formation de la séquence de terrasses marines et de rasas, tectonique et incision.....</i>	217
4	<i>Evolution tectonique du Cotentin au cours du méso- et cénozoïque.....</i>	230
	Chapitre 2 Protocoles d'analyses des réseaux de drainage développés sur la séquence de terrasses marines et de rasas du Nord Cotentin	232
1	<i>La séquence de terrasses marines et de rasas : cartographie, chronostratigraphie et calculs de taux de soulèvement</i>	232
2	<i>Analyse du relief et du réseau de drainage de la pointe de la Hague.....</i>	234
3	<i>Etude de la côte actuelle de la pointe de la Hague.....</i>	244
4	<i>Méthode de corrélation des indices morphométriques</i>	250
	Chapitre 3 Résultats	251
1	<i>La séquence de terrasses marines et rasas du Nord Cotentin.....</i>	251
2	<i>Partie terrestre.....</i>	263
3	<i>Partie côtière</i>	285
4	<i>Corrélations entre les différents indices morphométriques extraits pour la partie terrestre et côtière</i>	301
	Chapitre 4 Discussion.....	304
1	<i>Nord Cotentin et golfe Normand Breton, un archipel en soulèvement ?.....</i>	304

1	<i>La morphologie et taille des baies : un héritage des bassins versants de l'Optimum Glaciaire ?</i>	313
2	<i>Quelle est la sensibilité temporelle des indices morphométriques ?</i>	315
3	<i>La dissymétrie du relief de la pointe de la Hague : une origine tectonique ?</i>	316
4	<i>Hétérogénéité de l'épaisseur des heads sur la plaine côtière</i>	317
5	<i>La largeur de la plaine côtière et de la séquence de terrasses marines, un facteur principal de l'épaisseur des heads ?</i>	318
	Conclusion	326
	Existe-t-il une organisation caractéristique du réseau de drainage développé sur les séquences de lignes de rivages fossiles ?	329
	Conclusion	337
	Références citées	341

Introduction et cheminement de l'étude

La moitié de la population mondiale vit dans une zone située à moins de 60 km du trait de côte (Woodroffe, 2002). Les côtes sont des interfaces entre l'atmosphère, l'hydrosphère et la lithosphère (Haslett, 2000). Par conséquent, les reliefs côtiers sont façonnés par un grand nombre de processus : tectoniques (mouvements cosismiques, intersismiques, failles, flexures), volcaniques, continentaux (érosion par les cours d'eau, dynamique de versants, lithologie), hydrodynamiques (marée, houle) ainsi que par des aléas associés (tempêtes, tsunamis, submersions ...).

Les reliefs côtiers et plus particulièrement les bassins versants côtiers, sont soumis à des variations du niveau de base correspondant aux fluctuations du niveau marin. Ces oscillations du niveau marin sont liées à des variations absolues (glacio-eustatisme) connues pour les dernier 6 Ma et à des variations relatives (ajustements isostatiques globaux) quantifiées pour la période de temps postérieure au dernier maximum glaciaire (15 ka).

D'une manière générale, l'évolution des reliefs et des cours d'eau côtiers est mal connue pour les périodes de temps longues (\approx Ma). La méconnaissance de cette évolution est en partie due à la difficulté de dater des dépôts continentaux ou marins sur de telles périodes de temps.

L'idée de base que je développe depuis mon master consiste à étudier l'initiation et le développement des cours d'eau drainant des séquences de lignes de rivages fossiles datées. A mon sens, ces séquences de lignes de rivages sont des sites privilégiés pour tenter de quantifier l'évolution long terme des bassins versants côtiers. En effet, ces séquences constituent des paysages en marches d'escalier où chaque marche correspond à la permanence d'un haut niveau marin interglaciaire. Ainsi chaque pied de falaise peut être considéré comme un isochrone (âge du haut niveau marin interglaciaire) et un isohypse ("niveau marin fossile"). Ces séquences de lignes de rivages fossiles sont donc des zones nouvellement gagnées sur la mer, sur lesquelles se développent des réseaux de drainage néoformés.

Lors de mon master, je me suis focalisée uniquement sur les séquences de terrasses coralliennes car ces dernières forment des zones de lithologie homogène (i.e. calcaire récifaux). J'ai commencé par étudier les rivières drainant les séquences de terrasses coralliennes de l'archipel de Buton (SE Sulawesi, Indonésie). Lors d'une mission de terrain dans l'archipel de Buton, j'ai observé que les séquences de terrasses coralliennes ne sont pas drainées par des cours d'eau aériens mais

plutôt par un système d'écoulement souterrain s'organisant en système karstique. Par conséquent mon travail s'est réorienté vers des séquences de terrasses coralliennes où le réseau de drainage était bien développé à savoir l'île de Sumba (Indonésie, com. perso. W. S. Hantoro) et sur la péninsule de Huon (Papouasie-Nouvelle-Guinée, com. perso. M. Elliott). Ces sites ont été sélectionnés préférentiellement à d'autres comme la Barbade ou Haïti car les sites choisis :

- présentent une grande variabilité dans les taux de soulèvement côtier pléistocènes (entre 0,02 et 3,4 mm/an) (Fig. 1),
- correspondent à des périodes de temps courtes pour la péninsule de Huon (~ 0.4 Ma) à longues pour l'île de Sumba (~ 1 Ma) (Fig. 1).

Lors de ce travail de master je me suis focalisée sur un site de l'île de Sumba (Cap Laundi, 10 x 20 km) et la péninsule de Huon (30 x 50 km).

En doctorat, j'ai pu poursuivre ces travaux sur les cours d'eau drainant les séquences de terrasses coralliennes de l'île de Sumba et de la péninsule de Huon tout en ouvrant un chantier local sur le drainage développé sur une séquence de terrasses marines et de rasas¹ dans le Nord Cotentin (Fig. 1). En effet, les terrasses marines et les rasas sont des morphologies plus ubiquistes que les terrasses coralliennes qui sont toutes localisées dans la zone intertropicale. La séquence de lignes de rivages fossiles du Nord Cotentin a été choisie pour les raisons suivantes :

- dans cette zone les taux de soulèvement sont très faibles et homogènes pour tout le golfe Normand-Breton,
- la séquence se développe sur une lithologie hétérogène (granites, gneiss, grés...),
- dans cette zone, le climat a fortement varié lors des cycles glaciaires/interglaciaires passant du tempéré au boréal.

Ces trois zones présentent un intérêt car elles couvrent une large gamme de taux de soulèvement côtiers pléistocènes supérieurs, de très faibles (Cotentin, 0,05 mm/a) à très forts (Péninsule de Huon, 3,4 mm/a) (Fig. 1).

¹ Vastes surfaces planes d'origine marine (cf. Guilcher, 1974)

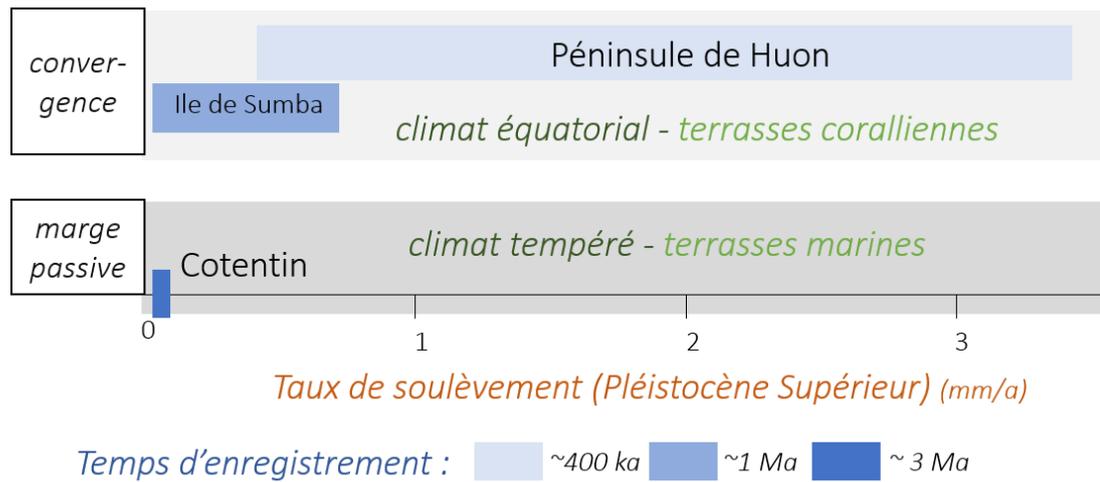


Fig. 1 : Description des différents contextes des zones étudiées

L'étude de ces deux chantiers (indo-papouasien *vs* normand) s'est faite pour de tenter d'apporter des éléments de réponse à deux questions fondamentales de la géomorphologie côtière.

Question 1 : Les indices morphométriques sont-ils directement corrélés aux taux de soulèvement côtier ?

Pour apporter des éléments de réponse à cette question, nous avons réalisé des corrélations linéaires entre huit indices morphométriques calculés à partir du drainage de la séquence de terrasses coralliennes et des taux de soulèvement côtier de l'île de Sumba (Nexer et al., 2015). La méthode mise au point sur l'île de Sumba a ensuite été appliquée au drainage développé sur la séquence de terrasses coralliennes de la péninsule de Huon.

Question 2 : Quels sont les paramètres influençant la dégradation des séquences de lignes de rivages fossiles ?

Quelques éléments de réponses ont été déduits de l'analyse morphométrique réalisée en Indonésie et en Papouasie-Nouvelle-Guinée. Pour compléter ces données, j'ai étudié l'interdépendance de 15 indices morphométriques calculés à partir du relief et du réseau de drainage associé, mais aussi à partir de la côte actuelle (estran, falaises, baies). Ces indices ont été extraits sur la séquence de terrasses marines et de rasas de la pointe de la Hague située dans le Nord Cotentin (Normandie, France).

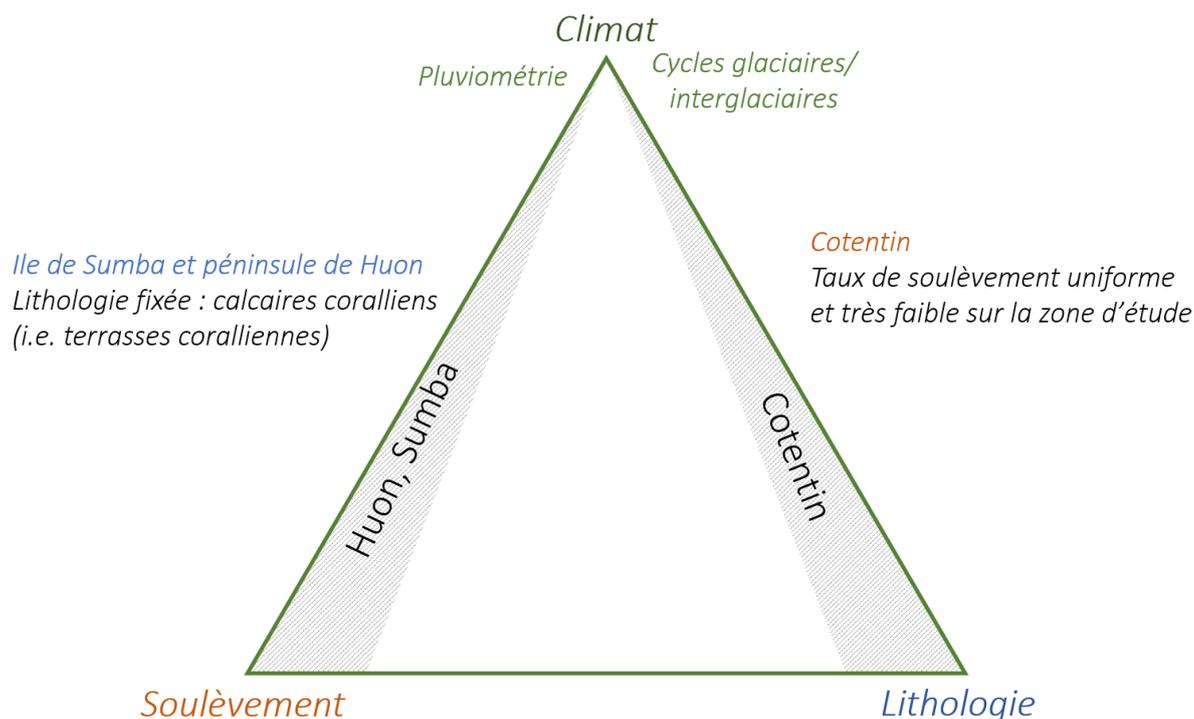


Fig. 2 : Paramètres étudiés en fonction des différentes zones étudiées

Ainsi, sur l'île de Sumba et la Péninsule de Huon, j'ai analysé plus particulièrement les effets du soulèvement et de la pluviométrie sur les reliefs côtiers car la lithologie est homogène sur les zones étudiées (Fig. 2). Dans un second temps, j'ai étudié l'impact des alternances des cycles glaciaires/interglaciaires et des variations lithologique sur les reliefs côtiers du Cotentin car les taux de soulèvement sont uniformes et très faibles sur la zone d'étude (Fig. 2).

La première partie de cette thèse de doctorat, consacrée à l'évolution tardi-cénozoïque des reliefs côtiers, inclut d'abord une présentation des mécanismes responsables de l'évolution d'un relief. Ensuite les variations eustatiques tardi-cénozoïques et leur expression géomorphologique, les séquences de lignes de rivages fossiles sont présentées en détail.

La deuxième partie de cette thèse de doctorat expose les résultats relatifs aux réseaux de drainage développés sur les séquences de terrasses coralliennes de l'île de Sumba et de la péninsule de Huon.

La troisième partie de cette thèse de doctorat traite des réseaux de drainage développés sur une séquence de terrasses marines et de rases du Nord Cotentin.

Enfin, la quatrième partie de ce mémoire de thèse consiste en une discussion générale traitant de l'évolution des réseaux de drainage à la surface des séquences de lignes de rivages fossiles.

Partie I Les reliefs côtiers tardi-cénozoïques

Introduction

Les reliefs côtiers tardi-cénozoïques situés à l'interface terre-mer sont le produit à la fois de processus continentaux liés à l'érosion des versants, au transport sédimentaire, et de processus côtiers.

La morphogénèse et le façonnement du relief et des réseaux de drainage associés sont étudiés à travers leur morphométrie. Après avoir exposé l'évolution morphologique des reliefs sur le long terme et les mécanismes qui en sont responsables, nous exposerons les principes d'une étude morphométrique.

Dans cette étude, les reliefs côtiers étudiés correspondent à des séquences de lignes de rivages fossiles tardi-cénozoïques dont il convient d'exposer les morphologies et leur évolution. Ces séquences de lignes de rivages fossiles, lorsqu'elles sont émergées constituent d'excellents outils permettant de quantifier les taux de soulèvement. Comme tout relief, les séquences de lignes de rivages fossiles sont dégradées par les processus continentaux (érosion des versants, karstification...).

Chapitre 1 Relief et réseau de drainage comme outil pour quantifier l'évolution des reliefs

La géomorphologie est la science qui étudie les formes du relief, les formations sédimentaires associées, leur évolution, les mécanismes les façonnant et les facteurs les contrôlant (Fort et al., 2015).

Ce chapitre est divisé en deux sections. La première est consacrée à la façon dont un relief émergé évolue au cours du temps et de comprendre quels sont les mécanismes responsables de cette évolution tardi-cénozoïque. La seconde section décrit comment quantifier cette évolution par une étude morphométrique. Tous les indices morphométriques utilisés dans cette étude sont décrits et des exemples d'utilisation de ces indices sont donnés.

1 Evolution des reliefs

Au cours du temps, l'évolution du relief reflète la répartition spatiale de l'équilibre entre soulèvement et érosion (e.g. England et Molnar, 1990; Molnar et England, 1990). En effet, l'édification des reliefs résulte de la combinaison entre déformation crustale et érosion (Molnar et England, 1990; Lavé et Avouac, 2001). D'une certaine manière l'érosion et la déformation sont corrélées car la dénudation dépend de la topographie et l'érosion influence les processus tectoniques en contrôlant les conditions limites de la surface de la Terre. Ce couplage varie en fonction du climat qui conditionne les processus d'érosion mais qui est lui-même soumis au forçage orographique (Burbank et Anderson, 2012). Ainsi la construction des reliefs est contrôlée par des mécanismes et processus interdépendants les uns des autres et liés à la déformation crustale, à la dénudation et au climat (Lavé et Avouac, 2001; Champagnac et al., 2014).

1.1.1 Davis, Penck et Hack : trois modèles classiques de l'évolution du relief

Trois modèles majeurs de l'évolution du relief ont été mis au point depuis la fin du XIX^{ème} siècle : le modèle de Davis (cycle géomorphologique) (Davis, 1889, 1899, 1909), le modèle de Penck (Penck, 1953) et le modèle de Hack (Hack, 1975).

Davis (1889, 1899, 1909) décrit le premier modèle d'évolution du relief incluant trois stades : jeune, mature et ancien (Fig. 3 et 4 a). Le point de départ du cycle géomorphologique de Davis est un forçage tectonique spontané (e.g. séisme). Toute la topographie est construite après cet événement tectonique. Durant leur jeunesse, les reliefs se caractérisent par des pentes fortes (Fig. 3 a). Le drainage creuse et accentue le relief. Les rivières continuent à inciser les reliefs en élargissant les vallées : un équilibre entre la formation de sédiments et leur évacuation s'instaure (Fig. 3 b). Les pentes sont de plus en plus faibles, la topographie devient donc très aplanie (Fig. 3 c).

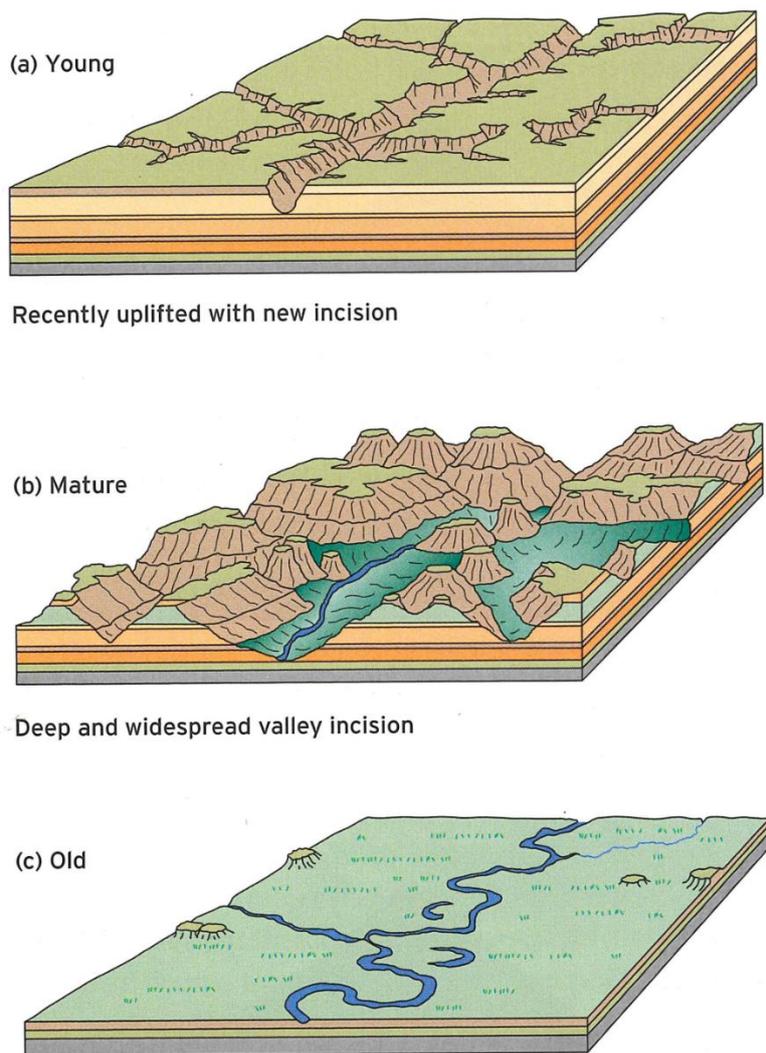
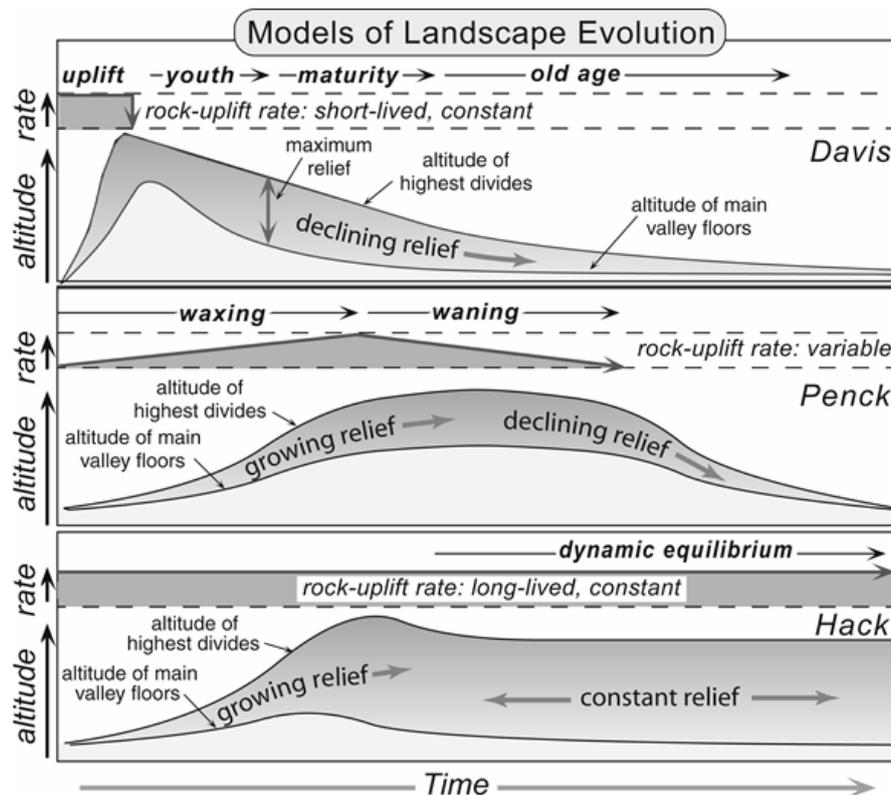


Fig. 3 : Cycle géomorphologique de Davis (1889, 1899, 1909) : a) Stade jeune d'un relief récemment soulevé avec une incision récente et donc limitée, b) stade mature d'un relief avec des vallées profondes, c) stade ancien d'un relief érodé (redessiné par Holden, 2005).

Penck et Penck (1924) et Penck (1953) développent un autre modèle d'évolution du relief (Fig. 4 b). Contrairement à celui de Davis, ce modèle se base sur une déformation tectonique qui augmente progressivement jusqu'à un apogée et qui décroît ensuite lentement. Les processus géomorphologiques altèrent donc la région se soulevant jusqu'à atteindre un état d'équilibre. Le paysage résultant est ainsi interprété comme la conséquence des interactions entre déformation et érosion. Au fur et à mesure de la formation du relief, l'érosion dépasse les taux de soulèvement provoquant la diminution de la topographie résiduelle (Fig. 4 b).

Hack (1960, 1975) développe un troisième modèle de l'évolution du relief en reprenant le concept d'équilibre dynamique établi par Gilbert (1877) (Fig. 4 c). Dans ce modèle, lorsque la déformation et l'érosion sont prolongées pendant une période de temps longue, le paysage se

trouve alors dans un état d'équilibre dynamique. Comme la résistance et le volume des roches n'est pas infinie, Hack conclut que la topographie ne peut, évidemment pas augmenter indéfiniment. A partir d'un certain seuil, alors que la topographie augmente, la pente des versants augmente et les roches sont soumises à des glissements gravitaires. Le relief fluctue autour d'une topographie à l'équilibre jusqu'au prochain changement dans le forçage tectonique. Dans ce modèle, l'équilibre peut être atteint nonobstant un soulèvement.



Tectonic Geomorphology, Second Edition. Douglas W. Burbank and Robert S. Anderson.
 © 2012 Douglas W. Burbank and Robert S. Anderson. Published 2012 by Blackwell Publishing Ltd.

Fig. 4 : Les modèles classiques de forçage tectonique et des réponses du paysage. a) Modèle de Davis (1889, 1899, 1909), B) Modèle de Penck (1953) et c) Modèle de Hack (1975). Chaque cas est caractérisé par les différences dans la durée et le taux de soulèvement (rock uplift) (Burbank et Anderson, 2012). Uplift : soulèvement, youth : jeune, maturity, mature, old age : ancien, altitude of highest divide : altitudes des limites des lignes de crêtes les plus hautes, altitude of main valley floor : altitude des fond de vallée principaux, waxing : croissance, waning : décroissance, dynamic equilibrium : équilibre dynamique, growing relief : relief croissant, declining relief : relief décroissant, constant relief : relief constant.

Le modèle utilisé pour décrire l'évolution d'un paysage sur la longue durée dépend des échelles temporelles (durée de l'évolution du paysage) et spatiales (taille de l'objet) employées. Par exemple, l'évolution d'un relief soumis à un évènement instantané tel qu'un séisme peut être considéré comme un relief évoluant selon le modèle de Davis (Burbank et Anderson, 2012).

1.1.2 Sensibilité des systèmes géomorphologiques

Un système géomorphologique correspond à un ensemble d'agents et de processus interdépendants les uns des autres, influençant des morphologies.

L'évolution à long terme des reliefs continentaux résulte de couplages complexes entre processus d'érosion et mouvements tectoniques. Ces deux derniers tendent à s'équilibrer pour atteindre dans certains cas un état stationnaire, contrôlé par les relations entre les flux sédimentaires, les formes topographiques et les taux de surrection.

Willett et Brandon (2002) ont décrit quatre catégories d'état d'équilibre :

- l'état d'équilibre de flux où l'afflux de sédiments dans un système est contrebalancé par la sortie de la même quantité de matière,
- l'état d'équilibre thermique où la répartition spatiale des températures des roches est homogène,
- l'état d'équilibre d'exhumation où le taux d'érosion est constant dans le temps,
- l'état d'équilibre topographique où la morphologie du relief et du paysage est constante.

Dans cette étude, seul l'équilibre topographique est considéré : car il représente l'état stable vers lequel un système dynamique tectonique-érosion évolue.

Les montagnes ne peuvent grandir indéfiniment (Burbank et Anderson, 2012). A un certain point, les taux d'érosion ou d'érosion tectonique (exhumation) doivent contrebalancer les taux de soulèvement de telle façon que le relief entre dans un état d'équilibre topographique dynamique. Cet équilibre dynamique implique qu'au cours d'un temps donné, le relief maintient une forme d'équilibre au niveau d'une surface d'érosion dynamique où l'altitude des sommets, la pente des versants et la topographie du relief varient autour d'une valeur moyenne à long terme (Fig. 5 b et 5 c). Le relief devient alors stationnaire : la vitesse de soulèvement égale celle d'érosion. Lorsque l'érosion des lignes de crêtes et des fonds de vallées s'effectue aux mêmes taux, le relief est à l'équilibre (Burbank et Anderson, 2012) (Fig. 5 b).

La dynamique de ces systèmes implique des échanges d'énergie et de matière. Les formes du relief et les morphologies créées sont ainsi dépendantes de forçages externes (tectonique, climat, isostasie) et internes (pente, exposition des versants et lithologie).

L'état d'équilibre d'un système géomorphologique peut donc être perturbé par un changement de ces forçages. Ces derniers peuvent correspondre à des variations du niveau de base, des variations climatiques, tectoniques ou lithologiques. Toute perturbation provoquée par un forçage engendre un déséquilibre d'ordre morphodynamique qui peut être :

- une augmentation du relief, lorsque l'incision des vallées devient plus importante que celles des crêtes, par exemple après une chute du niveau de base (Fig. 6 a),
- une dégradation du relief, lorsque le façonnement des crêtes devient plus important que l'incision des vallées, par exemple après un ralentissement des vitesses de soulèvement (Fig. 6 c).

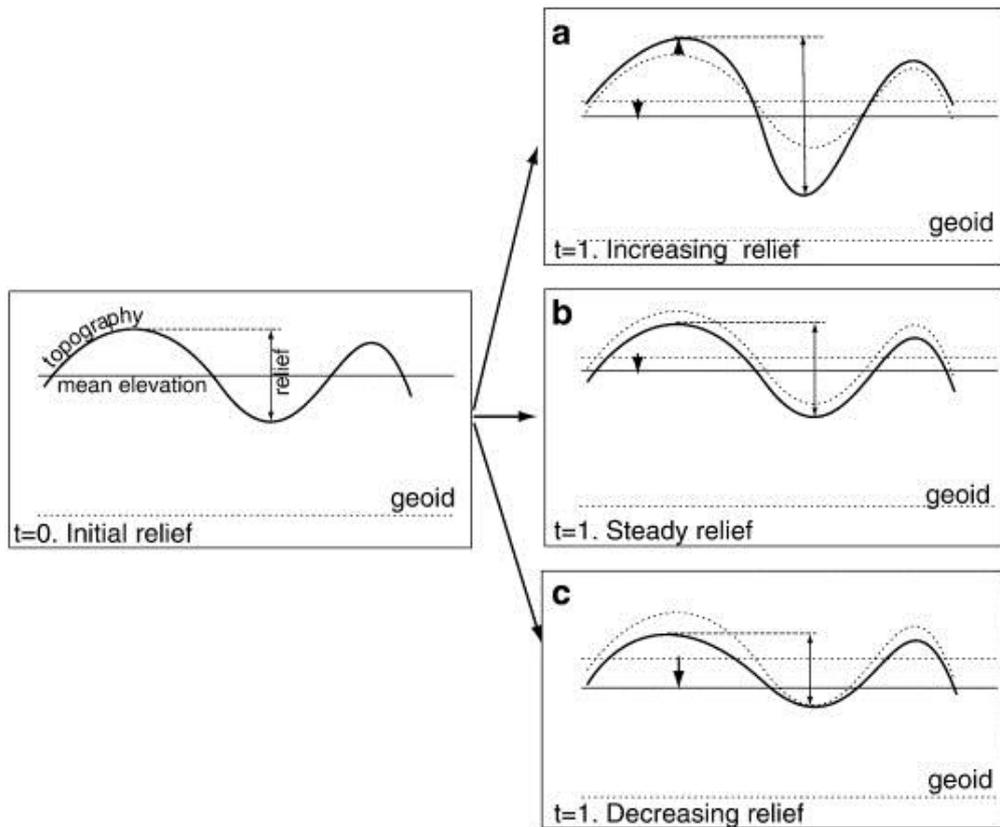
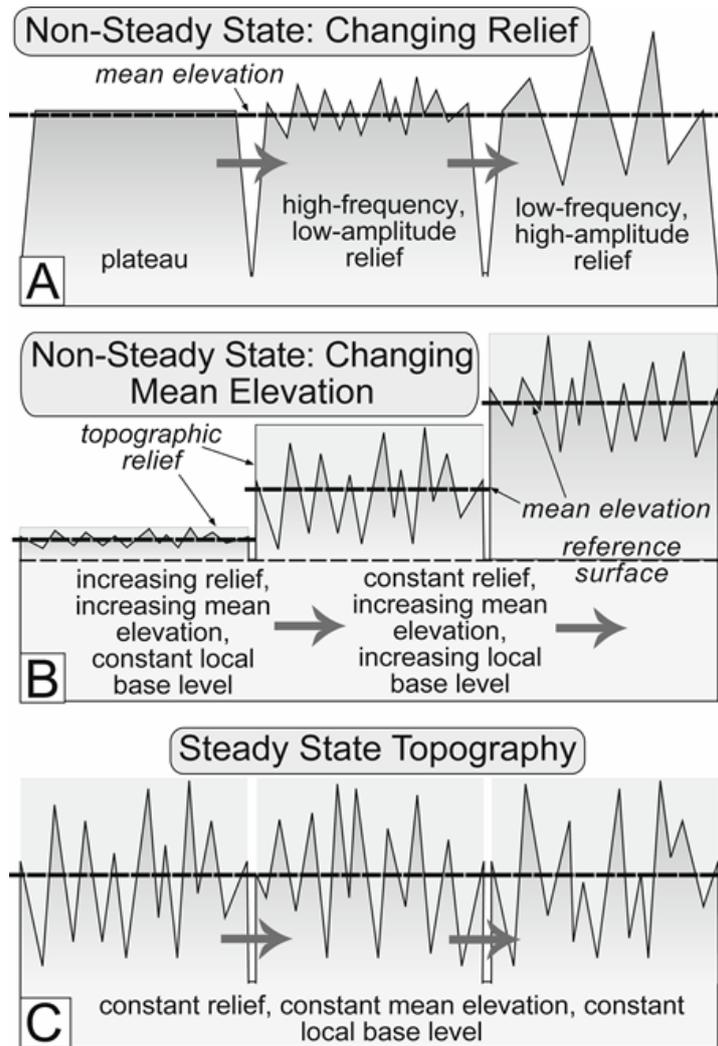


Fig. 5 : Scénarios de l'évolution d'un relief à travers le temps a) Augmentation du relief par enfoncement des vallées ce qui engendre une diminution de l'altitude moyenne par rapport au géoïde. b) Augmentation constante du relief (érosion uniforme), qui engendre une diminution du relief par rapport au géoïde, c) Diminution du relief (par érosion préférentielle des crêtes), qui engendre une diminution du relief par rapport au géoïde. Les traits en pointillés montrent le stade initial du relief et la courbe en trait plein le relief final (Champagnac et al., 2014).

Mean elevation : altitude moyenne, increasing relief : augmentation du relief, steady relief : relief à l'équilibre, decreasing relief : diminution du relief, geoid : géoïde

Un relief n'ayant pas atteint l'état d'équilibre peut avoir une altitude moyenne constante mais des variations de l'amplitude de la topographie (Fig. 6 a) ou une amplitude topographique constante mais des altitudes moyennes différentes (Burbank et Anderson, 2012) (Fig. 6 b).



Tectonic Geomorphology, Second Edition. Douglas W. Burbank and Robert S. Anderson.
 © 2012 Douglas W. Burbank and Robert S. Anderson. Published 2012 by Blackwell Publishing Ltd.

Fig. 6 : Caractéristiques d'un relief à l'état de non-équilibre et l'état d'équilibre.

Une topographie à l'état de non-équilibre peut être caractérisée par a) une altitude constante mais un changement de topographie ou b) une topographie constante mais des changements dans l'altitude moyenne. c) Relief à l'état d'équilibre caractérisé par une topographie et une altitude moyenne constante même si l'altitude d'un point peut varier à travers le temps (Burbank et Anderson, 2012)

Non-steady state : état de non-équilibre, changing relief : changement de topographie, changing mean elevation : changement d'altitude moyenne, steady state : état d'équilibre.

Il existe différents types d'état d'équilibre selon l'échelle de temps considéré (Summerfield, 1991). Lorsque qu'aucun changement n'est perceptible au fond du lit d'une rivière sur une échelle de temps de 10^{-3} ans on parle de temps statique (Fig. 7 a). Le temps stationnaire (échelle annuelle) peut être comparé au régime saisonnier qui apporte des changements au niveau sédimentaire qui crée une modification de la forme du lit d'une rivière (Fig. 7 b). Le temps dynamique d'une rivière correspond au temps nécessaire à plusieurs épisodes de crues pour provoquer des modifications durables du chenal (phases d'érosion et d'accumulation) en relation avec le niveau de base local (Fig. 7 c). Le temps cyclique montre l'évolution du lit fluvial qui dépend du contexte géologique

régional et est soumis à la dénudation : abaissement progressif des reliefs et du lit de la rivière qui s'adapte et ajuste son profil en long. Ce phénomène résulte dans la formation des pénéplaines.

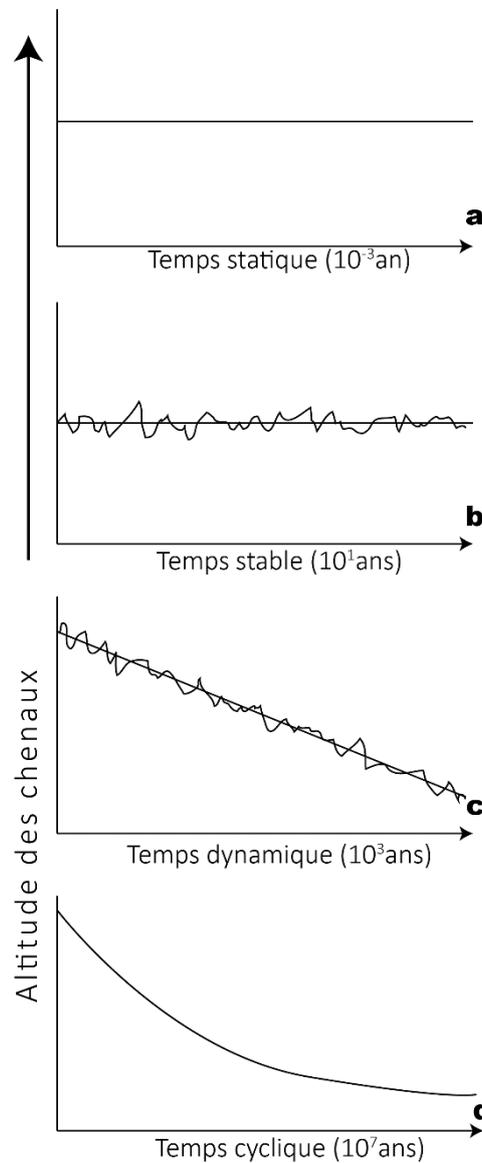


Fig. 7 : Différents types d'équilibre du relief illustré par l'altitude des chenaux en fonction de différentes échelles de temps : a) équilibre statique, b) équilibre stable, c) équilibre dynamique, d) équilibre de déclin. Les échelles varient par ordre de magnitude qui dépend du type de paysage considéré ainsi que de la nature et de l'intensité des processus géomorphologiques (Summerfield, 1991).

Le facteur principal influençant l'état d'équilibre correspond aux variations du niveau de base. Ce dernier correspond à la limite basse du paysage sous laquelle une rivière ne peut éroder. Dans la plupart des cas, le niveau de base général est le niveau marin. Les reliefs côtiers sont très sensibles à ces variations de ce niveau de base à cause de leur proximité du niveau marin. Dans le

cas des reliefs côtiers les variations du niveau de base sont les variations du niveau marin et sont donc contraintes pour le Tardi-Cénozoïque.

De manière générale, une chute du niveau de base peut être la conséquence d'un mouvement tectonique, d'un changement climatique ou bien d'une chute du niveau marin (e.g. Snyder et al., 2002; Bishop et al., 2005; Castillo et al., 2013). Le comportement des knickpoints est un paramètre clé pour comprendre la réponse du relief à un abaissement du niveau de base (Bishop et al., 2005). Les variations du niveau de base entraînent l'incision et l'abaissement du lit des cours d'eau, la propagation de ces mécanismes se réalise principalement par la propagation des knickpoints (e.g. Seidl et al., 1994, 1997; Stock et Montgomery, 1999). En effet, la réponse des reliefs à une chute du niveau de base est contrôlée par le taux de recul du knickpoint le long des profils longitudinaux des cours d'eau et une érosion régressive des versants.

Les knickpoints liés aux variations du niveau de base sont observés dans la plupart des types de contextes géodynamiques (zones de convergence, marges passives) ou glacio-eustatiques (paysages affectés par le GIA) (Bishop et al., 2005; Loget et Van Den Driessche, 2009; Castillo et al., 2013).

Les modes de migration de ces knickpoints varient selon la résistance du substrat dans lequel ils sont sculptés (Gardner, 1983) (Fig. 8) et sont au nombre de trois :

- par inclinaison : l'érosion s'effectue principalement sur le haut du knickpoint et dans le cas de lithologie peu résistante les sédiments érodés se déposent au pied du knickpoint rendant sa pente faible (Fig. 8 a),
- par retrait parallèle : l'érosion entre le haut et le pied du knickpoint s'effectue à la même vitesse, la forme du knickpoint est donc plus ou moins conservée vers l'amont (Fig. 8 b),
- par remplacement de la pente : la pente du knickpoint diminue progressivement (Fig. 8 c).

Mode de migration des knickpoints

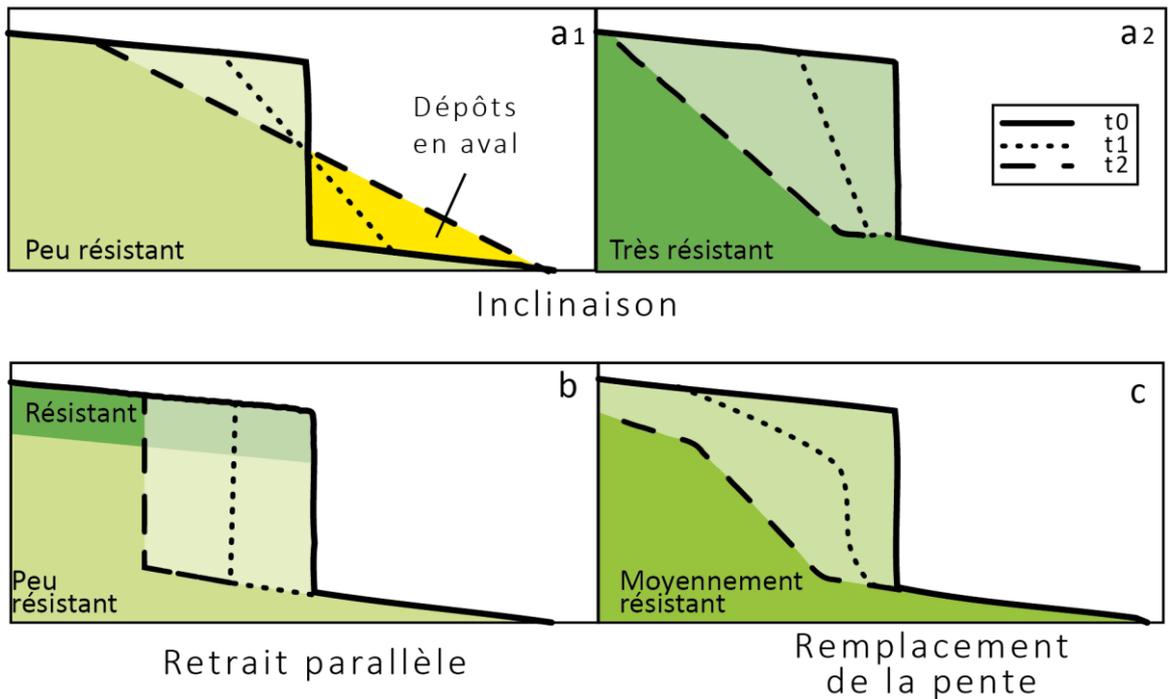


Fig. 8 : Modes de migration des knickpoints déterminés à partir de tests réalisés en canal. a) mode de propagation par inclinaison dans un substrat homogène peu résistant (a₁) et très résistant (a₂); b) mode de retrait parallèle induit par un substrat non homogène peu résistant et résistant; c) mode de migration par remplacement de pente dans un substrat moyennement résistant (redessiné d'après Gardner (1983)).

La migration des knickpoints liés à une chute du niveau de base se propage sous la forme d'une onde de l'aval vers l'amont dépendant de plusieurs facteurs (aire drainée, lithologie, les variations eustatiques...) (e.g. Whipple et Tucker, 1999; Loget et Van Den Driessche, 2009). Cette onde de propagation des knickpoints est donc la première réponse d'une chute du niveau de base et conditionne l'incision, l'augmentation de la pente des versants et l'enfoncement des vallées liés à une chute du niveau de base.

2 Outils de quantification de l'évolution du relief

Le relief et le réseau de drainage associé sont très sensibles aux variations de certains facteurs tels que la tectonique, le climat, les variations eustatiques et la lithologie. Afin d'identifier ces forçages, la forme du relief et du réseau de drainage associé sont souvent utilisés.

La morphométrie est employée pour quantifier les caractéristiques spatiales des structures des reliefs (discontinuités morphologiques liées aux escarpements de failles par exemple) et des objets hydrographiques (variations des propriétés morphométriques des réseaux de drainage et des bassins versants développés sur des reliefs jeunes ou rajeunis) (Delcaillau, 2011). L'analyse morphométrique est réalisée à partir de combinaisons de données topographiques provenant de modèles numériques de terrain (MNT), récoltées sur le terrain mais aussi de datations. C'est cette méthode qui a été utilisée pour analyser les reliefs côtiers des trois sites étudiés dans ce travail.

L'analyse morphométrique d'un relief et du réseau de drainage peut être réalisée à plusieurs échelles :

- à l'échelle régionale (> 10 km) : en analysant le relief et l'organisation du réseau de drainage. Ce type d'étude permet d'identifier les grands ensembles morphostructuraux (relief caractérisé par un certain degré d'évolution des formes structurales) d'un relief étudié.
- à l'échelle de l'unité géomorphologique telle que les bassins versants. Les bassins versants synthétisent les relations entre les processus et les formes sur une échelle de temps ou spatiale donnée. Ces unités géomorphologiques sont utilisées conjointement avec l'analyse du relief et de l'organisation du réseau de drainage.

2.1 Analyse du relief et du réseau de drainage à l'échelle de la région

2.1.1 Le relief

Le relief dépend de l'érosion qui est-elle même le résultat des interactions complexes entre, la tectonique, la lithologie et le climat (England et Molnar, 1990; Molnar et England, 1990). Comprendre comment, quand et pourquoi le relief a changé dans le passé est crucial pour mieux comprendre et quantifier les forçages du paysage (e.g. Molnar et England, 1990).

Il existe plusieurs paramètres à étudier pour quantifier l'évolution des reliefs : l'érosion différentielle (par analyse topographique ou des nucléides cosmogéniques), l'exhumation (par thermochronologie) (e.g. Burbank et Anderson, 2012). Dans cette étude, l'érosion différentielle a pu également être calculée à partir de données topographiques. L'état d'équilibre d'un relief peut être quantifié simultanément en mesurant le taux d'érosion entre sa partie basse (fond de vallée, drainage) et sa partie haute (ligne de crête, surface résiduelle). Le changement de relief correspond à la différence entre ces deux valeurs altitudinales pour l'intervalle de temps considéré.

Deux indices permettent de quantifier cette différence en utilisant des modèles numériques de terrain : le relief résiduel et l'incision. Le relief résiduel décrit l'énergie topographique potentielle et donc la capacité d'érosion d'un relief. L'incision quant à elle représente un volume manquant, lié à une érosion passée (e.g. Champagnac et al., 2014). Ces deux paramètres sont calculés à partir de la surface subenveloppe et de la surface enveloppe construites à partir de la topographie actuelle (Fig. 9). La surface enveloppe est une surface idéale tangente à la ligne de crête (Bullard et Lettis, 1993) alors que la surface subenveloppe est une surface idéale tangente aux fonds de vallées (Stearns, 1967). Le relief résiduel, aussi nommé relief local (e.g. Ahnert, 1984), correspond à la différence entre la surface enveloppe et la surface subenveloppe. L'incision ou relief géophysique (e.g. Ahnert, 1984) est définie comme la différence entre la surface enveloppe et la topographie actuelle (Burbank et Anderson, 2012). Ces valeurs ainsi calculées sont des valeurs minimales car les vestiges des surfaces résiduelles ne sont pas préservés partout et les interfluves sont arbitrairement considérés comme n'étant pas érodés.

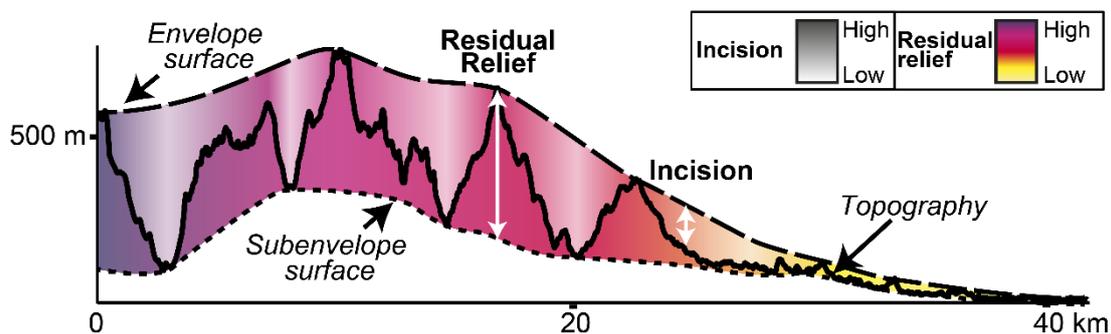


Fig. 9 : Relief résiduel et incision le long d'un profil topographique extrait sur l'île de Sumba. Le relief résiduel correspond à la différence entre surface enveloppe et surface subenveloppe. L'incision correspond à la différence entre surface enveloppe et topographie actuelle.

Récemment Champagnac et al. (2014) ont étudié les relations entre l'évolution du relief et les taux d'érosion. Un de leurs résultats majeurs est de démontrer que quantifier précisément l'intensité de l'érosion au moyen de ces deux indices (incision et relief résiduel) n'est pas possible. En effet lorsque le taux d'érosion est inférieur à 0,5 mm/an, l'amplitude du relief est directement proportionnelle au taux d'érosion (Ahnert, 1970)(Fig. 10 a). Lorsque les taux d'érosion augmentent (Fig. 10 b et c), ils ne sont plus fonction du relief résiduel (Montgomery et Brandon, 2002). Ainsi, les variations dans les taux d'érosion sont sensibles au changement de topographie mais la réciproque n'est pas avérée (Champagnac et al., 2014).

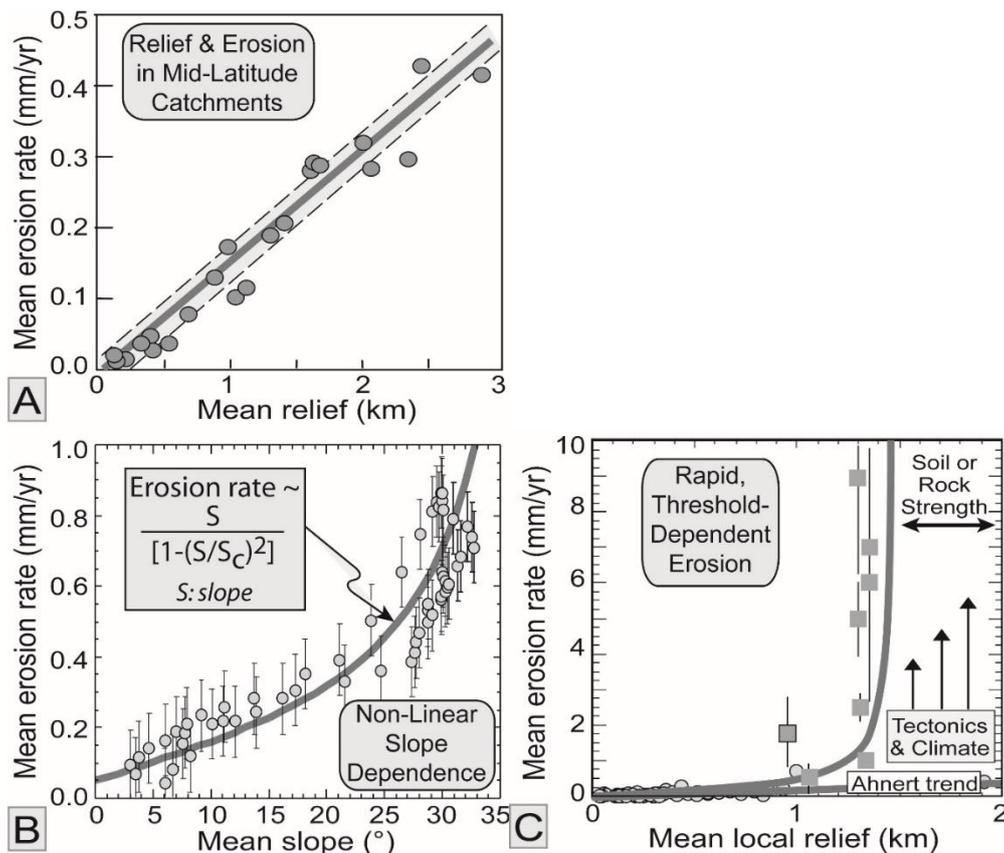


Fig. 10 : Taux d'érosion en fonction de l'amplitude du relief et de la pente a) pour des bassins versants de moyennes latitudes avec des taux d'érosion < 0,5 mm/an, b) a des taux d'érosion inférieurs à 0,5 mm/an, les taux sont linéaires mais quand la pente augmente, les taux ne sont plus corrélés avec la pente, c) dans des chaînes de montagnes s'érodant rapidement, la topographie ne prédit pas les taux d'érosion (de Burbank et Anderson (2012) d'après (Ahnert, (1970) et Montgomery et Brandon (2002).

Plusieurs études ont utilisé le relief résiduel et l'incision pour mettre en évidence le soulèvement. Yildirim et al. (2011) ont calculé le relief résiduel et l'incision pour quantifier le soulèvement plio-quaternaire du Nord du Plateau Anatolien Central (Turquie). Hilley et Arrowsmith (2008) ont mis en relation ces indices avec les taux de soulèvement (< 2 mm/an) estimé à partir de l'altitude de certaines structures géologiques de la zone étudiée. Bullard et Lettis (1993), ont calculé le relief résiduel pour mettre en évidence les déformations des Montebello Hills

(Etats-Unis). Molin et al. (2004) ont aussi utilisé ces indices pour mieux comprendre le soulèvement du massif de Sila (Italie).

2.1.2 Organisation du réseau de drainage

Les chenaux fluviaux dictent la plupart des formes topographiques des paysages. En effet le réseau de drainage définit la texture d'un relief tandis que les profils en long des rivières associées à ce relief, sont liés à leurs structures.

– Les motifs du réseau de drainage

L'organisation du réseau de drainage peut révéler la présence de structures géologiques (plis et failles), d'objets géomorphologiques, de lithologie particulière ou contrastée ainsi que de la pente à laquelle est soumis le réseau de drainage. Six types de réseaux hydrographiques ont été définis (e.g. Howard, 1967; Schumm et al., 2002): dendritiques, parallèles, en treillis, rectangulaires, radiaux et annulaires (Fig. 11). Les informations géologiques et géomorphologiques qui peuvent être déduites des différents motifs du réseau de drainage ont été synthétisées dans le Tableau 1.

Type d'organisation du réseau de drainage	Significations
<i>A - Dendritique</i>	Roches sédimentaires à structure acclinales, uniformément résistantes et roches cristallines. Pente douce à l'actuel ou lors de l'initiation du drainage. Ce type de motif à la forme d'un arbre ramifié.
<i>B - Parallèle</i>	Associe généralement des pentes modérées à fortes mais se retrouve aussi dans reliefs longiligne et caractérise également les revers de structures monoclinales et plis isoclinaux. Toutes les transitions sont possibles entre ce motif et les types dendritiques et en treillis. Les drains ont des angles de confluence très aigus.
<i>C - Treillis</i>	Se développent sur des roches sédimentaires plissés ou inclinées et des roches volcaniques ; zones de fractures parallèles, fonds lacustres ou marins exposés striés par des beach ridges. Toutes les transitions sont possibles entre ce motif et la géométrie parallèle.
<i>D - Rectangulaire</i>	Les drains ont une direction privilégiée de fracturation et une direction oblique à perpendiculaire secondaire dans les roches métamorphiques et plutoniques.
<i>E - Radial</i>	Volcans, dômes et résidus d'érosion. Il existe des réseaux radiaux centrifuges (dôme...) et centripètes (bassin en relai distensif, dépression lacustre...)
<i>F - Annulaire</i>	Dômes structuraux et bassins, caldeiras volcaniques...

Tableau 1 : Motifs de réseau de drainage et leurs significations géologiques d'après Howard (1967)

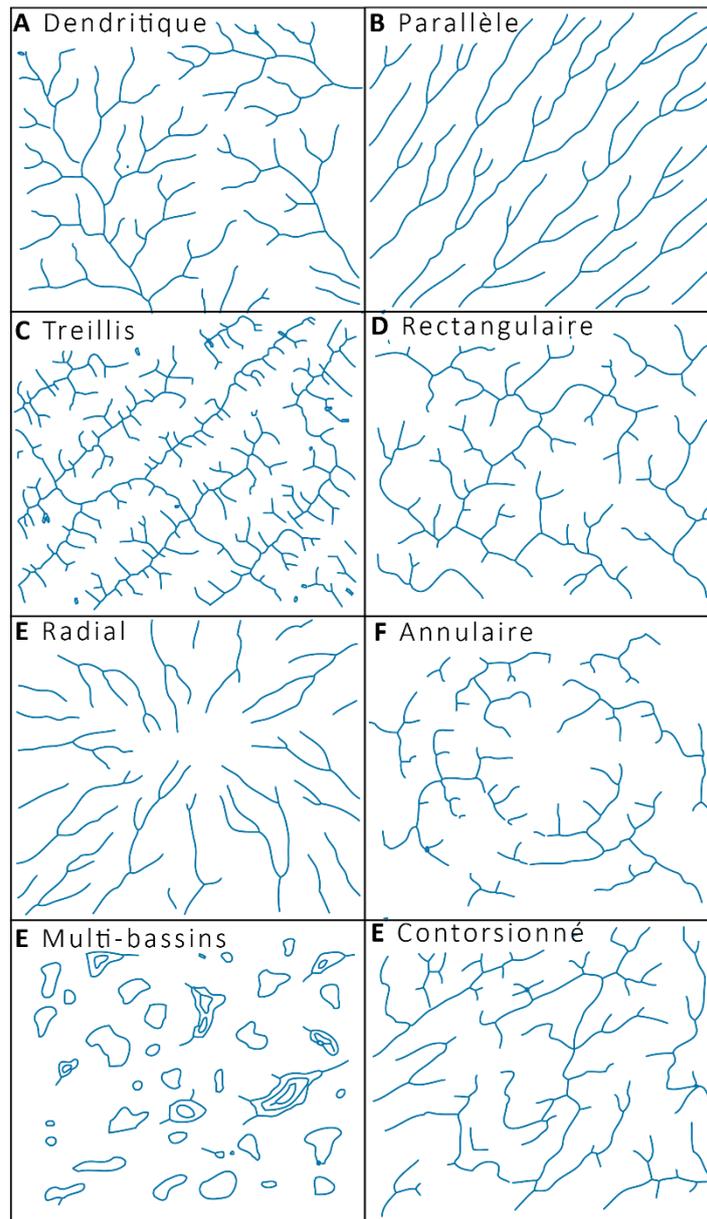


Fig. 11 : Différent type d'organisation du réseau de drainage (modifié d'après (Howard, 1967))

– Anomalies du réseau de drainage

Bien que la plupart des motifs d'organisation du réseau de drainage soient conformes à la pente ou à la structure qu'ils rencontrent, certains cours d'eau ne coulent pas directement au travers des contours topographiques d'un relief ou en conformité avec la structure géologique (locale ou régionale). Les cours d'eau sont alors discordants en terme de pente et/ou de structures exhumées ou à faibles profondeurs. Il existe trois grands types d'anomalies de ces réseaux de drainage (Twidale, 2004) : l'antécédence, la surimposition et la déviation. La surimposition est une anomalie

observée pour des réseaux de drainage développés sur des substrats qui ont depuis été érodés. La forme du réseau est préservée sur la nouvelle surface discordant avec le cours d'eau (Fig. 12 a). L'antécédence correspond à un type d'anomalie décrite par un cours d'eau ayant maintenu son cours à travers une zone de soulèvement localisée (Fig. 12 b). Ce type de morphologie s'accompagne de la création d'une cluse qui recoupe des formations soulevées. Ce type d'anomalie concerne généralement les rivières à fort débit (précipitation et aire drainée importantes). La déviation se produit quand le cours d'une rivière contourne un objet ou une structure géologique telle qu'une faille, un glacier ou un volcan qu'il ne peut franchir aisément.

– Captures

Une capture correspond au changement de cours d'une rivière, détournée de son tracé primitif par un autre cours d'eau plus actif. Les captures peuvent mettre en évidence des différences de débits et/ou de lithologie entre deux bassins versants, ou alors des ruptures de pentes liées à des failles ou des basculements. La présence d'un niveau de base inférieur permet aussi une capture par érosion régressive. Le seuil de capture est défini comme différence d'altitude entre la nouvelle topographie et l'ancienne. Le coude de capture a un angle de $\approx 90^\circ$ (Delcaillau, 2011).

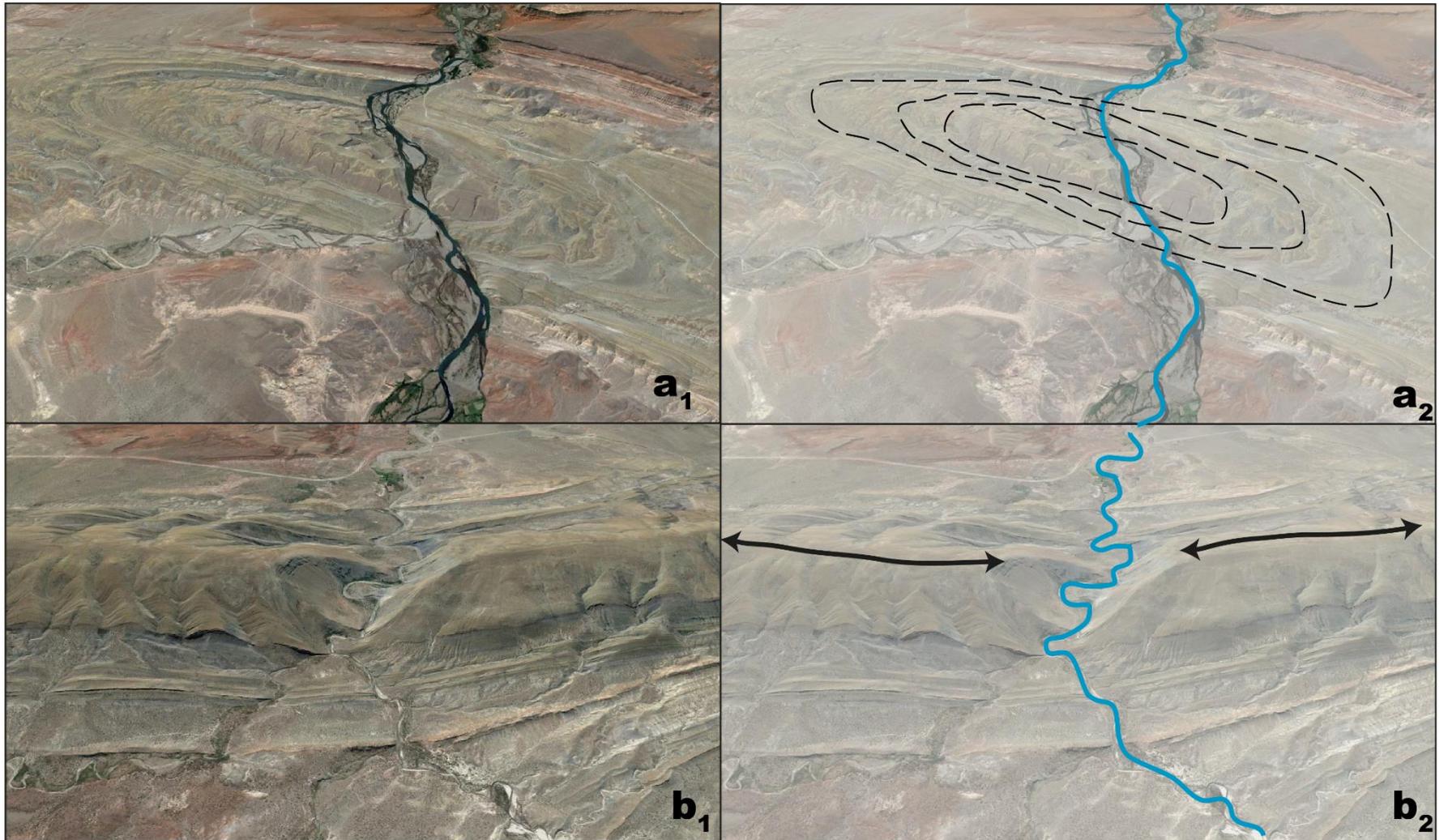


Fig. 12 : Les différents mécanismes de développement de cours d'eau formant des anomalies, exemples pris en Argentine au Sud de la Cordillère des Andes a) surimposition d'un réseau de drainage développé sur un pli anticlinal, b) antécédence d'un réseau de drainage sur un pli en formation

2.2 Analyse du paysage à l'échelle du bassin versant

Un bassin versant est une unité géomorphologique pour lequel la totalité des eaux pluviales converge vers un exutoire unique. Un bassin versant est un système fluvial unique qui est lié par un réseau de drainage. C'est donc un système topographique et hydrologique autonome et une unité spatiale fondamentale du paysage. La limite d'un bassin versant ou interfluve définit la séparation de l'écoulement d'un système hydrologique d'un autre. L'organisation morphologique de chaque bassin versant n'est pas figée dans le temps : il y a un ajustement permanent entre le rythme de chaque processus agissant dans le bassin et les modifications morphologiques qui en résultent.

L'analyse du relief, de la forme, de l'organisation et du profil en long des drains des bassins versants permet de guider les interprétations sur le comportement des rivières.

2.2.1 Forme des bassins versants

La lithologie et l'évolution à long terme du paysage sont des contrôles clés sur la forme des bassins versants. Lorsque les taux de dénudation sont inégaux entre des bassins versants adjacents, les bassins versants ajustent leur forme et leur aire drainée. Ceci conditionne la migration des lignes de partage des eaux (Bull, 2009). En effet, les bassins très allongés caractérisent des zones en soulèvement (Davis, 1909). Ils deviennent plus circulaires lorsque leurs lignes de partage des eaux migrent et lors de la capture de drains (Horton, 1932, 1945). Le degré d'élongation des bassins versants dépend aussi de la pente moyenne des drains et du bassin.

Plusieurs indices morphométriques permettent de quantifier l'allongement de ces bassins versants : le ratio circulaire, le ratio d'élongation et le facteur de forme (Fryirs et Brierley, 2012). Dans cette étude, seul le facteur de forme a été utilisé :

$$Shp = \frac{\sqrt{A}}{d}$$

Où d est le diamètre du bassin soit la distance maximale entre deux points quelconque des limites du bassin) et A est l'aire drainée.

2.2.2 Asymétrie des bassins versants

L'asymétrie des bassins versants est un autre indice qui permet de quantifier la forme des bassins versants. Ce paramètre est utilisé pour mettre en évidence une disproportion au sein du bassin entre les deux rives qui peut être influencée soit par un basculement régional ou local soit par une érosion régressive d'origine morphoclimatique. Cette asymétrie peut aussi permettre de mettre en évidence une érosion différentielle induite par la présence de lithologies différentes, l'orientation des versants, un contrôle structural ...

L'asymétrie peut être calculée en faisant le rapport entre l'aire totale du bassin versant (A_t) et l'aire de la rive gauche (A_g) (Fig. 13). Cette méthode a été développée par Hare et Gardner (1985).

$$A_s = \frac{A_g}{A_t}$$

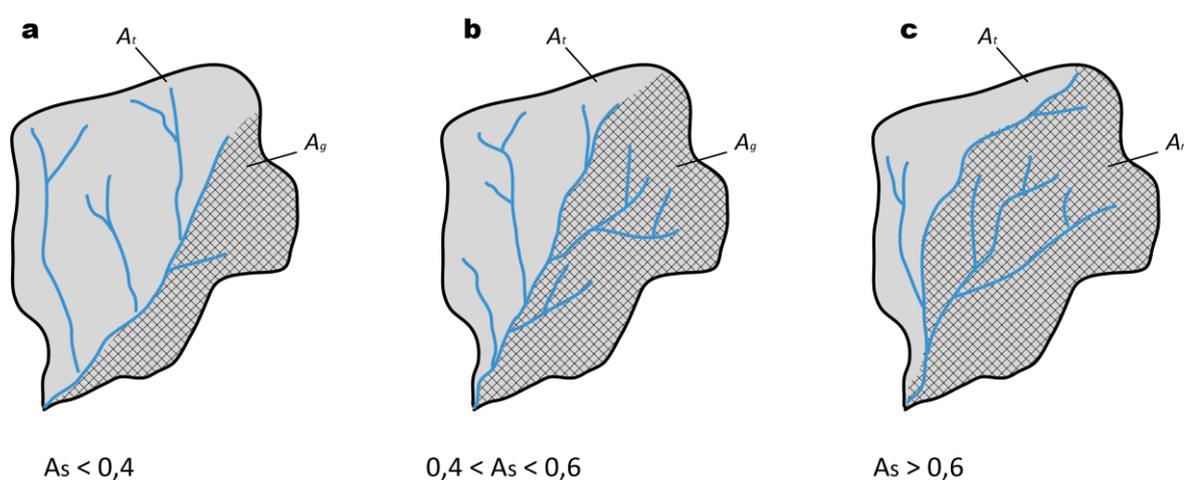


Fig. 13 : Asymétrie des bassins versants, A_t : Aire totale du bassin, A_g : aire de la rive gauche, A_s : facteur d'asymétrie. a) prédominance de la rive droite ($A_s < 0,4$) b) bassin symétrique ($0,4 < A_s < 0,6$), c) prédominance de la rive gauche ($A_s > 0,6$)

Lorsqu' A_s est inférieur à 0,4, la rive droite prédomine sur la gauche. Quand A_s est compris entre 0,4 et 0,6, le bassin est symétrique et lorsqu' A_s est supérieur à 0,6 la rive gauche est prépondérante par rapport à la rive droite (Fig. 13). Cette méthode a été utilisée par Molin et al., (2004) dans le cadre du massif de Sila (Italie) pour mettre en évidence un possible basculement régional.

2.2.3 Relief des bassins versants

Tout comme les indices de relief précédemment décrit (incision et relief résiduel), les paramètres de relief inhérents aux bassins versants permettent d'indiquer leur stade d'évolution. Deux paramètres permettent d'évaluer le relief des bassins versants : les intégrales hypsométriques et le relief moyen des bassins versants.

– Intégrales hypsométriques

L'intégrale hypsométrique, un nombre adimensionnel, représente la proportion d'un bassin versant située au-dessus d'une altitude donnée (Strahler, 1952) (Fig. 14).

$$IH = \int_{Min\ al.}^{Max\ al.} adh$$

L'intégrale hypsométrique (IH) est la somme des aires (a) entre la ligne de partage des eaux et une ligne de contour d'une altitude b comprise entre l'altitude maximale ($Max\ al.$) et l'altitude minimale ($Min\ al.$) d'un bassin versant. Ainsi l'intégrale hypsométrique peut être considérée comme le volume d'un bassin, fractionnel et standardisé, non érodé. L'hypsométrie des bassins versants est utilisée fréquemment comme un indicateur de l'évolution du paysage et comme un outil pour détecter les zones de soulèvement rapide (e.g. Mayer, 1990; Lifton et Chase, 1992; Keller et Pinter, 1996, 2000; Brocklehurst et Whipple, 2004; Delcaillau, 2011). Les courbes hypsométriques concaves, présentant de faibles valeurs d' IH ($\leq 0,3$), sont associées à des reliefs matures et relativement stables. Les courbes convexes sont représentées par de fortes valeurs d' IH ($\geq 0,6$) indiquent quant à elles un relief jeune, immature et à fort potentiel érosif (Strahler, 1957). La courbe intermédiaire traduit un certain équilibre entre érosion et sédimentation. L'intégrale hypsométrique est sensible à la résistance des roches (lithologie) et à l'aire de drainage quand l'état d'équilibre n'est pas atteint (Cheng et al., 2012).

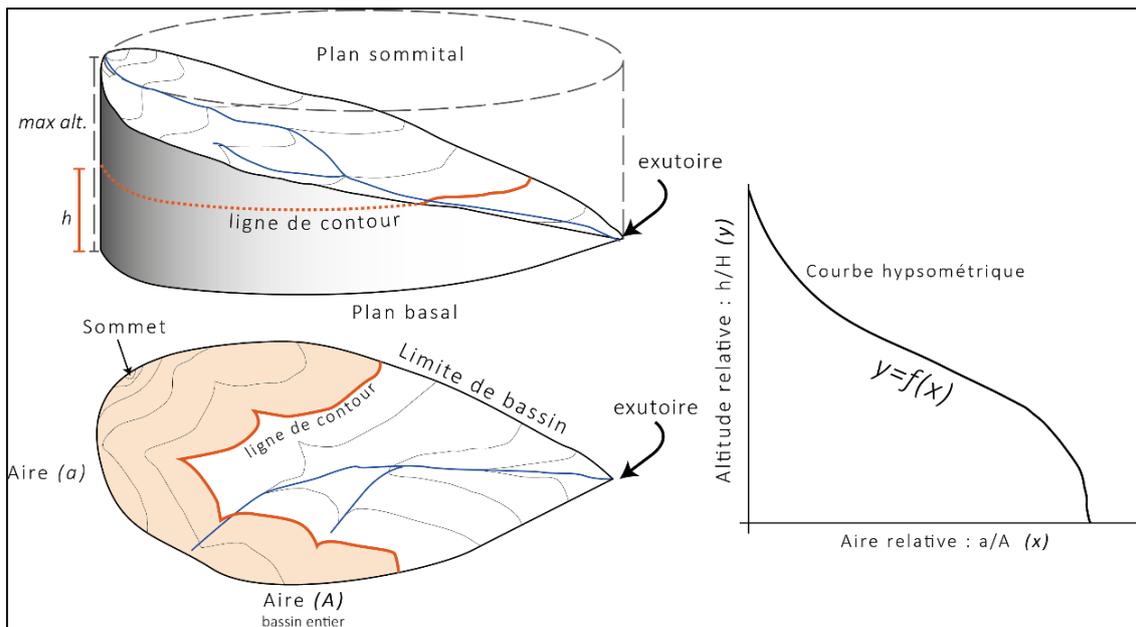


Fig. 14 : Méthode de l'analyse hypsométrique (redessiné à partir de Strahler, (1957))

Les courbes et intégrales hypsométriques sont fréquemment utilisées pour mettre en évidence les zones en soulèvement (Howard, 1990; Delcaillau et al., 1998; Willgoose et Hancock, 1998; Hurtrez et al., 1999; Riquelme et al., 2003; Molin et al., 2004; Maroukian et al., 2008; Cheng et al., 2012).

– Relief moyen des bassins versants

Le relief moyen est calculé ici par la moyenne des altitudes d'un bassin versant. Le relief moyen correspond à la moyenne des altitudes d'un bassin versant calculée à partir d'un MNT. Delunel et al. (2010) ont comparé les variations de ces indices en fonction des taux de dénudation établis à partir de datation par nucléides cosmogéniques pour le Massif des Ecrins (Alpes françaises) et ont montré leur corrélation.

2.2.4 Profils en long des rivières

Les rivières ont un rôle essentiel dans 1) la dynamique des reliefs car la géométrie des profils en long répond au niveau de base des chenaux tributaires et 2) les conditions limites des processus de versants. Le profil en long d'une rivière décrit le changement d'altitude d'un drain de sa source à son exutoire. Ainsi il révèle les variations dans la pente en fonction de la distance à la source. Les cours d'eau ont des profils en long, généralement concaves depuis leurs sources jusqu'à leurs

exutoires. Leurs profils ordinaires sont concaves et se caractérisent par une pente qui diminue régulièrement de l'amont vers l'aval avec ou sans ruptures de pentes (knickpoints). La pente de ces cours d'eau évolue par incision ou par aggradation en fonction de son énergie. La forme typique d'un profil en long de rivière est semi-logarithmique concave et lisse lorsque les conditions climatiques et d'équilibre sont remplies (Hack, 1957; Whipple, 2001; Tucker et Whipple, 2002). Pour illustrer ce type de variations dans la pente des cours d'eau, les profils en long des drains les plus longs sont souvent extraits et analysés.

– Evolution des profils en long

A l'échelle de la centaine de milliers d'années, l'ajustement du profil en long d'un cours d'eau se traduit par une forme concave caractéristique souvent nommée profil d'équilibre. Cette forme est le résultat de l'équilibre dynamique entre les processus de dépôt, d'érosion autour des conditions moyennes des variables de contrôle qui prévalent jusqu'à ce jour. Une déviation de cet état d'équilibre peut être interprétée comme une conséquence de variation lithologique, climatique, flux sédimentaire, niveau de base ou taux de soulèvement.

Afin de modéliser l'évolution des reliefs, il est fréquent de supposer que le transport Q_s en tout point d'un cours d'eau suit une loi de puissance :

$$Q_s = K_c A^n S^m$$

Où Q_s est ce flux de sédiment, A la surface drainée du bassin versant, S la pente locale de la rivière et K_c , m et n des coefficients déterminés de façon empirique. Le bassin versant est soumis à un soulèvement uniforme U et supposé à l'équilibre dynamique.

– Pente des drains

Plusieurs indices de pente permettent de mettre en évidence les anomalies de pente des drains de façon automatique, comme le SL et le k_{sn} .

Le SL (*stream length index*) a été proposé par (Hack, 1973). C'est l'expression de la pente d'un chenal comme une fonction de la distance en aval. Pour chaque segment de drain, le calcul du SL est donné par l'équation suivante :

$$SL = L \frac{H_{\max} - H_{\min}}{l}$$

Où

L est la distance mesurée le long du talweg entre le milieu du segment et l'amont du drain, en m

H_{max} est l'altitude maximale du segment en m,

H_{min} est l'altitude minimale du segment en m,

l est la longueur du segment en m (Fig. 15).

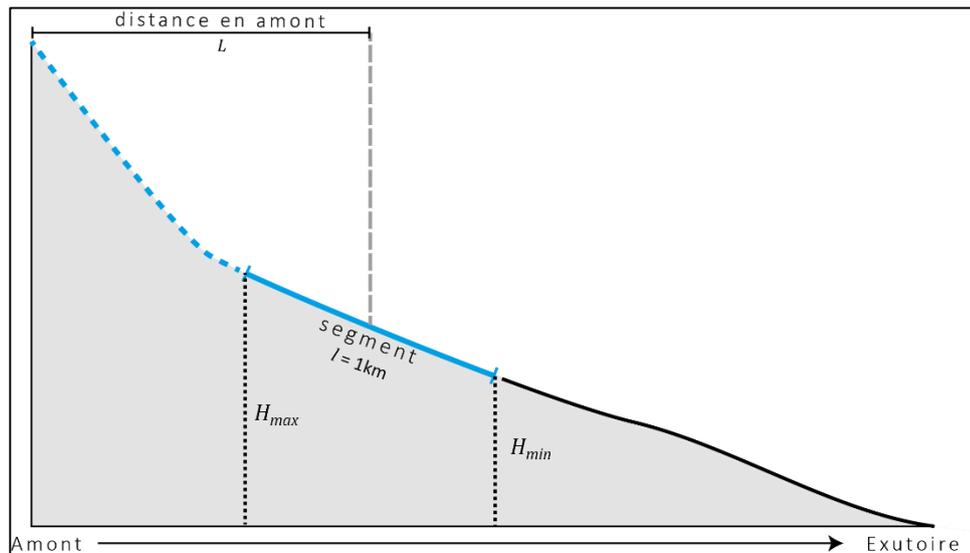


Fig. 15 : Calcul du SL (Hack, 1973)

Le k_{sn} a quant à lui été mis au point par Flint (1974). Le k_{sn} permet la comparaison de profils en long de drains ayant des zones de drainage variables.

Cet indice est utilisé plus fréquemment que le SL (Wobus et al., 2006a; Yildirim et al., 2011; Kirby et Whipple, 2012; Miller et al., 2013; Castillo et al., 2014; Haghypour et Burg, 2014). A l'état d'équilibre les chenaux suivent la loi de puissance suivante :

$$S = k_s a_u^{-\theta}$$

Où S est la pente des drains, a_u l'aire en amont du segment calculé, θ est l'indice de concavité et k_s le *steepness index*.

La concavité des rivières n'étant pas un paramètre fixe que cette variation conditionne le changement de k_s , le *steepness index* est souvent exprimé dans sa forme normalisée k_{sn} en utilisant la même concavité de référence θ_{ref} pour tous les drains qui sont analysés (Snyder et al., 2000; Duvall et al., 2004; Kirby et Whipple, 2012) :

$$S = k_{sn} a^{-\theta_{ref}}$$

Dans la plupart des cas $\theta_{ref} = 0,45$.

Quand le taux de soulèvement augmente, la pente augmente pour transporter le flux sédimentaire (Whipple, 2004). La pente des drains est donc fonction de taux de soulèvement mais aussi de la lithologie et du forçage climatique (pluviométrie...)(Snyder et al., 2000; Kirby et Whipple, 2001; Duvall et al., 2004). Ces deux indices ainsi que les profils en long sont donc très largement utilisés pour estimer l'intensité des déformations verticales tels que les failles, plis ... (Merritts et al., 1994; Snyder et al., 2000; Kobor et Roering, 2004; Molin et al., 2004; Wobus et al., 2006b; Peters et van Balen, 2007; Maroukian et al., 2008; Troiani et Seta, 2008; Roberts et White, 2010; Kirby et Whipple, 2012; Olivetti et al., 2012; Schildgen et al., 2012; Castillo et al., 2014; Haghypour et Burg, 2014). Selon Schildgen et al. (2012) démontrent que les profils en long parviennent même à mettre en évidence plusieurs phases de soulèvement.

Chapitre 2 Variations climatiques et eustatiques tardi-cénozoïques et séquences de terrasses marines et rasas associées

Ce travail se concentre sur l'évolution du drainage dans des zones côtières particulières mais fréquente à l'échelle globale : les séquences de ligne de rivages tardi-cénozoïques. Ces séquences de terrasses marines et rasas forment des paysages côtiers en marches d'escalier et sont le produit géomorphologique de l'interaction entre variations eustatiques et déformations positives verticales (soulèvement). Ce chapitre aborde donc en premier lieu les variations tardi-cénozoïques du niveau marin ainsi que les différents types morphologiques de côtes. Ensuite la morphogénèse des séquences de lignes de rivages (terrasses marines et rasas) est présentée ainsi que l'utilisation de ces objets comme outil tectonique.

Cette étude se concentre sur des objets géomorphologiques formés durant les deux dernières périodes du Cénozoïque : le Néogène et le Quaternaire. Pour plus de facilités, elles sont regroupées dans ce que nous appelons le tardi-Cénozoïque. Le Néogène est composé du Miocène (23,3 à 5,33 Ma) et du Pliocène (5,33 à 2,58 Ma) et le Quaternaire du Pléistocène (2,58 Ma jusqu'à 0,0117 ka) et de l'Holocène (11,7 ka BP à l'actuel). Chaque époque est subdivisée en âge (Fig. 16).

Ere	Période	Epoque	Age	Age (Ma)
Cénozoïque	Quaternaire	Holocène		présent
		Pléistocène	Supérieur	0,0117
			Moyen	0,126
			Calabrien	0,781
			Gélasien	1,80
	Néogène	Pliocène	Piencézien	2,58
			Zancléen	3,6
		Miocène	Messinien	5,33
			Tortonien	7,246
			Serravallien	11,63
			Langhien	13,82
			Brudigalien	15,97
			Aquitainien	20,44
		23,03		

Fig. 16 : Echelle des temps tardi-cénozoïques d'après l'International Chronostratigraphic Chart (Cohen et al., 2015)

1 Variations eustatiques tardi-cénozoïques

La mer est une surface équipotentielle du champ de gravité de la Terre, appelée géoïde. Le niveau de cette surface a connu d'importantes fluctuations atteignant des maxima de l'ordre de 120 à 140 m au cours du Pléistocène moyen et supérieur. Ces variations sont en relation avec des fluctuations climatiques, elles-mêmes induites par des cycles astronomiques. Dans cette section, après avoir défini le cadre temporel, les variations du niveau marin de la fin du Cénozoïque sont détaillées.

1.1 Les paramètres extra-orbitaux et des variations d'insolation

La combinaison de trois phénomènes astronomiques cycliques est nommée théorie de Croll-Milankovitch. Cette théorie repose sur le postulat que les périodicités climatiques et eustatiques sont corrélées avec les variations de paramètres extra-orbitaux : excentricité de l'orbite terrestre, inclinaison (obliquité) de l'axe de rotation de la Terre et précession des équinoxes. Cette théorie permet d'expliquer et d'interpréter les glaciations quaternaires et les variations du niveau marin associées en prenant comme référence les variations de l'insolation à 65°N (Berger, 1992; Dott, 1992; Bassinot et al., 1994; Abreu et Anderson, 1998; Berger et Loutre, 2002).

L'orbite terrestre autour du Soleil varie dans le temps, d'une orbite presque circulaire à une orbite plus elliptique (Fig. 17). L'excentricité correspond à l'indice d'aplatissement de l'orbite terrestre. Elle varie entre 0,0005 et 0,0607 au cours d'un pseudo-cycle de 95 ka. Les rayons de l'ellipse sont actuellement de 149 et 156 millions de kilomètres. Le périhélie (moment où la Terre est la plus proche du Soleil) a lieu le 3 janvier tandis que l'aphélie (moment où la Terre est la plus loin du Soleil) est le 4 juillet. L'augmentation de l'excentricité de l'orbite a pour conséquences de réduire et d'intensifier les périodes hivernales et estivales, en augmentant les durées des printemps et des automnes.

L'obliquité ou l'inclinaison correspond à l'angle que définit l'axe de rotation de la Terre avec celui de la perpendiculaire au plan de l'orbite terrestre (écliptique). Il est actuellement de 23°27' par rapport à la normale de l'écliptique. L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre présente des variations comprises entre 22°02' et 24°30' avec une période de 41 ka. Cet angle détermine la

température moyenne des saisons. Au moment des périodes glaciaires, sa valeur est minimale et les zones polaires reçoivent moins d'énergie solaire que durant les périodes interglaciaires.

La précession des équinoxes dépend principalement de deux paramètres : 1) la précession de l'axe de rotation de la Terre et 2) la précession de l'orbite terrestre. L'attraction gravitationnelle exercée par le Soleil et la Lune amène la Terre à osciller sur son axe. Cet axe dessine un cône au cours de deux cycles 23 ka et 19 ka. Cette oscillation détermine indirectement les variations saisonnières en un lieu donné selon sa proximité avec le Soleil. Actuellement la Terre est proche du Soleil (périhélie) le 3 janvier, période hivernale dans l'hémisphère Nord et estival dans l'hémisphère sud. Dans 11 ka cela sera le contraire : les étés de l'hémisphère Sud seront plus chauds et les hivers de l'hémisphère Nord plus froids.

Les deux premiers paramètres définissent la distance Terre-Soleil et l'angle d'incidence des rayons solaires dont dépend directement l'intensité de l'insolation reçue par la planète. Cette insolation varie, bien évidemment, en fonction de la latitude et des saisons.

La combinaison de ces trois paramètres entraîne une variation climatique elle-même plus ou moins cyclique caractérisée par une alternance de phases froides (glaciaires) et chaudes (interglaciaires) repérées dès la deuxième moitié du XIX^e siècle par Croll et Agazziz (voir Historique des concepts et idées liées aux niveaux marins Quaternaires dans Murray-Wallace et Woodroffe (2014)). Cette théorie est documentée depuis les années 50 (Emiliani, 1955) à l'aide des isotopes de l'oxygène depuis le début du Pliocène ($\approx 5,33$ Ma) (Lisiecki et Raymo, 2005; Raymo et al., 2011).

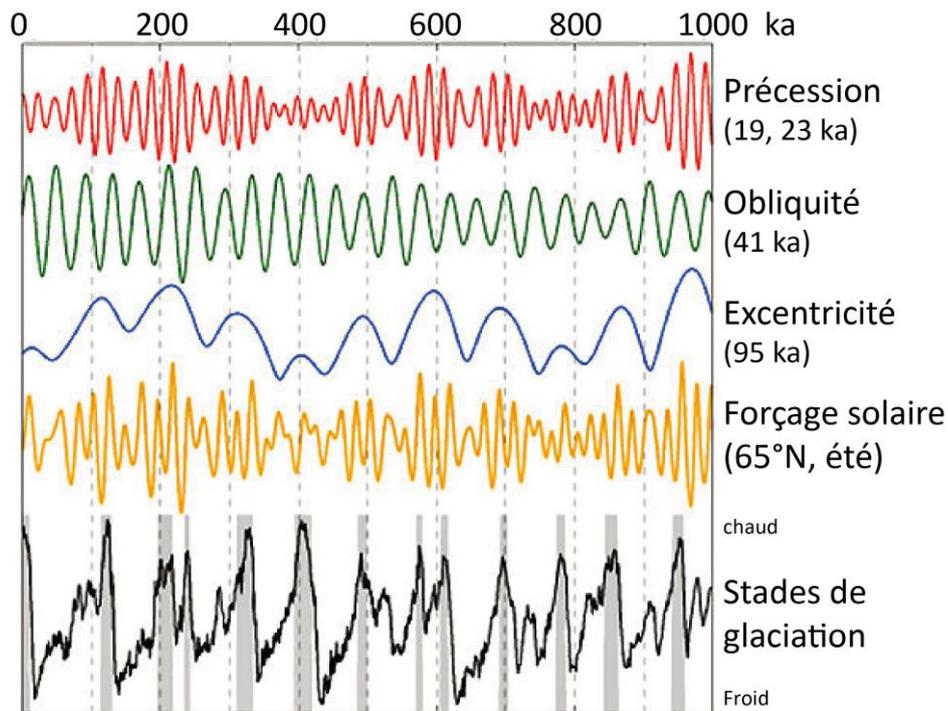


Fig. 17 : Relations entre les variations des paramètres orbitaux de la Terre (précession, obliquité, excentricité), variations du forçage solaire à 65°N en été, et stades de glaciation (Murray-Wallace et Woodroffe, 2014)

L'eustatisme traite de la variation "absolue" du niveau de la mer due à une modification de la morphologie des bassins ou du volume des glaciers continentaux. Les oscillations du niveau marin (montée et descente) sont dues au stockage (phases glaciaires) et au déstockage (phases interglaciaires) d'eau sous forme de glace dans les calottes glaciaires et les glaciers continentaux. L'eau retenue sous forme de glace, au moment des phases glaciaires, ne revient pas par les rivières et les fleuves dans les océans. Le niveau de la mer s'abaisse donc quand la glace s'accumule. Il monte lorsque la glace fond et que l'eau retourne via les précipitations et les cours d'eau aux océans (phase interglaciaire). Les variations eustatiques au cours du tardi-Cénozoïque correspondent donc dans une très large mesure aux variations des glaciations enregistrées sur les montagnes et les inlandsis. Il existe ainsi des phases de hauts niveaux marins (périodes chaudes : phases ou stades interglaciaires) et des phases de bas niveaux marins (période froide : phases ou stades glaciaires).

Actuellement le volume total de la glace est de l'ordre de 23 à 30 million de km³ (e.g. Van Vliet-Lanoë, 2013). Le volume de glace durant le dernier maximum glaciaire, vers 18 ka *before present* (BP) a été estimé aux environs de 70 à 80 millions de km³. Une augmentation d'une cinquantaine de millions de km³ du volume de la glace correspond à une baisse de 120 à 140 m du niveau de la mer (Fleming et al., 1998; Rohling et al., 1998; Bentley, 1999; Heine, 2000; Yokoyama et al., 2001;

Anderson et al., 2002; Barrows et al., 2002; Clark et Mix, 2002; Denton et Hughes, 2002; Hulton et al., 2002; Huybrechts, 2002; Lambeck et al., 2002b).

1.2 Echelle chronologique employée : les stades isotopiques de l'oxygène

Depuis les travaux d'Emiliani (1955, 1966, 1978), les mesures des isotopes stables de l'oxygène, effectuées sur les foraminifères planctoniques ou benthiques recueillis dans les carottes sédimentaires océaniques, renseignent sur les variations de volume des calottes glaciaires et permettent d'établir une échelle chronologique de l'eustatisme pour le tardi-cénozoïques.

La base de la méthode réside dans le fait qu'il y a plus de ^{18}O dans les tests de foraminifères durant les périodes glaciaires. Shackleton et Opdyke (1976) ont proposé comme interprétation que le fractionnement de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ soit lié à un enrichissement de l'océan par arrivée de ^{16}O des glaciers continentaux. Le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de l'eau des océans dépend donc étroitement du volume de la glace aux pôles. Sa variation a pu être établie sur de nombreuses carottes océaniques dont la chronologie a été déterminée grâce à des datations radiométriques et à des mesures magnétiques. Les stades et sous-stades isotopiques (SI) sont définis ainsi :

- Les nombres impairs pour les stades isotopiques correspondent à de faibles taux en ^{18}O et donc à des périodes relativement chaudes. A ces périodes chaudes sont associées des hauts niveaux marins dont le dernier et la période actuelle (stade isotopique 1).
- Les nombres pairs correspondent à des taux élevées de ^{18}O , donc à des périodes froides (glaciaires, bas niveau marin).

Certaines phases (interglaciaires ou glaciaires) incluent des fluctuations mineures ; le dernier interglaciaire (stade isotopique 5) est constitué de trois hauts niveaux relatifs entrecoupés de deux bas niveaux relatifs. Les interstades sont le plus généralement nommés par des lettres (a, b, c, d, e).

1.3 Les hauts niveaux marins interglaciaires ; modalités, fréquence, intensité

Les fluctuations isotopiques de l'oxygène connues pour l'ensemble du Cénozoïque, présentent une haute fréquence à partir de la fin du Pliocène. Depuis 5,33 Ma, des cycles glaciaires/interglaciaires sont connus (Fig. 18). Jusqu'à 800 – 700 ka, à ces cycles sont attribués des rythmicités d'environ 60 ka et des amplitudes de 60 m (Raymo et al., 2011).

Une échelle isotopique comprenant une vingtaine de stades pour les derniers 800 ka sur la base du concept glaciation-interglaciacion a été proposée par (Shackleton et Opdyke, 1976). Cette échelle a depuis été étendue et les enregistrements de ces fluctuations sur 5 Ma montrent qu'avant 3 Ma le apport est globalement faible (période chaude) (Raymo et al., 2011). Après 3 Ma, les oscillations deviennent plus importantes et indiquent l'apparition de glaciations dans l'hémisphère Nord. A partir de 800-700 ka, les cycles glaciaires-interglaciaires présentent une rythmicité majeure d'environ 100 ka (corrélée à l'excentricité ?) et avec une variation du niveau marin qui atteint 120 à 140 m (Lambeck et al., 2002a). Ce changement est parfois nommé révolution du Pléistocène moyen (Fig. 18).

Les glaciations successives seraient de plus en plus fortes (Lambeck et al., 2002a) et seraient principalement induites par un cycle de 41 ka (période d'obliquité) (Rutherford et D'Hondt, 2000). Ces glaciations ont entraîné des variations eustatiques estimée être de l'ordre de 60 m, c'est-à-dire, à priori, deux fois moins intenses que celles relatives aux interglaciaires du Pléistocène moyen et supérieur (Siddall et al., 2007). La courbe du $\delta^{18}\text{O}$ marin du Quaternaire montre que, durant le Pléistocène inférieur (entre ≈ 781 ka et 2,58 Ma), les variations sont plus uniformes que durant le Pléistocène moyen (entre ≈ 126 et 781 ka).

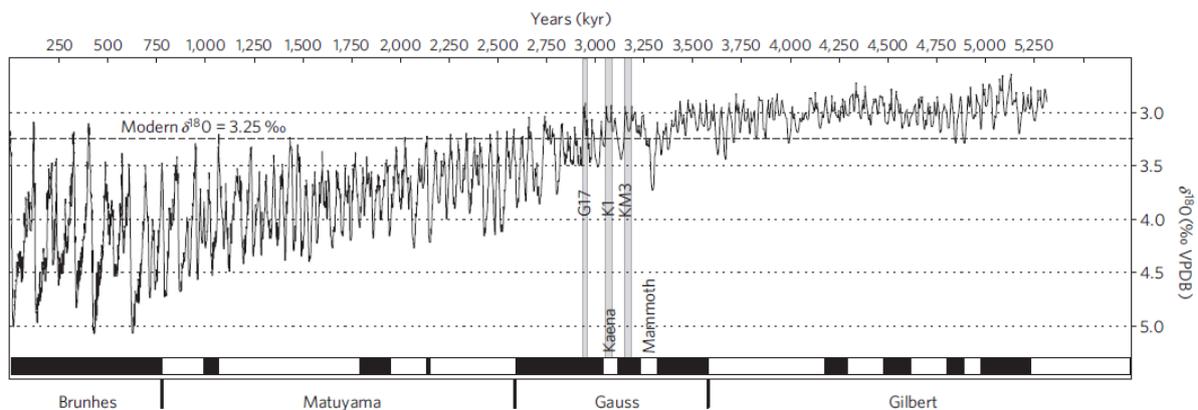


Fig. 18 : Variations du $\delta^{18}\text{O}$ benthique montrant l'allure de la variabilité climatique au cours des derniers 5 Ma figure de Raymo et al. (2011).

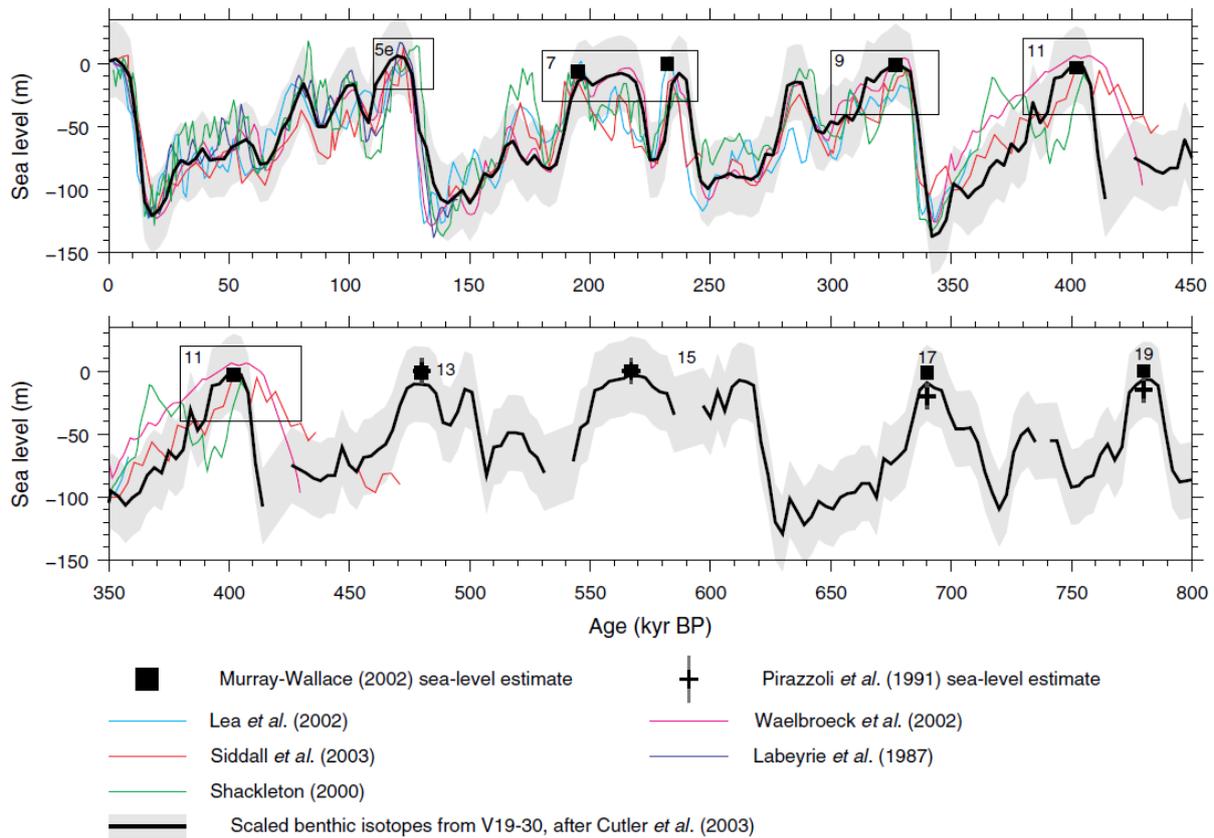


Fig. 19 : Variations eustatiques pour les derniers 800 ka selon les données compilées par Siddall et al. (2007)

Pour mieux comprendre l'intensité des fluctuations eustatiques du Pléistocène moyen et supérieur, la quantification précise de l'altitude des hauts niveaux interglaciaires par rapport à l'actuel n'est pas aisée. Cette quantification est imprécise si on extrapole, en altitude, le volume d'eau provenant de la fonte des calottes glaciaires (niveau zéro actuel ± 20 m) (Siddall et al., 2007). Dans la pratique, nombre d'auteurs ont tenté cette quantification à partir des données terrain (Bermudes, Bahamas) reposant en très grande partie sur un postulat de stabilité tectonique des sites étudiés (i.e. sur des marges passives), alors que cette stabilité est mise en doute (Moucha et al., 2008; Pedoja et al., 2011, 2014).

Dans cette étude, comme dans Murray-Wallace et Woodroffe (2014), il est considéré que (Tableau 2) :

- le stade isotopique 3 s'est déroulé à 48 ± 16 ka et son niveau marin était 70 ± 10 m en dessous du niveau marin actuel,
- le stade isotopique 5e a duré 12 ka (122 ± 6 ka), son niveau marin était 7 ± 2 m au-dessus du niveau marin actuel,
- le stade isotopique 7 polyphasé a duré de 246 à 233 ka (240 ± 6 ka) avec un niveau marin 3 ± 7 m sous le niveau marin actuel,

- le stade isotopique 9 a duré de 335 à 315 ka (325 ± 10 ka), avec un niveau marin similaire à l'actuel (0 ± 1 m),

- le stade isotopique 11 a duré de 420 à 360 ka (390 ± 30 ka), avec un niveau marin de 10 ± 10 m par rapport à l'actuel.

Stade isotopique (SI)	Age	Altitude du niveau marin par rapport au niveau zéro actuel
SI 3	48 ± 16 ka	$- 70 \pm 10$ m
SI 5e	122 ± 6 ka	$+ 7 \pm 2$ m
SI 7	240 ± 6 ka	$- 3 \pm 7$ m
SI 9	325 ± 10 ka	$- 1$ m
SI 11	390 ± 30 ka	$+ 10 \pm 10$ m

Tableau 2 : Age des stades isotopiques des haut niveaux marins interglaciaires et altitude du niveau marin associé par rapport au niveau zéro actuel (d'après la synthèse de Murray-Wallace et Woodroffe (2014).

Le stade isotopique 3 correspond à un interglaciaire avorté, un interstade caractérisé par des niveaux marins bien au-dessous de l'actuel (Fig. 19)(entre 40 et 80 mètres suivant les auteurs Chappell, 1974a; Chappell et Veeh, 1978; Chappell et al., 1996; Cabioch et Ayliffe, 2001; Yokoyama et al., 2001).

Le Pléistocène supérieur correspond au dernier cycle climatique complet. Le dernier interglaciaire est associé au stade 5 qui couvre la période comprise entre 21-22 et 122 ka (Murray-Wallace et Woodroffe, 2014). Comme expliqué plus haut, cet interglaciaire est caractérisé par trois hauts niveaux marins secondaires : le stade isotopique 5e (122 ± 6 ka), les stades isotopique 5c (≈ 105 ka) et enfin le stade isotopique 5a (≈ 105 ka). Le stade isotopique 5e est l'interstade le plus intense d'un point de vue climatique, le mieux connu et le plus enregistré sous forme de côte fossile (Murray-Wallace et Woodroffe, 2014). Cet intervalle de temps correspond à la dernière fois où le niveau marin se trouvait à proximité du niveau actuel ; et donc par déduction la dernière fois que les conditions climatiques et le volume de glace étaient similaires à l'actuel (Siddall et al., 2007).

Les compilations de données montrent qu'il existe encore des grandes incertitudes dans l'estimation de l'âge et de l'histoire de ces interglaciaires datant du Pléistocène moyen (Tableau 2) (Siddall et al., 2007; Pedoja et al., 2011, 2014; Murray-Wallace et Woodroffe, 2014).

Le stade isotopique 11 (420-360 ka) est généralement considéré comme le meilleur analogue de la période Holocène(e.g. Bowen, 2010) parce que l'insolation du SI 11 montre une corrélation linéaire très forte avec le passé récent (Loutre et Berger, 2003). L'altitude de ce niveau est de 10 ± 10 m au-dessus du niveau zéro actuel.

L'âge, la durée et le nombre d'interstades relatifs aux interglaciaires plus anciens (stades isotopiques 13, 15, 17, 19...) sont encore moins bien connus.

Des hauts niveaux marins sont aussi mis en évidence au Pliocène Supérieur et Pléistocène Inférieur, même si il existe peu de paysages côtiers et de successions sédimentaires préservés de cette époque. Les évidences stratigraphiques suggèrent un haut niveau marin atteignant les niveaux holocènes à 3 Ma (Haq et al., 1987; Raymo, 1992). Une seconde augmentation du niveau marin est comprise entre 2,45 et 2 Ma (Murray-Wallace et Woodroffe, 2014).

2 Morphologies côtières actuelles

Les permanences du niveau marin peuvent être fossilisées sous la forme de côtes fossiles : terrasses marines (sens large) et rasas. Les premières correspondent à un enregistrement monogénique (i.e. une morphologie un haut niveau marin interglaciaire) tandis que les dernières polygéniques sont sculptées par de multiples permanences du niveau marin, lors de phases d'interglaciaires successives (Guilcher, 1974; Regard et al., 2010; Pedoja et al., 2014). Très fréquentes à l'échelle globale, les séquences de terrasses marines sont dans la grande majorité des cas, conformes à la côte actuelle : tant au niveau de leurs natures (similitude des morphologies, dépôts et bioconstructions et des tailles des objets observés) que de leurs géographies (les terrasses marines les plus basses présentent généralement une orientation similaire à celle de la côte). Les rasas sont moins décrites que les terrasses plus récentes car elles sont plus érodées et plus difficilement discernable.

La côte peut être caractérisée comme un interface entre la terre, la mer et l'atmosphère de largeur variable influencée par de nombreux paramètres (Carter, 1988; Haslett, 2000; Woodroffe, 2002; Bird, 2008). Ce lieu d'échange dépend de la structure géologique, du contexte tectonique, du type de sédiments et de leur disponibilité, de la position du niveau marin, des processus côtiers (vagues courants) et de l'enveloppe terrestre adjacente (Carter et Woodroffe, 1997).

L'évolution des côtes est conduite par l'action conjointe des processus subaériens (glissements de terrain, ruissèlement, ...), biologiques et marins (Kennedy et al., 2014). L'altération météorique dégrade le substrat en érodant du matériel ou en le rendant plus susceptible à l'érosion marine. L'influence de l'activité biologique est diverse : elle peut conduire à l'érosion, la protection, la construction ou une combinaison de ces facteurs. Ces processus qui façonnent la côte sont modulés par des conditions limites externes comme les variations du niveau marin, le marnage, le climat, la géologie, la topographie de la côte.

La nature géologique des roches dans laquelle les côtes sont sculptées influence à la fois leur forme générale et la vitesse de leur érosion. De manière générale, les roches plus résistantes forment de plus hautes falaises et des plateformes plus rugueuses (Coombes, 2014). Le climat et plus particulièrement la température et l'humidité, influence aussi fortement les mécanismes physiques, biologiques et l'altération chimique (e.g. haloclastie, cryoclastie...).

La plupart des auteurs regroupent les côtes actuelles selon leur nature qui est elle-même liée à leurs conditions de morphogénèses en trois catégories (Pirazzoli, 1993; Carter et Woodroffe, 1997; Haslett, 2000; Woodroffe, 2002; Bird, 2008): 1) les côtes rocheuses, 2) les côtes sédimentaires et 3) les côtes construites. La majeure partie des côtes actuelles sont des côtes rocheuses sur lesquels

se trouvent des "passées" sédimentaires ou construites (Woodroffe, 2002). Dans la suite de cette section, les différents types de côtes sont illustrés à partir d'exemples observés depuis le début de ce travail de thèse.

2.1 Terminologie

Le niveau zéro marin actuel sert de référence pour toutes les mesures d'altitudes. Il convient donc d'expliquer ce qu'est le niveau marin actuel et les termes associés employés au cours de cette thèse. Trois niveaux zéro différents ont été utilisés comme référence au cours de ce travail : le niveau moyen des mers (*MSL*) (pour l'Indonésie et la Papouasie-Nouvelle-Guinée), le niveau zéro morphologique et le niveau zéro hydrographique (*NGF*) pour le Cotentin (Fig. 20).

Le niveau moyen global des mers (*MSL*) est la moyenne du niveau marin à l'échelle mondiale sur un pas de temps d'une vingtaine d'années. Il est mesuré en temps réel à l'aide de marégraphe et d'images satellites (Pugh, 1996; Leuliette et al., 2004). Ce niveau est le niveau zéro des modèles numériques de terrain à l'échelle du Globe, il a donc été utilisé pour l'Indonésie (Partie II).

Le zéro hydrographique français (*NGF*) est le niveau des plus basses mers astronomiques (Wöppelman et al., 1999) (Fig. 20). Il est calculé par le SHOM à partir de l'analyse des observations marégraphiques françaises (Wöppelman et al., 1999). Ce niveau est utilisé comme référence dans la plupart des domaines notamment l'édition de cartes marines ou terrestre. Ce niveau a donc été choisi comme référence pour toutes les mesures d'altitudes réalisées dans la Partie III.

Le zéro morphologique, sur une côte à dominante rocheuse, le zéro morphologique correspond généralement au pied de falaise de la plateforme littorale rocheuse. (Fig. 20). Ce niveau zéro est utilisé comme référence pour les mesures d'altitudes des terrasses marines et dépôts de plages pour calculer les taux de soulèvement.

Le trait de côte représenté sur toutes les cartes de la partie III est la limite des hautes mers (coefficient 120). Il a été choisi car ce niveau est le plus utilisé en cartographie en France (IGN, SHOM) (Fig. 20).

L'estran est la zone intertidale entre la limite des basses mers et des plus hautes mers (pour un coefficient de 120) (Fig. 20). Sa taille dépend donc du marnage qui peut être microtidal, mésotidal ou macrotidal.

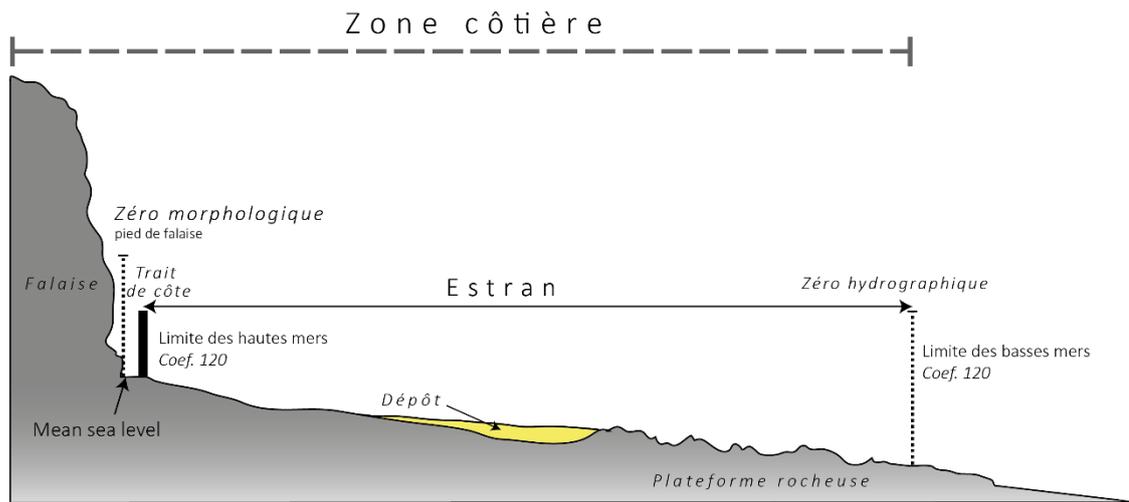


Fig. 20: Terminologie employée pour la partie côtière représentation du MSL, zéro morphologique et zéro hydrographique

2.2 Côtes à dominante rocheuse

Les côtes rocheuses composent près de 80 % du trait de côte mondial (Bird, 2008). Elles sont générées par le retrait de la falaise côtière (Anderson et al., 1999; Haslett, 2000; Moses, 2014). Ce retrait de la falaise est le résultat d'une érosion basale, de glissements ou d'effondrements (Bird, 2008). Il est conditionné par plusieurs facteurs comme 1) la lithologie et la résistance des roches, 2) l'action des vagues (forces hydrauliques et mécaniques) ou 3) l'altération météorique (processus physicochimiques et biologiques) (Woodroffe, 2002). L'érosion des falaises se déroule sur une échelle de temps courte avec des taux de 1 mm/an pour les roches les plus résistantes comme la quartzite et de 1 à 10 m/an pour des dépôts glaciaires (Sunamura, 1992). C'est cette érosion plus ou moins importante selon les régions qui conditionne la formation de la plateforme rocheuse.

La plateforme littorale rocheuse ainsi formée est une surface faiblement inclinée vers la mer. Cette plateforme se termine en haut de l'estran sur un escarpement de falaise littorale plus ou moins prononcé (Woodroffe, 2002)(Fig. 21 et 22). La plateforme littorale peut être inclinée ou subhorizontale selon sa morphologie (Fig. 21 a et b). Dans le cas où la falaise se jette directement dans la mer sans aucune plateforme, on parle de falaise plongeante (Fig. 21 c).

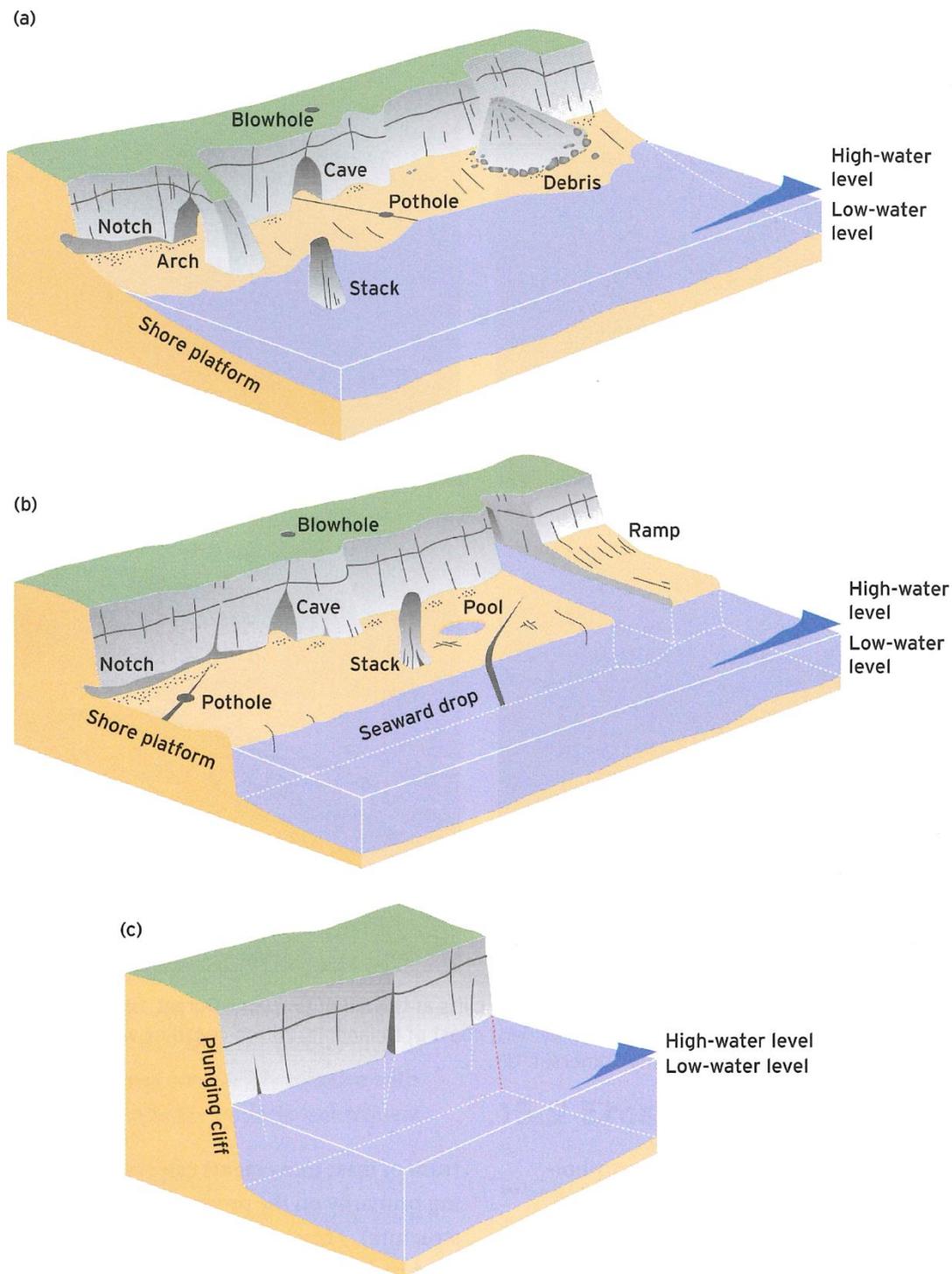


Fig. 21 : Trois morphologies majeures des côtes rocheuses et leurs objets morphologiques a) plateforme plongeante, b) plateforme subhorizontale c) falaise plongeante (d'après Sunamura (1992) dans Holden (2005))

Blowhole: évent, notch: encoche, arch: arche, cave: grotte, pothole: caverne, stack: écueil rocheux, shore plateforme: plateforme littorale, pool: creux de marée, seaward drop: , plunging cliff: falaise plongeante, high water level: marée haute, low water level: marée basse.

Des formes d'érosion particulières caractérisent aussi les plateformes rocheuses et peuvent être des indicateurs du niveau marin. Ces formes façonnées par l'érosion différentielle sont les grottes, les arches et les écueils rocheux (Fig. 21 et 22).

Dans cet environnement, le niveau zéro de la mer est matérialisé par une encoche littorale ou plus généralement par la rupture de pente entre la falaise et la plateforme rocheuse (Fig. 21 et 22). Seule une permanence relativement longue ($> ka$?) permet la formation d'une plateforme côtière rocheuse. La largeur des plateformes décrites dans diverses parties du monde sont comprises entre quelques mètres et plusieurs centaines de mètres (Fig. 22 a) voire kilomètres dans quelques cas (Fig. 22 b) (Bird, 2008).

L'étude des plateformes rocheuses actuelles permet de comprendre la morphologie et la formation des terrasses et rasas tardi-cénozoïques et de déterminer aussi précisément que possible sur le terrain la position du niveau zéro fossile.

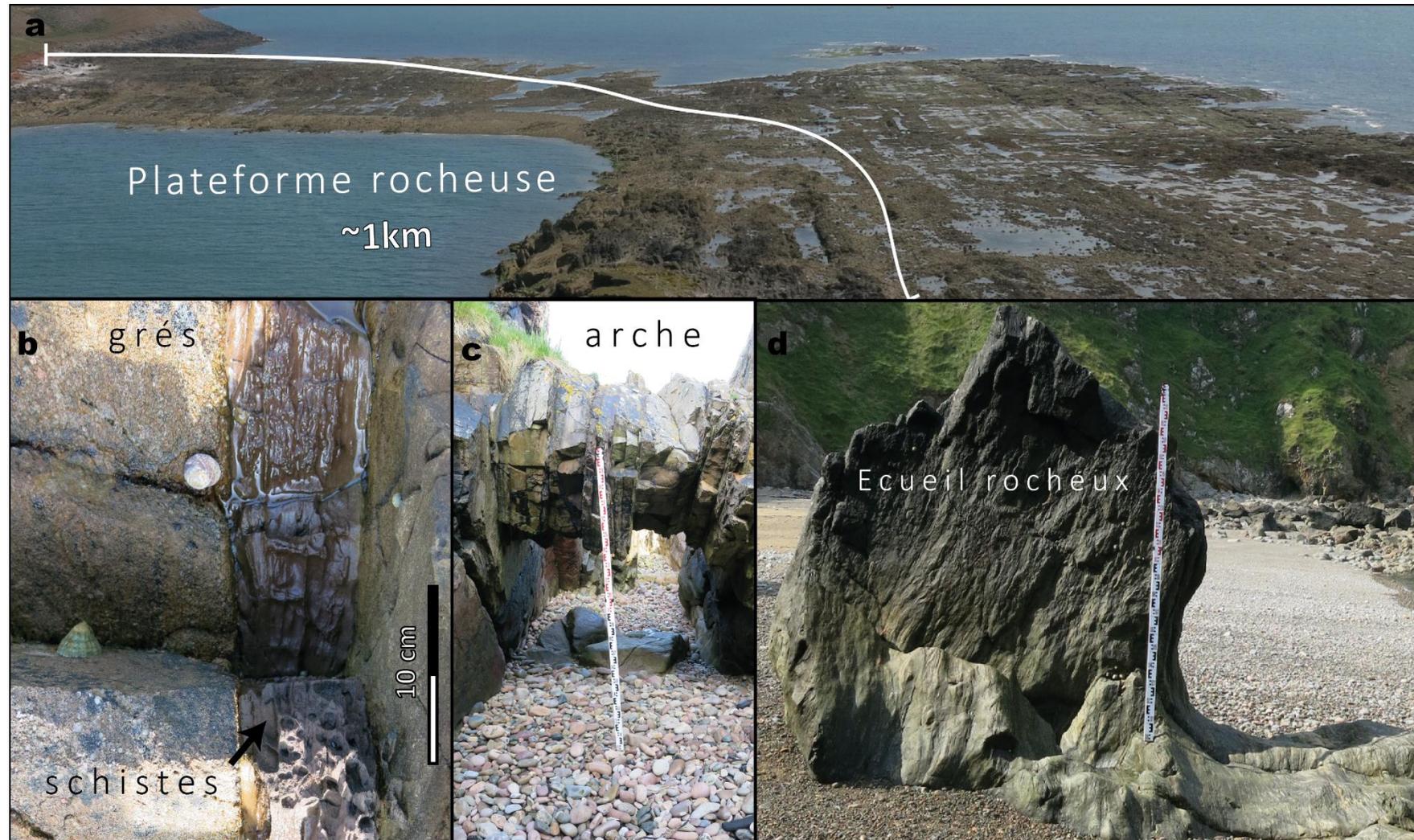


Fig. 22 : Exemples de morphologie présente sur les côtes rocheuses : a) Plateforme littorale rocheuse de la péninsule de Worm's Head (baie de Rhossili, Pays de Galles), b) Erosion différentielle entre un banc de grés et un banc de schistes (pointe du Houpret, cap de la Hague), c) Arche (pointe du Houpret, cap de la Hague), d) Eperon rocheux dans l'anse du Cul Rond (cap de la Hague, Cotentin).

2.3 Côtes à dominante sédimentaire

Les côtes sédimentaires correspondent à des phénomènes de dépôt et d'érosion. Ces dépôts se mettent en place sur un rivage lorsque la quantité de matériel disponible dépasse le volume de sédiments, que les vagues et les courants littoraux sont capables de le transporter (Pirazzoli, 1993). Une côte sédimentaire vue en coupe correspond à une pente plus ou moins forte selon le marnage (Fig. 23) qui peut être surmontée d'une dune ou de cordons littoraux. La taille de ces sédiments peut varier de l'argile la plus fine de l'ordre du μm , au sable fin millimétrique (Fig. 24 a et b), au galet centimétrique (Fig. 24 c) jusqu'au bloc de plusieurs mètres de diamètre (Fig. 24 d) (Bird, 2008). Il existe une grande variété de formes de plages : 1) des plages longues et rectilignes ou légèrement concaves (Fig. 23 et 24 b et c), 2) des plages courtes et très incurvées délimitées par des écueils rocheux (*pocket beach* ou criques) (Fig. 23 et 24). Les plages sont des environnements stables (Fig. 24 b) ou changent rapidement par exemple au cours d'un cycle de marée ou d'une tempête.

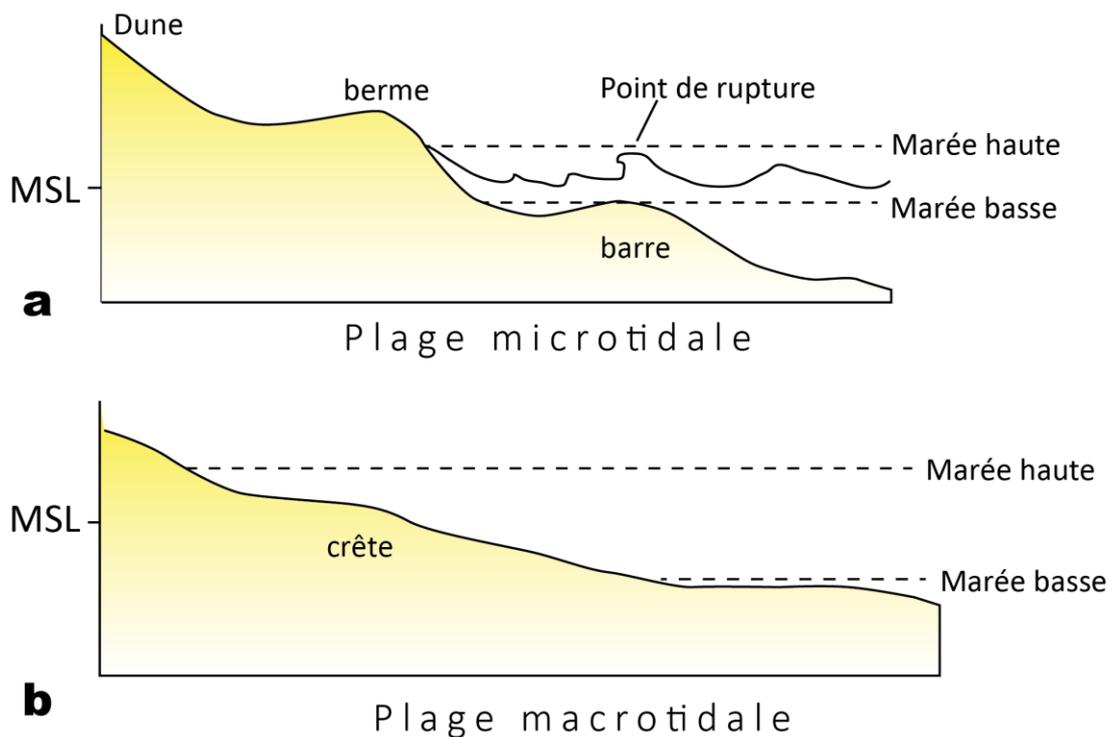


Fig. 23 : Coupes théoriques de côtes à dominante sédimentaire de type plages a) microtidale qui comprend une barre sableuse marquant la zone de déferlement. En haut de plage une berme de haut de plage et une dune culminent. b) plage macrotidale comprenant seulement une crête.

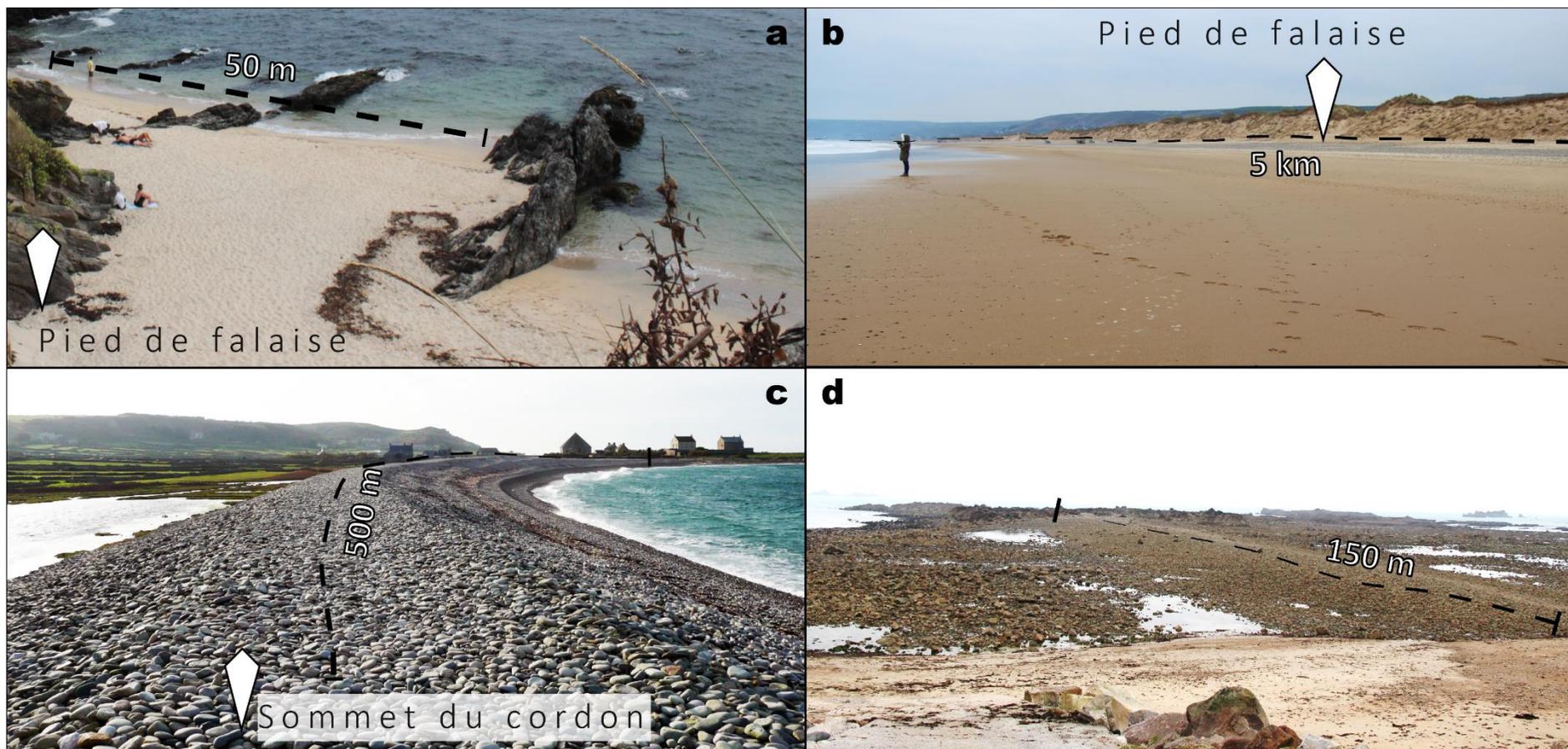


Fig. 24 : Exemples de côtes sédimentaires : a) *pocket beach* de sable fin de Loqueltas (île de Groix, Bretagne), b) plage plurikilométrique de l'anse de Vauville (Biville, La Hague, Cotentin) ; c) cordon de galets kilométrique de Goury (Auderville, la Hague, Cotentin) ; d) tombolo de l'anse de St Martin (Digulleville, la Hague, Cotentin)

2.4 Côtes à dominante construite : les récifs coralliens

Les récifs tardi-cénozoïques sont construits en mer ou sur la côte par des organismes bioconstructionnels comme les coraux hermatypiques. Les coraux sont des organismes vivants connus sous le nom de Cnidaires Scléactiniaires. Durant le tardi-Cénozoïque, les coraux hermatypiques développés dans des zones intertropicales ont dû s'adapter aux oscillations eustatiques induites par des variations climatiques. Les récifs coralliens sont très sensibles à certains facteurs écologiques de l'eau de mer : température, salinité et turbidité. C'est pour cela que les zones d'upwelling, les mers très salées (e.g. mer Morte) et les régions proches des embouchures des grands fleuves sont dépourvues de récifs coralliens (Pirazzoli, 1993).

La morphologie d'un récif corallien dépend de la topographie préexistante de la côte, de l'héritage géologique, et de l'étendue de la croissance récifale (Woodroffe, 2002). Cependant les morphologies récifales qu'elles soient actuelles ou fossiles présentent la même succession géomorphologique : pente externe d'avant récif, crête récifale et platier récifal. La pente externe est marquée par la présence d'éperons et de sillons d'une dizaine de mètres de large et de long (Woodroffe, 2002). Ces éperons et sillons correspondent à l'expression géomorphologique des courants de retour provoqués par le déferlement de la houle (Montaggioni et Braithwaite, 2009) (Fig. 25 et 26 b). Cette pente externe est surmontée d'une crête récifale, située à une profondeur le plus généralement inférieure à 2 m dans la zone la plus énergétique du récif (Fig. 25 et 26 b). La crête récifale marque la rupture de pente entre la pente externe et le platier récifal, elle mesure entre 5 et 15 m de large et surplombe le reste du récif de cinquante centimètres à quelques mètres (Woodroffe, 2002) (Fig. 25 et 26 b). Le platier récifal est faiblement penté vers le continent et situé à une faible profondeur (entre 0 et 5 m). Ce platier récifal est parfois découvert à marée basse (Fig. 25 et 26 b).

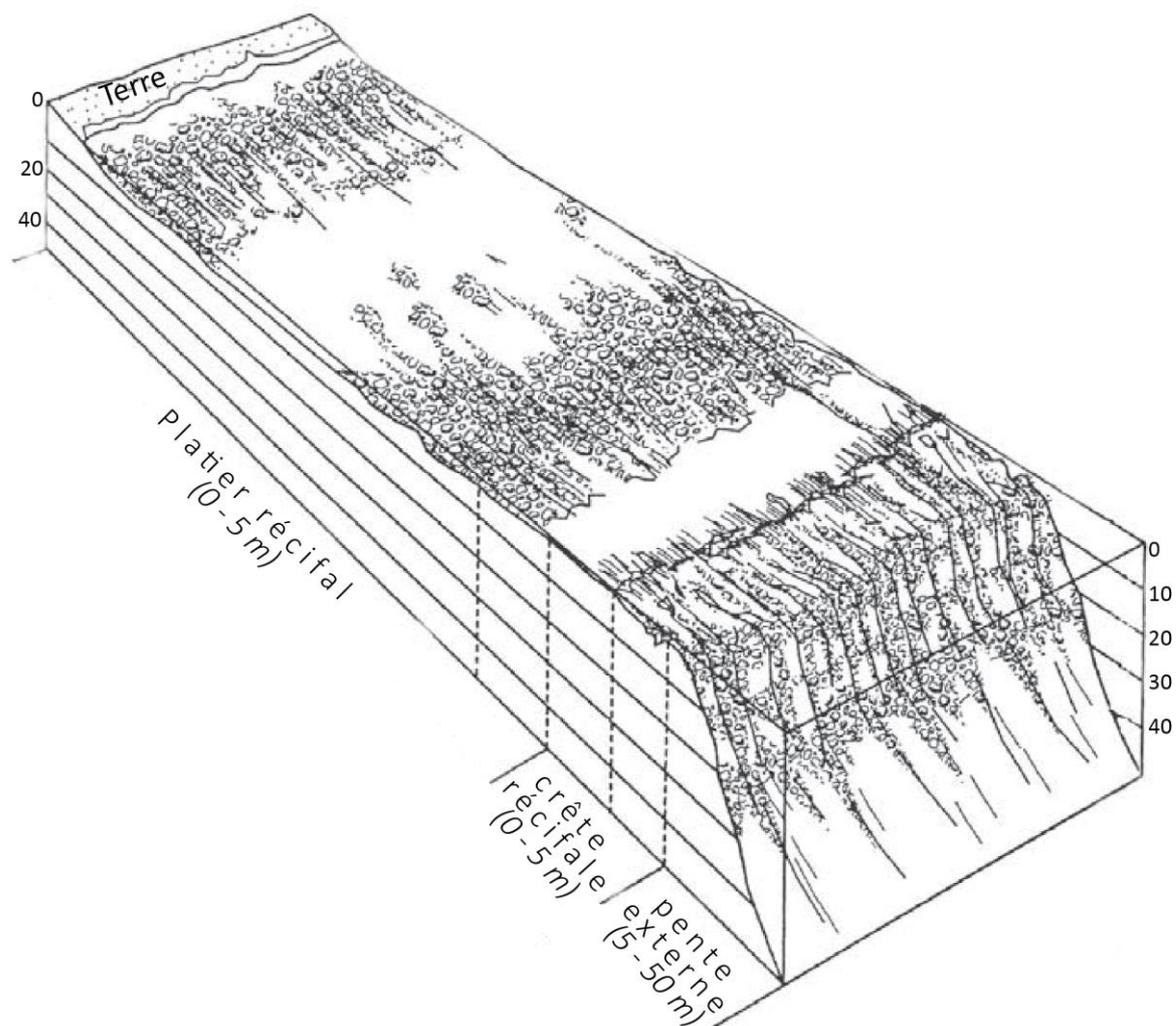


Fig. 25 : Succession zonale d'un récif frangeant (Montaggioni et Braithwaite (2009))

Trois formes de récifs coralliens sont généralement décrits : 1) les atolls, 2) les récifs frangeants et 3) les récifs barrières (Fig. 26). Mais il existe d'autres formes de récifs moins décrites : les faros, les récifs annulaires de plates-formes continentales sans lagon profond, les récifs surélevés ou immergés, et les simples platures coralliennes (Guilcher, 1950).

Les récifs frangeants sont des récifs coralliens formés contre la côte ou sont séparés d'elle juste par un lagon étroit et peu profond (Guilcher, 1950) (Fig. 26 a et b). Ces récifs sont les plus fréquents à l'état actuel et fossile (Montaggioni et Braithwaite, 2009). Le récif barrière est un récif corallien séparé de la terre par un lagon de profondeur importante et d'extension variable (Fig. 26 d). Un atoll est un récif corallien de haute mer, émergé à marée basse, le plus souvent de forme annulaire avec un lagon central (Fig. 26 c).



Fig. 26: Les 3 types classiques de récifs coralliens a) Récif frangeant (île de Buton, Sulawesi, Indonésie), b) Récif frangeant de l'île de Sumba (Indonésie, image google earth), c) Atoll de Maron (Papouasie-Nouvelle-Guinée, image google earth), d) récif barrière de l'île de Manus (Papouasie Nouvelle – Guinée, image google earth).

2.5 Complexité des morphologies côtières et paradoxe côtier

Dans un site donné, les trois types de côtes décrits précédemment sont étroitement imbriqués et il est parfois difficile de classer la côte selon sa nature (sédimentaire, rocheuse ou construite). Les passages latéraux de type côtiers sont fréquents et observés à différente échelle (cf. plus bas). Par exemple dans la baie d'Ecalgrain dans le Cotentin, les côtes sédimentaires (graveleuses et sableuses), et rocheuses sont juxtaposées et/ou superposées (Fig. 27 a). Sur l'archipel de Buton trois types de côtes sont juxtaposés : construites, rocheuses et sédimentaires (Fig. 27 b).

Mandelbrot, (1967) a tenté de calculer la longueur du trait de côte de Grande Bretagne et a montré que le trait de côte présente une telle complexité que sa longueur peut être souvent infinie ou d'une résolution indéfinissable. Mandelbrot (1967) considère le trait de côte comme un exemple de courbe très complexes qui a la particularité que chaque portion peut être considérée comme une échelle réduite de l'ensemble de la zone étudiée. Le trait de côte peut donc être vu comme une fractale (Baas, 2002).

La péninsule du Cotentin dans son intégralité (Fig. 27 a) inclut 5 à 10 baies d'ordre plurikilométrique (5 -20 km). A une échelle plus locale, le littoral de la pointe de la Hague décrit une quinzaine de baies kilométriques (Fig. 27 c). Enfin à l'échelle décamétrique, les formes concaves caractéristiques des traits de côtes de baie se retrouvent dans les successions de croissants de plage (plurimétriques). Ainsi le Cotentin contiendrait 5⁵ baies soit $\approx 3\ 000$ baies au minimum si toutes les échelles sont prises en compte du croissant de plage à la baie plurikilométrique.

Ainsi cette fractalité rend difficile la mesure du trait de côte. On préfère de parler de côte à dominante rocheuse, sableuse ou construite, parce que cela traduit plus la réalité de portions de côtes.

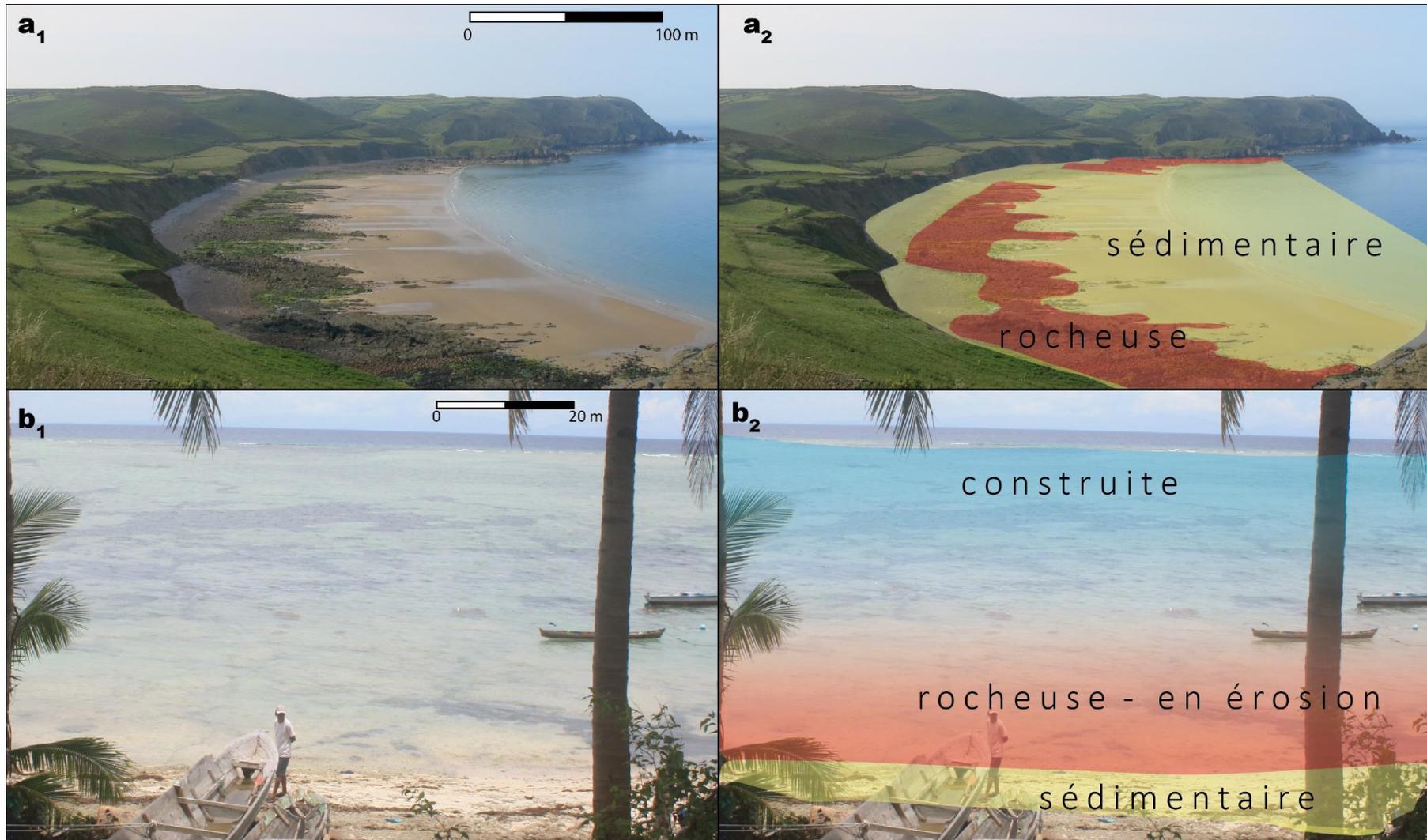


Fig. 27 : Exemple de côtes à plusieurs dominantes a) La baie d'Ecalgrain (Auderville, la Hague, Cotentin) côte à la fois rocheuse (plateformes rocheuses) et sédimentaire (plage de galets en haut de plage et de sables en bas de plage) ; b) Plage de l'île de Kadatua (Archipel de Buton, Indonésie), côte à la fois construite (récifs coralliens vivants), rocheuses (érosion des récifs coralliens holocènes soulevés) et sédimentaire (dépôt de débris récifaux)

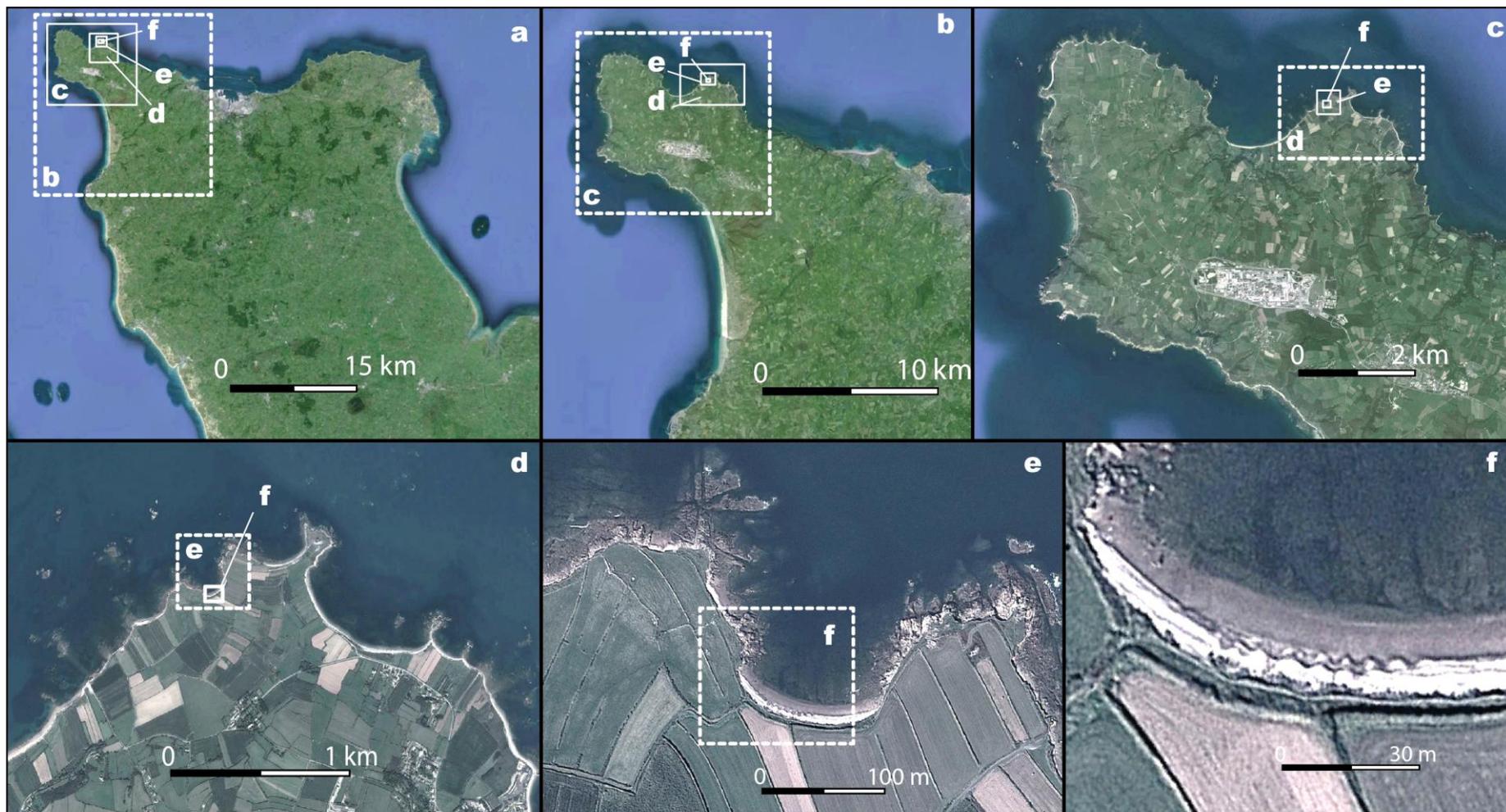


Fig. 28 : Le paradoxe côtier, exemple de la péninsule du Cotentin : a) Echelle la péninsule du Cotentin (15 km), b) Echelle du NO Cotentin (10 km), c) Echelle de la Hague (2 km), d) Echelle de la pointe de Jardeheu (1 km), e) Echelle de la baie d'Ecuty (100 m), f) échelle des croissants de plage de la baie d'Ecuty (30 m).

3 Séquences de terrasses marines et de rasas : des morphologies côtières en marches d'escalier

Les séquences de terrasses marines et de rasas correspondent à des morphologies en marches d'escalier (e.g. Pedoja et al., 2014) (Fig. 29).

Dans les régions tempérées, les terrasses marines sont le résultat de l'érosion marine (abrasion ou dénudation) (terrasses marines érosives) et/ou constituées d'accumulation de matériel arraché par l'érosion (terrasses marines sédimentaires). Dans les régions intertropicales, elles sont constituées à la fois de bioconstructions réalisées par les récifs coralliens et de l'accumulation de débris récifaux (terrasses coralliennes). Une séquence de terrasses marines étagées correspond à une surimposition des variations eustatiques et d'un soulèvement (Fig. 30).

Les terrasses soulevées sont l'enregistrement des hauts niveaux marins interglaciaires tardicénozoïques. Les terrasses marines peuvent se former durant plusieurs phases de hauts niveaux marins : la mer peut réoccuper une nouvelle fois la terrasse qui a subi une période d'exposition à la météorisation (Fig. 29). Chaque terrasse soulevée est parfois recouverte de dépôts marins : c'est un équivalent fossile de la plateforme rocheuse ou récifale actuelle. Des séquences de lignes de rivages sont enregistrées depuis l'Eocène (Fig. 30). D'après Pedoja et al. (2014), après le Pléistocène moyen et inférieur, les marches d'escaliers sont moins discernables à cause de leur continentalisation, on parle alors de séquences de rasas ou strandflat (Fig. 29).

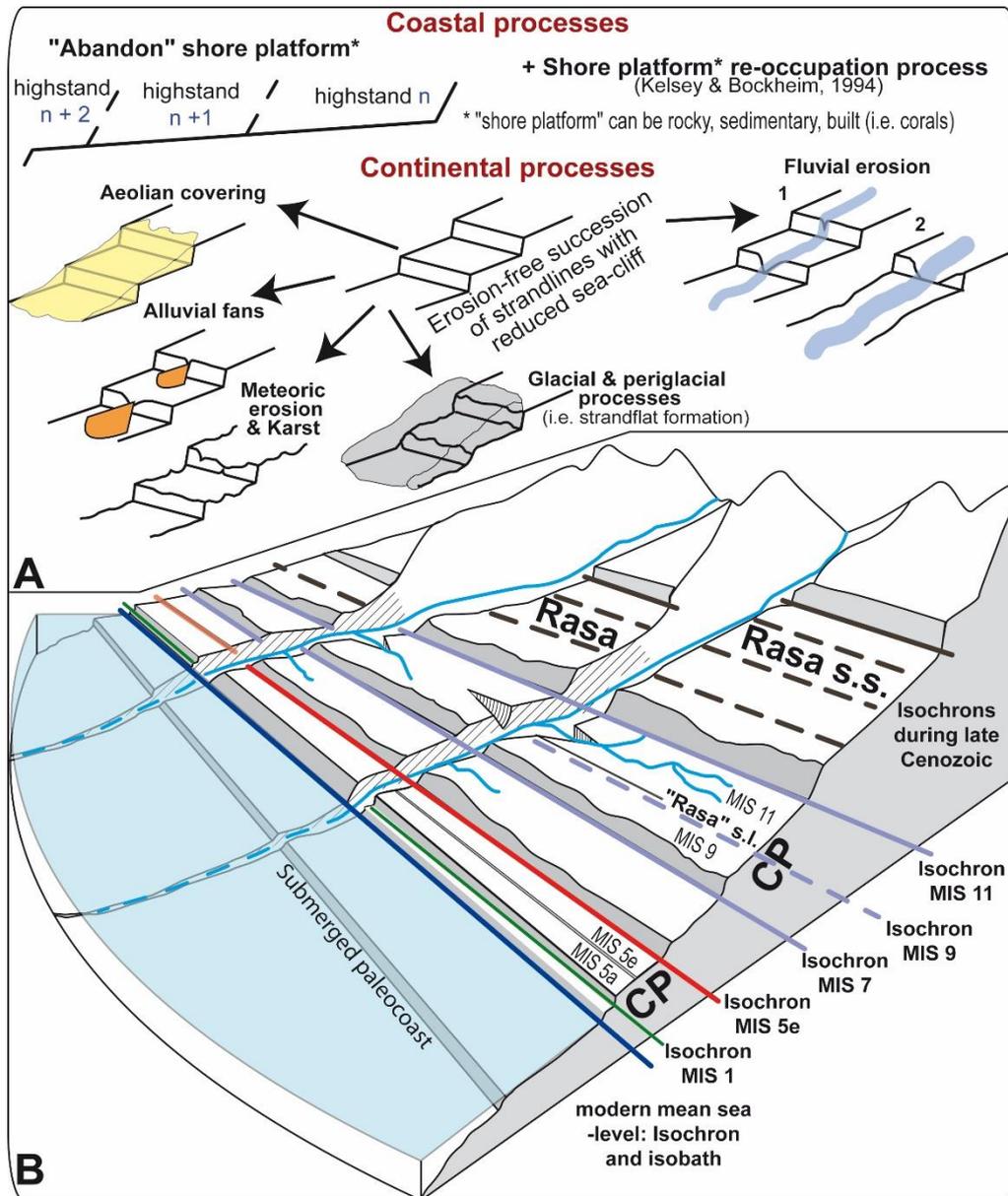


Fig. 29 : Rasas, séquences de terrasses marines, strandflat et plaines côtières soulevées, a) processus impliqués dans la formation de ce type de morphologies, b) morphologie d'une séquence de rasas et de terrasses marines (Pedoja et al., 2014)

(Isochron : isochrone, modern mean sealevel : niveau marin actuel, SI : stade isotopique)

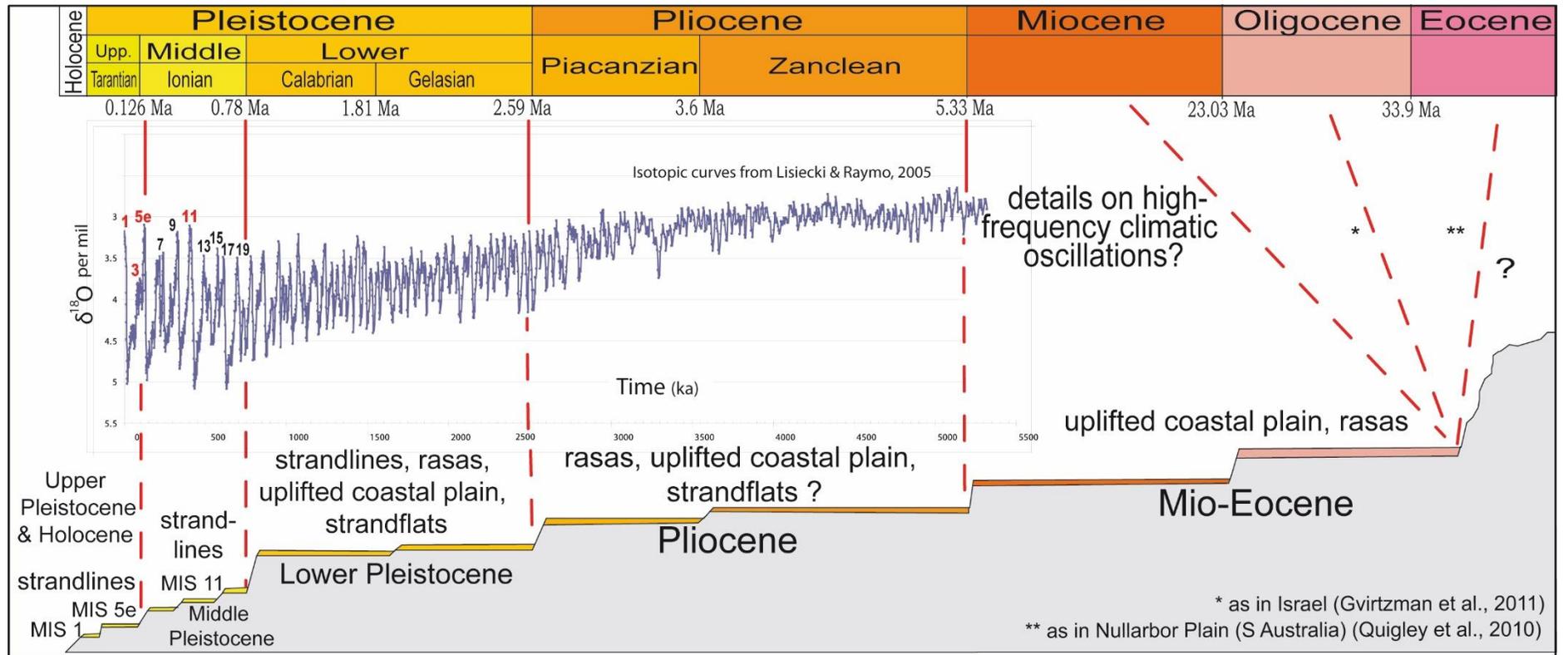


Fig. 30 : Relations entre les variations du niveau marin (représentées en tant que courbe isotopique) et les enregistrements géomorphologiques situés sur les côtes en soulèvement (Pedoja et al., 2014).

3.1 Séquence de terrasses marines et de rasas (régions tempérées)

Dans les régions tempérées, les terrasses marines 1) résultent souvent de l'érosion marine (terrasses marines d'abrasion, cas le plus fréquent) ou 2) consistent en plusieurs phases d'accumulation de matériaux formés dans des eaux peu profondes (terrasses marines construites). Il est courant de trouver un ou plusieurs types de côte réunis sur une même terrasse marine. Une séquence de terrasses marines à la forme d'un escalier où chaque marche est une terrasse marine (Fig. 29 et 31 a). Chacune de ces marches est soulignée par un pied de falaise qui correspond à l'empreinte du ou des hauts niveaux marins interglaciaires auquel il est associé. Sur chaque terrasse il est possible de retrouver des morphologies érosives d'une côte rocheuse à l'état fossile (arche, écueil, encoche, ...) (Fig. 31 b). Dans le cas d'une terrasses marine comprenant des morphologies sédimentaires, des dépôts de plages sont conservés montrant une certaine granulométrie et parfois lorsqu'ils sont bien conservés une certaine géométrie (Fig. 31 c). Ces dépôts permettent la réalisation de datations (ESR, OSL...).

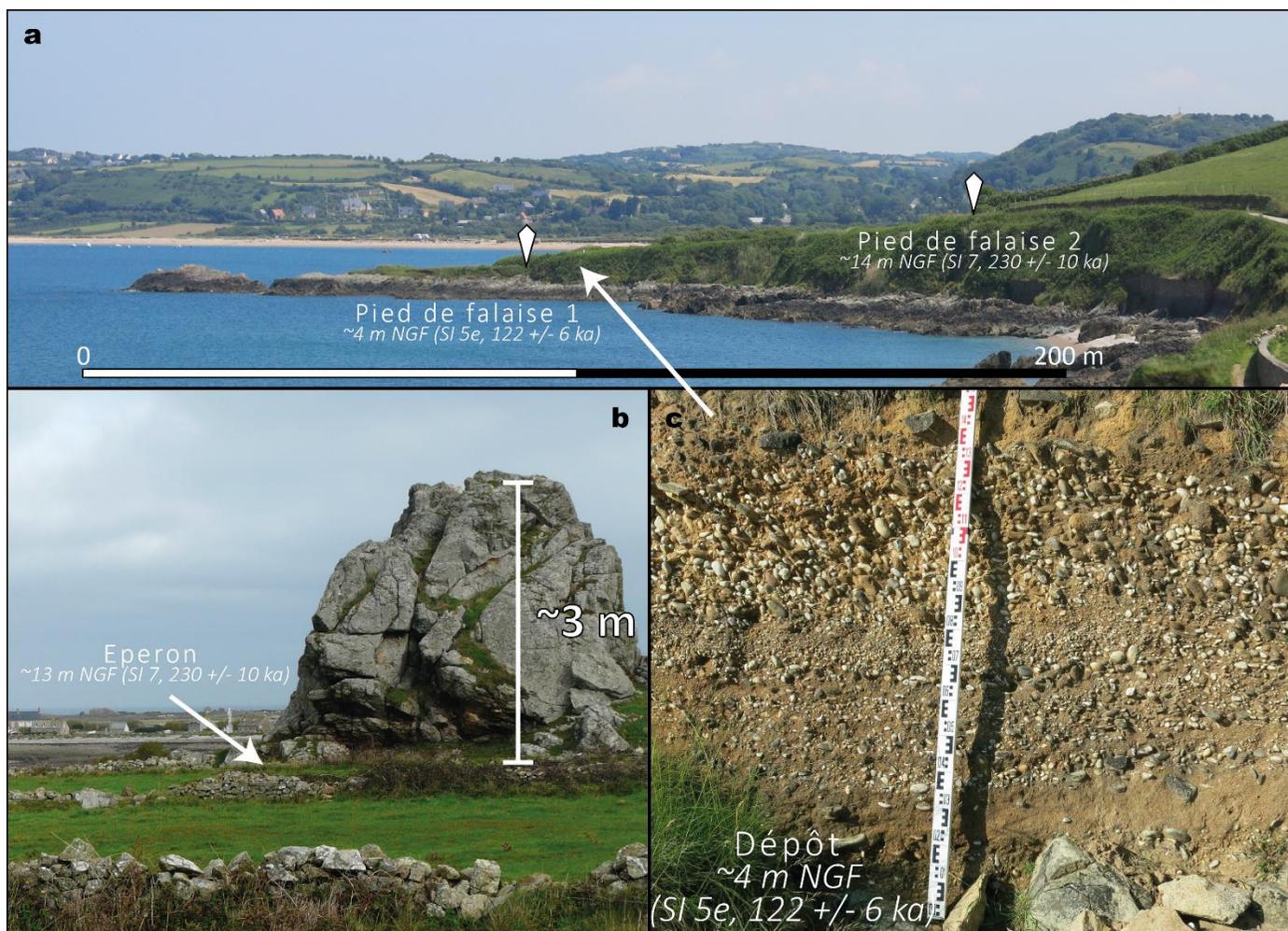


Fig. 31 : Les terrasses marines de la pointe de la Hague a) séquence de terrasses marines de la pointe du nez (Saint Germain des Vaux) chaque terrasse est soulignée par un pied de falaise marqueur d'un haut niveau marin, ici corrélés aux stades isotopiques 5e et 7 , b) Eperon fossile de la Roche corrélué au stade isotopique 7 (Auderville), c) Dépôt de plage perché de la pointe du nez corrélué au stade isotopique 5e (Saint Germain des Vaux)

3.2 Séquences de terrasses coralliennes (régions intertropicales)

Les terrasses coralliennes tardi-cénozoïques sont des terrasses marines construites par des coraux. Les terrasses coralliennes sont de bons marqueurs des variations du niveau marin. Ces terrasses sont composées de calcaires récifaux tardi-cénozoïques cimentés contenant des fossiles d'organismes marins tels que les bivalves comme les tridacnas par exemple (Fig. 33 b). Des encoches fossiles sont souvent présentes à la base de l'avant récif fossile dans ce type de séquence (Fig. 32 et 33 c). Les crêtes récifales, encoches et pieds de falaises permettent de déterminer l'altitude actuelle d'un haut niveau marin interglaciaire. Cette altitude est ensuite interprétée en termes d'eustatisme et de tectonique (section Chapitre 2 2.1.1) (Fig. 22).

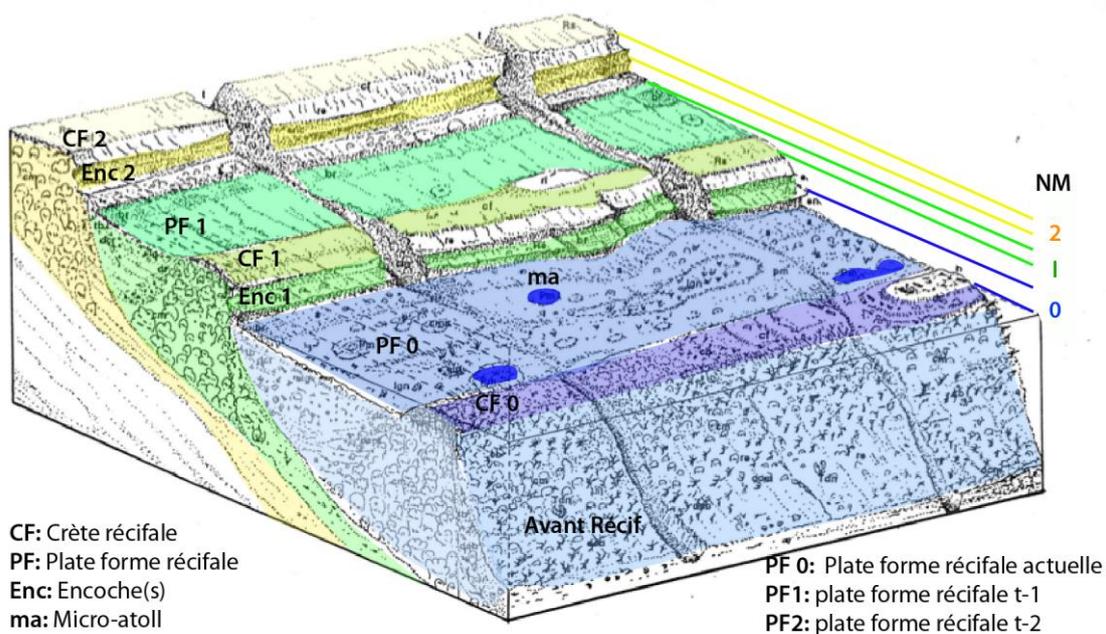


Fig. 32 : Bloc diagramme représentant une séquence de récifs frangeants soulevés surplombant un récif frangeant actuel (modifié de Hantoro (1992))

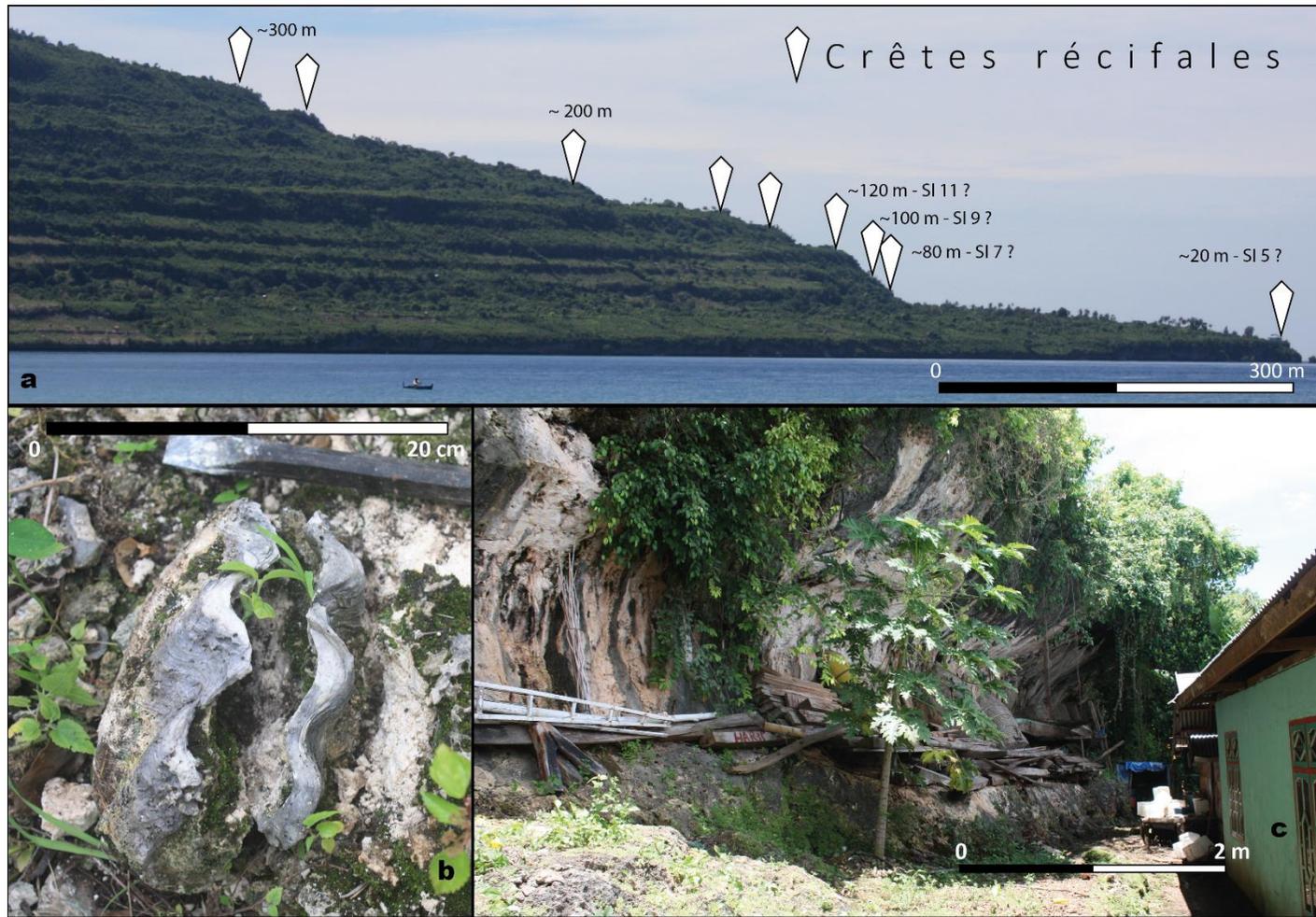


Fig. 33: Indicateurs de permanences de hauts niveaux marins interglaciaires pour des terrasses coralliennes (régions intertropicales), a) séquence de terrasses coralliennes de Bahari la séquence totale culmine à ≈ 420 m (archipel de Buton, Indonésie) (Corrélations de Pedoja et al. (Soumis)), b) Tridacne fossile cimenté dans le platier récifal d'une terrasses corallienne de l'île de Kadatua (archipel de Buton, Indonésie), c) encoche fossile dans une falaise fossile de Tira (archipel de Buton, Indonésie)

3.3 Morphogénèse des séquences de terrasses marines et de rasas tardi-cénozoïques

Les séquences terrasses marines et coralliennes sont créées par la combinaison de mouvements tectoniques et de variations eustatiques (Lajoie, 1986). Toutes les côtes du globe peuvent être considérées comme plus ou moins "tectoniques" et aucune n'est réellement stable (e.g. Pirazzoli, 1994; Pedoja et al., 2011, 2014). Plusieurs processus génèrent des séquences de terrasses marines : les mouvements cosismiques, le rebond postglaciaire aux hautes latitudes et la surimposition des variations eustatiques sur une côte en soulèvement (Fig. 35). Ces trois mécanismes ont tendance à se superposer dans le temps et il n'est pas rare d'observer des séquences composées d'une séquence holocène liée au rebond postglaciaire et/ou la tectonique surplombée d'une séquence pléistocène marquant le soulèvement par l'enregistrement des hauts niveaux marins interglaciaires tardi-cénozoïques (Fig. 3 b₁ et b₂).

La répétition des hauts niveaux marins et des bas niveaux marins (glaciaires) du tardi-Cénozoïque sur les côtes, subissant des déformations verticales (soulèvement ou subsidence), conduit à la formation de séquences de terrasses marines émergées et submergées dites terrasses marines tectono-eustatiques. Le soulèvement superposé avec les oscillations du niveau marin forme cette géométrie en marche d'escalier (Fig. 34) (Lajoie, 1986; Murray-Wallace et Woodroffe, 2014).

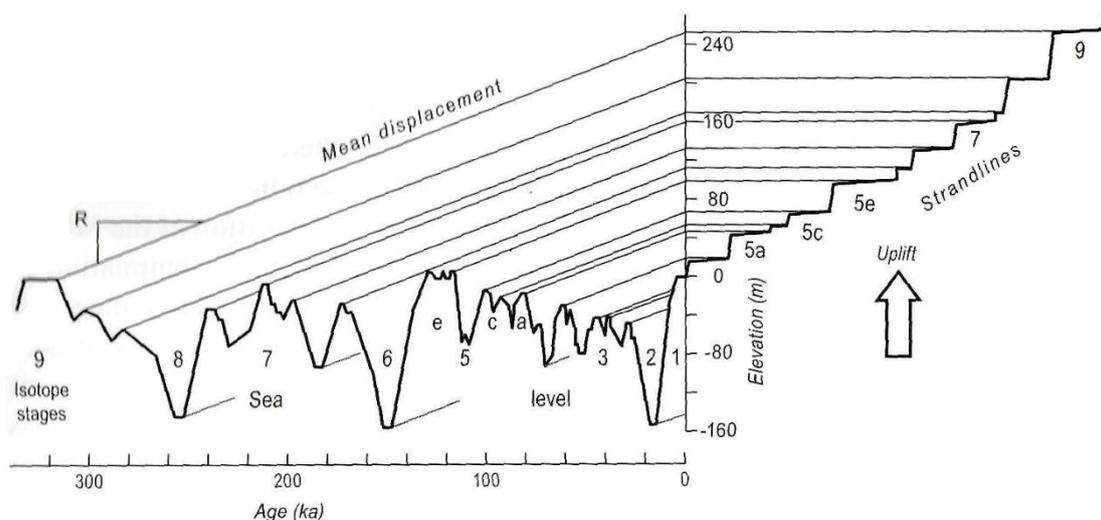


Fig. 34 : Schéma conceptuel illustrant la formation d'une séquence de terrasses marines liée aux variations du niveau marin surimposées sur une côte en soulèvement (Murray-Wallace et Woodroffe, 2014)

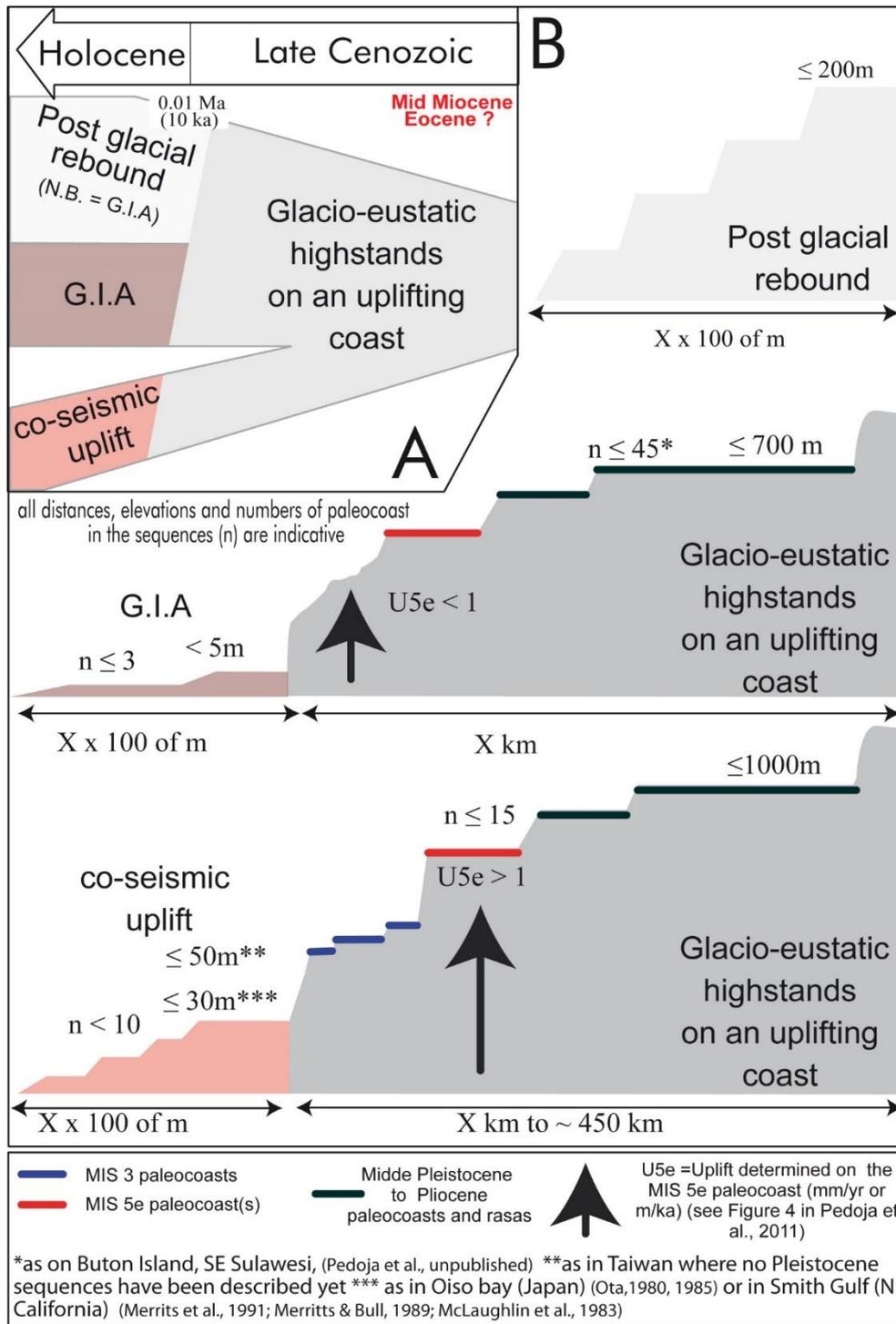


Fig. 35 : Mode de formation des séquences de terrasses marines durant le Tardi-Cénozoïque. n = nombre de paléocôtes altitudes indicatives (Pedoja et al., 2014).

Post glacial rebound : rebond post-glaciaire. G.I.A. : Ajustement isostatique global, Co-seismic uplift : soulèvement co-sismique, glacio-eustatic highstands on uplifting coast : surimposition des hauts niveaux interglaciaires glacioeustatiques sur une côte en soulèvement. X x 100 of m : X centaine de mètres

Dans le domaine côtier, les mouvements brusques induits par les séismes peuvent créer des séquences de terrasses marines. Les mouvements cosismiques se font de manière quasi instantanés et mettent en jeu des déplacements généralement inférieurs au mètre (exemple du séisme de Mai 1992 de la péninsule de Huon, Pandolfi et al., 1994). Ces dernières sont décrites pour la période de temps correspondant à l'Holocène récent (> 6-7 ka). Les mouvements cosismiques enregistrés sont soit positifs (soulèvement), soit négatifs (subsidence). Lorsqu'ils sont positifs, ces mouvements d'amplitude métrique conduisent à la création de séquences de terrasses marines émergées généralement étroites (terrasses individuelles fréquemment <10 m et séquences < 1 km) et ne dépassent pas quelques dizaines de mètres d'altitude au-dessus du niveau marin actuel. Par exemple la séquence d'origine cosismique atteint des altitudes inférieures à 20 m sur la péninsule de Huon (Ota et al., 1993) et 38 m sur la péninsule de Kamchatsky (Pedoja et al., 2013).

3.4 Utilisation tectonique des séquences de lignes de rivages

Le niveau marin actuel est une donnée universelle pour mesurer l'altitude et une référence relativement pratique pour déterminer les mouvements verticaux de la croûte terrestre (Lajoie, 1986).

– Taux de surrection

L'équation classique (Lajoie, 1986) pour calculer les mouvements verticaux côtiers corrigés à partir de la terrasses marines est :

$$V = \frac{(E - e)}{A}$$

Où E est l'altitude actuelle de la ligne de rivage fossile relative au niveau marin actuel, A est l'âge du haut niveau marin corrélé à la terrasse étudiée et e est la correction eustatique qui correspond à l'altitude du niveau marin passé par rapport au niveau zéro actuel. Dans l'étude de Pedoja et al. (2011a), il a été proposé une équation ne prenant pas en compte les corrections eustatiques (e) (taux de soulèvement apparent) pour les stades isotopiques car les estimations d'altitude du niveau marin lors du dernier interglaciaire sont fondées sur des indicateurs morphologiques considérées comme tectoniquement instables. Qu'ils soient calculés avec ou sans corrections eustatiques, les taux de soulèvement côtier calculés dans cette étude correspondent à des taux moyens depuis la formation de la côte fossile.

Pour les terrasses coralliennes, la crête récifale, le pied de falaise et les encoches sont utilisés comme marqueur de haut niveau marin alors que les pieds de falaises et les encoches sont utilisés comme marqueur pour les terrasses marines. Ces marqueurs (crêtes récifales, encoches et pieds de falaises) sont considérés comme des isochrones et des isohypses, car ils représentent une permanence de hauts niveaux marins, donc un âge et une altitude donnée (Burbank et Anderson, 2012; Pedoja et al., 2014) (Fig. 29). Ce qui permet de quantifier et d'identifier les déformations (failles, plis, ...) liés aux mouvements tectoniques à différentes échelles : locale, régionale et continentale (Pedoja et al., 2011, 2014).

– La tectonique côtière à différentes échelles

Au niveau local (< au km), les variations d'altitude des morphologies associées aux lignes de rivages fossiles ne peuvent évidemment pas être expliquées par des variations du géoïde marin. Ces variations d'altitudes peuvent être dues 1) à un basculement ou une flexure si le changement d'altitude est graduel, 2) à une faille si la variation d'altitude est brutale, 3) à une combinaison des deux. L'étude conjointe du terrain, des images satellites (SPOT, Landsat) et des MNT permet de déterminer précisément les déformations enregistrées par un même indicateur morphologique. Par exemple sur la péninsule de Kamchatsky (Kamchatka, Russie) (Pedoja et al., 2013) (Fig.36), la séquence de terrasses marines a permis d'estimer des vitesses de déformations positives verticales inférieures à 2,5 mm/an (soulèvement) et horizontales allant jusqu'à 12 mm/an. L'analyse des terrasses marines a permis de calculer le rejet de failles de grandes failles décalant les terrasses marines compris entre 145 et 500 ± 40 m.

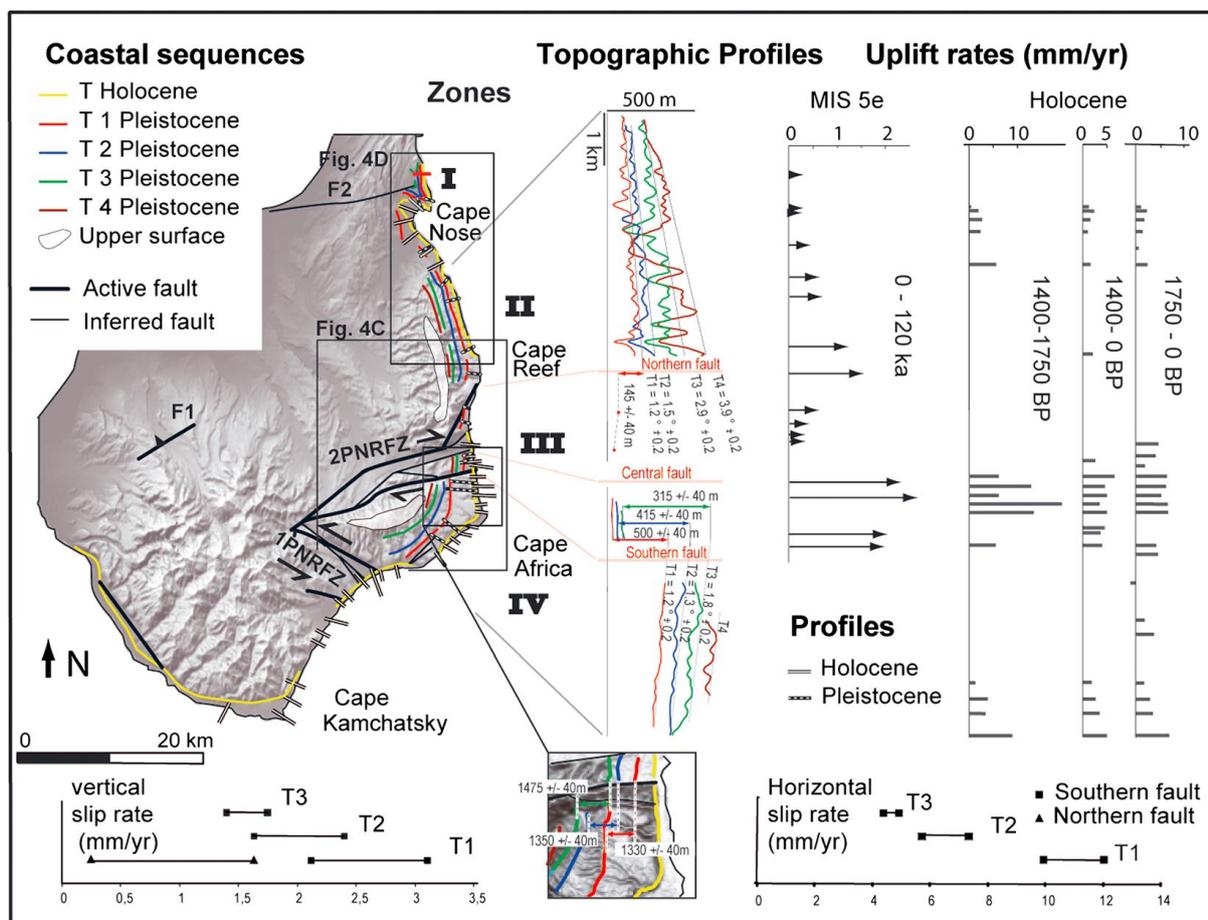


Fig.36 : Etude d'une séquence de terrasses marines sur la péninsule Kamchatsky (Kamchatka, Russie). Les basculements pour chaque terrasse marine ont été calculés à l'aide de MNT. Ces basculements sont liés à l'activité des failles régionales off- et on- shore. La séquence de terrasses marines permet de quantifier les rejets horizontaux et verticaux de ces failles (Pedoja et al., 2013).

Dans une séquence donnée, la succession des lignes de rivages permet de quantifier le soulèvement d'une zone dans le temps.

A l'échelle régionale (\approx centaine de km), pour obtenir une quantification du taux de soulèvement et de ses variations dans l'espace, cette méthodologie peut être utilisée pour différentes séquences présentes sur un segment de côte plus ou moins long. Une quantification du taux de soulèvement et de ses variations dans l'espace est ainsi obtenue. Ce taux de surrection peut alors être extrapolé (en supposant le soulèvement constant) afin de corrélérer, dans la séquence étudiée, les terrasses marines non datées à des permanences de hauts niveaux marins. A cette échelle, les lignes de rivages fossiles (i.e. terrasses marines et rasas) permettent de caractériser très précisément l'évolution morphotectonique des zones considérées et ce pour des périodes de temps couvrant le tardi-Cénozoïque.

Les séquences de terrasses marines sont utilisées pour établir des vitesses de surrection afin d'étudier une zone couvrant plusieurs centaines ou milliers de kilomètres (échelle continentale). La

comparaison de ces vitesses de soulèvement permet de dresser une carte de taux de soulèvement côtier secteurs par secteurs (e.g. Pedoja et al., 2014)

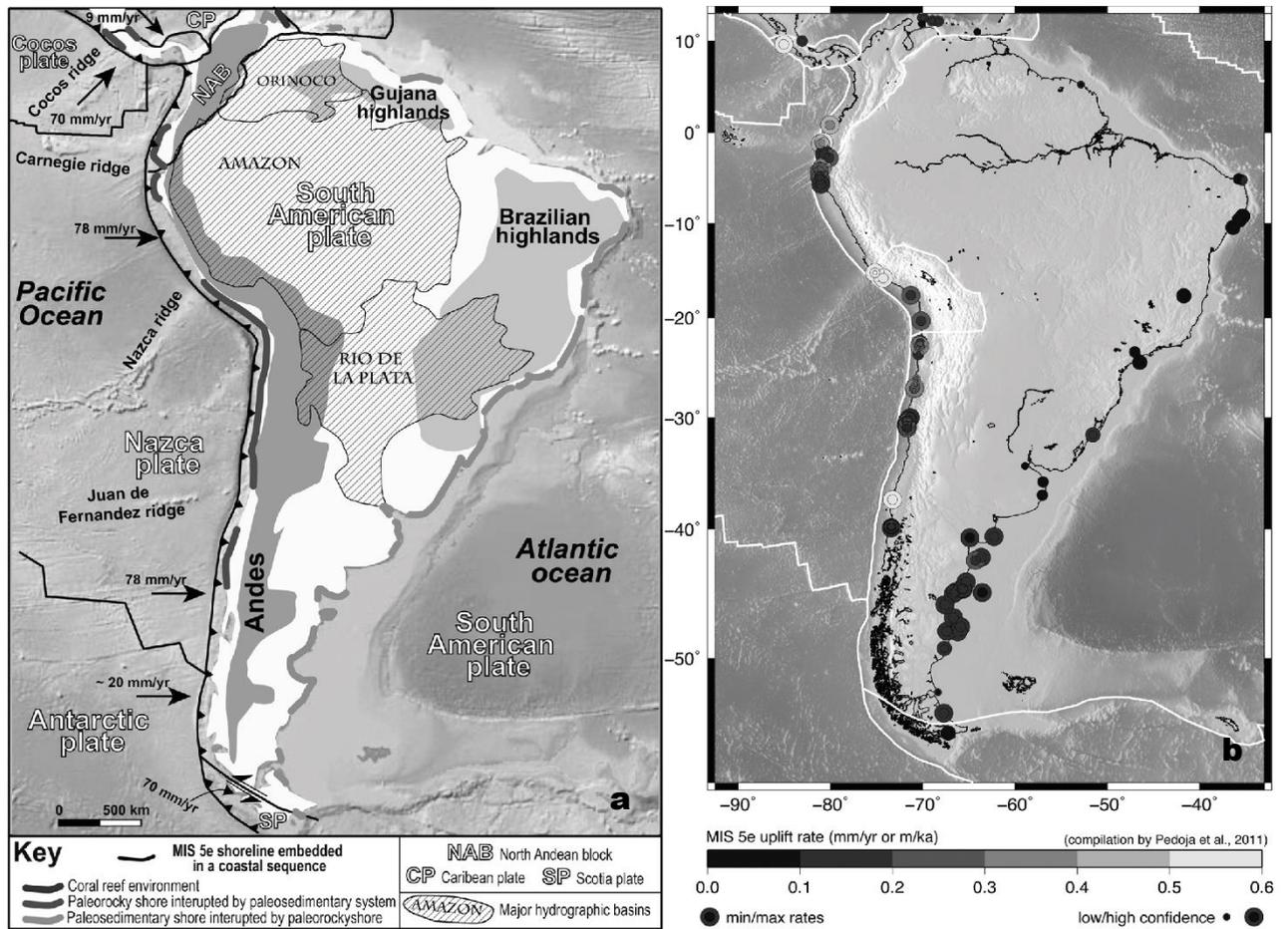


Fig. 37 : Synthèse au niveau continental du soulèvement de l'Amérique du Sud, a) Répartition des séquences de terrasses marines et b) Taux de soulèvement calculés à partir de ces séquences de terrasses marines (Blanco-Chao et al., 2014)

Pedoja et al. (2011; 2014) proposent la première estimation du taux de soulèvement côtier à l'échelle mondiale depuis le stade isotopique 5e (Fig. 38).

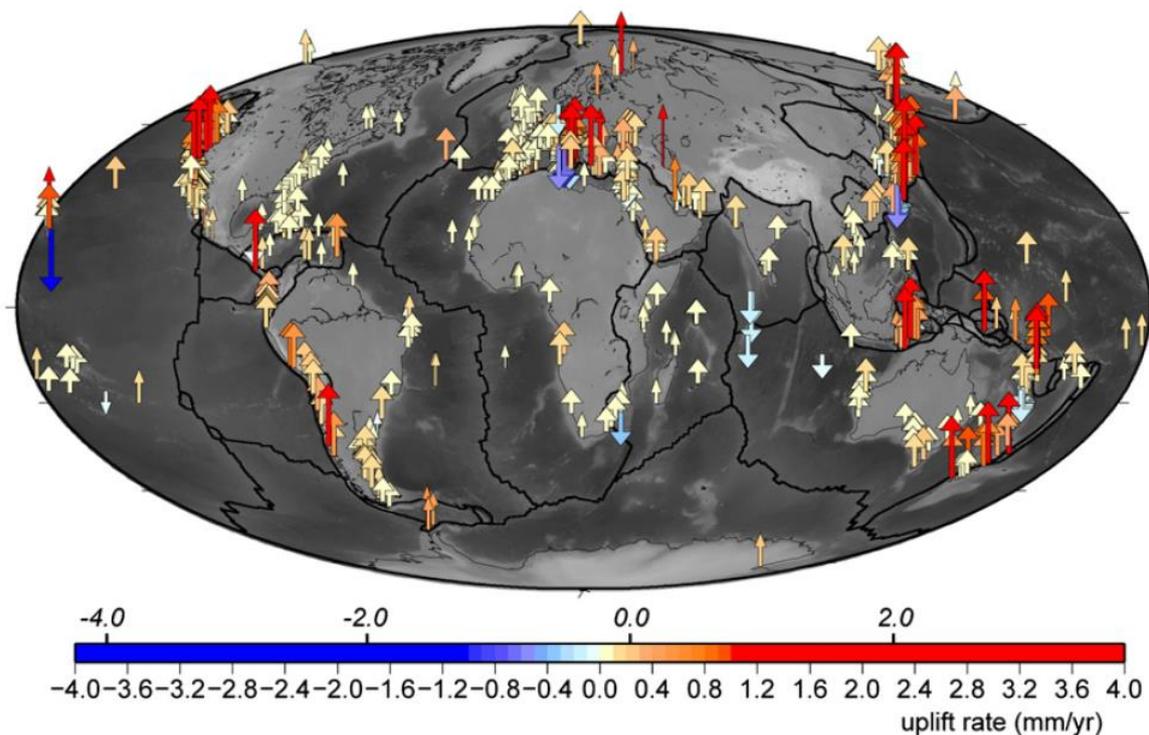


Fig. 38 : Taux de surrection apparent déduit de l'altitudes des terrasses marines associées à la dernière permanence du haut niveau marin corrélée avec le stade isotopique 5e (Pedoja et al., 2011). La largeur des flèches indique le degré de confiance dans les données. Les nombres en italiques correspondent à des taux dont le calcul inclut une correction eustatique de $+ 3 \pm 3$ m (Siddall et al., 2007). 90 % de l'enregistrement correspond à des valeurs positives et donc à des séquences émergées.

Plus récemment, Pedoja et al. (2014) ont exploré les relations entre géodynamique régionale et taux de soulèvement calculés à partir des lignes de rivages associées au haut niveau marin corrélé au stade isotopique 5e. Ainsi, les taux de soulèvement côtier apparents moyens sont compris entre $-0,13 \pm 0,02$ mm/an (aux Maldives) et $1,94 \pm 0,1$ mm/an (péninsule de Huon, Papouasie-Nouvelle-Guinée). Les zones de convergences continent-continent (collision entre deux plaques continentales), comme la péninsule de Huon, ont les taux de soulèvement apparents moyens les plus forts ($1,47 \pm 0,08$ mm/an) tandis que les zones de convergences continent-océan (plaque océanique plongeant sous une plaque continentale), comme l'île de Sumba, ont des taux de soulèvement côtier de $0,54 \pm 0,04$ mm/an. Les marges passives comme le Nord Cotentin apparaissent toutes comme globalement en soulèvement avec un taux moyen apparent mondial de $0,06 \pm 0,01$ mm/an.

4 Dégradation des séquences de terrasses marines et coralliennes

4.1 Processus continentaux permettant la dégradation des séquences de terrasses marines

Une fois soulevée et mise hors d'atteinte de l'attaque de la mer, une terrasse marine est immédiatement soumise à l'érosion continentale : fluviale, éolienne, météorique (Fig. 29). Ces processus continentaux tendent à émousser les escarpements des falaises côtières fossiles (Rosenbloom et Anderson, 1994; Anderson et al., 1999) (Fig. 29 et 39). Cet aplanissement de l'escarpement se fait à la fois par 1) l'érosion du sommet de la falaise fossile mais aussi par 2) l'accumulation de dépôts de pente ou de dépôts éoliens au niveau du pied de cette falaise (Fig. 29 et 39). Les processus continentaux et les dépôts associés masquent ou détériorent les dépôts de plages fossiles (i.e. plage perchée), ce qui les rend difficilement observables (comme par exemple les dépôts de head, dépôts de versants, produits de la gélifluxion) (Fig. 29).

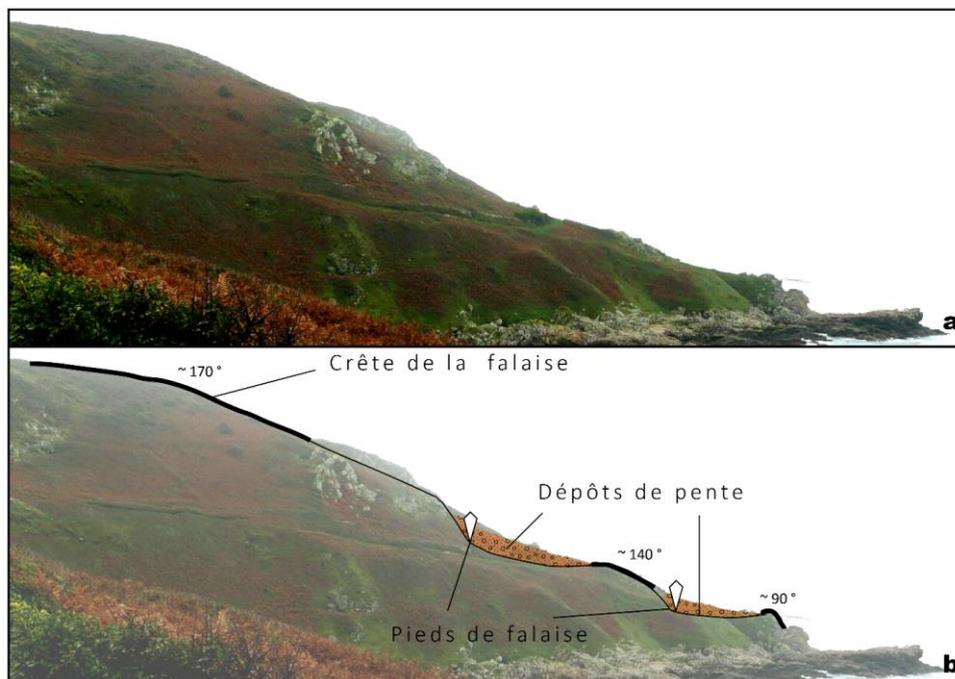


Fig. 39 : Exemple de dégradation de la séquence de terrasses marine du Rocher du Calenfrier (Auderville, Cotentin). La crête des falaises fossiles est progressivement émoussée vers le haut de la séquence de terrasse par érosion tandis que des dépôts de pentes s'accumulent au pied de cette falaise.

La lithologie, dans laquelle les terrasses marines, sont sculptées influence le degré de leur préservation (e.g. Gulliver, 1899; Anderson et al., 1999). L'état d'équilibre d'une séquence de

terrasses marines est atteint lorsque le taux de soulèvement est contrebalancé par le taux d'incision (Anderson et al., 1999).

La dégradation des séquences de terrasses coralliennes diffère de celle des terrasses marines. Les récifs émergés sont soumis au même processus continentaux que les terrasses marines (dépôts de pente, érosion de la crête) mais aussi à la dissolution des carbonates. Un réseau karstique se crée dans les différentes unités calcaires formant la séquence de terrasses coralliennes. Chaque période de baisse du niveau marin lors des périodes glaciaires se traduit par la mise en place d'une surface d'altération (ou épikarst) au sommet des récifs existants influencée principalement par la corrosion (ruissellement et pédogénèse) (Fig. 29 et 40) (James et Choquette, 1984; Montaggioni, 2007). Cette altération se propage verticalement à la vitesse de 0,7 mm/an pour les îles Caïmans (selon des mesures in situ réalisées par Spencer (1985)), par infiltration dans la zone vadose (zone non saturée en eau) et crée un système endokarstique (Fig. 40 et 41 c et d). Dans le cas d'une chute du niveau marin, au moins égale à l'épaisseur du corps récifal, celui-ci ne subit que l'action des eaux de ruissellement et d'infiltration au sein de la zone vadose météorique (Fig. 40). Dans le cas d'une régression moindre, la partie supérieure du corps récifal fossile baigne dans la zone vadose (zone non saturée du sol) et sa base dans la nappe phréatique (Figure 5) (James et Choquette, 1984). Un réseau endokarstique se forme alors. Ce réseau karstique tend à évoluer en doline, comme par exemple ce récif corallien soulevé de l'archipel de Buton dont l'âge se compte en Ma (~3.5 Ma) (Pedoja et al., Soumis) (Fig. 41 d).

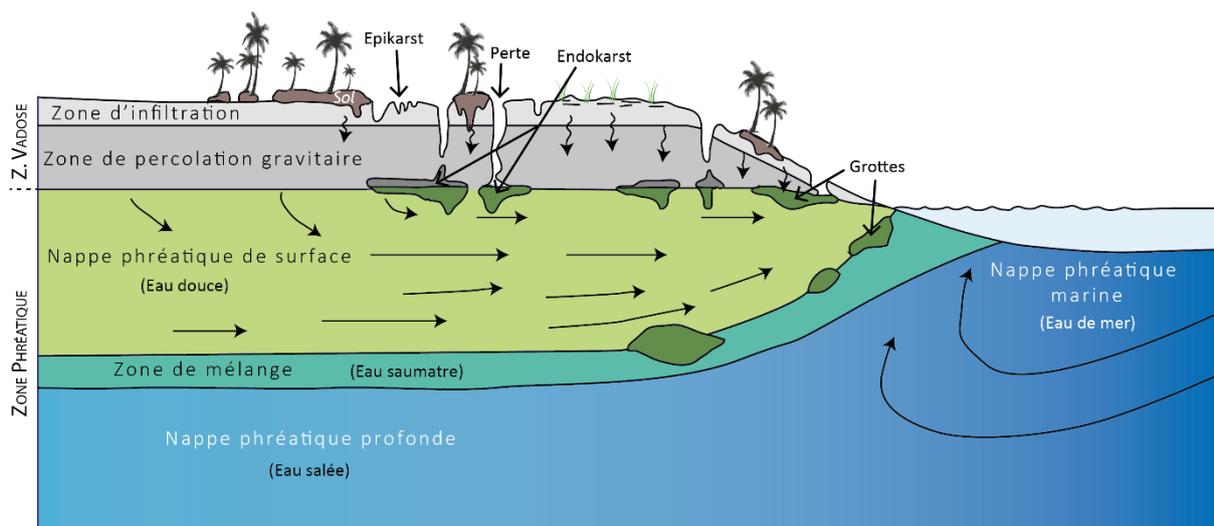


Fig. 40 : Altération météorique des corps récifaux en milieu tropical, redessiné d'après James et Choquette (1984)

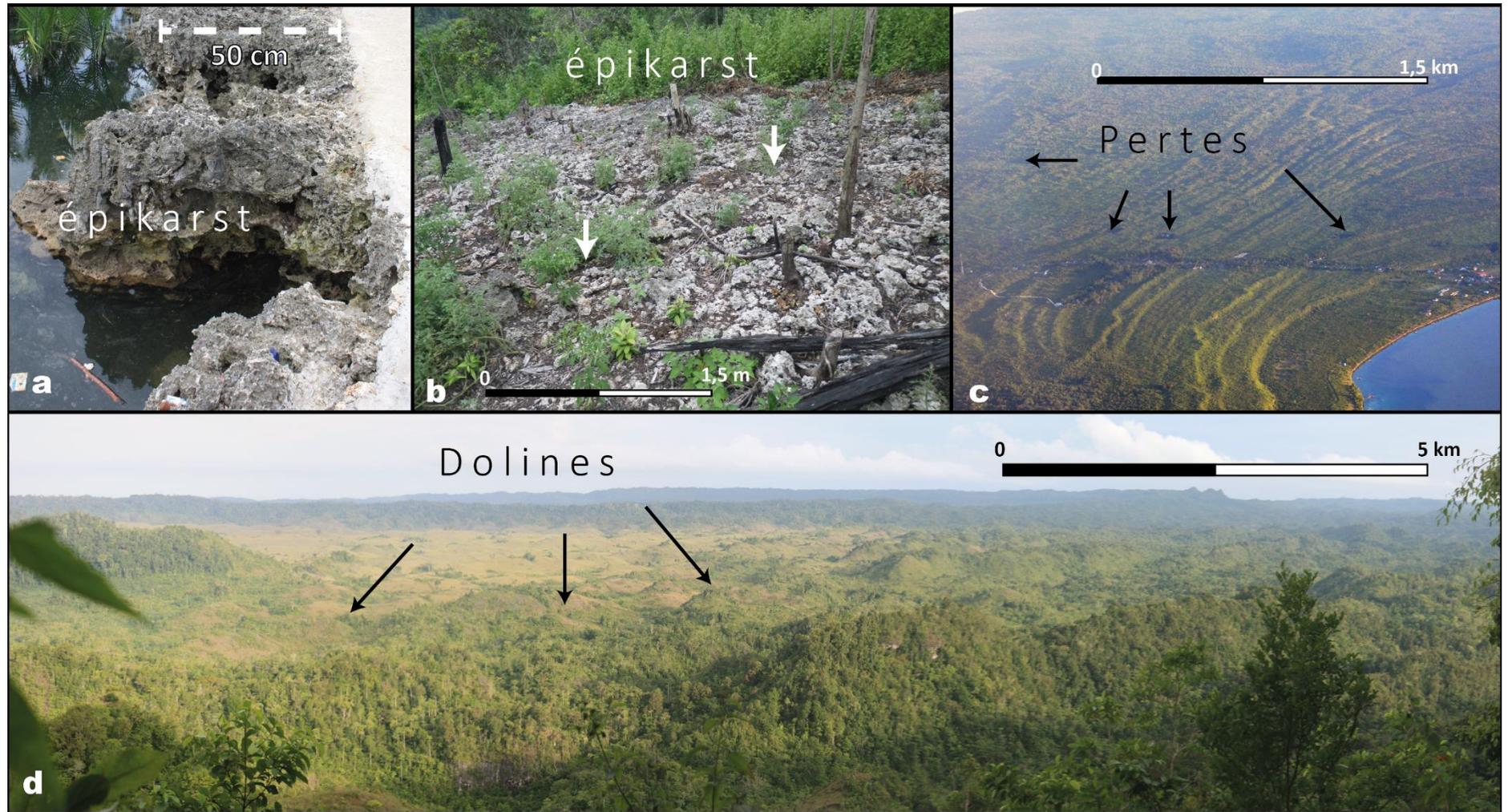


Fig. 41 : Les différents types de karst développés à la surface de la séquence de terrasses coralliennes de l'archipel de Buton, a) Epikarst situé à 5 m au-dessus du niveau de la mer (Pasarwajo, île de Buton, Indonésie, avril 2012), b) Epikarst situé à 100 m d'altitude (Nirwana, île de Buton, Indonésie, avril 2012), c) Pertes développées à la surface de la séquence de terrasses de l'île de Muna (Indonésie, avril 2012), d) Dolines développées dans un lagon fossile à Rongi (île de Buton, Indonésie, avril 2012).

4.2 Etat de l'art des réseaux de drainage développés sur des séquences de lignes de rivages fossiles

Au cours de mes travaux, j'ai pu recenser 14 études traitant des réseaux de drainage développés sur des séquences de lignes de rivages fossiles (Tableau 3).

La plupart des études utilisent les terrasses marines comme marqueur tectonique afin de calculer des taux de soulèvement (Fig. 42 et Tableau 3). Ces taux sont utilisés pour :

- corréler les taux de soulèvement avec les indices morphométriques pour voir si il existe un lien entre les deux paramètres (Merritts et Vincent, 1989; Kelsey et Bockheim, 1994; Duvall et al., 2004; Kobor et Roering, 2004; Litchfield et Berryman, 2006; Cyr et Granger, 2008; Olivetti et al., 2012; Perron et Royden, 2013),
- réaliser une étude tectonique de la zone en alliant l'analyse des terrasses marines et du drainage (Maroukian et al., 2008; Pedoja et al., 2013).

D'autres études se concentrent sur l'évolution du réseau de drainage à la surface de séquences de terrasses marines (Chappell, 1974b; Pillans, 1985; Rosenbloom et Anderson, 1994; Snyder et al., 2002).

La moitié de ces études concernent des sites localisés sur la côte Ouest des Etats-Unis (Oregon et Californie) (Merritts et Vincent, 1989; Kelsey et Bockheim, 1994; Rosenbloom et Anderson, 1994; Snyder et al., 2002; Duvall et al., 2004; Kobor et Roering, 2004; Perron et Royden, 2013). Trois études concernent des sites méditerranéens (en Grèce et en Italie) (Cyr et Granger, 2008; Maroukian et al., 2008; Olivetti et al., 2012), deux en Nouvelle-Zélande (île du Nord) (Pillans, 1985; Litchfield et Berryman, 2006) et enfin une en Papouasie-Nouvelle-Guinée (Chappell, 1974b) et une en Russie (Kamchatka) (Pedoja et al., 2013).

Une seule étude traite d'un réseau de drainage développé sur une séquence de terrasses coralliennes (pour des rivières présentes sur la péninsule de Huon) (Chappell, 1974b) toutes les autres concernent des réseaux de drainage développés sur des séquences de terrasses marines. Les taux de soulèvement utilisés pour ces travaux ont été déduits de l'altitude actuelle de la terrasse marine associée au haut niveau marin corrélé au stade isotopique 5e. La grande majorité de ces études (13 sur 14) traite de sites localisés dans des contextes de marges actives (subduction, collision et zone transformante) où les taux de soulèvement sont modérés à fort (i.e. certains sont supérieurs à 1 mm/an et aucun inférieur à 0,3 mm/an). Cyr et Granger (2008) ont étudié un réseau de drainage côtier localisé sur une marge passive, présentant des taux de soulèvement faible (< 0.1mm/an),

L'indice morphométrique associé à ces réseaux de drainage le plus couramment employé est la pente des drains (calculé dans huit études sur 14) (Merritts et Vincent, 1989; Rosenbloom et Anderson, 1994; Snyder et al., 2002; Duvall et al., 2004; Kobor et Roering, 2004; Maroukian et al., 2008; Olivetti et al., 2012; Pedoja et al., 2013). La pente des drains est analysée à l'aide de profils en long (quatre études) mais principalement à l'aide du k_{sn} (cinq études). Des tentatives de quantification du taux d'incision à partir de nucléides cosmogéniques ont été effectuées dans quatre études (Rosenbloom et Anderson, 1994; Litchfield et Berryman, 2006; Cyr et Granger, 2008; Olivetti et al., 2012). Chappell, (1974b) a quantifié l'incision à partir de l'analyse des terrasses coralliennes datées de la péninsule de Huon.

Quatre études se focalisent sur les relations entre bassins versants et terrasses marines et utilisent principalement l'hypsométrie (Kelsey et Bockheim, 1994; Maroukian et al., 2008; Pedoja et al., 2013). L'organisation du réseau de drainage n'est utilisée que dans une étude (Pedoja et al., 2013). Enfin, le χ , qui permet de quantifier la réorganisation dynamique des bassins versants a été utilisé dans une étude (Perron et Royden, 2013). Pour terminer, seul Pillans, (1985) réalise une étude descriptive du réseau de drainage développée sur les séquences de terrasses marines.

Merritts et Vincent (1989) ont réalisé une matrice de corrélation incluant le taux de soulèvement (moyen à fort selon Pedoja et al. (2014)), l'aire et le relief moyen de bassins versants et la pente de leurs drains. D'après leur étude, le relief et l'aire des bassins versants et la pente des drains sont corrélés aux taux de soulèvement. Kelsey et Bockheim (1994) dans leur étude sur l'évolution du paysage côtier ont corrélé les courbes hypsométriques de bassins versants avec les taux de soulèvement calculés et ont conclu que leur forme dépendait du taux de soulèvement. Duvall et al. (2004) s'intéressent à la réponse d'un profil en long du cours d'eau aux variations de taux de soulèvement et de lithologie. Ils concluent que la pente est fortement corrélée au taux de soulèvement : dans les zones se soulevant rapidement la pente peut être jusqu'à trois fois plus forte que dans des zones côtières se soulevant lentement. Kobor et Roering, (2004) mettent en relation le k_{sn} et le taux de soulèvement côtier. Ils montrent que le k_{sn} est fortement corrélé au taux de soulèvement. Les trois autres études (Litchfield et Berryman, 2006; Cyr et Granger, 2008; Olivetti et al., 2012) utilisent les taux de soulèvement pour les corrélés avec des indices morphométriques. Ils s'intéressent plus particulièrement à la relation entre taux de soulèvement côtier et taux d'incision estimés par l'analyse de nucléides cosmogéniques. Litchfield et Berryman (2006) analysent ainsi le rebond postglaciaire avec l'incision qui semble être corrélés. Cyr et Granger (2008) mettent en évidence l'état d'équilibre dynamique (Hack, 1975) dans lequel se trouve la partie NE des Apennins (Italie) en corrélant taux d'incision et taux de soulèvement.

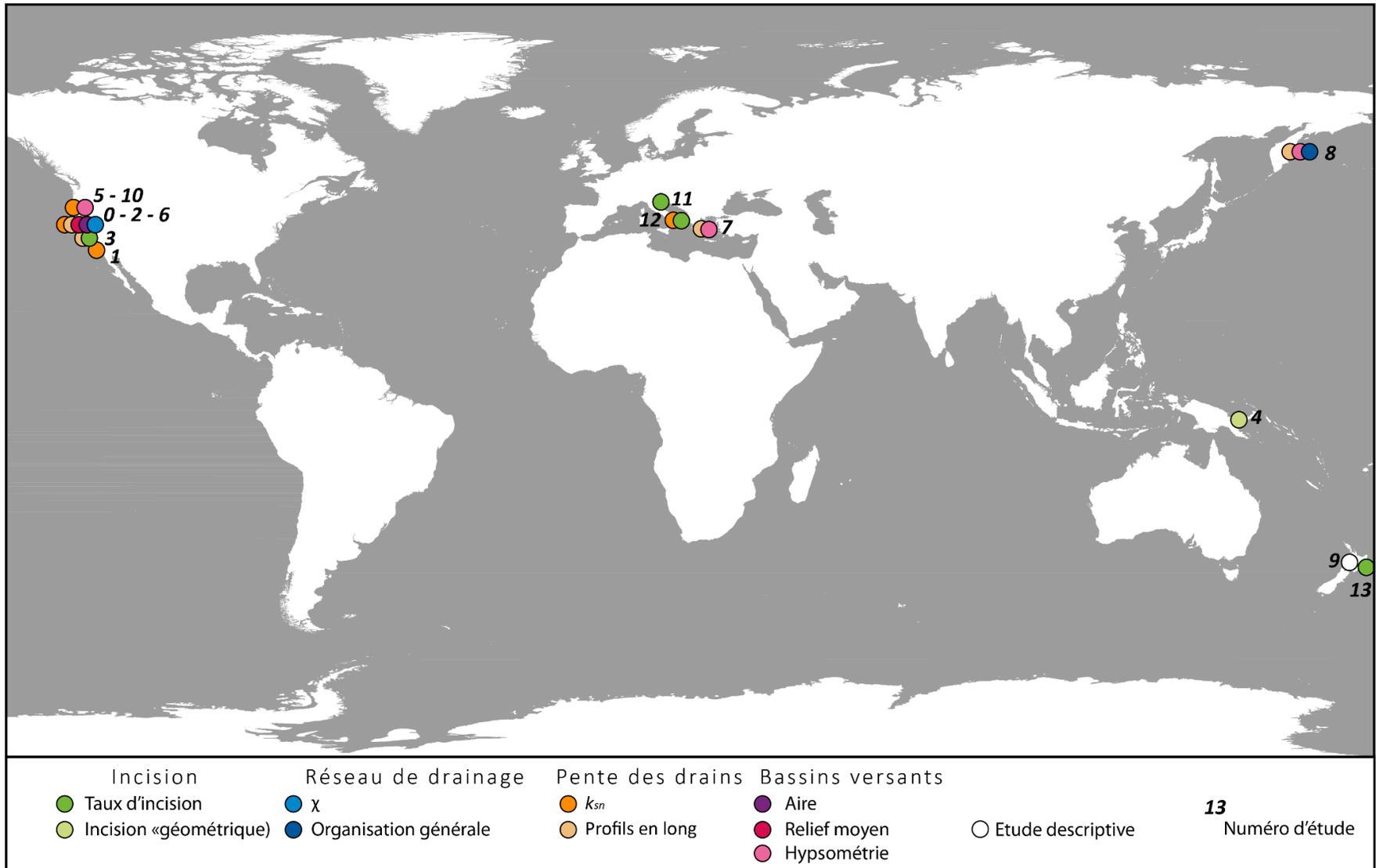


Fig. 42 : Etat de l'art concernant les réseaux de drainage développés sur des séquences de terrasses marines ou coralliennes. Ces études sont représentées en fonction de l'indice morphométrique calculé.

N°	Pays	Lieu	Géod	U	SI	Indicateur	Enregistrement	Indices	Objectifs	Références
0	USA	Mendocino	T	2,25	5e	TM	SI 11	relief aire drainée ksn	Réponse du drainage côtier au taux de soulèvement	(Merritts et Vincent, 1989)
1	USA	Santa Ynez	T	2,875	5e	TM	Pléistocène moyen	Ksn	Influence de la tectonique et de la lithologie sur les profils en long de drains côtiers	(Duvall et al., 2004)
2	USA	Mendocino	T	2,25	5e	TM	SI 11	X	Développement de l'indice χ	(Perron et Royden, 2013)
3	USA	Santa Cruz	T	0,3	5e	TM	1 Ma	profils en long taux d'incision	Développement d'un modèle d'évolution de la pente et des chenaux sur une séquence de terrasses coralliennes	(Rosenbloom et Anderson, 1994)
4	PNG	Huon	CC	1,95	5e	TC	SI 11	Incision	Développement d'un modèle d'évolution de vallées incisées dans des terrasses coralliennes datées	(Chappell, 1974b)
5	USA	Oregon	OC	0,41	5e	TM	SI 7	Hypsométrie	Evolution du paysage côtier en fonction du taux de soulèvement et de l'eustatisme	(Kelsey et Bockheim, 1994)
6	USA	Mendocino	T	2,25	5e	TM	SI 11	ksn profils en long	Réponse des drains côtiers aux forçages tectoniques et eustatiques	(Snyder et al., 2002)
7	Grèce	Perachora	OC	1,1	5e	TM	SI 9	Profils en long hypsométrie	Contrôle morphotectonique sur l'évolution du réseau de drainage côtier	(Maroukian et al., 2008)
8	Russie	Kamchatka	OC	2,32	5e	TM	SI 9	hypsométrie profils en long organisation du drainage	Analyse tectonique à l'aide des terrasses marines et du réseau de drainage	(Pedoja et al., 2013)
9	N-Z	Taranaki	OC	0,45	5e	TM	700 ka	-	Initiation du drainage développé sur les terrasses marines	(Pillans, 1985)
10	USA	Oregon	OC	0,41	5e	TM	SI 7	Ksn	Relation entre le soulèvement et la pente des drains	(Kobor et Roering, 2004)
11	Italie	Emilia-Romagna	MP	0,045	5e	TM	SI 7	taux d'incision d'érosion	Relation entre les taux d'érosion, de l'incision fluviale et du taux de soulèvement côtier	(Cyr et Granger, 2008)
12	Italie	Massif de Sila	OC	0,7	5e	TM	SI 11	ksn taux d'incision	Reconstitution de l'histoire du soulèvement du massif de Sila	(Olivetti et al., 2012)
13	N-Z	île du Nord	OC	2	5e	TM	Pléistocène moyen	taux d'incision	Comparaison des taux de soulèvement avec les taux d'incision fluviaux postglaciaires	(Litchfield et Berryman, 2006)

Tableau 3 : Synthèse des différentes études concernant le réseau de drainage développé sur des séquences de terrasses marines. N° : correspond aux chiffres de la carte de synthèse. Geod : données de géodynamique d'après Pedoja et al. (2014) (T : transformante, CC : continent-continent, OC : océan-continent, MP : marge passive), U : taux de soulèvement (mm/an), SI : stade isotopique utilisé pour le calcul du taux de soulèvement, Indicateur : type de terrasse rencontré TC : terrasses coralliennes, TM : terrasses marines, Enregistrement : durée d'enregistrement de la séquence de terrasses marines ou corallienne, Indices : indices morphométriques calculés, objectif : objectif principal de l'étude

Partie II Evolution des réseaux de drainage côtiers en contexte de convergence

Ile de Sumba (Indonésie) et péninsule de Huon (Papouasie-Nouvelle-Guinée)

1 Physiographie et climat

Les archipels d'Indonésie et de Papouasie-Nouvelle-Guinée se trouvent en Asie du SE, à la jonction entre les océans Indien et Pacifique (Fig. 43). Selon la classification de Köppen mise à jour par (Kottek et al., 2006), ces deux archipels sont soumis à trois types de climats équatoriaux : équatorial à hiver sec, équatorial à mousson et équatorial humide. De manière générale, l'Asie du SE est divisée en deux zones biogéographiques (Hall, 2012): le Sundaland à l'Ouest et la Wallacea à l'Est (Fig. 43) délimitées par la ligne de Wallace, qui représente une discontinuité géographique dans la composition de la faune endémique à l'Indonésie (Wallace, 1860).

Dans cette partie du monde, le grand nombre d'îles entourées par des eaux chaudes ($> 25^{\circ}\text{C}$) favorisent le développement de plus de 700 espèces de coraux (i.e. la moitié des espèces coralliennes recensées dans le monde). Du fait de cette grande diversité, cette région est nommée triangle de corail (e.g. Montaggioni, 2007). Cette région comprend de nombreuses séquences de terrasses marines et coralliennes dont une grande partie ne sont pas décrites (Fig. 43) (Pedoja et al., 2011, 2014). Ces séquences de terrasses marines et coralliennes mettent en évidence la croissance d'un continent maritime depuis 5 Ma (Molnar et Cronin, 2015), croissance qui aurait modifié l'amplitude des variations eustatiques entre le Pléistocène inférieur et moyen.

L'Indonésie est un archipel d'échelle continentale, s'étendant de 8°N à 10°S et de 90° à 150°E sur une surface de près de 2 millions de km^2 ($5\ 000 \times 2\ 000$ km) et comprenant plus de 18 000 îles principales (Fig. 43). Plus précisément, l'île de Sumba fait partie de l'archipel d'échelle régionale des Petites îles de la Sonde, archipel localisé au nord de l'Australie et au sud de l'archipel des Sulawesi (Fig. 43).

La Papouasie-Nouvelle-Guinée est un archipel s'étendant de l'Equateur à 15°S et de 130°E à 160°E sur une surface de $880\ 000\ \text{km}^2$ ($3\ 500 \times 1\ 000$ km) (Fig. 43). La péninsule de Huon est au SE de l'île de la Nouvelle-Guinée (partagée entre Indonésie et Papouasie-Nouvelle-Guinée).

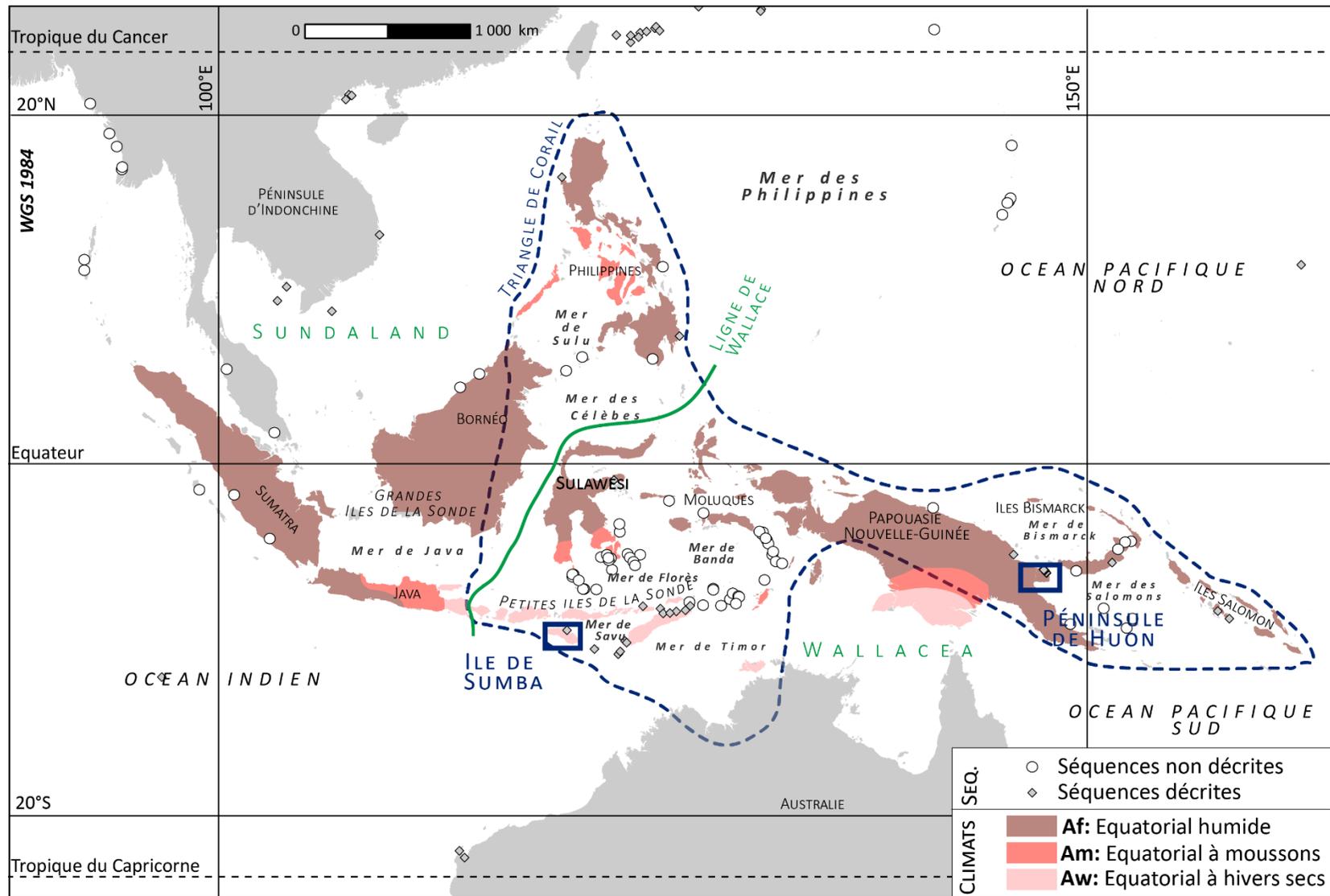


Fig. 43 : Physiographie de l'Asie du SE, classification climatique Köppen-Geiger et répartition des séquences de terrasses coralliennes en Indonésie et Papouasie-Nouvelle-Guinée (d'après les données de Kottek et al., 2006; Pedroja et al., 2011, 2014)

1.1 Physiographie de l'île de Sumba (Arc de la Sonde, Indonésie)

L'île de Sumba se trouve entre la mer de Savu et l'océan Indien, au NO de l'Australie, à l'Ouest de l'île de Timor (Fig. 43). Cette île mesure 220 km de long sur 50 km de large environ, soit une superficie de 11 000 km² (Fig. 45). La côte de Sumba avoisine les 500 km de long (Fig. 45).

L'observation du MNT permet de subdiviser l'île en trois entités structurales : le plateau de Waikabubak et le massif de Kananggar séparés par la rivière Kambaniru (Fig. 45, 44). Le plateau de Waikabubak est localisé dans la partie occidentale de l'île et s'étend sur une zone de 116 km par 30 km ($\approx 3\,300$ km²). Ce plateau culmine à des altitudes comprises entre 500 et 700 m (Fig. 45, 44). Le massif de Kananggar, dans la partie SE de l'île couvre une surface de ≈ 40 km de diamètre ($\approx 1\,600$ km²). C'est dans ce massif que le sommet de l'île, le Mont Wanggamet, culmine à 1 215 m d'altitude (Fig. 45). Le bassin versant de la rivière Kambaniru présente la surface drainée la plus importante de l'île de Sumba (40 X 30 km soit 660 km²).

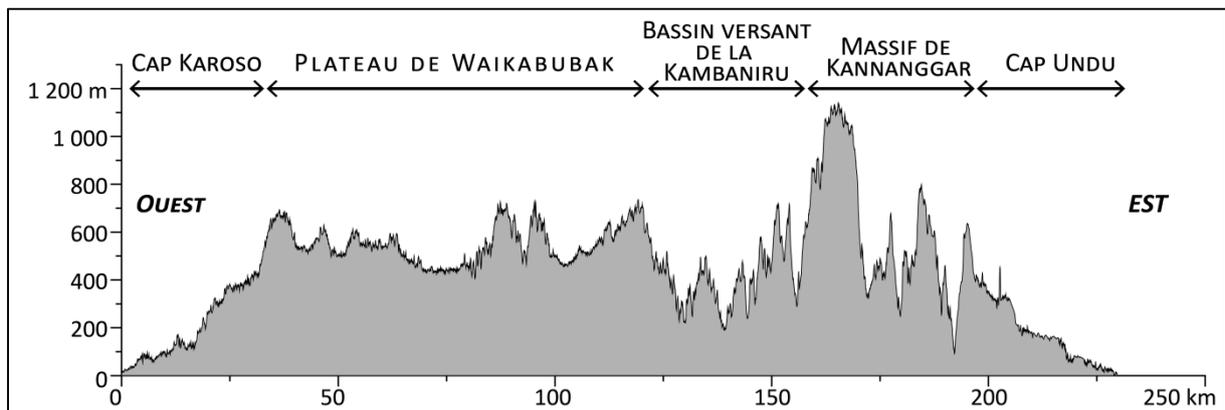


Fig. 44 : Profil topographique O-E de l'île de Sumba

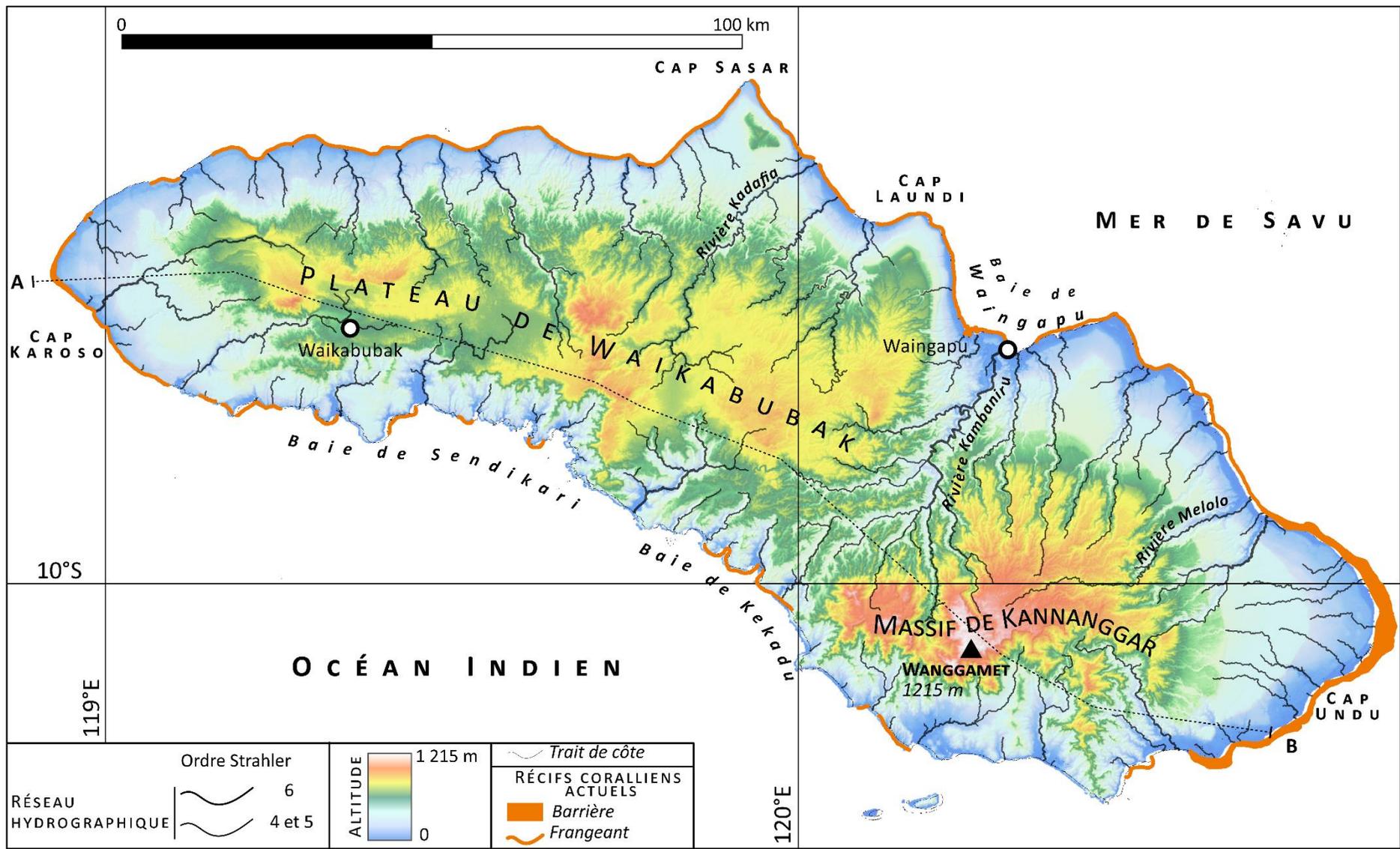


Fig. 45 : Physiographie de l'île de Sumba. Fond de carte à partir du SRTM (90 m de résolution)

Sur les côtes de l'île de Sumba, la marée est de type semi-diurne à inégalité diurne¹ et le marnage avoisine les 3 m pendant les marées d'équinoxe (domaine mésotidal). L'île de Sumba bénéficie d'un climat à saisons contrastées avec des hivers secs et des étés humides (Fig. 46). La moyenne annuelle des précipitations est de 459 mm/an et la moyenne annuelle de température de 27,3 °C, selon les données de l'aéroport de Waingapu situé sur la côte Nord de l'île (Fig. 46). D'après les reconstitutions paléoclimatiques réalisées par (van der Kaars, 1991), à partir de données palynologiques datant de moins de 300 ka, le climat de l'île de Sumba a peu varié au cours du Quaternaire Supérieur.

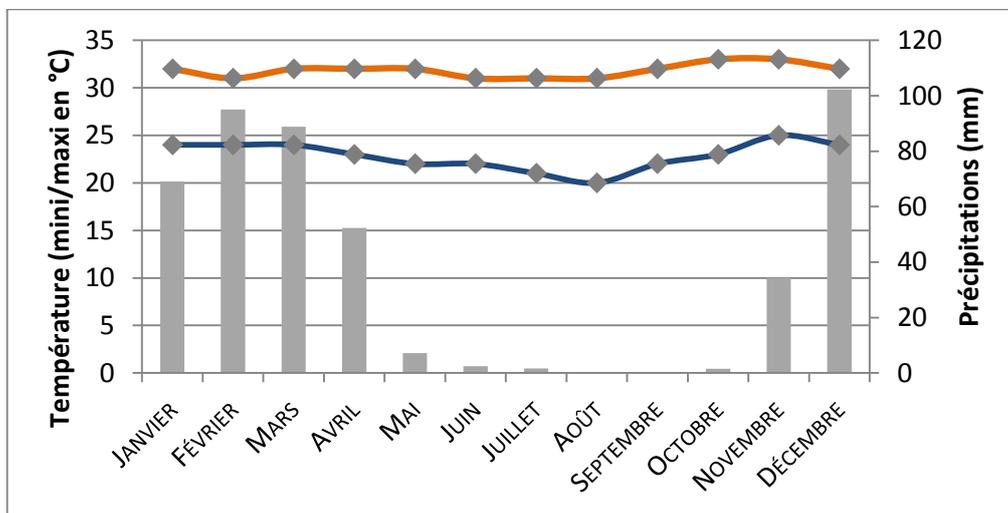


Fig. 46 : Diagramme ombro-thermique de l'île de Sumba

Les récifs coralliens qui bordent le pourtour de l'île de Sumba sont de types frangeants. Leurs largeurs varient entre une dizaine de mètres et quelques centaines de mètres (Fig. 47). Au large des caps Karoso et Undu, ces récifs sont les plus développés : leurs largeurs avoisinent les 3 km (Fig. 45, 47). Sur la côte Nord de l'île, les récifs sont continus sauf à l'embouchure des rivières majeures où ils sont interrompus (e.g. rivière Waingapu). Sur la frange côtière Sud, les récifs sont plus dispersés et très souvent interrompus par la présence de dépôts sédimentaires (Fig. 45). Au cap Sasar, un glissement de terrain a interrompu le développement de récifs coralliens.

¹ <http://www.tide-forecast.com/>

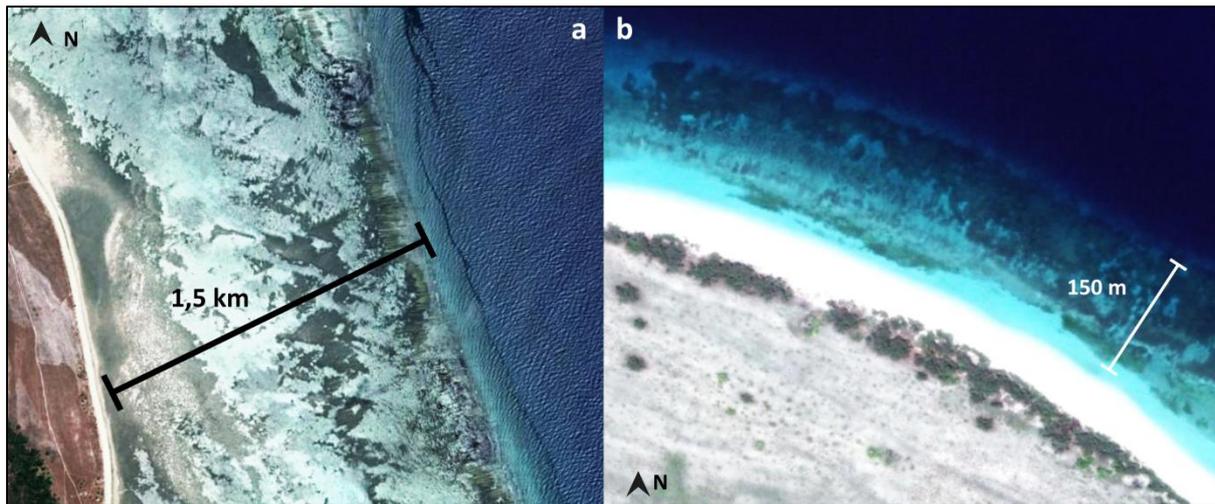


Fig. 47 : Les différents types de récifs coralliens de l'île de Sumba ; a) Récif frangeant, large au cap Undu ; b) Récif frangeant au cap Laundi (*images Google Earth*)

1.2 Physiographie de la péninsule de Huon (Papouasie-Nouvelle-Guinée)

La péninsule de Huon, bordée par la mer de Bismarck, se situe à l'extrémité Est de l'île de Nouvelle-Guinée (Fig. 43). La zone d'étude se trouve dans la partie Nord de la péninsule (Fig. 48). Cette zone de 54 km de long et 25 km de large, totalise 62 km de côtes quasi-rectilignes orientées NO -SE.

Le MNT montre que la zone d'étude peut être divisée en trois entités structurales :

- les montagnes de Cromwell qui sont le prolongement de la chaîne de montagne Finisterre culminent à 3 245 m avec des altitudes moyennes comprises entre 2 000 et 3 000 m (Fig. 48),
- le bassin versant de la rivière Kwama,
- la séquence de terrasses qui est développée sur le flanc Nord de ce front orogénique atteint 1 000 m d'altitude et recouvre un segment côtier de 80 km de long par 10 km de large environ.

Les montagnes sont séparées de la séquence de terrasses par la faille inverse de Kalasa qui est parallèle au trait de côte (Fig. 48 et 49).

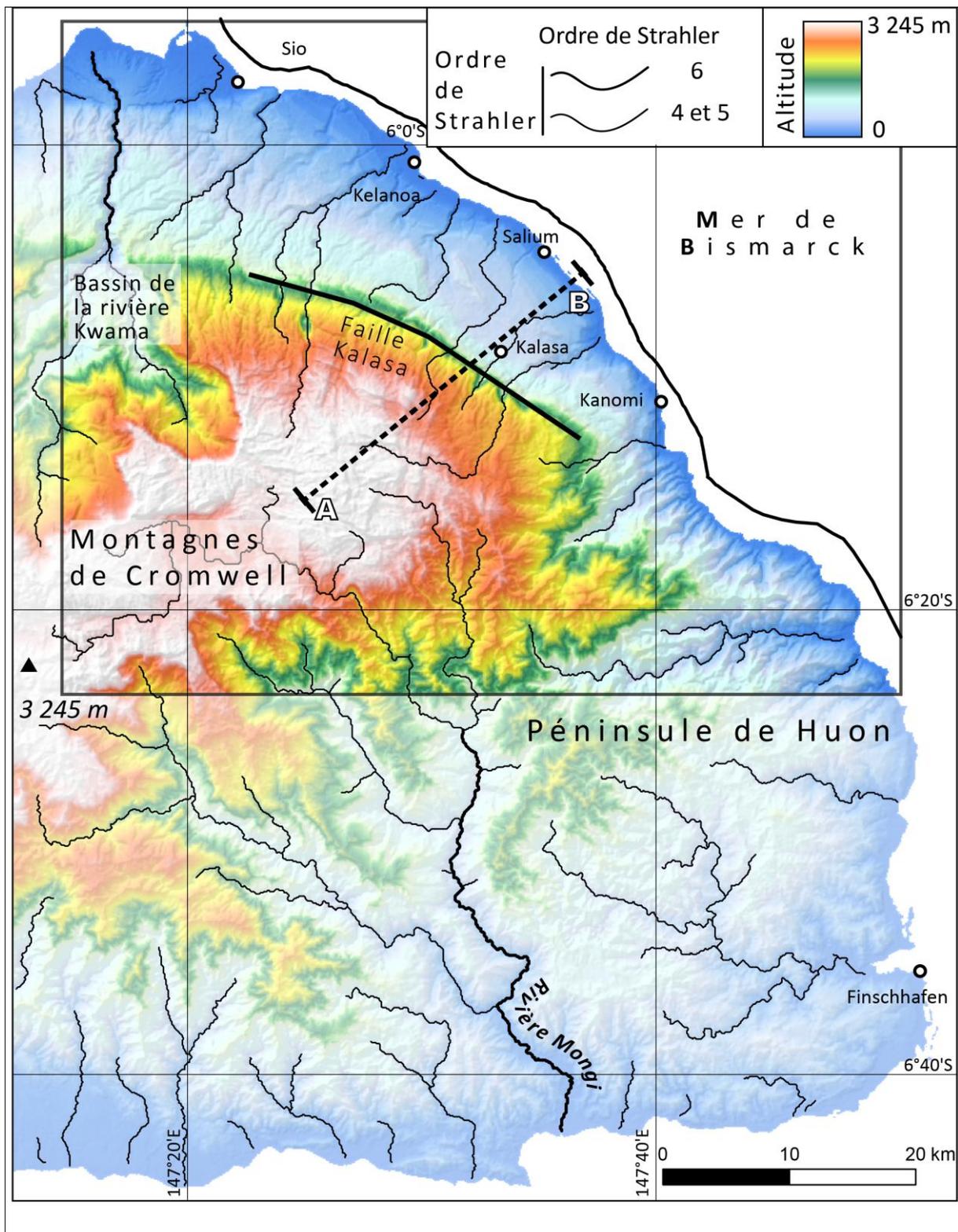


Fig. 48 : Physiographie de la péninsule de Huon ; Fond de carte SRTM (90 m de résolution) (Farr et al., 2007).

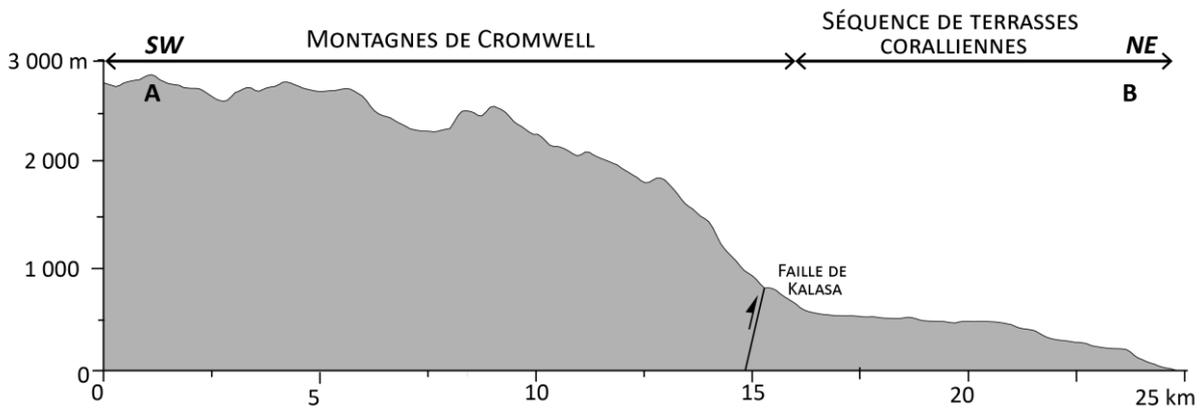


Fig. 49 : Profil topographique SO/NE du Nord de la péninsule de Huon

La marée est de type semi-diurne à inégalité diurne¹ avec un marnage de 0,8 m lors des marées d'équinoxe (type microtidal). Selon la classification de Köppen-Geiger (Kottek et al., 2006), la péninsule de Huon est soumise à un climat équatorial humide (Fig. 43) avec une moyenne des précipitations de 3 447 mm/an et une moyenne des températures de 24,5°C selon les données de l'aéroport de Finschhafen situé au SE de la zone d'étude (Fig. 50).

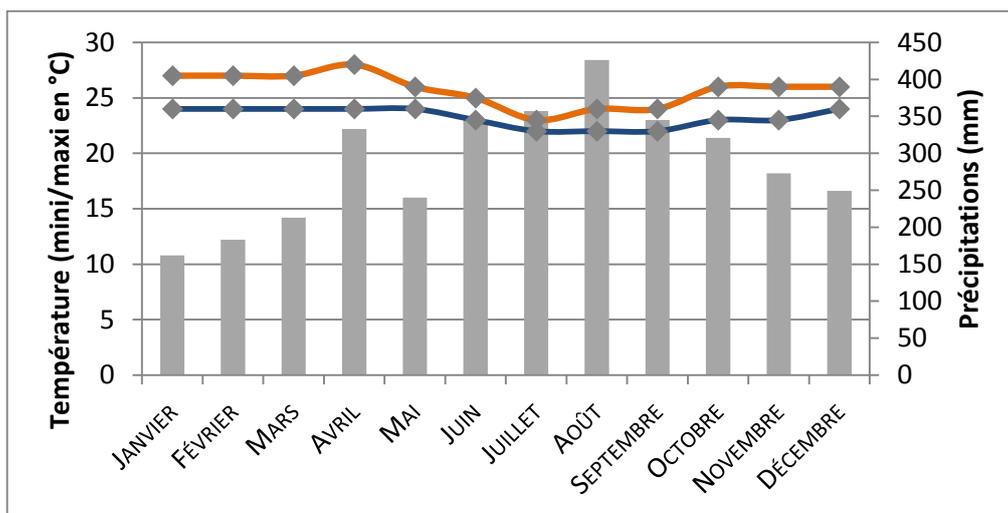


Fig. 50 : Diagramme ombro-thermique de la péninsule de Huon, données collectées à l'aéroport de Finschhafen (SE de la péninsule)

Les récifs ont été décrits comme frangeants par Chappell (1974a).

¹ <http://www.tide-forecast.com/>

2 Géodynamique, géologie et tectonique

L'Asie du SE se trouve dans une zone où convergent trois plaques majeures : la plaque Eurasie, la plaque Pacifique, et la plaque Indo-Australie (Model NUVEL 1, (DeMets et al., 2010)) (Fig. 51). Cette zone de convergence est caractérisée par la présence de nombreuses microplaques océaniques ou continentales, de 10 à 50 selon les modèles (Hall, 2002; Hinschberger et al., 2005)(Hall, 2002) rendant la géodynamique de l'Asie du SE semblable à une mosaïque complexe.

2.1 Ile de Sumba : une zone de transition collision – subduction

L'île de Sumba se situe dans la zone de convergence entre la plaque Indo-Australie et la plaque Eurasie (Villeneuve et al., 2010) (Fig. 51 et 52).

Au Sud de l'Arc de la Sonde, à l'Ouest de l'île de Sumba, la plaque Indo-Australienne subducte sous le plateau de la Sonde qui est un diverticule de la plaque Eurasie. Cette subduction est matérialisée par la fosse de Java profonde de 7 198 m et localisée à 150 km de l'île de Sumba au Nord du Bassin de Wharton (Hinschberger et al., 2005) (Fig. 51, 52). Cette subduction débute à l'Oligocène (Hamilton, 1979) à une vitesse de 50 mm.a-1 et se serait accélérée au Miocène, au cours des derniers 10 Ma pour atteindre la vitesse actuelle de 75 mm.a-1 (DeMets et al., 2010) (Fig. 51). Cette subduction est à l'origine de l'arc de la Sonde (Lüschen et al., 2011).

A l'Est de l'île de Sumba, la frontière NE de la plaque Indo-Australie est une ancienne zone de subduction ayant évolué en zone de collision arc-continent entre le Plateau de Scott et l'Australie, et les arcs de Banda et de la Sonde (Hall, 2002) (Fig. 52). Ainsi, l'île de Sumba est localisée dans une zone de transition de régime tectonique entre la subduction plaque Indo-Australie/Eurasie et la collision arc insulaire de Banda/Plateau continental australien (Hall, 2002; Lüschen et al., 2011) (Fig. 52). La collision provoque le soulèvement de la ride de Sumba et du bassin de Savu (Rutherford et al., 2001) depuis le Miocène supérieur (Harris, 1991) (Fig. 51, 52).

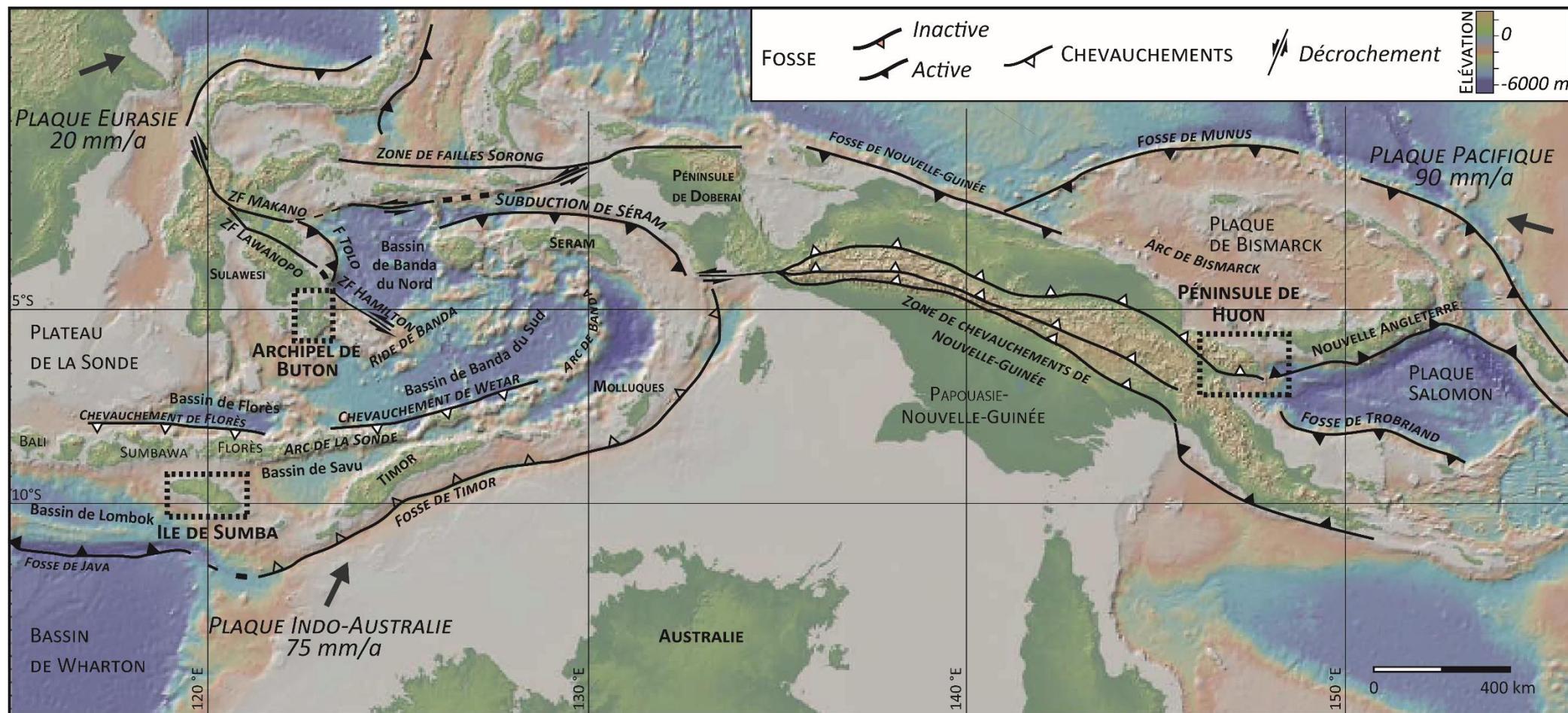


Fig. 51 : Eléments structuraux de l'Asie du SE d'après Abbott et al. (1994), Charlton (2000), Hinschberger et al. (2000, 2005), Hall (2002), Wallace (2004), Villeneuve et al. (2010), Model NUVEL 1 (DeMets et al., 1990, 2010), Fond de carte : Global Multi-Resolution Topography (GMRT) (Ryan et al., 2009)

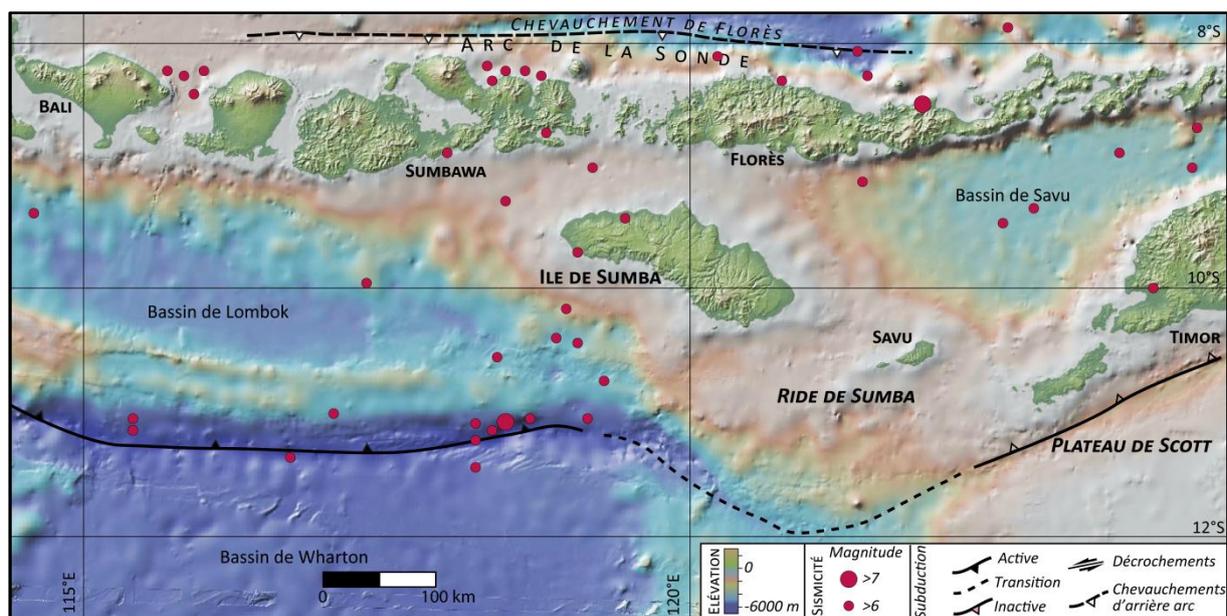


Fig. 52 : Eléments structuraux et sismicité (de 1900 à 2013) aux abords de l'île de Sumba. Données de sismicité : Centennial Earthquake Catalog (Engdahl et al., 1998; Engdahl et Villaseñor, 2002), The Preliminary Determination of Epicenters (PDE) Bulletin de l'USGS. Données structurales : (DeMets et al., 1990; Rutherford et al., 2001; Hirschberger et al., 2005; Fleury et al., 2009), Fond de carte : Global Multi-Resolution Topography (GMRT) (Ryan et al., 2009)

Les roches de l'île de Sumba sont sédimentaires et comportent quelques intrusions magmatiques. Ces dernières, situées au Sud de l'île, sont les vestiges d'un arc insulaire construit sur un plancher océanique formé à partir du Crétacé Supérieur (Abdullah et al., 2000; Lytwyn et al., 2001) et actif jusqu'à l'Oligocène (31 Ma) (Rutherford et al., 2001). La présence de tufs volcaniques dans la formation Waikabubak suggère la proximité d'un arc volcanique jusqu'au Miocène (Rutherford et al., 2001). Depuis 16 Ma, la subsidence de l'arc volcanique a permis l'accumulation, dans la partie occidentale, de plusieurs centaines de mètres de sédiments récifaux et lagunaires appelés formation Waikabubak. Dans la partie orientale, des turbidites se sont déposées dans les bassins à l'origine de la formation Kananggar océanique (Abdullah et al., 2000; Lytwyn et al., 2001). Depuis 7 Ma, ces sédiments ont été soulevés et émergés jusqu'à plusieurs centaines de mètres au-dessus du niveau de la mer. Ce soulèvement a permis la formation de la séquence de terrasses marines (Rutherford et al., 2001).

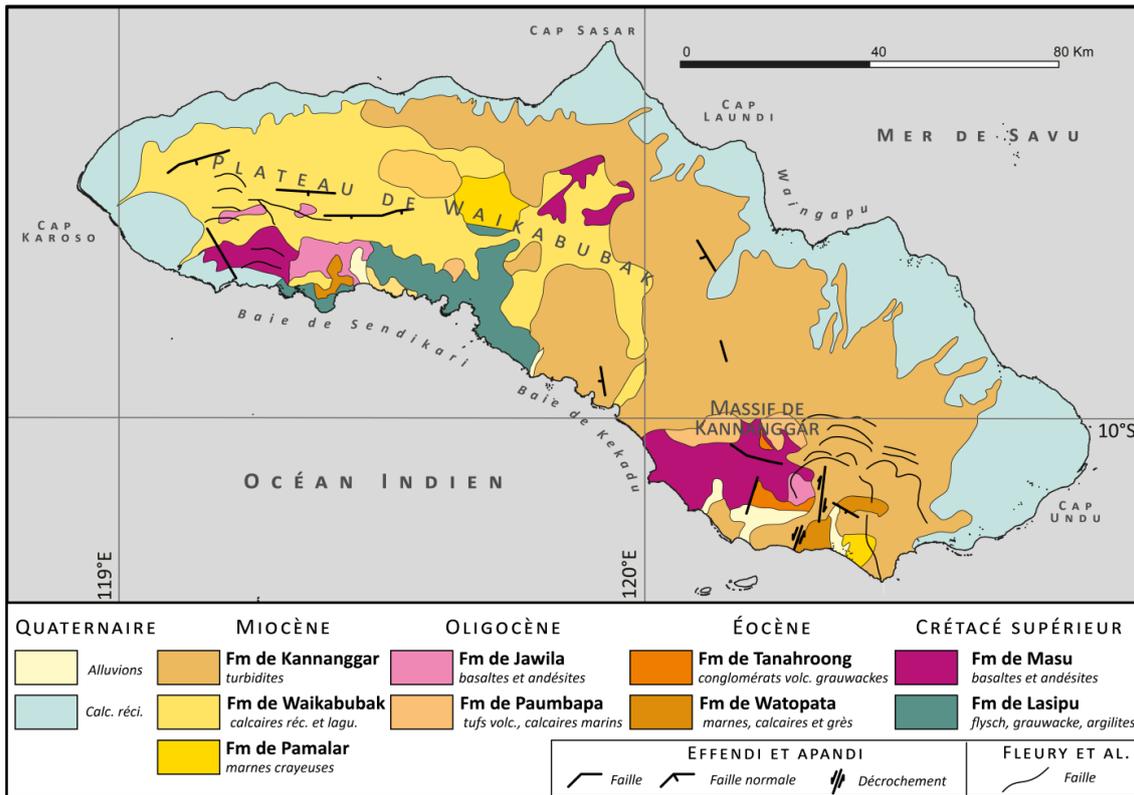


Fig. 53 : Structure géologique simplifiée de l'île de Sumba, géologie redessiné d'après Effendi et Apandi (1981) et structures d'après Effendi et Apandi (1981) et Fleury et al. (2009).

Géologie détaillée de l'île de Sumba (Fig. 53)

Les formations *Masu et Lasipu* correspondent aux roches les plus anciennes de l'île de Sumba (Crétacé supérieur). La formation *Lasipu* comprend des grauweekes, des turbidites, des diamictites, des grès tuffés, des argillites et quelques roches intrusives (filons d'andésite, gabbro, diorite et granodiorite) (Chamalaun et al., 1982). Ces roches sont caractéristiques d'un environnement d'arc ou avant-arc insulaire (Rutherford et al., 2001). La formation *Lasipu* affleure principalement au Sud du plateau de Waikabubak dans la baie de Sendikari (Fig. 53). La formation de *Masu* a été datée du Sénonien (Abdullah et al., 2000). Elle est composée de roches volcaniques basaltiques et andésitiques avec des intrusions de gabbros et de granodiorites (Borch et al., 1983). Cette formation est présente dans le Sud du massif de Kananggar, dans la baie de Sendikari et sur le plateau de Waikabubak (Fig. 53). Le Cénozoïque est discordant avec les formations *Masu* et *Lasipu* (Rutherford et al., 2001). Les formations *Watopata et Tanahroog* d'âge éocène sont constituées de grauweekes, de marnes et de calcaires (Effendi et Apandi, 1981). Ces formations sont tout comme les formations *Masu* et *Lasipu*, des dépôts d'avant-arc (Rutherford et al., 2001). La formation *Watopata* affleure au Sud du Massif de Kananggar et dans la baie de Sendikari, tandis que la formation *Tanahroog* affleure uniquement au Sud du Massif de Kananggar (Fig. 53). Les formations *Paumbapa et Jawila* sont d'âge oligocène. La formation *Paumbapa*, composée majoritairement de tufs volcaniques des calcaires marins peu profonds affleure sur le plateau de Waikabubak (Rutherford et al., 2001) (Fig. 53). La formation *Jawila* contient des basaltes et des andésites basaltiques associées à des sédiments clastiques et tufs volcaniques (Borch et al., 1983). Elle affleure au Sud du Plateau de Waikabubak et dans le Massif de Kananggar (Fig. 53). La formation *Waikabubak* est miocène. Elle est composée de calcaires de plateforme carbonatée, de craie de faible profondeur, de calcaires récifaux et lagunaires, et de quelques débris volcano-clastiques (Wensink, 1994). Cette formation compose la majeure partie du Plateau de Waikabubak (Fig. 53). La formation *Pamalar* est contemporaine des formations *Waikabubak* et *Kananggar*. Elle est composée de marnes crayeuses. Elle affleure dans le plateau de Waikabubak et au Sud du massif de Kananggar. La formation *Kananggar* s'est déposée entre le Miocène (16 Ma) et le Pliocène inférieur (5 Ma). Elle atteint 600 m d'épaisseur à l'Est de l'île de Sumba. Elle

est dominée par une séquence majeure de turbidites composée de grès volcano-clastiques et de brèches montrant de grandes structures de glissements (Borch et al., 1983; Rutherford et al., 2001). La formation Kananggar contient aussi des boues carbonatées datées à 7 Ma et formées à plus de 500 m de profondeur. Elle compose la majeure partie de l'Est de l'île de Sumba. Enfin, les terrasses coralliennes situées sur la côte Nord de l'île de Sumba montrent un soulèvement de l'île depuis 1 Ma (Pirazzoli et al., 1993). La séquence de terrasses est décrite dans la section 3.1 ci-dessous.

L'île de Sumba est située dans une zone sismiquement active, du fait de sa proximité, à la fois de la subduction de Java et de la collision arc-continent entre l'arc de la Sonde et l'Australie, (Fleury et al., 2009) (Fig. 52).

Le séisme de 1973 de magnitude 6 a été le phénomène le plus important enregistré pour la période de 1964 à 2012 (Fig. 52) (International Seismological Centre, 2012).

De nombreuses failles ont été décrites et cartographiées sur l'île de Sumba (Effendi et Apandi, 1981; Fleury et al., 2009). La forme curvilinéaire de ces failles kilométriques essentiellement situées sur le versant Sud dans la Fig. 53 montre qu'elles sont induites par des glissements gravitaires (Fleury et al., 2009). Les auteurs s'accordent sur le fait que ces failles sont normales et indiquent un régime extensif. Selon Fleury et al. (2009), la présence d'un régime extensif résulte de la formation en dôme et du soulèvement généralisé de l'île de Sumba depuis le Miocène (Fig. 54). Ce soulèvement serait asymétrique et plus important au Sud (présence de failles gravitaires) qu'au Nord de l'île (séquence de terrasses coralliennes) (Fleury et al., 2009) (Fig. 54). La structure de l'ensemble de l'île est donc interprétée comme un pli antiforme déversé vers le Sud (Fleury et al., 2009).

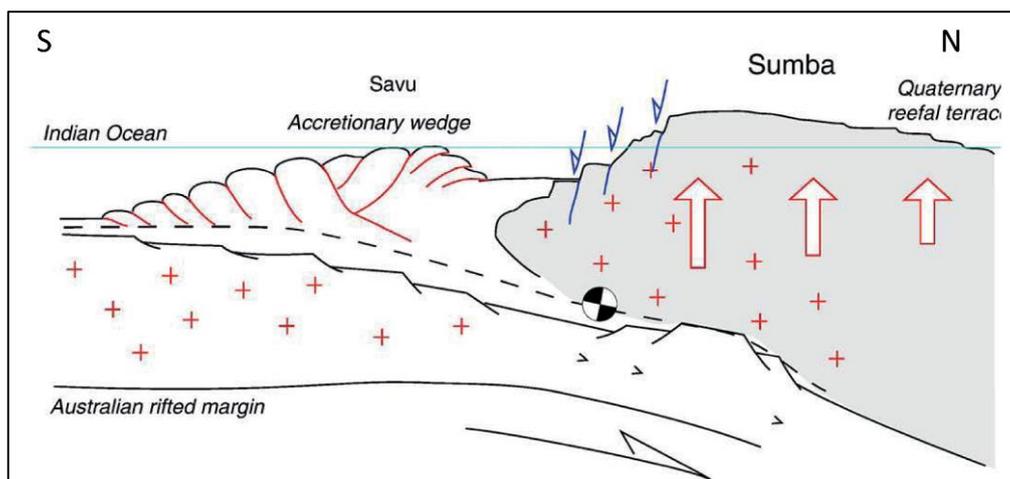


Fig. 54 : Soulèvement généralisé asymétrique de l'île de Sumba expliquant la formation des terrasses coralliennes au Nord et les failles normales au Sud (Fleury et al., 2009)

2.2 La péninsule de Huon : une collision arc-continent

La péninsule de Huon se situe à 150 km du point triple entre les plaques continentales Australie et Bismarck du Sud et la plaque océanique Salomon (Abbott et al., 1994) (Fig. 55). Ce point triple est matérialisé :

- à l'Est par la subduction de la plaque Salomon sous la plaque de Bismarck dans la fosse de Nouvelle-Angleterre (Davies et al., 1987; Silver et al., 1991; Abbott et al., 1994) à une vitesse comprise entre 92 et 122mm/an (Fig. 55),
- au Sud, par la convergence entre la plaque océanique de Salomon et la plaque Australienne, le long de la fosse de Trobriand. Cette convergence serait une future zone de subduction (Davies et al., 1987; Abbott et al., 1994) (Fig. 55),
- au SO, la collision entre l'arc volcanique de Bismarck et le continent australien (Silver et al., 1991; Abbott et al., 1994; Abbott, 1995; Wallace, 2004; Wallace et al., 2005) (Fig. 55).

La zone de suture de cette collision arc-continent est constituée par la faille de Ramu-Markham qui représente la limite structurale entre la Papouasie-Nouvelle-Guinée et la péninsule de Huon. Cette collision est la cause de l'orogénèse de la microplaque Finisterre qui constituerait un vestige Paléogène de l'arc volcanique de Bismarck (Crook, 1989). L'âge de cette collision récente est encore discuté : Pléistocène (Crook, 1989) ou Pliocène (entre 3.0 et 3.77 Ma) (Pigram et Panggabean, 1984; Abbott et al., 1994; Abbott, 1995).

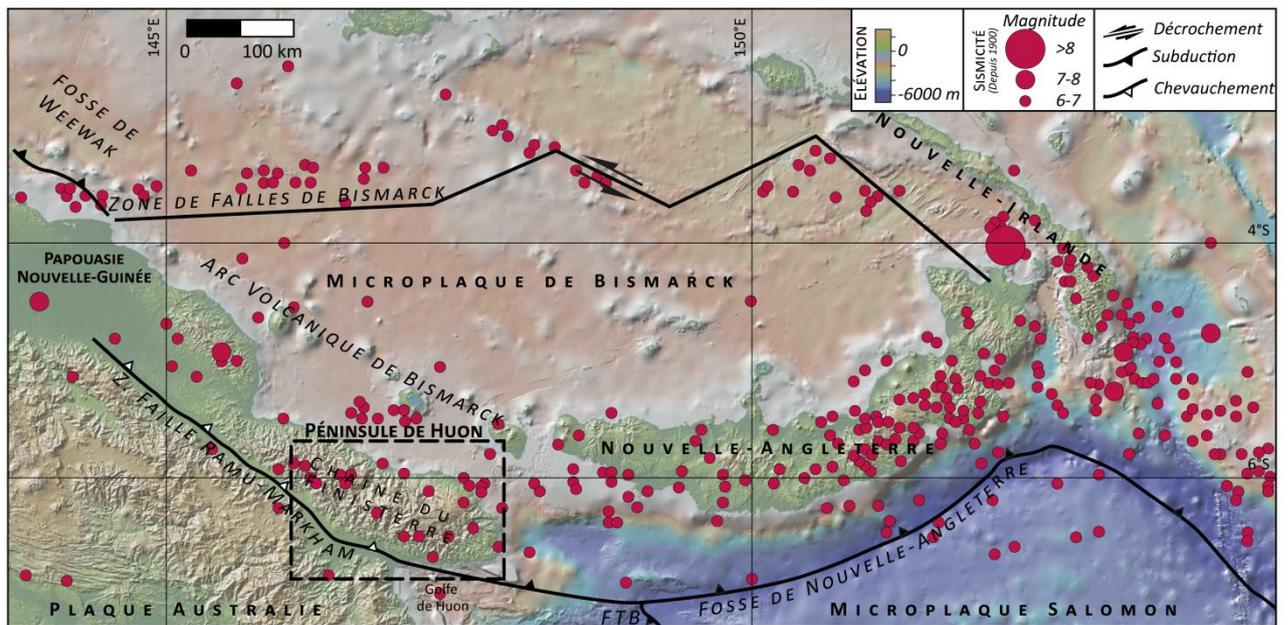


Fig. 55 : Eléments structuraux et sismicité aux abords de la péninsule de Huon. Données de sismicité de 1900 à 2013: Centennial Earthquake Catalog (Engdahl et al., 1998; Engdahl et Villaseñor, 2002), The Preliminary Determination of Epicenters (PDE) Bulletin de l'USGS. Données structurales : (Crook, 1989; Silver et al., 1991; Abbott et al., 1994; Abbott, 1995; Tregoning et al., 1998; Wallace, 2004; Wallace et al., 2005), Fond de carte : Global Multi-Resolution Topography (GMRT) (Ryan et al., 2009), FTB : Fosse de Trobriand.

Le point triple a migré vers le SE et engendre une forte sismicité dans la région (280 séismes depuis 1900) (Engdahl et al., 1998; Engdahl et Villaseñor, 2002).

La collision entre l'Australie et la plaque Bismarck est marquée par la présence de roches volcaniques et de sédiments volcano-clastiques. Les roches volcaniques Finisterre, provenant de la chaîne de montagne Finisterre, datant de l'Oligocène au Miocène inférieur (Abbott et al., 1994; Abbott, 1995) se retrouvent dans la partie Ouest de la zone d'étude. Le calcaire de Gowop s'est déposé durant le Miocène supérieur et compose la majeure partie de la zone d'étude. Enfin les calcaires récifaux de Wandokai quaternaires dont sont constituées les terrasses, sont présents entre la faille Kalasa et la côte (Fig. 56). La totalité de la zone d'étude comporte uniquement ces trois lithologies. On note la difficulté de trouver des informations relatives aux calcaires miocènes de la formation Gowop. Les calcaires récifaux de Huon (formation Wandokai) sont détaillés dans la partie 3 car ils correspondent aux unités récifales successives composant la séquence de terrasses marines et coralliennes.

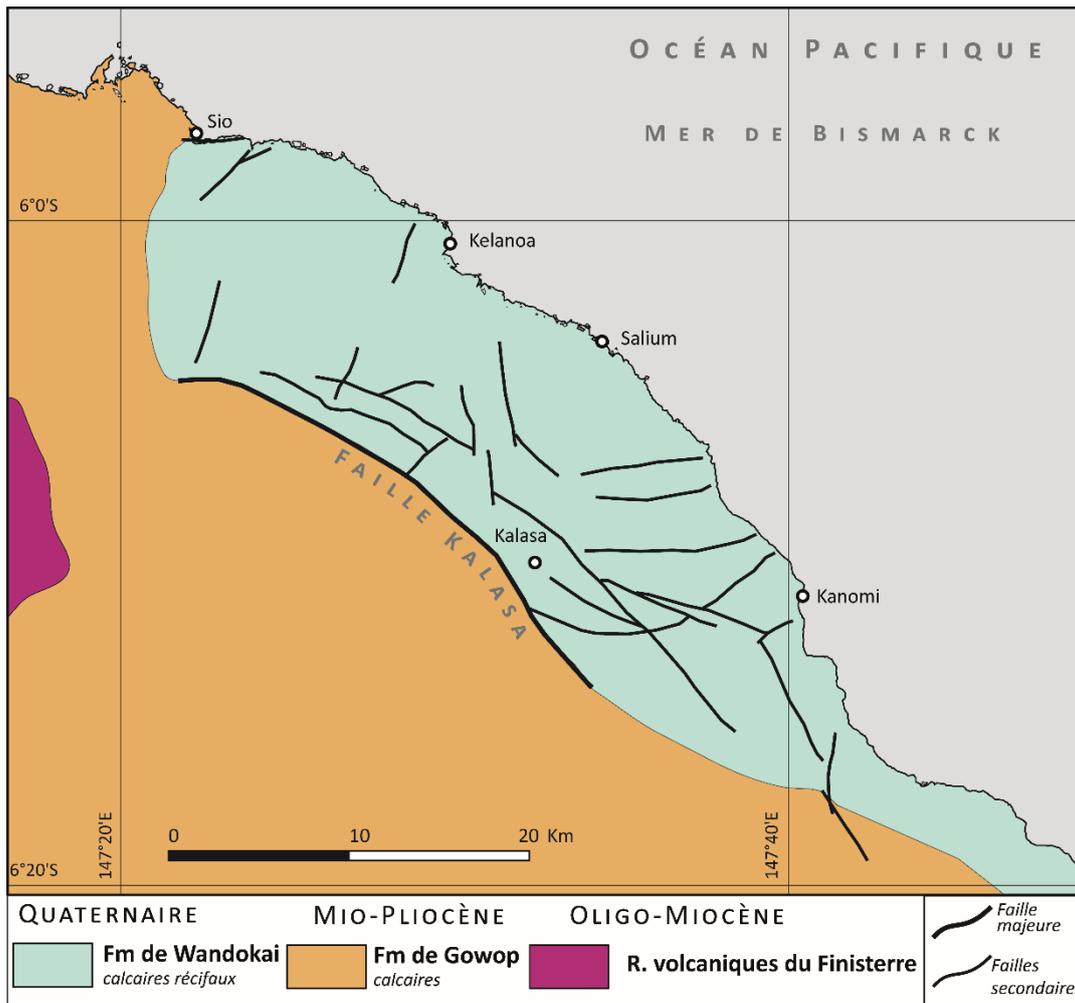


Fig. 56 : Géologie simplifiée de la partie nord de la péninsule de Huon, géologie redessinée d'après Abbott et al. (1994) et structures d'après Chappell (1974b).

3 Géomorphologie

3.1 La séquence de terrasses coralliennes de l'île de Sumba (Indonésie)

La séquence de terrasses marines et coralliennes de l'île de Sumba est développée sur les trois-quarts de la frange littorale, au Nord de l'île, soit un segment côtier d'environ 350 km de long. Cette séquence est connue depuis plus d'un siècle (Verbeek, 1908) mais il faut attendre le début des années quatre-vingt pour que son extension géographique soit décrite (Effendi et Apandi, 1981).

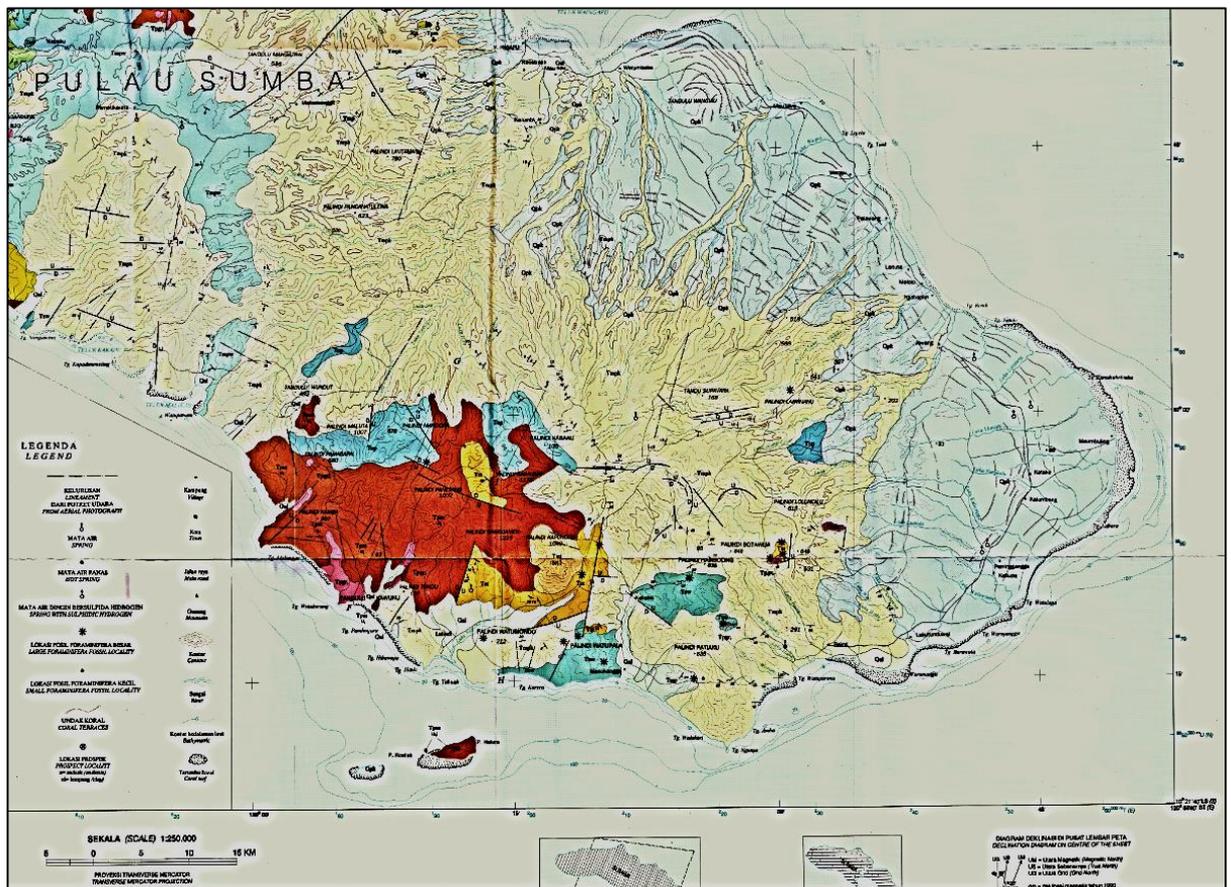


Fig. 57 : Extrait de la carte géologique de l'île de Sumba dont les terrasses coralliennes sont représentées en bleu (Effendi et Apandi, 1981)

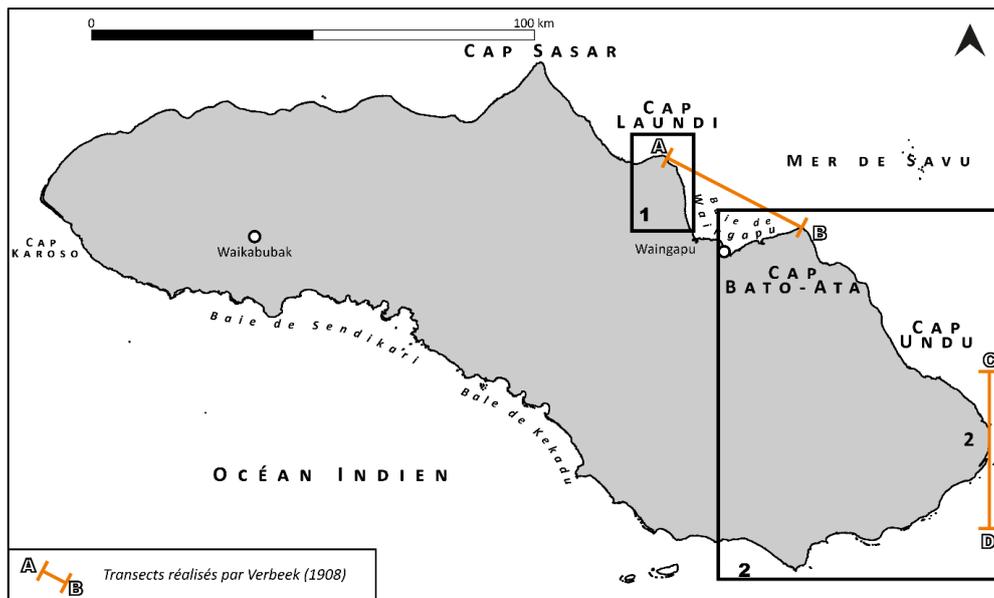


Fig. 58 : Localisation des croquis 1 et 2 (Fig. 59) réalisés par Verbeek (1908) sur l'île de Sumba (Coupes AB-CD) ; encadré 1) les travaux réalisés au cap Laundi (Fig. 60; encadré 2) de la carte réalisée par Effendi et Apandi (1981) (Fig. 57)

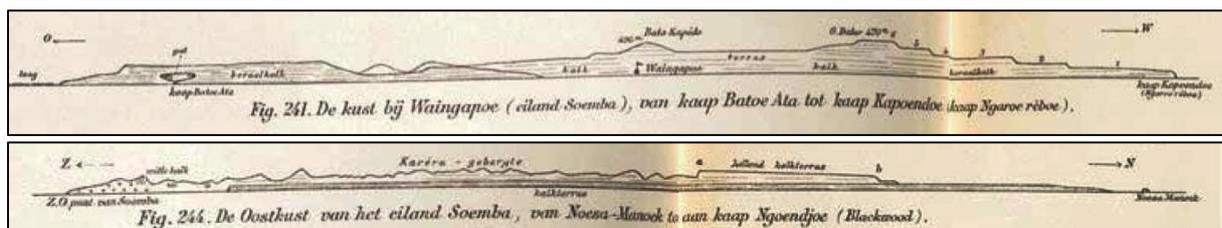


Fig. 59 : Croquis 1 (Coupe AB) du paysage de l'île de Sumba (Verbeek, 1908) entre la cap Batau Ata et le cap Laundi ; O correspond à Est et W à Ouest (Verbeek en 1908) ; Croquis 2 (Coupe CD) transversale réalisée par (Verbeek, 1908) du cap Undu ; Z correspond à Sud et N à Nord

Les deux croquis de (Verbeek, 1908) en 1908, montrent la séquence de terrasses observées depuis la mer. Ces croquis décrivent la séquence dans la baie de Waingapu et au cap Undu. Le premier croquis montre six terrasses coralliennes au cap Laundi. Au cap Bato-Ata, une seule terrasse est représentée. Le deuxième croquis au cap Undu montre trois terrasses au Nord.

La séquence de terrasses marines et coralliennes a été étudiée plus en détail au cap Laundi (Fig. 60) (Jouannic et al., 1988; Hantoro et al., 1989; Pirazzoli et al., 1991, 1993; Hantoro, 1992; Bard et al., 1996) où elle constitue une référence mondiale (e.g. Murray Wallace et Woodroffe, 2014) en ce qui concerne l'enregistrement morphologique des hauts niveaux marins quaternaires de par sa durée (≈ 1 Ma, voir ci-dessous).

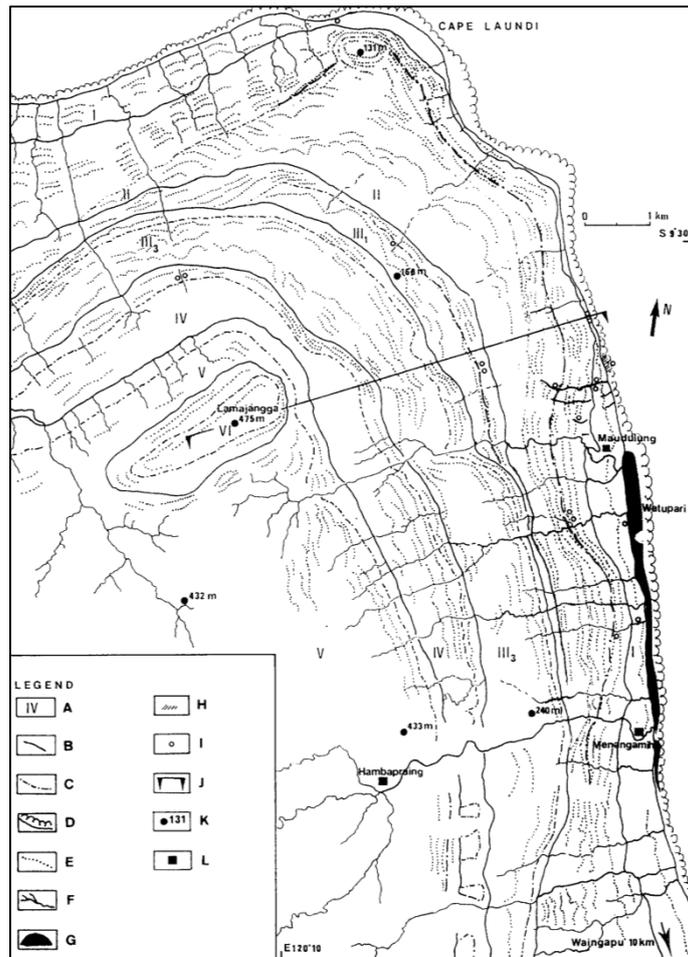


Fig. 60 : Carte des terrasses coralliennes du cap Laundi (île de Sumba) réalisée par Pirazzoli et al. (1991), (Hantoro, 1992) et (Pirazzoli et al., 1993).

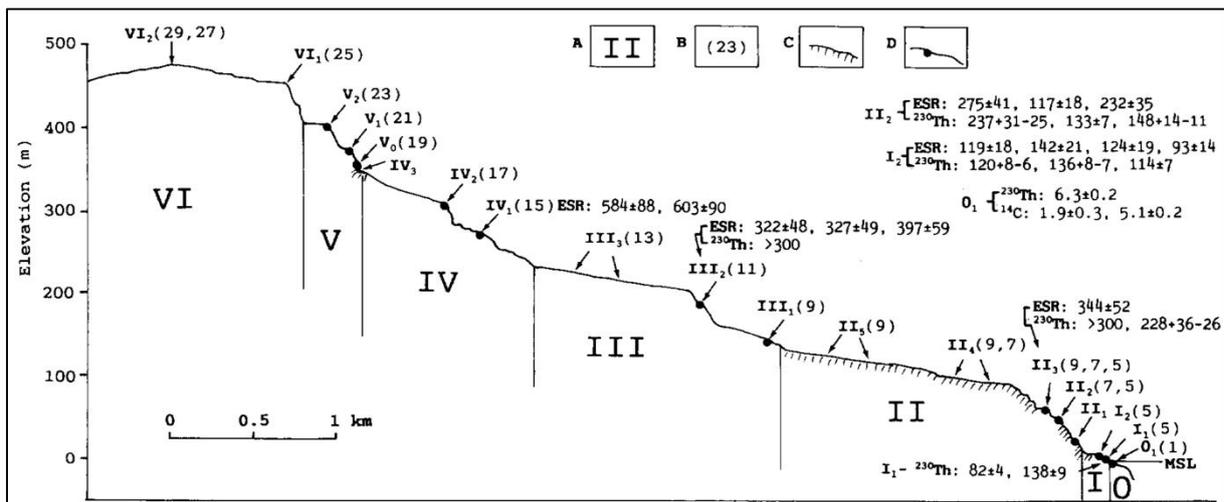


Fig. 61 : Coupe transversale simplifiée de la séquence de terrasse du cap Laundi (île de Sumba) réalisée par Pirazzoli et al. (1991), (Hantoro, 1992) et (Pirazzoli et al., 1993). A : terrasses principales, B : Stade isotopique, C : surface polygénique, D : prélèvements effectués.

La séquence qui culmine à 475 m inclut sept terrasses principales composées chacune de une à cinq terrasses secondaires (Fig. 60 et 61, Tableau 4). Des prélèvements de calcaires coralliens ont permis l'obtention de 18 âges (méthodes ^{14}C U/Th, ESR) pour six terrasses (Tableau 4). Ces datations ont permis la corrélation des terrasses basses avec les hauts niveaux marins interglaciaires du Pléistocène et de l'Holocène (i.e. stades isotopiques 1 à 15). Il apparaît que les hauts niveaux marins associés aux stades isotopiques 5, 7 et 9 forment une seule terrasse qui est donc polycyclique tandis que les terrasses corrélées aux niveaux marins associés aux stades isotopiques 11, 13 et 15 sont bien individualisées.

Pirazzoli et al. (1991, 1993) et Hantoro (1992) estiment un soulèvement constant en considérant que la terrasse II est polycyclique et formée aux stades 5 à 9. Ces auteurs en déduisent ainsi un taux de soulèvement de $0,49 \pm 0,1$ mm/an. Bard et al. (1996) déduisent des taux compris entre 0,2 et 0,5 mm/an d'après des modèles de développement des récifs coralliens qu'ils ont développés. Pour la suite de ce travail, l'hypothèse la plus documentée a été choisie, à savoir un taux de soulèvement quasi-constant pour le cap Laundi de 0,5 mm/an.

Ces taux de surrection établis sur des terrasses Pléistocènes ont été extrapolés par Pirazzoli et al. (1991, 1993) afin de proposer un âge pour le début de l'émersion de la séquence. Selon Pirazzoli et al. (1991, 1993), celle-ci aurait commencé il y a ≈ 1 Ma et ces taux constants permettent la corrélation des terrasses sommitales avec des hauts niveaux marins associés aux stades isotopiques 17 to 29 (Fig. 60 et 61, Tableau 4).

Terrasse principale	Terrasse secondaire	Altitude de la crête (m)	Largeur	Datations	Interprétation
0	0	1,5	20-30 m	U/Th : $6,3 \pm 0,2$ ka ^{14}C : $1,9 \pm 0,3$ ka ; $5,1 \pm 0,2$ ka	Holocène
I	I ₁	3,5	100-600m	-	5e
	I ₂	19		ESR : 119 ± 18 ka ; 142 ± 21 ka U/Th : 120 ± 8 ka ; 136 ± 8 ka	
II	II ₁	40	0,5 à 1,8 km	-	5e
	II ₂	-		ESR : 275 ± 41 ka ; 117 ± 18 ka U/Th : 273 ± 31 ; 133 ± 7 ka	7, 5e
	II ₃	-		ESR : 344 ± 52 ka U/Th : > 300 ka	9, 7, 5
	II ₄	-		-	9, 7
	II ₅	135		-	9
III	III ₁	135	0,5 – 1 km	-	9
	III ₂	-		ESR : 322 ± 49 ka ; 327 ± 49 ka U/Th > 300 ka	11
	III ₃	235		-	13
IV	IV ₁	275	500 m	ESR : 584 ± 88 ka ; 603 ± 90 ka	15
	IV ₂	310		-	17
V	V ₁	400	8 km	-	19
	V ₂	-		-	21
	V ₃	-		-	23
VI	VI ₁	475	2 X 0,3 km	-	25
	VI ₁	-		-	29, 27

Tableau 4 : Description des terrasses coralliennes du cap Laundi (île de Sumba) d'après les études de (Pirazzoli et al., 1991, 1993)

3.2 La séquence de terrasses coralliennes de la péninsule de Huon (Nouvelle Guinée)

La séquence de terrasses coralliennes de la péninsule de Huon a été fondamentale quant à la connaissance générale des niveaux marins du Pléistocène supérieur (Murray-Wallace et Woodroffe, 2014). En effet, cette séquence décrite depuis les années 70 par Veeh et Chappell (1970) et Bloom et al. (1974) a très rapidement servi de référence climatique globale pour le Pléistocène récent. Elle a été étudiée entre autre pour :

- calibrer et améliorer les méthodes de datation (Veeh et Chappell, 1970; Bloom et al., 1974; Aharon et Chappell, 1986; Hearty et Aharon, 1988; Grün et al., 1992; Stein et al., 1993; Yoshida et Brumby, 1999),

- quantifier les soulèvements côtiers holocènes et pléistocènes (Ota et al., 1993; Pandolfi et al., 1994; Chappell et al., 1996; Ota et Yamaguchi, 2004),
- étudier le développement et l'écologie des récifs coralliens frangeants fossiles récents (Pandolfi, 1996, 1999; Ota et Chappell, 1999; Webster et al., 2004),
- étudier les glissements de terrain côtiers (Ota et al., 1997).

La cartographie générale de la séquence de terrasses coralliennes établie par Chappell (1974a) n'a pas été modifiée par la suite (Fig. 62). Cette séquence est développée sur une bande littorale longue de 80 km de long et large de plus 10 km (Fig. 62). Cette séquence comprend une vingtaine de terrasses coralliennes atteignant 1 000 m d'altitude (Chappell, 1974a). Les 12 récifs émergés constituant les terrasses les plus basses (i.e. les moins altérées car les plus récentes) ont été échantillonnés par Bloom et al., (1974) et Chappell (1974a). Les 50 échantillons prélevés sur deux transects ont permis la datation de six terrasses principales, par les méthodes ¹⁴C et U/Th, jusqu'à 250 ka. Ces terrasses, culminant de 9 à 368 m, sont corrélées à tous les hauts niveaux marins reliés aux stades isotopiques 1 à 5e (stades isotopiques 1, 3, 5a, 5c et 5e).

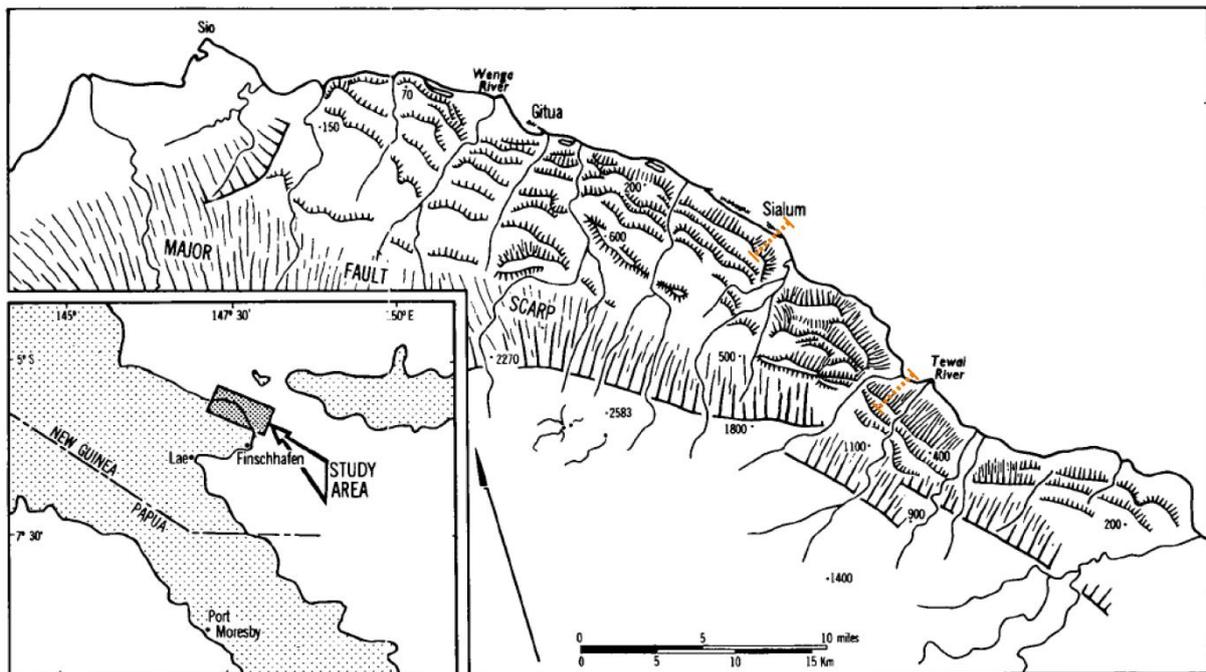


Fig. 62 : Répartition des terrasses coralliennes de la péninsule de Huon (Chappell, 1974a) et transects réalisés par Bloom et al (1974); Chappell (1974a)

Deux transects ont été réalisés sur la péninsule de Huon : celui de la rivière Tewai et celui de Sialum (Fig. 63). Ces deux transects représentent sept terrasses datées jusqu'à 131 ± 8 ka atteignant 368 m d'altitude pour le transect de la rivière Tewai et 181 m pour celui de Sialum (Fig. 63, Tableau 5 et Tableau 6). Les deux transects montrent que les sept premières terrasses

coralliennes correspondent à l'enregistrement géomorphologique des hauts niveaux marins associés aux stades isotopiques 1, 3, 5a, 5c, 5e. Ceci implique que quatre terrasses sont corrélées à des hauts niveaux marins associés au stade isotopique 3 (un interstade), une au stade isotopique 5a, une au stade isotopique 5c et deux au stade isotopique 5e. Il convient de noter que six encoches et terrasses ont été corrélées à l'Holocène et que les auteurs proposent une origine cosismique pour les mouvements verticaux conduisant à l'émergence de telles morphologies côtières. Ces mouvements cosismiques sont métriques et induits par des séismes d'une magnitude supérieure à 7 (Ota et al., 1993; Chappell et al., 1996).

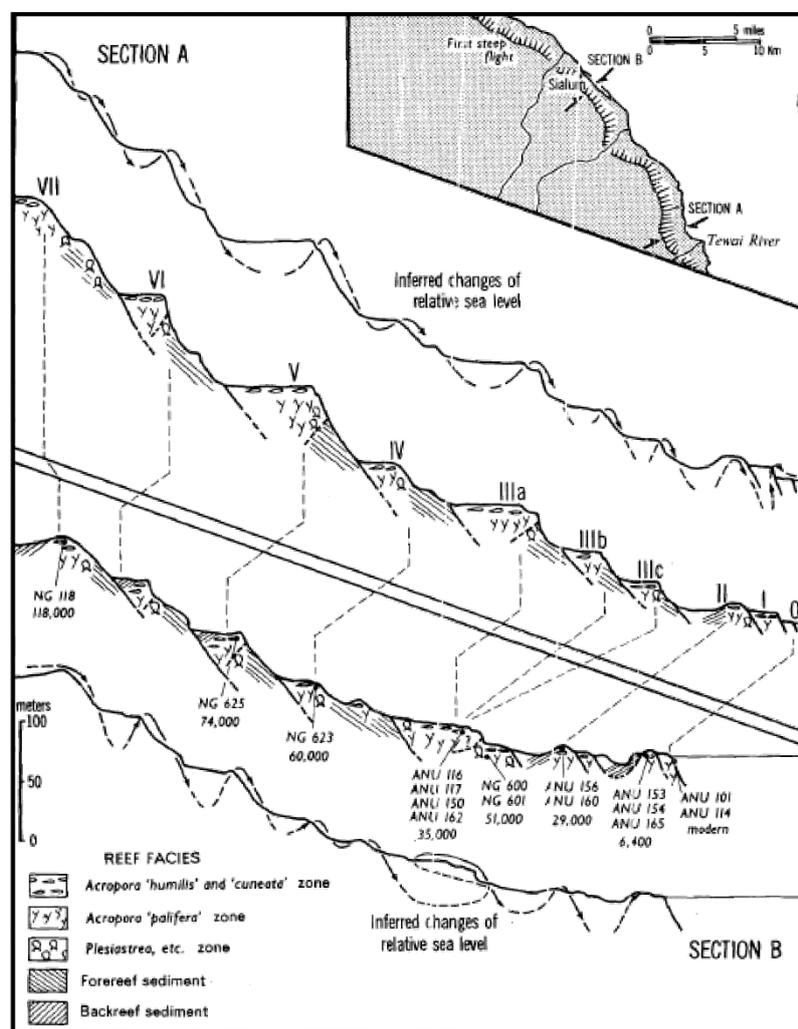


Fig. 63 : Transects de la séquence de terrasses basses de la rivière Tewai (section A) et de Salium (section B) de la péninsule de Huon (Chappell, 1974a)

Terrasse principale	Terrasse secondaire	Altitude de la crête (m)	Largeur	Datations	Interprétation (stade isotopique)
I	-	9	-	$^{14}\text{C} : 6,8 \pm 0,1 \text{ ka}$	Holocène
II	-	13	-	$^{14}\text{C} : 29,3 \pm 0,8 \text{ ka}$	3
III	III _c	33	-	$^{14}\text{C} : 35 \pm 1,6 \text{ ka}$	3
	III _b	57			
	III _a	99			
IV	-	135	-	U/Th : $60 \pm 6 \text{ ka}$	3
V	-	199	-	U/Th : $74 \pm 4 \text{ ka}$	3
VI	-	282	-	-	-
VII	-	368	-	U/Th : $116 \pm 7 \text{ ka}$	5e

Tableau 5 : Description de la séquence de terrasses du transect de la rivière Tewai (péninsule de Huon) d'après Veeh et Chappell, (1971) et Chappell (1974a)

Terrasse principale	Terrasse secondaire	Altitude de la crête (m)	Largeur (m)	Datations	Interprétation (stade isotopique)
I	-	7	152	$^{14}\text{C} : 6,7 \pm 0,1 \text{ ka}$	Holocène
II	-	10	162	$^{14}\text{C} : 28 \pm 0,8 \text{ ka}$	3
III	III _b	22	183	$^{14}\text{C} : 40,3 \pm 1,8 \text{ ka}$	3
	III _a	52	121	$^{14}\text{C} : 48 \pm 1,6 \text{ ka}$	3
IV	-	73	102	U/Th : $60 \pm 6 \text{ ka}$	3
V	-	123	162	U/Th : $83 \pm 4 \text{ ka}$	5a
VI	-	175	167	U/Th : $102 \pm 7 \text{ ka}$	5c
VII	VII _b	217	300	U/Th : $118 \pm 7 \text{ ka}$	5e
	VII _a	217	103	U/Th : $131 \pm 8 \text{ ka}$	5e
VIII	-	251	>250	-	

Tableau 6 : Description de la séquence de terrasses du transect de Salium (péninsule de Huon) d'après Veeh et Chappell, 1970 et Chappell (1974a)

Ces datations ont conduit à l'établissement des premières courbes eustatiques (Veeh et Chappell, 1970; Bloom et al., 1974; Chappell, 1974a).

Depuis Chappell (1974a), les études sur la séquence de terrasses corallienne de la péninsule de Huon se sont focalisées sur l'analyse des niveaux de terrasses les plus bas (< 73 ka, i.e. depuis le stade isotopique 3). La terrasse I est composée de six terrasses secondaires holocènes. Chacune de ces terrasses secondaires sont l'enregistrement d'un mouvement cosismique (Ota et al., 1993; Pandolfi et al., 1994; Chappell et al., 1996). Chappell (1974a) a réalisé une carte iso-soulèvement de toute la zone couverte par des terrasses coralliennes en combinant l'analyse précise des failles et des contraintes (Chappell, 1973) et les datations des terrasses coralliennes (Bloom et al., 1974; Chappell, 1974a) (Fig. 64). Sur cette carte les isochrones correspondant aux stades isotopiques 3, 5e, 7 et 11 (73, 125, 230 et 400 ka respectivement) ont été obtenus par extrapolation des taux de soulèvement pour les stades 7 et 11 et par datations et extension latérale pour les stades 3 et 5e.

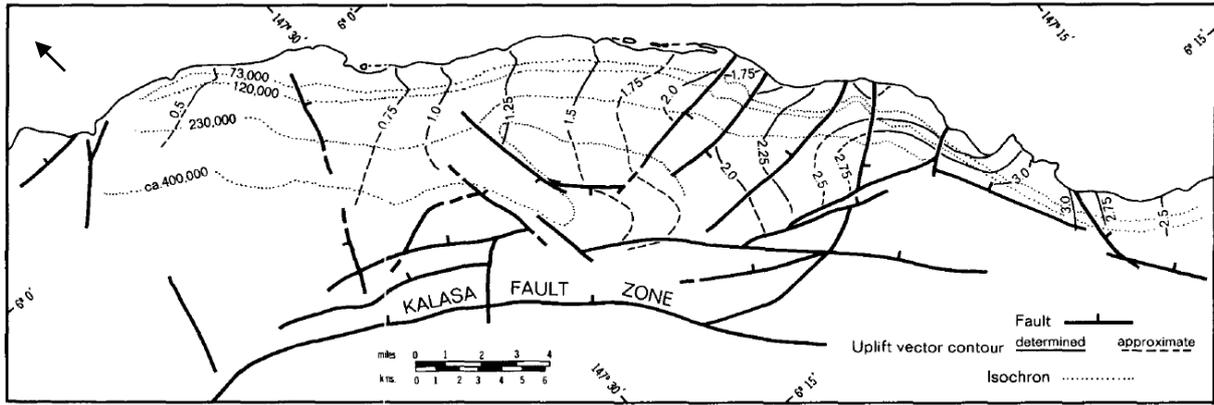


Fig. 64 : Iso-soulèvement sur la séquence de terrasses de la péninsule de Huon (de 0,5 mm/an à 3 mm/an) et les isochrones correspondants aux stades isotopiques corrélés aux hauts niveaux marins de Huon qui leur sont associés (Chappell, 1974a).

L'allure de la séquence de terrasses de la péninsule de Huon traduit une déformation (i.e basculement générale vers le nord) et découpé par un réseau de failles (Fig. 64 et 65) (Chappell, 1973; Chappell, 1974b). Les crêtes récifales sont plus élevées dans la partie Sud que dans la partie Nord (Chappell, 1974b)(Fig. 65).

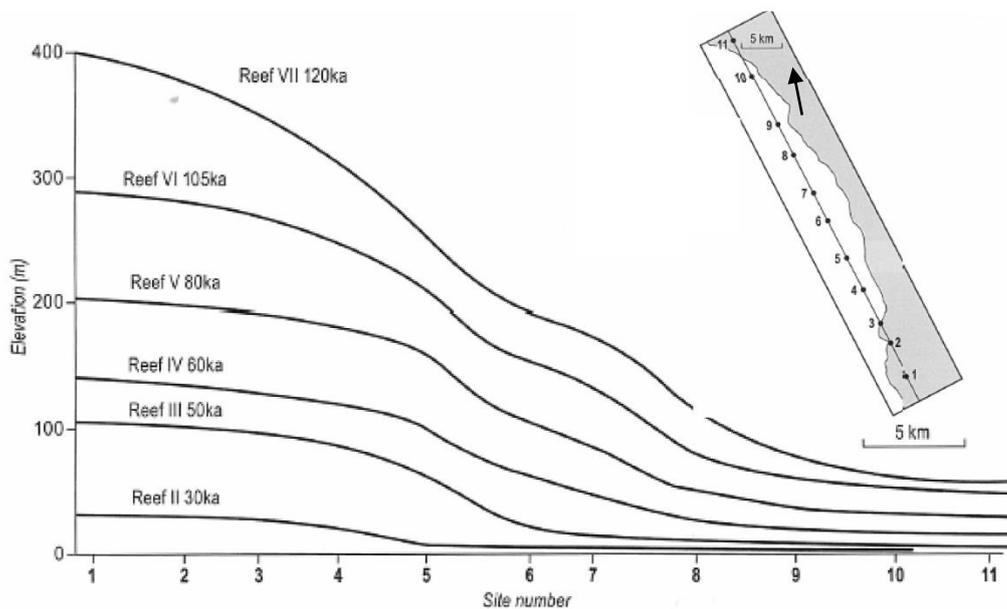


Fig. 65 : Variations d'altitudes des principales terrasses coralliennes de la péninsule de Huon (Chappell, 1974a; Murray-Wallace et Woodroffe, 2014)

Les taux de soulèvement calculés à partir de la terrasse VII (stade isotopique 5e) par (Chappell, 1974a) sont compris entre 0,5 (au Nord) et 3,4 mm/an (au Sud) (Fig. 65). Les taux de soulèvement moyens pour quatre sites calculés à partir 1) des crêtes récifales associées au stade

isotopique 5e (118 à 126 ka, Pléistocène Supérieur) (Chappell, 1974a) et 2) des crêtes récifales associées à l'Holocène (6 à 6,4 ka BP) calculés par (Ota et al., 1993) sont similaires (Tableau 7). Il n'y a donc pas eu de variations de taux de soulèvement durant les derniers 125 ka.

Sites	Altitude de la crête holocène (m)	Taux de soulèvement holocène moyen (mm/an)	Altitude de la crête Pléistocène (m)	Taux de soulèvement Pléistocène moyen (mm/an)
Kwambu	13,2	1,9-2,0	227	1,8-1,9
Blucher	15,5	2,2-2,3	280	2,2-2,4
Kanzarua	20	2,8-3,0	340	2,7-2,9
Hubegong	23	3,2-3,4	406	3,2-3,4

Tableau 7 : Comparaison des taux de soulèvement moyen Holocène et Pléistocène supérieur de la péninsule de Huon (Ota et al., 1993)

4 Conclusion sur le contexte

Les contextes climatiques, géodynamiques, géologiques et géomorphologiques de l'île de Sumba et de la péninsule de Huon sont résumés dans le Tableau 8.

L'île de Sumba et la péninsule de Huon ont des climats différents : climat équatorial à hiver sec et donc comprenant deux saisons pour l'île de Sumba et climat équatorial humide comprenant une saison pour la péninsule de Huon. La pluviométrie est sept fois plus importante sur la péninsule de Huon que sur l'île de Sumba. Les précipitations y sont réparties tout au long de l'année alors que sur l'île, elles sont concentrées durant les six mois de la saison des pluies.

Les contextes géodynamiques bien que tous deux soient situés en zone de convergence n'en possèdent pas moins des différences majeures : une transition entre une collision arc/continent et une subduction pour l'île de Sumba avec une vitesse de convergence de 75 mm/an et un taux de soulèvement associé inférieur à 0,63 mm/an et une collision arc-continent sur la péninsule de Huon avec une vitesse de convergence de 92 à 122 mm/an et un taux de soulèvement associé inférieur à 3,4 mm/an.

Ces contextes géodynamiques différents créent un relief trois fois plus important à Huon qu'à Sumba (< 3000 m à Huon et < 1000 m à Sumba).

La séquence de terrasses de l'île de Sumba est plus ancienne que celle de la péninsule de Huon (1 Ma contre 400 ka) mais la séquence de terrasses de l'île de Sumba atteint seulement 475 m contre 1000 m sur la péninsule de Huon. La différence majeure entre ces deux séquences est que sur l'île de Sumba, la séquence s'est formée avec des mouvements intersismiques, alors que sur la péninsule de Huon la séquence s'est formée pendant des séismes (mouvements cosismiques). Ainsi en étudiant l'évolution du réseau de drainage développé sur les séquences de terrasses coralliennes de l'île de Sumba, nous observons sa réponse du réseau de drainage à des taux de soulèvement intersismiques sur une durée d'un million d'années avec des pas de 100 ka. En observant l'évolution du réseau de drainage développé sur la séquence de terrasses coralliennes de la péninsule de Huon, nous observons la réponse du drainage à des taux de soulèvement forts, cosismiques, sur une durée de 400 ka avec des pas de 50 ka.

		île de Sumba	péninsule de Huon
	Pays	Indonésie	PNG
Physiographie	Surface (km ²)	11 000 km ²	
	Segment côtier	500 km	62 km
	Climat	Eq. à hiver sec	Eq. Humide
	Marnage	3 m	0,8 m
	Pluviométrie	459 mm/an	3 447 mm/an
	Température moyenne	27,3°C	24,5°C
	Point culminant	1 215 m	3 245 m
geody./geol	Type de convergence	Collision arc/continent et subduction	Collision arc/continent
	Plaques	Oc. Ind./anustr./Banda	Austr./Bis.
	Vitesse de convergence	75 mm/an	92 à 122 mm/an
	Age du Substrat	Crétacé sup.	Oligo-Miocène
seq. de terrasses	Nombre de terrasses principales	7	20 ?
	Largeur de la séquence	20 km	10 km
	Altitude max. de la séquence	475 m	1 000 m
	Age de la terrasse sommitale	1 Ma	400 ka
	Altitude de l'Holocène	1,5 m	7 à 9 m
	Taux de soulèvement (mm/an)	0,02-0,63	0,5-3,4

Tableau 8 : Comparaison récapitulative des contextes climatiques, géologiques, géomorphologiques et climatiques de l'île de Sumba et de la péninsule de Huon

Chapitre 2 Protocoles d'étude des réseaux de drainage développés sur les séquences de terrasses coralliennes de l'île de Sumba et de la péninsule de Huon

Pour étudier l'intensité des mouvements positifs verticaux (soulèvement) sur le réseau de drainage, nous avons choisi de travailler sur deux régions présentant des taux de soulèvement faibles à modérés (île de Sumba) et modérés à forts (péninsule de Huon). Les taux de soulèvement sont ainsi compris entre 0,02 à 3,4 mm/an. A l'exception des zones subsidentes, ces taux couvrent donc la totalité de la gamme de taux de soulèvement pour les déformations côtières depuis le stade isotopique 5e à l'échelle mondiale (Pedoja et al., 2011): faibles, moyens et forts.

1 Quantification des déplacements verticaux côtiers

Dans cette partie est donc exposée la méthode d'analyse de ces terrasses coralliennes. Le protocole d'étude est composé de trois étapes : cartographie des terrasses coralliennes, chronostratigraphie et calcul des taux de soulèvement.

1.1 Cartographie des crêtes récifales

Le modèle numérique de terrain (MNT) de la Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (Farr et al., 2007) a été utilisé afin de cartographier les crêtes récifales des terrasses coralliennes des séquences situées sur l'île de Sumba et sur la péninsule de Huon. Ce MNT, d'une résolution de 90 m, a été choisi car 1) il a une couverture mondiale 2) il est relativement peu bruité en Indonésie et Papouasie-Nouvelle-Guinée contrairement à des MNT de résolution plus élevée (e.g. ASTER 30 m) et 3) il est gratuit. La résolution verticale du MNT SRTM est de 4 m sur l'île de Sumba et 7 m sur la péninsule de Huon (Farr et al., 2007). Pour mettre en évidence les crêtes récifales la meilleure combinaison de traitement est l'ombrage superposé à la carte de pente (Fig. 66, 67). La cartographie des crêtes récifales réalisée à partir de ce MNT a été complétée à l'aide d'images Google Earth datant d'août 2012 pour l'île de Sumba et d'avril 2013 pour la péninsule de Huon.

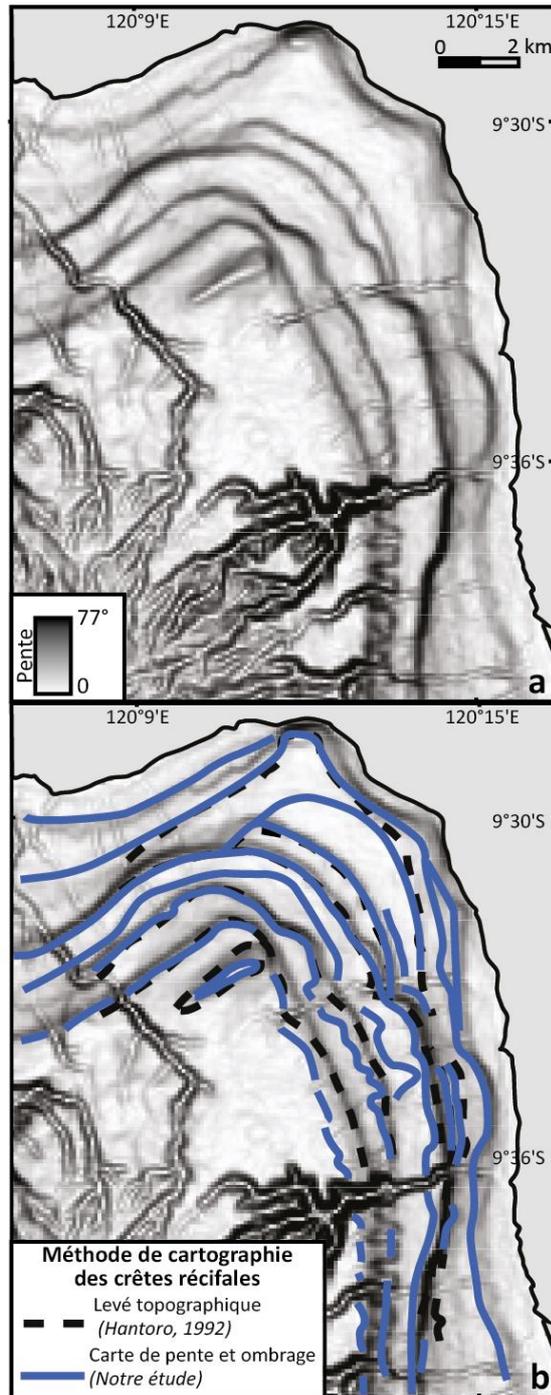


Fig. 66 : Protocole de cartographie des crêtes récifales au cap Laundi (île de Sumba), a) superposition de la carte des pentes et de l'ombrage réalisé à partir du MNT SRTM 90 m; b) comparaison de la carte des crêtes récifales obtenue à partir d'un levé topographique par Hantoro (1992) et de la carte obtenue à partir des cartes de pente et de l'ombrage.

Pour valider le protocole, les cartes des crêtes récifales obtenues à partir du MNT ont été comparées avec les cartes obtenues à partir de levés topographiques sur le terrain. Sur l'île de Sumba, cette comparaison a été réalisée pour le cap Laundi, où la cartographie des terrasses coralliennes est la plus détaillée (Fig. 66) et a été validée par Wahyoe Hantoro qui a établi les premières cartes des séquences de terrasses coralliennes présentes sur ce cap. La corrélation entre les deux cartes est importante, la cartographie des crêtes récifales a donc été étendue à tout le segment côtier concerné.

Cette méthode de cartographie systématique des crêtes récifales développée pour les séquences côtières de l'île de Sumba a été appliquée à celles présentes sur la péninsule de Huon. Sur cette dernière péninsule, la carte de répartition des terrasses obtenue par cette méthode est beaucoup moins détaillée que la carte réalisée en 1974 sur le terrain par Chappell (Chappell, 1974a) (Fig. 67). Pour la suite, j'ai donc choisi de travailler avec les données de Chappell (1974a) qui couvrent toute la zone d'étude. Ces terrasses sont moins visibles sur le MNT car elles mesurent moins de 100 m de large pour la plupart (Partie I Chapitre 2) ce qui est très proche de la résolution du MNT.

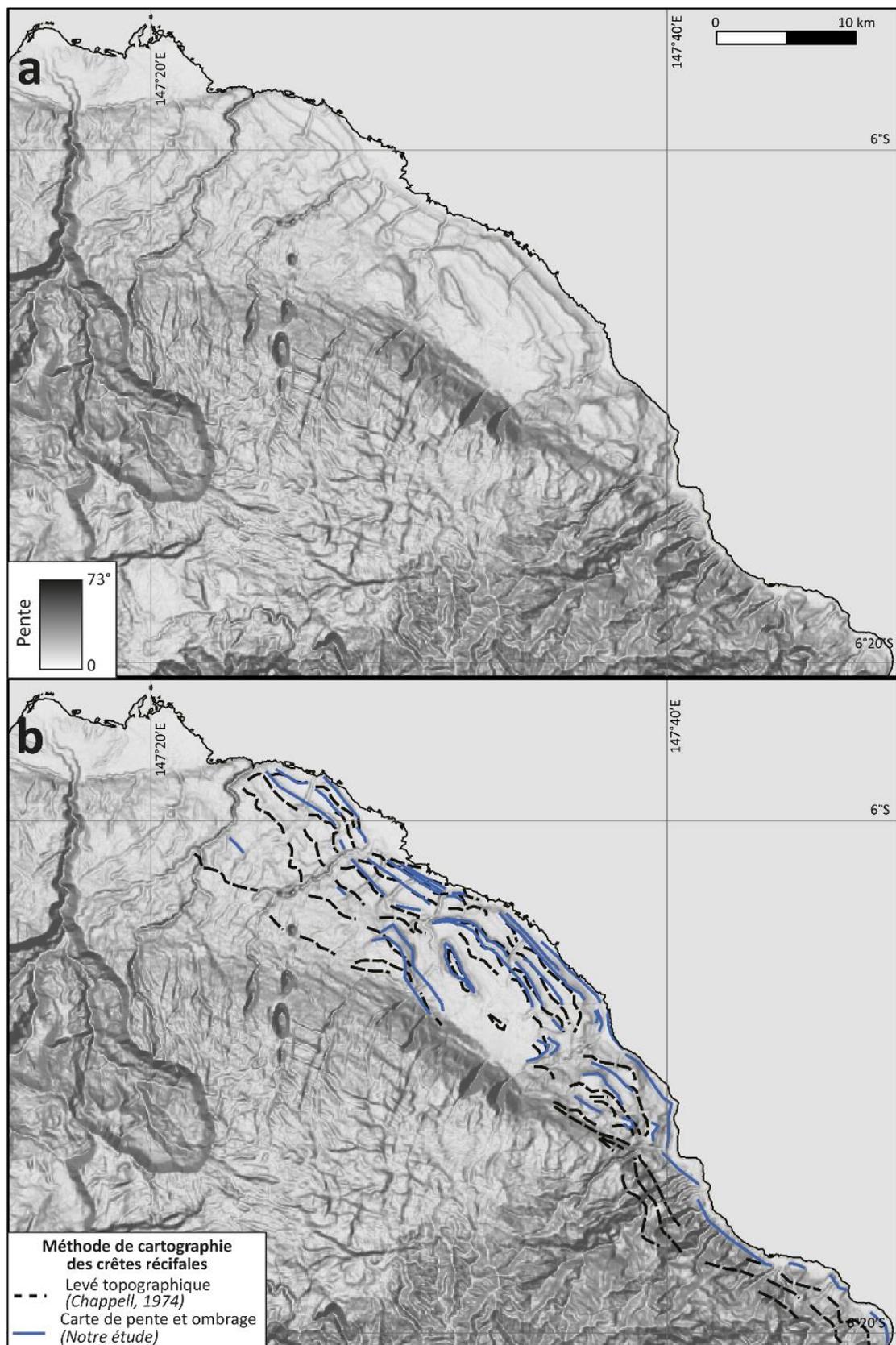


Fig. 67 : Protocole de cartographie des crêtes récifales sur la péninsule de Huon, a) superposition de la carte des pentes et de l'ombrage réalisé à partir du MNT SRTM 90 m ; b) comparaison de la carte des crêtes récifales obtenue à partir d'un levé topographique par Chappell (1974) et de la carte obtenue à partir des cartes de pente et de l'ombrage.

1.2 Chronostratigraphie

Sur l'île de Sumba, la chronostratigraphie établie par (Pirazzoli et al., 1991) a été choisie comme référence. Ils divisent la séquence en 6 terrasses coralliennes majeures composées chacune de 1 à 5 terrasses secondaires, corrélées du stade isotopique 1 au stade 29 (pour plus de détails, voir la Partie II, chapitre 1). Comme la corrélation entre les deux cartes est bonne, le système de numérotation a été conservé (terrasses de 0 à VI). Cette chronostratigraphie a été étendue à toute l'île par continuité latérale.

Pour la péninsule de Huon, la chronostratigraphie établie par (Chappell, 1974a) a été utilisée (pour plus de détails voir la Partie II, chapitre 1). (Chappell, 1974a) divise la séquence de référence en 12 niveaux principaux numérotés de I à XII corrélés du SI 1 au SI 11 (0 à 400 ka).

1.3 Quantification des mouvements verticaux côtiers

1.3.1 Ile de Sumba

Sur l'île de Sumba, deux terrasses sont continues et visibles sur le MNT sur la totalité de la séquence : la terrasse II (SI5, 7, 9) et la terrasse IIIb (SI11). La terrasse II a une origine polycyclique (façonnement successif par plusieurs hauts niveaux marins) (cf Partie II chapitre 1) et ne permet pas le calcul de taux de soulèvement fiables. Nous avons donc choisi comme marqueur morphologique et tectonique la terrasse IIIb datée à environ 400 ± 20 ka et corrélée au SI 11 (Pirazzoli et al., 1991).

Deux types de taux de soulèvement peuvent être calculés pour les terrasses marines et coralliennes : le taux de soulèvement corrigé pour l'eustatisme (e.g. Lajoie, 1986) ou apparents (Pedoja et al., 2011; 2014).

$$V_{\text{corrigé}} = \frac{E - e}{A_{rc}}$$

$V_{\text{corrigé}}$ est le taux de soulèvement prenant en compte les variations eustatiques, E l'altitude de la crête récifale, e l'altitude du niveau marin du SI 11 et A_{rc} l'âge du haut niveau marin corrélé à la crête récifale. Le taux de soulèvement corrigé prend donc en compte les corrections eustatiques.

Les soulèvements apparents ne prennent pas en compte de corrections pour l'eustatisme.

$$V_{\text{apparent}} = \frac{E}{A_{rc}}$$

V_{apparent} est le taux de soulèvement apparent, E l'altitude de la crête récifales et A_{rc} l'âge du haut niveau marin corrélé à la crête récifale. Le taux de soulèvement apparent prend en compte uniquement le déplacement de la crête récifale.

Sur l'île de Sumba, le niveau marin interglaciaire associé au stade isotopique 11 aurait atteint une altitude de + 1 m par rapport au niveau marin actuel d'après Pirazzoli et al., (1993) et Murray-Wallace et Woodroffe (2014)

La marge d'erreur verticale absolue du MNT SRTM 90m sur l'île de Sumba est de ± 4 m (Farr et al., 2007). Compte tenu de la résolution horizontale et de la marge d'erreur verticale, nous avons choisi d'utiliser une marge d'erreur de ± 10 m. Ainsi les corrections eustatiques ont relativement peu d'importance car elles sont dans les ordres de grandeur de cette marge d'erreur de ± 10 m. Ceci implique que les taux de soulèvement apparents sont très similaires à ceux corrigés pour l'eustatisme. Nous avons donc utilisé pour l'étude le calcul du taux de soulèvement apparent. La crête récifale étant immergée de 2 à 5 m de profondeur (Montaggioni et Braithwaite, 2009) et le marnage étant inférieur 3 m sur l'île de Sumba, les taux de soulèvement calculés sont donc un peu minorés.

1.3.2 Péninsule de Huon

Sur la péninsule de Huon, la carte des isochrones et des isolignes de soulèvement réalisée par (Chappell, 1974a) a une meilleure précision qu'une carte réalisée à partir du MNT. Dans ce travail, ces taux sont donc utilisés tels quels en y ajoutant une marge d'erreur de 5% soit 0,1 mm/an.

2 Analyse morphométrique du réseau de drainage et des bassins versants côtiers

Le réseau de drainage et les bassins versants côtiers développés sur les séquences de terrasses marines et coralliennes ont été étudiés au travers de huit indices morphométriques. Le relief des zones étudiées a été étudié par une série d'indices : l'incision, le relief résiduel et le relief moyen des bassins versants. Pour l'analyse de la pente du réseau de drainage, trois paramètres morphométriques ont été utilisés : le k_{sm} , le SL et les profils en long. L'évolution morphologique des bassins versants a été analysée au travers de leur aire, leur intégrale hypsométrique et de leur facteur de forme. Pour étudier au mieux les variations spatiales de ces indices morphométriques en fonction du taux de soulèvement, le réseau de drainage a été analysé à trois échelles différentes : 1) la totalité des zones d'études entières ; 2) les zones couvertes par les séquences de terrasses coralliennes ; 3) les bassins versants sélectionnés, développés sur les séquences de terrasses coralliennes. Comme pour la cartographie des séquences de terrasses, l'extraction de ces indices a été réalisée à partir du MNT SRTM d'une résolution de 90 m sur la péninsule de Huon et sur l'île de Sumba.

2.1.1 Extraction des indices morphométriques à l'échelle des zones d'étude

Quatre indices ont été calculés à l'échelle des deux zones d'études : l'incision, le relief résiduel, le k_{sn} et le SL .

– Relief résiduel et incision

Ces deux paramètres se calculent à partir de la surface enveloppe et de la surface subenveloppe (Partie I Chapitre 1 2.1.1).

La surface enveloppe est construite à partir des lignes de crêtes. Dans un premier temps, afin de sélectionner de manière automatique ces lignes de crêtes, le MNT est inversé. Ensuite, un réseau de drainage "virtuel" dont l'aire drainée est supérieure à 1 km² est extrait de ce MNT inversé avec l'outil Archydro d'ArcGIS. Puis les altitudes réelles sont réassignées à partir du MNT au nuage de points du drainage "virtuel" : les lignes de crêtes des reliefs. Enfin la surface enveloppe est construite par l'interpolation par voisin naturel de ce nuage de points.

La surface subenveloppe est construite de la même façon mais sans inversion de MNT, donc en sélectionnant les fonds de vallées au lieu des lignes des crêtes.

L'incision est donnée par la différence entre la surface enveloppe et le MNT et le relief résiduel par la différence entre la surface enveloppe et la surface subenveloppe.

L'incision et le relief résiduel ont été extraits à l'aide du protocole développé par Stéphane Molliex avec le logiciel ArcGIS 10.

– Indice de pente des drains k_{sn} et SL

Les drains ont été extraits pour une aire de drainage minimum de 1 km². Ces drains ont ensuite été découpés en segment de calcul de 1 km. Pour chaque segment de drain, le calcul du SL décrit dans la Partie I Chapitre 1 2.2.4 , est donné par l'équation suivante :

$$SL = L \frac{H_{max} - H_{min}}{l}$$

Où

L en m est la distance mesurée le long du talweg entre le milieu du segment et l'amont du drain,

H_{max} en m est l'altitude maximale du segment,

H_{min} en m est l'altitude minimale du segment,

l en m est la longueur du segment.

Pour le calcul du k_{sn} , pour chaque segment de drain de 1 km de long la formule suivante a été appliquée (Partie I Chapitre 1 2.2.4) :

$$k_{sn} = \frac{\frac{H_{max} - H_{min}}{l}}{A^{-0,5}}$$

où

H_{max} en m est l'altitude maximale du segment,

H_{min} en m est l'altitude minimale du segment

l en m est la longueur du segment,

A (m²) est l'aire que draine la portion du segment.

Sur l'île de Sumba, la zone d'étude de ces quatre paramètres est l'île entière (11 000 km² dont 95 % sont sédimentaires). Sur la péninsule de Huon, la zone d'étude est la moitié Nord de la péninsule ($\approx 2\,000$ km² de terrains calcaires).

Comme l'incision et le relief résiduel, les indices de pente des drains ont été calculés à l'aide du protocole développé par Stéphane Molliex et réalisé avec ArcGIS 10.

2.1.2 Echelle des zones de soulèvements côtiers constants

Dans un deuxième temps, seuls les cours d'eau développés sur les séquences de terrasses coralliennes ont été étudiés. Les deux zones d'études recouvertes de terrasses coralliennes ont été divisées selon des gammes de taux de soulèvement avec des pas de 0,05 mm/an sur l'île de Sumba et 0,25 mm/an sur la péninsule de Huon. Ces zones sont de lithologie homogène (calcaires récifaux) et sont indépendantes des limites des bassins versants.

Sur la côte Nord de l'île de Sumba, 12 domaines ont été délimités en fonction des taux de soulèvement allant de 0,1 à 0,6 mm/an (pas de 0,05 mm/an). Ces domaines représentent 30 zones différentes ayant des aires de 100 à 450 km² et représentent 16 à 55 km de trait de côte. Sur la péninsule de Huon, 12 domaines de taux de soulèvement allant de moins de 0,5 à 3 mm/an ont été délimités représentant 14 zones différentes présentant des aires de 106 à 114 km² et impliquant 1,5 à 11 km de trait de côte. Une valeur moyenne d'indices morphométriques a été calculée pour chacun de ces domaines. Les indices morphométriques calculés à cette échelle sont le relief résiduel, l'incision, le k_{sn} et le SL .

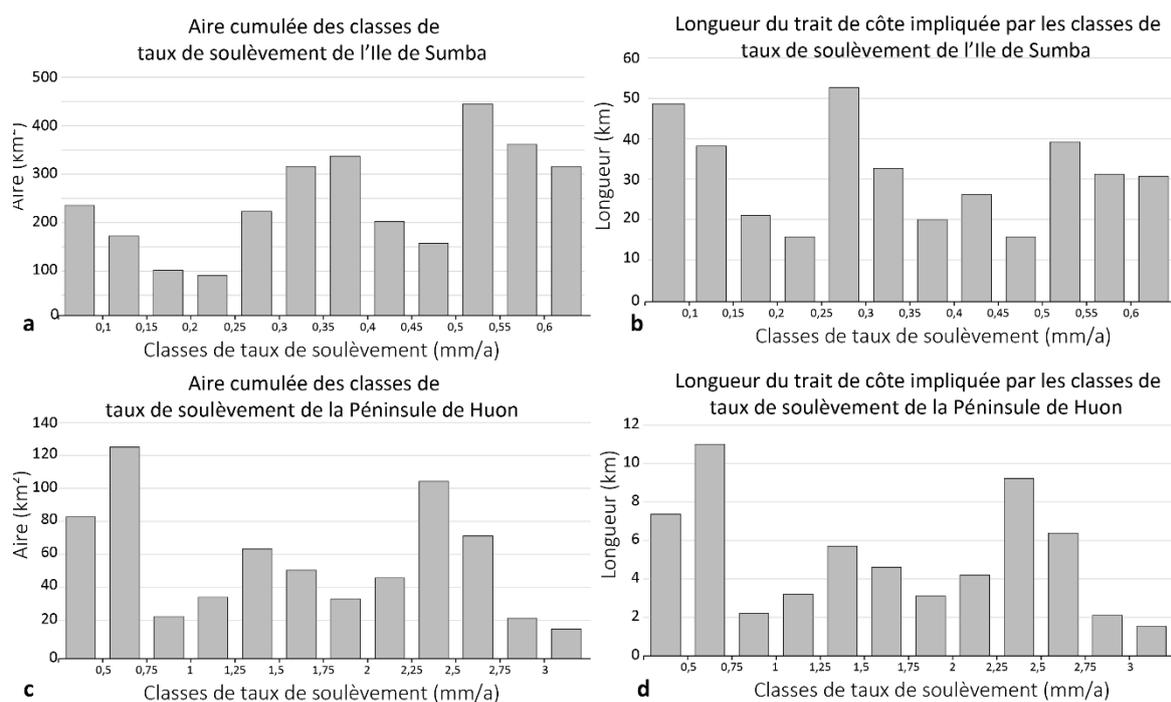


Fig. 68 : Topographie et taux de soulèvement. a) Aire des 30 zones de séquences de terrasses coralliennes de l'île de Sumba rangées selon leur taux de soulèvement ; b) Longueur du trait de côte affecté par les différents taux de soulèvement sur l'île de Sumba ; c) Aire des 14 zones de séquences de terrasses coralliennes de la péninsule de Huon rangées selon leur taux de soulèvement ; d) Longueur du trait de côte affecté par les différents taux de soulèvement sur la péninsule de Huon

2.1.3 Echelle des bassins versants

Enfin, les indices morphométriques ont été extraits par bassins versants : 15 bassins versants pour l'île de Sumba et 11 pour la péninsule de Huon ont été sélectionnés en fonction de leur aire et de leur lithologie (Fig. 69 et 70).

Sur l'île de Sumba, les 15 bassins versants ont des aires de drainage comprises entre 17 et 100 km² (Fig. 71). Ces bassins versants drainent, pour au moins 20 % de leur surface totale, les calcaires récifaux constituant les terrasses coralliennes (Fig. 71). Sur la péninsule de Huon, 11 bassins versants avec des aires comprises 20 et 150 km² ont été sélectionnés. Tout comme sur l'île de Sumba, ces bassins versants drainent pour au moins 20 % de leur surface totale des calcaires récifaux (Fig. 71), hormis le bassin 11 qui a été choisi car il se situe dans la zone où le soulèvement est le plus fort.

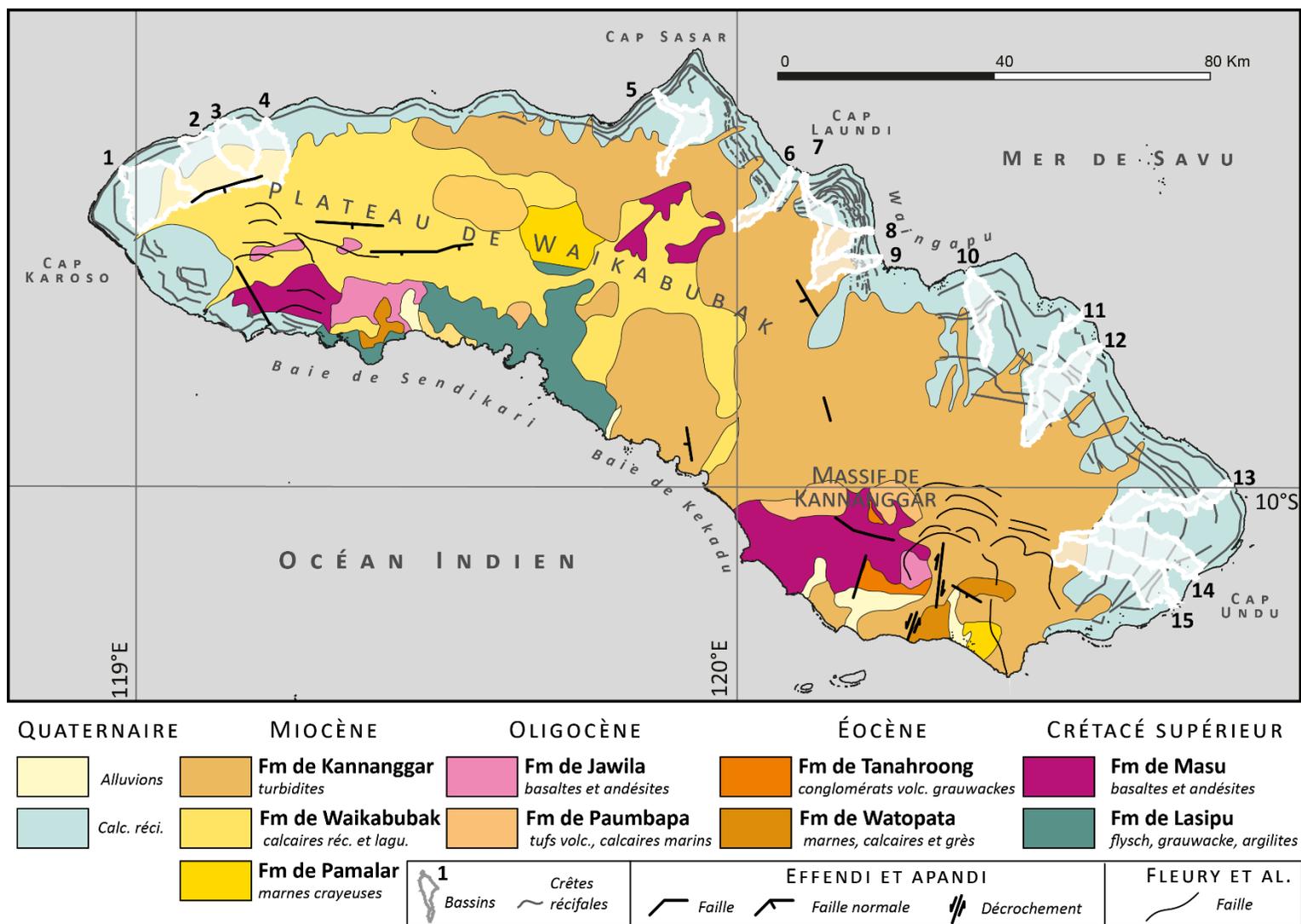


Fig. 69 : Localisation et géologie des 15 bassins versants sélectionnés sur l'île de Sumba

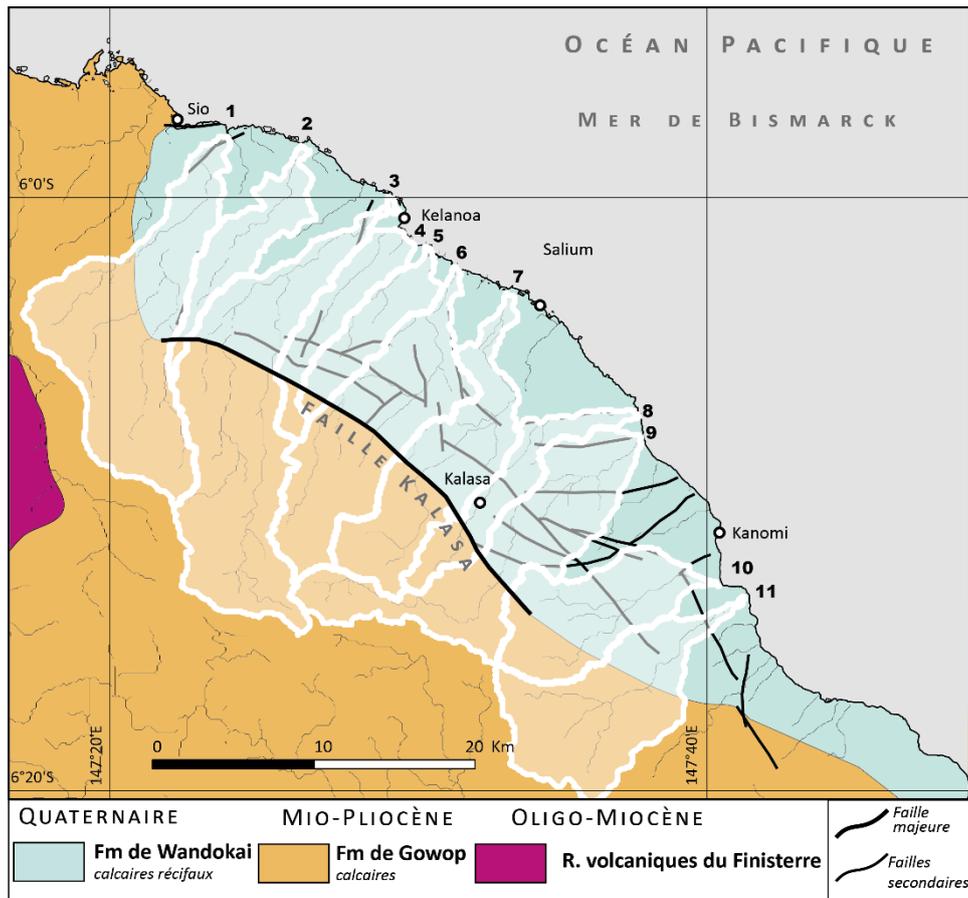


Fig. 70 : Localisation et géologie des 11 bassins versants sélectionnés sur la péninsule de Huon

Sur l'île de Sumba, hormis les calcaires récifaux, les bassins versants drainent aussi des calcaires de Waikabubak et des grès et calcaires de Kananggar (Fig. 70 et 71). Sur la péninsule de Huon, les bassins versants hormis les calcaires récifaux, drainent uniquement des calcaires de Gowop (Fig. 70 et 71).

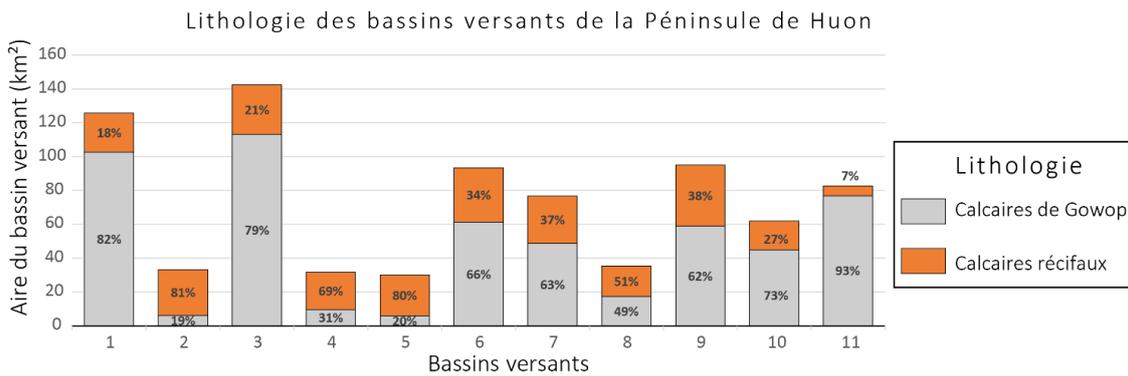
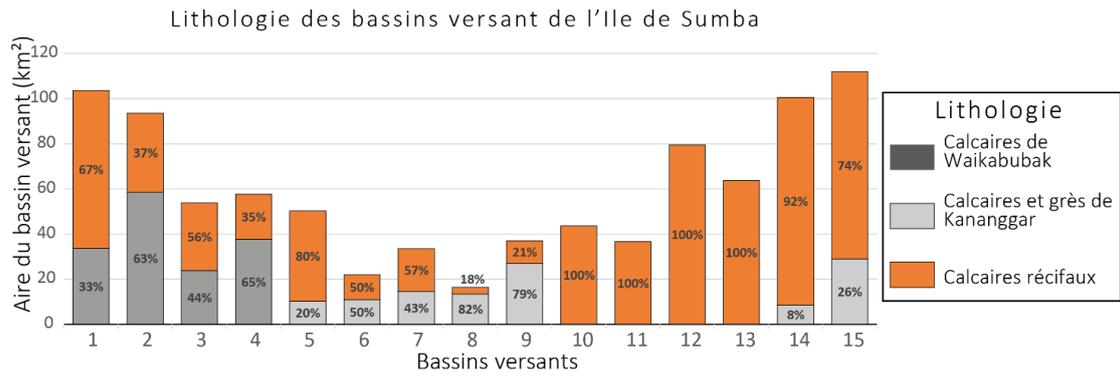


Fig. 71 : Lithologie des bassins versants de l'île de Sumba et de la péninsule de Huon

Les limites des bassins versants ont été extraites avec le logiciel RiverTools à partir du SRTM 90 m. Le seuil utilisé pour l'extraction correspond à l'aire minimale de drainage fixée à 1 km² (comme pour les indices de pentes et les indices de relief).

Pour ces bassins versants, huit indices morphométriques ont été calculés. Certains de ces indices sont propres aux bassins versants comme l'aire drainée, l'intégrale hypsométrique, le facteur de forme, le relief moyen et les profils en long. Les autres indices ont été extraits à partir de leur calcul à l'échelle de l'île : l'incision, le relief résiduel, le k_{sn} et le SL . Ces indices sont détaillés Partie I Chapitre 1 2.2

Chapitre 3 Résultats

Les résultats concernant les soulèvements côtiers obtenus sur l'île de Sumba et la péninsule de Huon sont d'abord décrits. Ensuite les valeurs des indices morphométriques calculés sur le relief côtier de l'île de Sumba et de la péninsule de Huon sont exposées. Enfin les relations entre taux de soulèvement et indices morphométriques sont étudiées au travers de corrélations linéaires et de leurs coefficients de corrélations associés.

1 Tectonique quaternaire côtière active

Les séquences de terrasses coralliennes de l'île de Sumba et de la péninsule de Huon sont décrites puis utilisées pour mettre en évidence la tectonique quaternaire côtière active de ces deux régions.

1.1 La séquence de terrasses coralliennes plissée et faillée de l'île de Sumba

L'étude des MNT montre que la séquence de terrasses coralliennes présente sur la côte Nord de l'île de Sumba culmine entre 30 et 475 m et concerne un segment côtier large de 1 à 25 km (Fig. 72 et 73). Cette séquence est plus développée et comprend plus de terrasses à l'Est qu'à l'Ouest. Entre les caps Karoso et Sasar (Point B sur Fig. 72), la séquence est composée d'une seule terrasse d'un kilomètre de large environ, soulevée à une altitude de 30 ± 5 m. Au cap Laundi, la séquence culmine à 475 m et comporte six terrasses principales chacune composée de 1 à 5 terrasses secondaires (point C sur Fig. 72). Entre les caps Bato-Ata et Undu (points E et F sur la Fig. 72), la séquence mesure ≈ 20 km de large en moyenne et atteint localement 30 km de large (point E sur la Fig. 72).

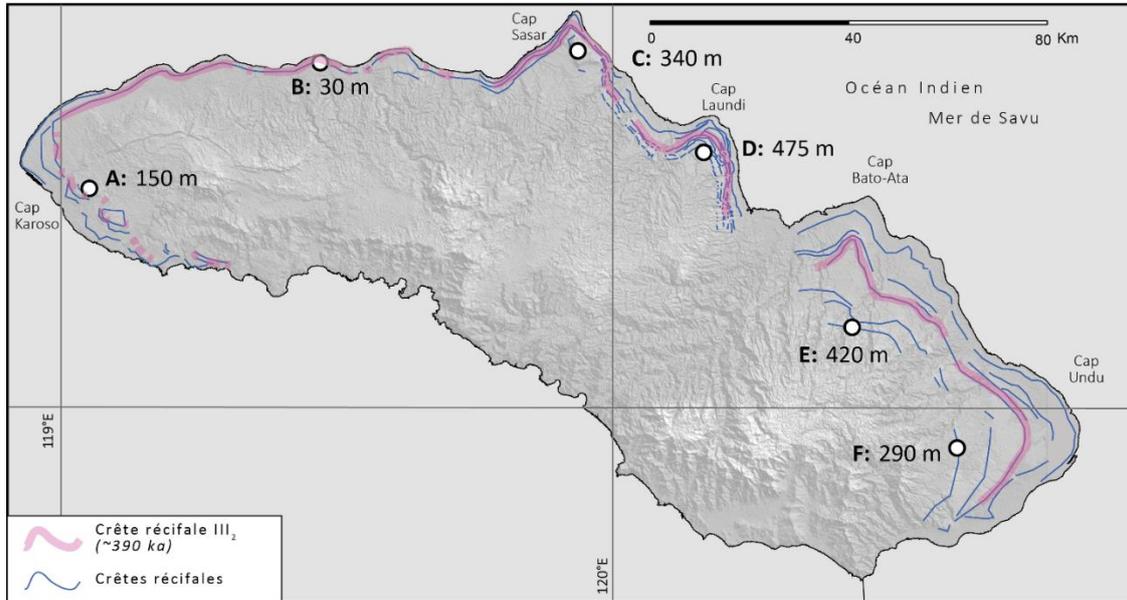


Fig. 72 : Répartition des crêtes récifales de l'île de Sumba

Dans cette étude, la crête récifale de la terrasse III₂ qui a été corrélée à un haut niveau marin associée au stade isotopique 11 a été choisie comme marqueur tectonique (Fig. 72 et 71). Ce marqueur tectonique correspond donc à l'isochrone 390 ± 20 ka (âge du stade isotopique 11 durant le Pléistocène moyen). Les profils AB et BC (Fig. 71) montrent la variation d'altitude de cette crête récifale du Sud du cap Karoso au cap Sasar, puis du cap Sasar au cap Undu, c'est à dire tout au long de la séquence couvrant la côte septentrionale de l'île.

Au Sud du profil AB (Fig. 71), l'altitude de la crête récifale de la terrasse III₂ montre une variation brusque, un rejet important. Cette crête serait affectée par une faille normale gravitaire, pluri kilométrique, présentant un rejet vertical d'environ 150 m. Au Nord de cette faille, l'altitude de la crête récifale de la terrasse III₂ décroît de 240 m à 25 m vers le Nord. Entre les caps Karoso et Sasar, la crête récifale présente les altitudes minimales comprises entre 20 et 100 m d'altitude sur plus de 110 km de frange côtière. Sur cette partie du profil, la crête récifale est subhorizontale.

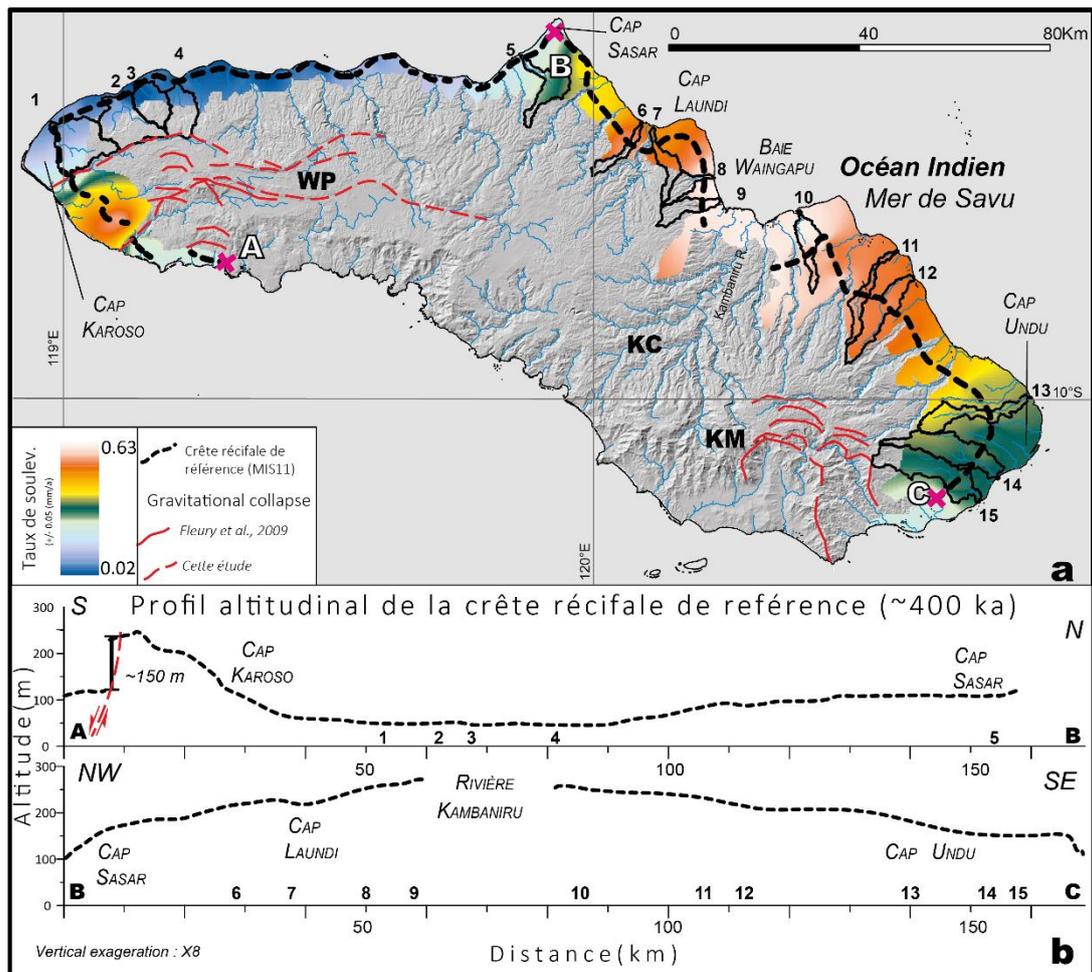


Fig. 73 : Taux de soulèvement côtier de l'île de Sumba déduits par l'analyse de la crête récifale présente sur la terrasse datée du haut niveau marin corrélé avec le SI 11. a) Le taux de soulèvement moyen est symbolisé par un gradient allant du bleu au orange. La crête récifale de référence est indiquée en trait pointillé noir. Les failles gravitaires sont symbolisées en rouge, en pointillé pour celles qui ont été interprétées lors de cette étude, en trait plein pour l'étude de Fleury et *al.* (2009) ; b) Profils altitudinaux de la terrasse de référence, localisation des profils en a.

Le profil BC représente les variations d'altitudes de la crête récifale de référence du cap Sasar jusqu'au cap Undu (Fig. 73 b). Dans cette zone, la crête récifale atteint des altitudes maximales. Cette crête récifale montre une flexure majeure localisée près de la rivière Kambaniru et culminant à 250 m d'altitude.

Les variations d'altitudes de la crête récifale de référence induisent des variations des taux de soulèvement côtier moyens depuis 390 ± 20 ka (âge du stade isotopique 11) (Fig. 73 b). Ces taux compris entre 0,02 et 0,63 mm/an sont plus forts à l'Est du cap Laundi et plus faibles entre le cap Karoso et le cap Sasar.

1.2 La séquence de terrasses coralliennes basculées et faillées de la péninsule de Huon

Cette séquence culmine à 1730 ± 7 m (Fig. 74) d'après les transects réalisés à partir des MNT. Elle couvre un segment côtier de 80 km de long pour une largeur variant entre 3 et 10 km de large. Cette séquence inclut jusqu'à sept terrasses majeures comme à Salium (point B, où elle culmine à 865 m). La séquence est la plus basse au point D (303 m).

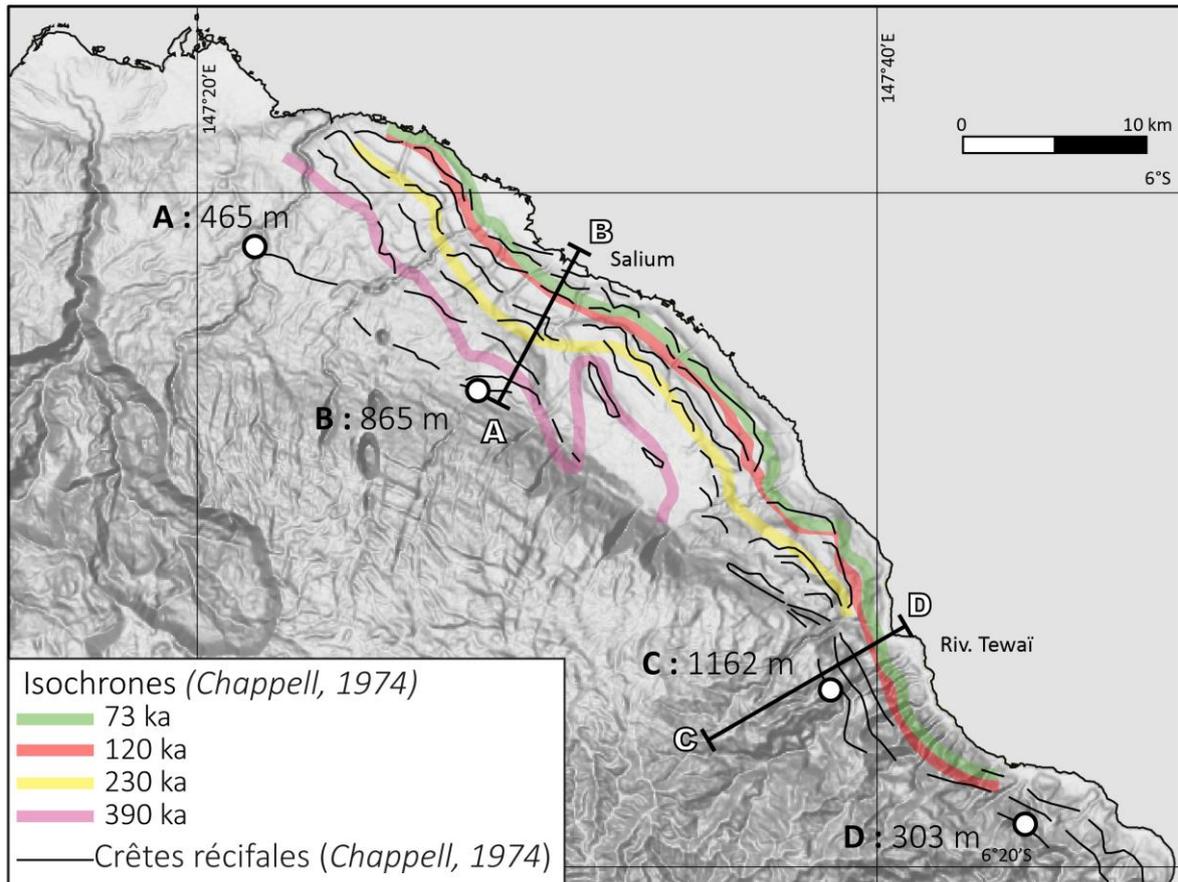


Fig. 74 : Répartition des crêtes récifales et de leurs isochrones associés du Nord de la péninsule de Huon d'après la cartographie de Chappell (1974a).

Pour compléter les profils réalisés par Chappell (1974a), deux profils A-B et C-D (Fig. 74 et 75) ont été réalisés à partir du MNT SRTM 90 m. Ces profils ont été réalisés à l'endroit où la séquence est la plus complète près de Salium (A-B) et à l'endroit où la séquence atteint son altitude maximale (profil C-D), près de la rivière Tewai. Ces deux profils correspondent aux transects réalisés par (Chappell, 1974a). Ces deux transects sont détaillés dans la Fig. 75 a et dans le Tableau 9 pour le transect AB (Salium) et dans la Fig. 75 b et le Tableau 10 pour le transect CD (rivière Tewai).

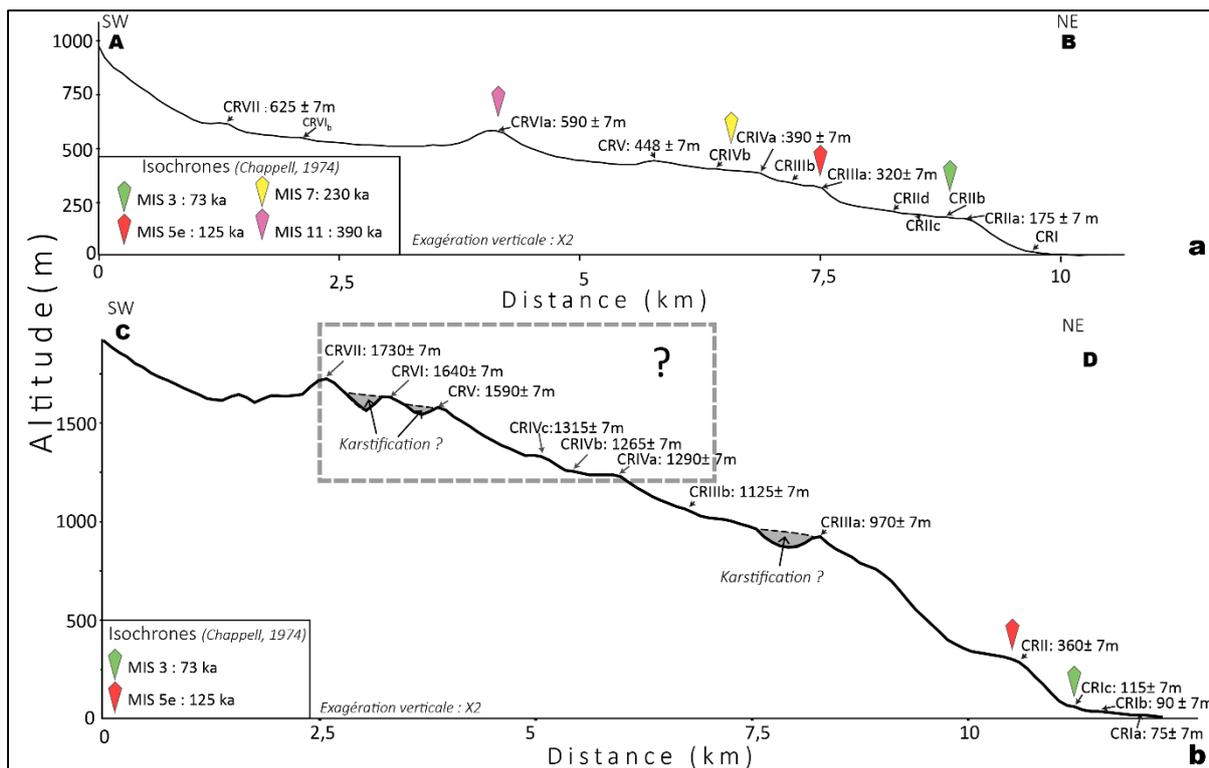


Fig. 75 : Profils altitudinaux de la séquence de terrasses coralliennes de la péninsule de Huon réalisés à partir du MNT SRTM 90 m, les crêtes récifales sont numérotées en chiffres romains. Les isochrones sont placés à partir de la cartographie de Chappell (1974a). a) Profil de A à B (Salium); b) Profil de C à D (rivière Tewaï).

Terrasses principales	Altitude de la crête (m)	Largeur	Interprétations
I	20	0,5	-
II	175	2,4	SI 3
III	320	0,45	SI 5e
IV	390	1,1	SI 7
V	448	1,2	SI 7 ?
VI	590	2,6	SI 11
VII	625	0,15	?

Tableau 9 : Description de la séquence de terrasses au profil AB (Salium)

Terrasse principale	Terrasse Secondaire	Altitude de la crête (m)	Largeur	Interprétations
I	l _a	75	0,8	-
	l _b	90		-
	l _c	115		SI 3
II	-	360	0,6	SI 5e
III	-	970	1,5	-
IV	IV _a	1290	1,25	-
	IV _b	1390		
V	-	1590	-	-
VI	-	1640	-	-
VII	-	1730	-	-

Tableau 10 : Description de la séquence de terrasses au profil BC (près de la rivière Tewai)

1.2.1 Soulèvement pléistocène moyen et sup de la péninsule de Huon

Le profil altitudinal de la terrasse corrélée au stade isotopique 5e montre que la terrasse est basculée vers le NO de 50 m à plus de 350 m (Fig. 76). Le basculement n'est pas uniforme, à certains endroits la crête récifale est décalée par des failles de quelques dizaines de mètres. Les taux de soulèvement représentés dans la Fig. 76 ont été calculés par Chappell (1974a). Ils ont ensuite été vérifiés à partir de la crête récifale de référence associée au SI 5e. Ces taux sont croissants vers le SE perpendiculairement à la côte. Ils débutent ainsi à 0,5 mm/an et atteignent 3 mm/an au point B près de Kanomi (Fig. 76). Ces taux de soulèvement diminuent ensuite légèrement.

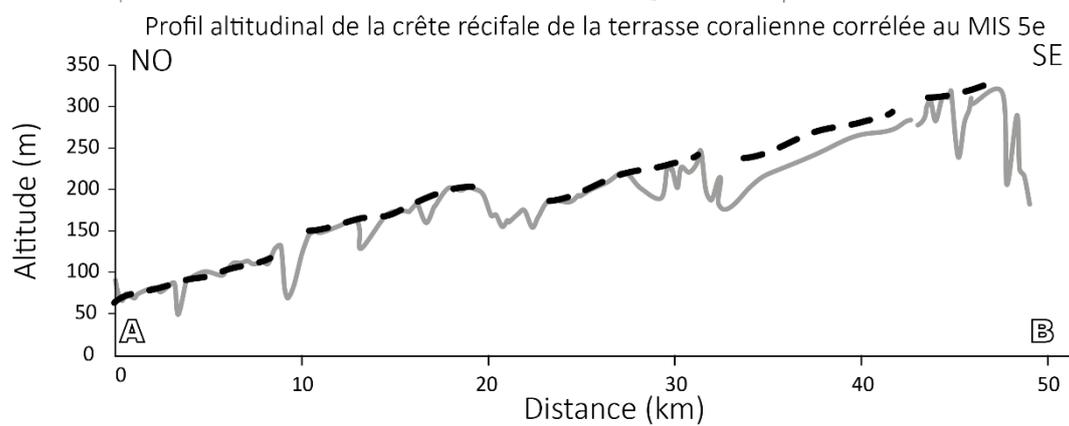
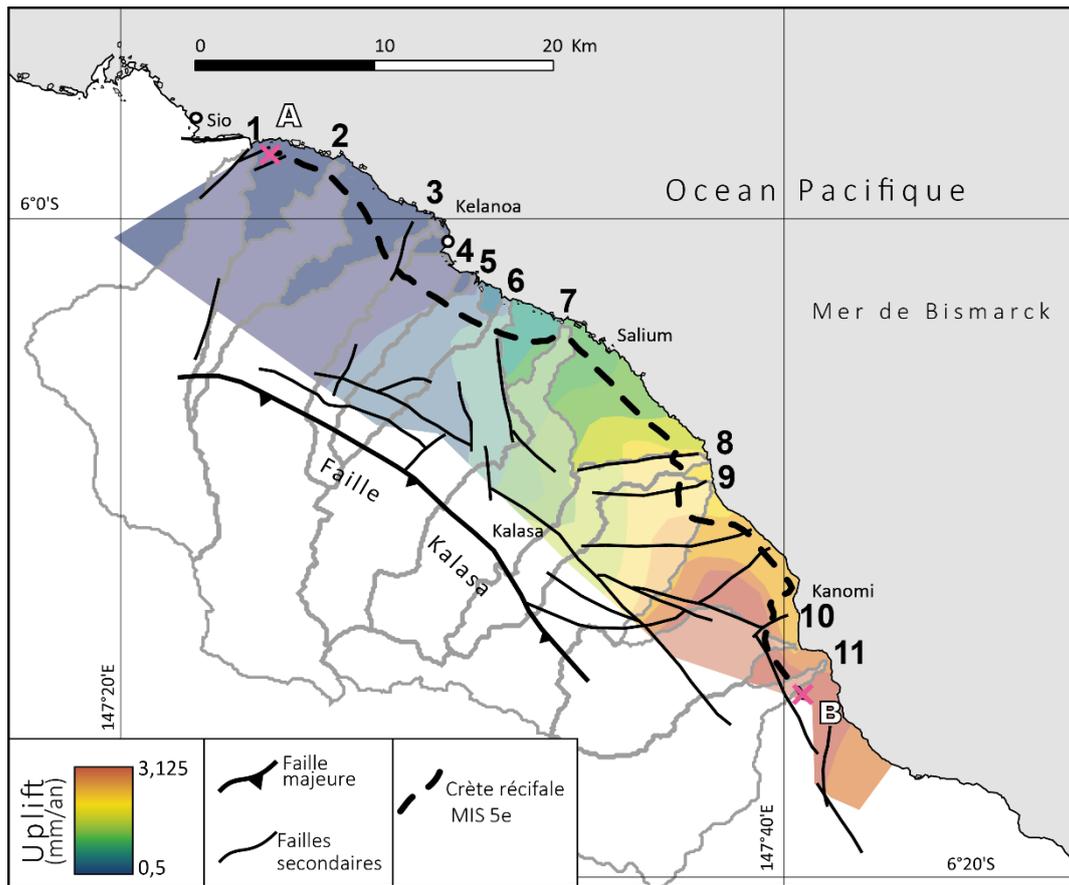


Fig. 76 : Taux de soulèvement côtier de la péninsule de Huon déduits par l'analyse de la crête récifale associée au SI 5e. a) Le taux de soulèvement moyen est symbolisé par un gradient allant du bleu au orange. La crête récifale de référence est indiquée en trait pointillé noir. Les failles cartographiées par Chappell (1974a) sont symbolisées en noir, en trait gras pour la faille majeure et en trait fin pour les failles secondaires ; b) Profil altitudinal de la terrasse de référence associée au SI 5e.

2 Analyse morphométrique du relief et du réseau de drainage

Les analyses morphométriques du relief et du réseau de drainage sur l'île de Sumba et sur la péninsule de Huon ont été, toutes deux, réalisées à trois échelles différentes : à l'échelle des zones d'étude, à l'échelle de la séquence de terrasses coralliennes et à l'échelle de bassins versants côtiers.

2.1 Analyse morphométrique du relief et du réseau de drainage de l'île de Sumba

2.1.1 A l'échelle de l'île

– Le relief de l'île de Sumba

A l'échelle de l'île de Sumba, le relief a été étudié selon deux indices : le relief résiduel et l'incision. Le relief résiduel est compris entre 0 et 526 m et l'incision entre 0 et 478 m (Fig. 77). A grande échelle, les valeurs de relief résiduel et d'incision sont plus fortes à l'Est qu'à l'Ouest (Fig. 77 a et b). Au SE de l'île, les valeurs de relief résiduel sont fortes, en particulier, au niveau du bassin versant de la rivière Kambaniru et sur le flanc Sud du massif de Kananggar. Les faibles valeurs de relief résiduel sont, quant à elles, caractéristiques de la séquence de terrasses coralliennes et du Plateau de Waikabubak. De la même façon, l'incision est faible sur les terrasses coralliennes (< 20 m) et sur le haut du Plateau de Waikabubak et du massif de Kananggar (< 100 m). A plus grande échelle, il y a deux dissymétries dans les cartes du relief résiduel et de l'incision : 1) une dissymétrie NS : valeurs plus fortes au Sud qu'au Nord et 2) une dissymétrie OE : valeurs plus fortes à l'Est qu'à l'Ouest. Cette dernière semble être reliée avec la forme sigmoïdale de l'île composée d'une partie haute (le Plateau de Waikabubak, au NO) et d'une partie basse (le Massif de Kananggar, au SE). Cette forme sigmoïdale semble avoir un contrôle structural.

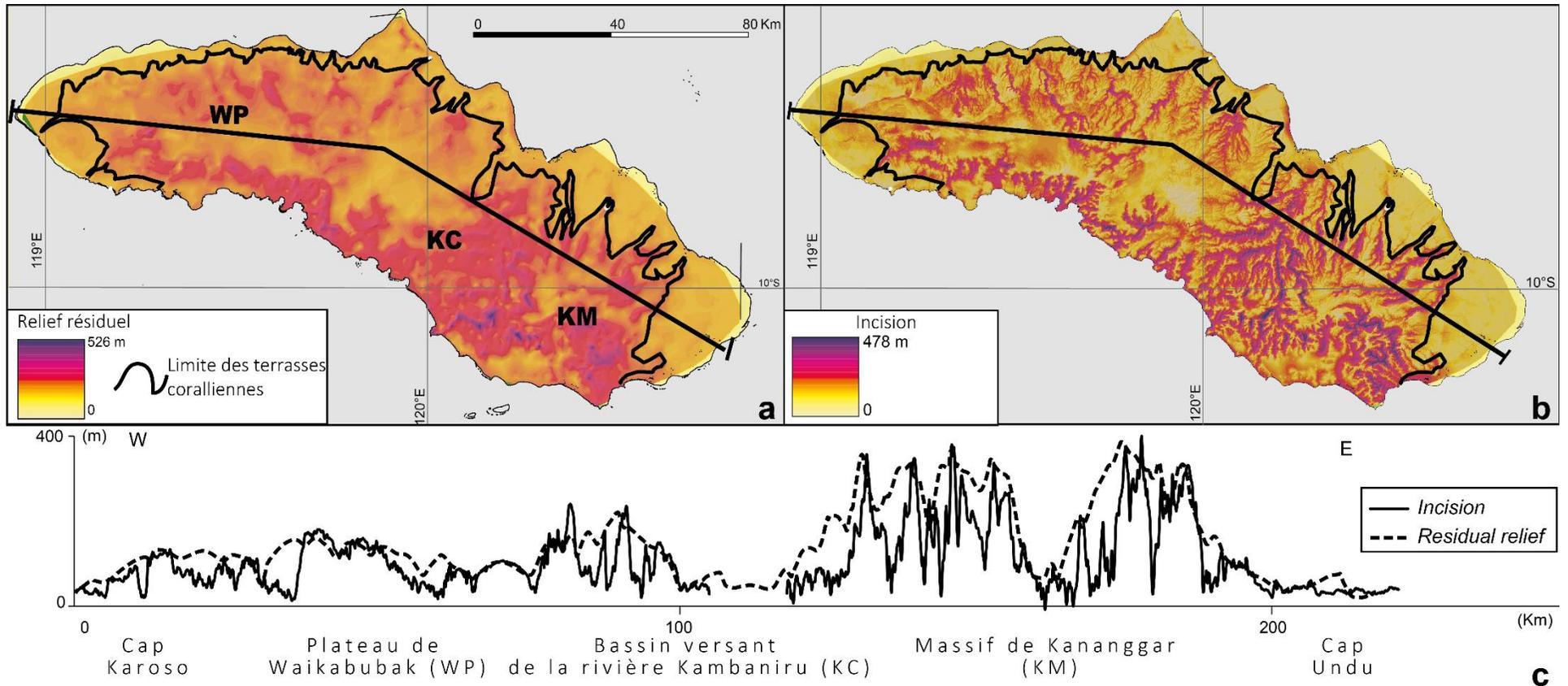


Fig. 77 : Analyse du relief de l'île de Sumba; a) Le relief résiduel est représenté par un dégradé allant du jaune (faible relief) au violet (fort relief), la limite entre le substrat et les terrasses coralliennes est représentée en gras; b) l'incision est représentée par un dégradé allant du jaune (faible relief) au violet (fort relief), la limite entre le substrat et les terrasses coralliennes est représentée en gras ; c) profils des valeurs du relief résiduel, en pointillé, et de l'incision en trait plein. WP : Plateau de Waikabubak, KC : Bassin versant de la rivière Kambaniru, KM : Massif de Kananggar.

La comparaison des profils du relief résiduel et d'incision permet d'identifier quatre régions géomorphologiques distinctes (Fig. 77 c). La première région, caractérisée par un fort relief et une forte érosion, se situe autour du Massif de Kananggar. La deuxième région, où l'altitude est élevée et l'incision faible, est localisée sur le Plateau de Waikabubak et au sommet du Massif de Kananggar. Une troisième région caractérisée par une altitude faible et une incision forte correspond à la côte Sud de Sumba. Enfin, la quatrième région, marquée par une faible altitude et une faible érosion, est caractéristique de la frange côtière recouverte par les calcaires récifaux quaternaires.

– Organisation du réseau de drainage

Le réseau de drainage développé sur l'île de Sumba est asymétrique : les cours d'eau développés vers le Nord sont trois à cinq fois plus longs (40 à 50 km) que ceux dirigés vers le Sud (10 à 15 km) (Fig. 78). Autour du massif de Kananggar et du Mont Wanggamet, le drainage s'organise de façon plus radiale tout en conservant cette asymétrie.

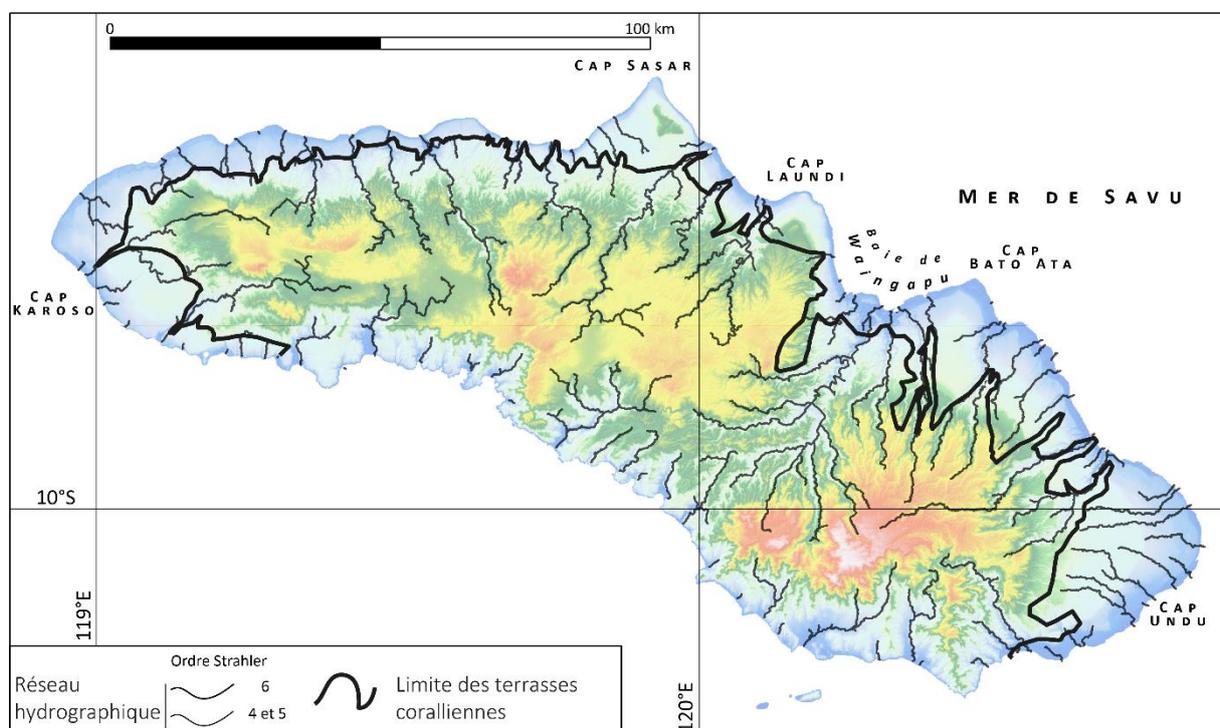


Fig. 78 : Le réseau de drainage de l'île de Sumba

– Indice de pente des drains

Le réseau de drainage de l'île de Sumba a été analysé à l'aide de deux indices : le SL et le k_{sn} (Fig. 79). Les valeurs de SL sont comprises entre 2 et 3000 m avec une moyenne de 186 m. Les valeurs de k_{sn} , quant à elles, varient entre 0,5 et 422 m^{0,9} avec une moyenne de 37 m^{0,9}. Sur toute la zone d'étude, les valeurs de SL et k_{sn} varient de façon similaire. Les flancs du Massif de Kananggar et du plateau de Waikabubak sont caractérisés par de fortes valeurs de SL (> 300 m) et de k_{sn} (> 60 m^{0,9}). Au sommet du Plateau de Waikabubak les valeurs sont faibles ($SL < 250$ m). De faibles valeurs d'indice de pente sont localisées sur les zones couvertes par les terrasses coralliennes, excepté localement, au niveau des falaises côtières fossiles. En effet, certains drains passant les falaises fossiles, plus particulièrement, aux caps Undu et Laundi enregistrent des valeurs de SL et de k_{sn} supérieures à 600 m et 90 m^{0,9} respectivement (Fig. 79).

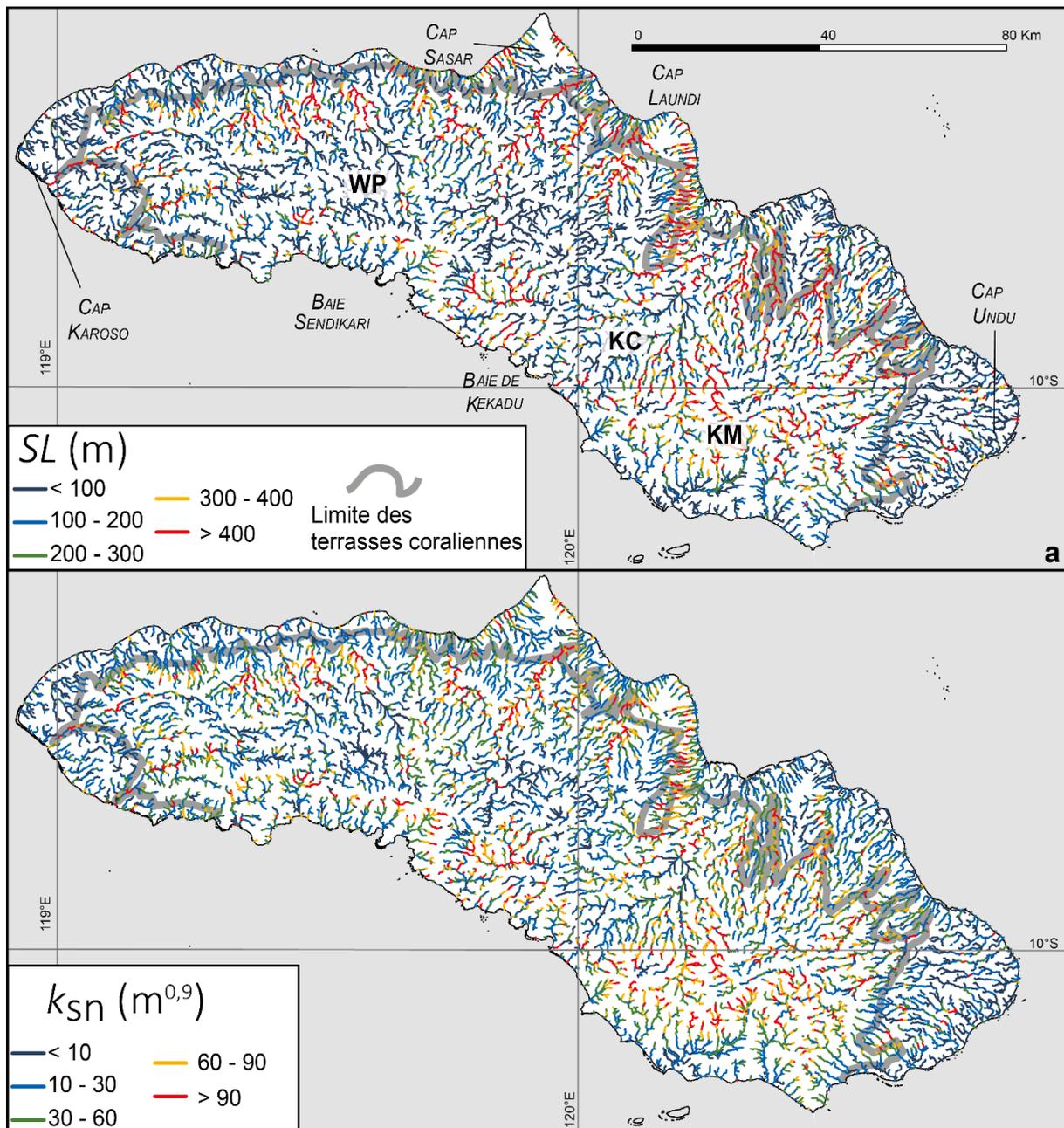


Fig. 79 : Indice de pentes des drains de l'île de Sumba. a) Le SL , indiqué de bleu foncé à rouge ; b) Le k_{sn} , indiqué de bleu à rouge.

2.1.1 A l'échelle de la séquence de terrasses coralliennes

A cette échelle, seul le réseau de drainage et le relief développé sur la séquence de terrasses coralliennes ont été étudiés.

– Organisation du réseau de drainage développé sur les séquences de terrasses coralliennes

Sur l'île de Sumba, le réseau de drainage développé sur les séquences de terrasses coralliennes s'organise de façon parallèle (par exemple au cap Laundi sur la Fig. 80), le réseau devient dendritique lorsqu'il se développe sur le substrat (formation de Kananggar et de Waikabubak).

La chronologie de l'évolution du réseau de drainage est établie à partir de la superposition du drainage et des isochrones (Fig. 80). Les isochrones sont les projections des hauts niveaux marins associés à des stades isotopiques auxquels sont corrélées les crêtes récifales. Sur la partie récente de la séquence de terrasses corallienne (terrasses plus récentes que 390 ± 30 ka), les drains sont peu nombreux et ils deviennent dendritique après 390 ka.

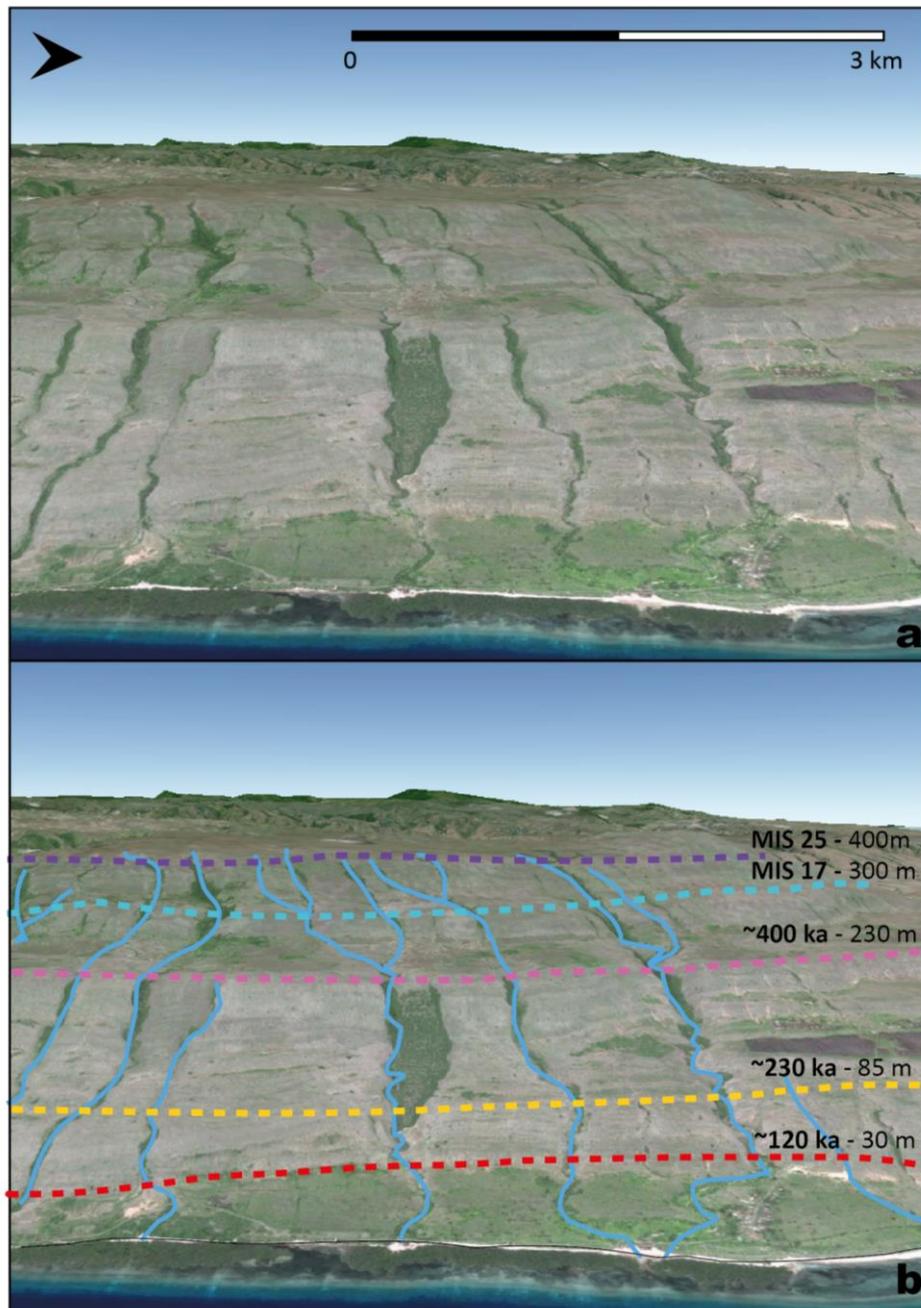


Fig. 80 : Réseau de drainage développé sur les terrasses coralliennes du cap Laundi à Sumba (image Google Earth)

Pour étudier les indices morphométriques du relief et du réseau de drainage développé uniquement sur les terrasses coralliennes, les indices ont été extraits selon 12 domaines de soulèvement (Fig. 81).

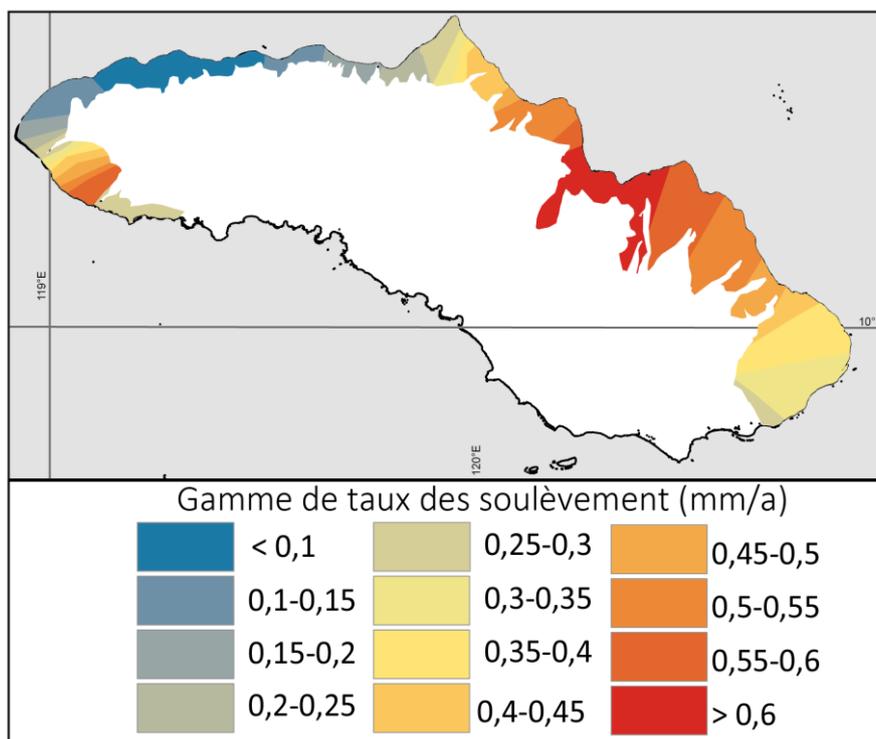


Fig. 81 : Gammes de taux de soulèvement de l'île de Sumba

– Le relief résiduel et incision

Le relief résiduel moyenné suivant des zones de taux de soulèvement similaire est compris entre 18 et 67 m. A cette échelle, le relief est fort où le taux soulèvement est élevé comme dans la baie de Waingapu, et faible où le taux de soulèvement est faible, comme au Nord du cap Karoso (Fig. 82 a). Pour les valeurs moyennes, par exemple au cap Karoso la distribution des valeurs est aléatoire, il n'y a pas de corrélation avec le taux de soulèvement.

Les valeurs d'incision sont comprises entre 12 et 35 m (Fig. 82 b, Tableau 11). De la même façon que pour le relief résiduel, l'incision est forte lorsque le soulèvement est élevé (baie de Waingapu). Mais aucune corrélation ne peut être faite pour les valeurs moyennes comme par exemple au cap Karoso et à l'Est de la baie de Waingapu.

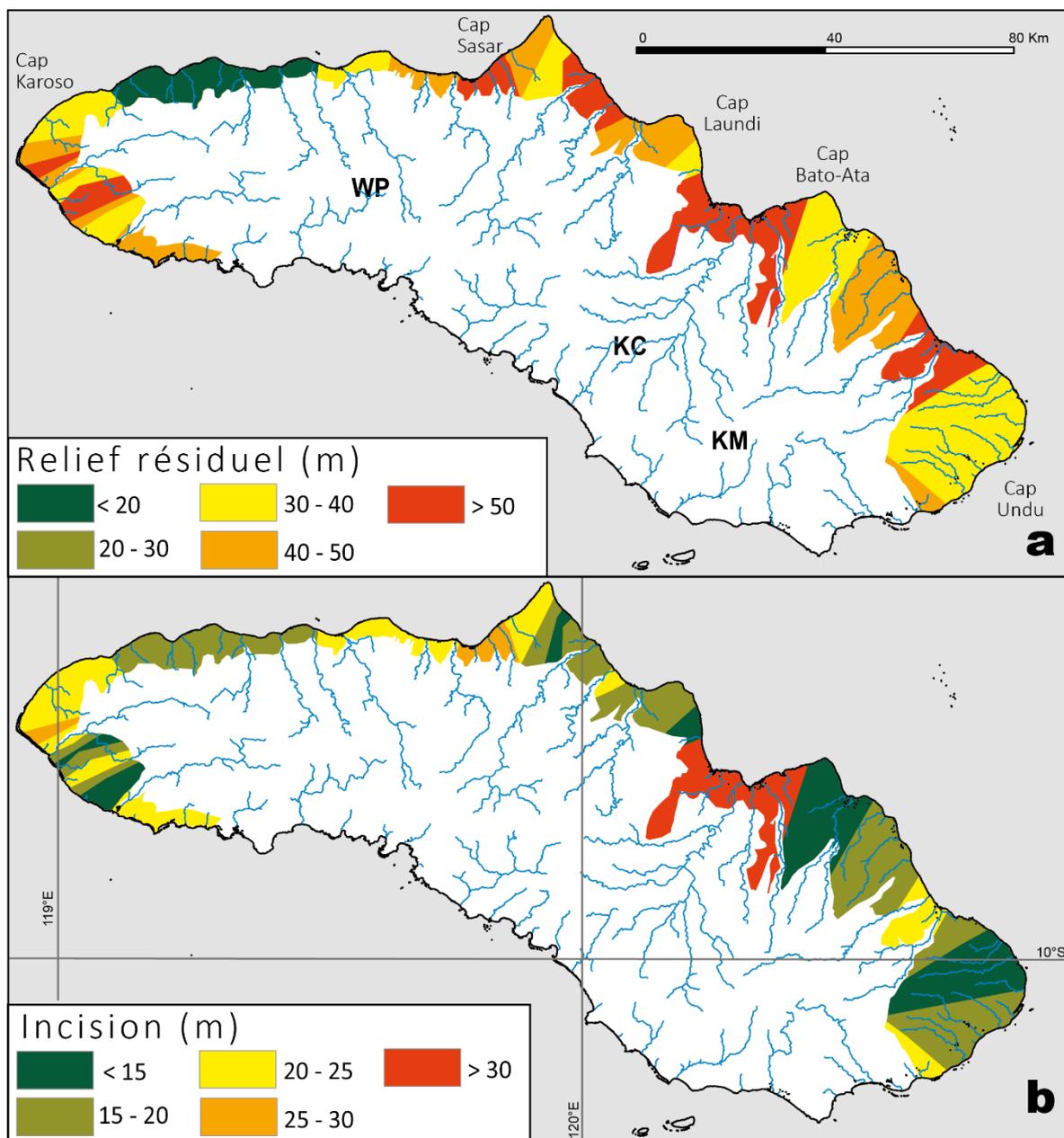


Fig. 82 : Relief résiduel et Incision extrait selon des zones de soulèvement constant. a) Le relief résiduel, représenté de vert à rouge ; b) l'incision représentée de vert à rouge suivant les valeurs.

– Indice de pente des drains

Les valeurs des indices de pente des drains moyennées par zones de taux de soulèvement similaires sont comprises entre 84 et 231 m pour le SL et entre 16 et 36 $m^{0,9}$ pour le k_{sn} (Fig. 83 a et b). Comme pour les indices de relief, les valeurs d'indices de pente sont fortes quand le taux de soulèvement est fort (baie de Waingapu) et elles sont faibles quand le taux de soulèvement est faible (cap Karoso) mais il n'y a pas de corrélation pour les valeurs moyennes (cap Karoso et Sasar).

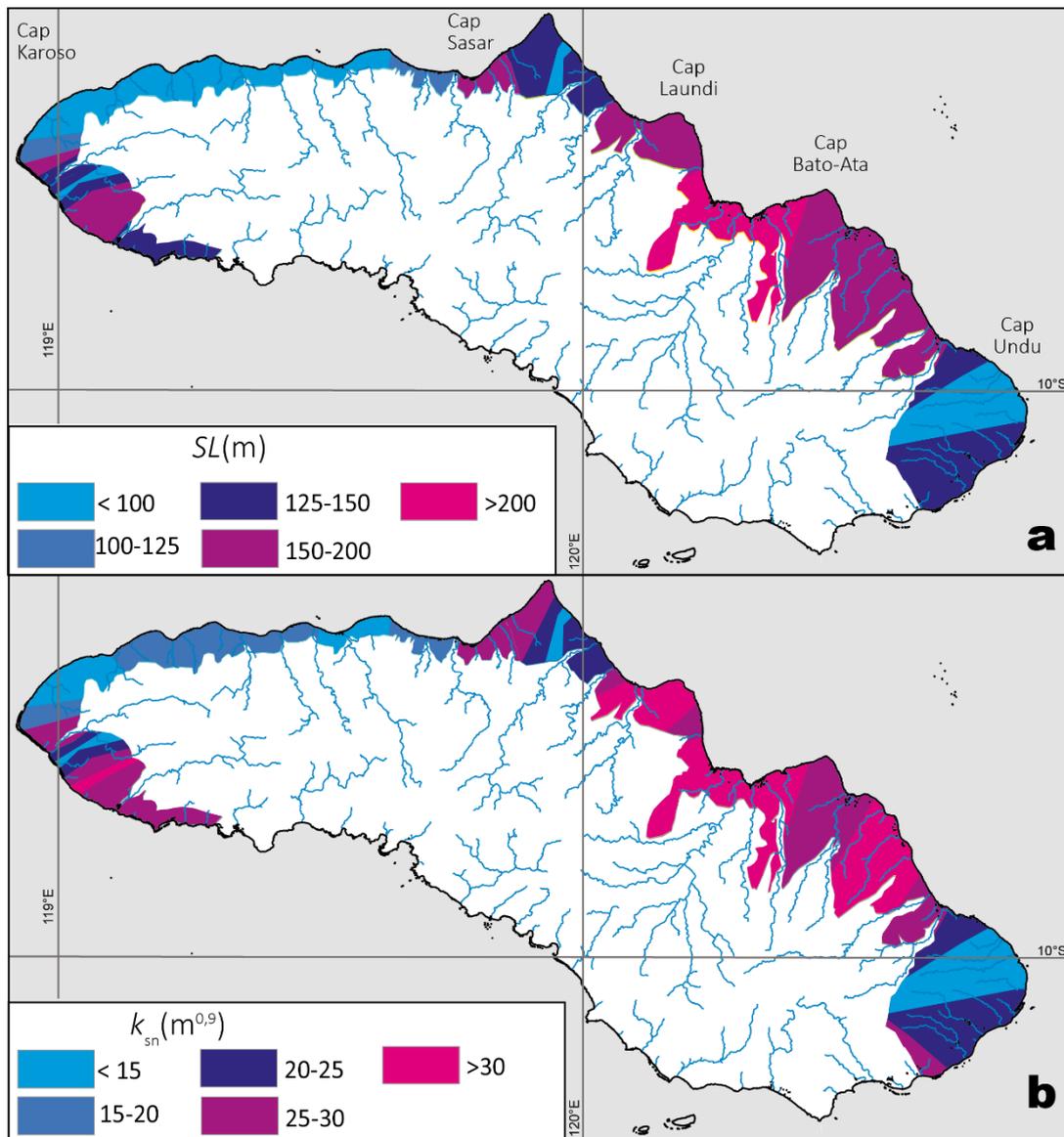


Fig. 83: Indices de pentes moyennées selon des zones de gamme de taux de soulèvement. a) SL , représenté de bleu clair à rose; b) k_{sn} représenté de bleu clair à rose.

A cette échelle d'extraction, les valeurs extrêmes (i.e. minimum et maximum) des indices de pente sont corrélées aux valeurs extrêmes des taux de soulèvement. Ainsi pour des taux de soulèvement supérieurs à 0,6 mm/an les valeurs de k_{sn} sont maximales et les taux de soulèvement inférieurs à 0,1 mm/an ont les valeurs minimales.

Gamme de taux de soulèvement	Relief résiduel (m)	Incision (m)	SL (m)	k_{sn} (m^{0,9})
<0,1 mm/an	18	18	90	16
0,1-0,15 mm/an	34	25	77	16
0,15-0,2 mm/an	49	25	102	18
0,2-0,25 mm/an	51	26	139	25
0,25-0,3 mm/an	48	27	172	31
0,3-0,35 mm/an	49	25	117	21
0,35-0,4 mm/an	47	24	131	24
0,4-0,45 mm/an	53	24	128	24
0,45-0,5 mm/an	52	25	168	27
0,5-0,55 mm/an	47	17	172	30
0,55-0,6 mm/an	50	24	194	35
>0,6 mm/an	68	34	221	36

Tableau 11 : Les 12 domaines de taux de soulèvement sélectionnés et leurs valeurs d'indices morphométriques

2.66.1 A l'échelle des bassins versants

L'aire de drainage des 15 bassins versants sélectionnés est comprise entre 16 et 113 km² avec une moyenne de ≈ 60 km² (Fig. 84 a, Tableau 12). Les plus petits bassins sont localisés près du cap Laundi où les taux de soulèvement sont les plus forts, alors que les plus grands sont situés aux abords des caps Karoso et Undu où les taux de soulèvement sont les plus faibles.

Les valeurs du relief moyen sont comprises entre 103 et 411 m avec une moyenne de 241 m (Fig. 84 b, Tableau 12). Les bassins avec des reliefs moyens élevés (>350 m) se retrouvent au cap Laundi (bassins 7, 8 et 9) alors que les bassins avec un relief faible (< 350 m) sont situés au cap Karoso (bassins 1 et 3).

La distribution des valeurs des intégrales hypsométriques est similaire à la distribution des valeurs du relief (Fig. 84 c, Tableau 12). Les valeurs d'intégrales hypsométriques sont comprises entre 0,25 et 0,70 avec une moyenne de 0,45. Les bassins versants présentant les intégrales hypsométriques les plus faibles sont situés sur les caps Karoso et Undu (bassins 1, 2, 3, 4, 14 et 15), zones où les taux de soulèvement sont les plus faibles. Les quatre bassins situés sur le cap Laundi (bassins 6, 7, 8 et 9), où les taux de soulèvement maximaux sont enregistrés, présentent, quant à eux, les valeurs les plus fortes.

Les valeurs de facteur de forme sont comprises entre 0,26 et 0,66 avec une moyenne de 0,44 (Fig. 84 d, Tableau 12). La plupart des bassins allongés (avec des valeurs comprises entre 0,2 et 0,4) sont situés entre les caps Laundi et Undu (bassins 6 à 14). Les bassins les plus circulaires (valeurs entre 0,6 et 0,7) se trouvent sur le cap Karoso, où le soulèvement est minimal.

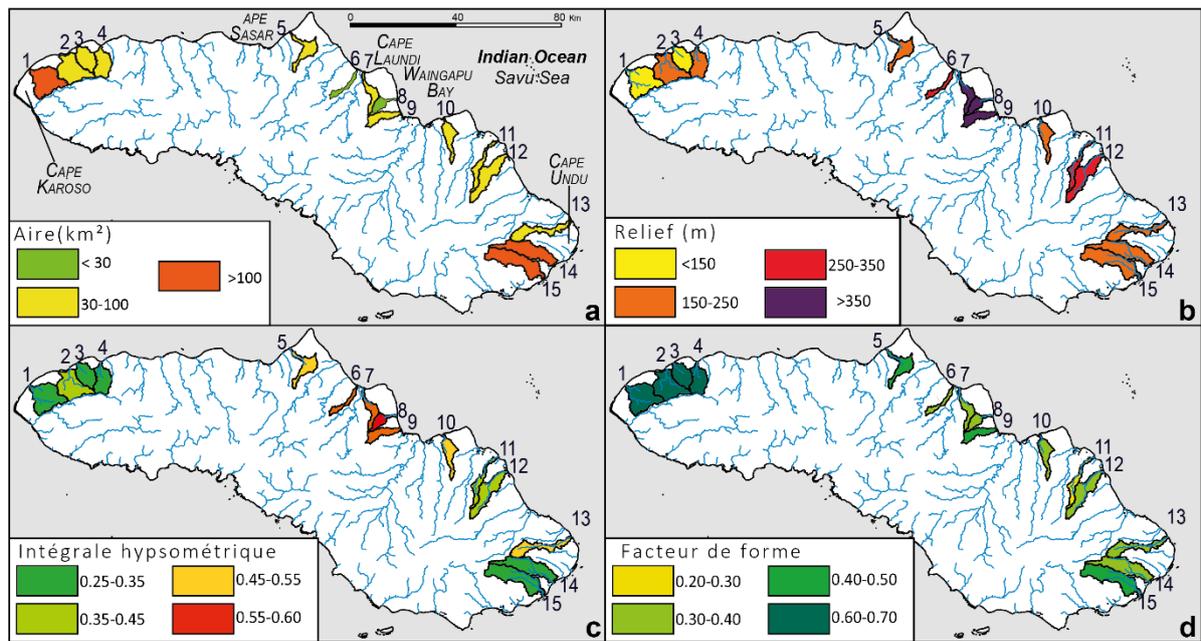


Fig. 84 : Valeurs des Indices morphométriques des bassins versants côtiers sélectionnés sur l'île de Sumba ; a) Aire ; b) Relief ; c) Intégrale hypsométrique ; d) Facteur de forme

Les valeurs du relief résiduel extraites par bassin versant sont comprises entre 20 et 106 m (Fig. 85 a). Les valeurs d'incision sont quant à elles comprises entre 5 et 48 m (Fig. 85 b, Tableau 12). Pour ces deux paramètres, la distribution des valeurs est similaire : les valeurs de relief résiduel et de l'incision sont moyennes à fortes au cap Karoso, fortes au cap Laundi et moyenne à faible au cap Undu.

Les valeurs de SL extraites par bassins versants sont comprises entre 41 et 276 m (Fig. 85 c, Tableau 12). Les valeurs de k_{sn} sont comprises entre 13 et 52 $m^{0,9}$ (Fig. 85 d, Tableau 12).

Ainsi les indices de pente ont des valeurs maximales au cap Laundi et minimales au cap Karoso et Undu. Les bassins versants 10 à 12 présentent quant à eux des valeurs aléatoires pour les indices de pente.

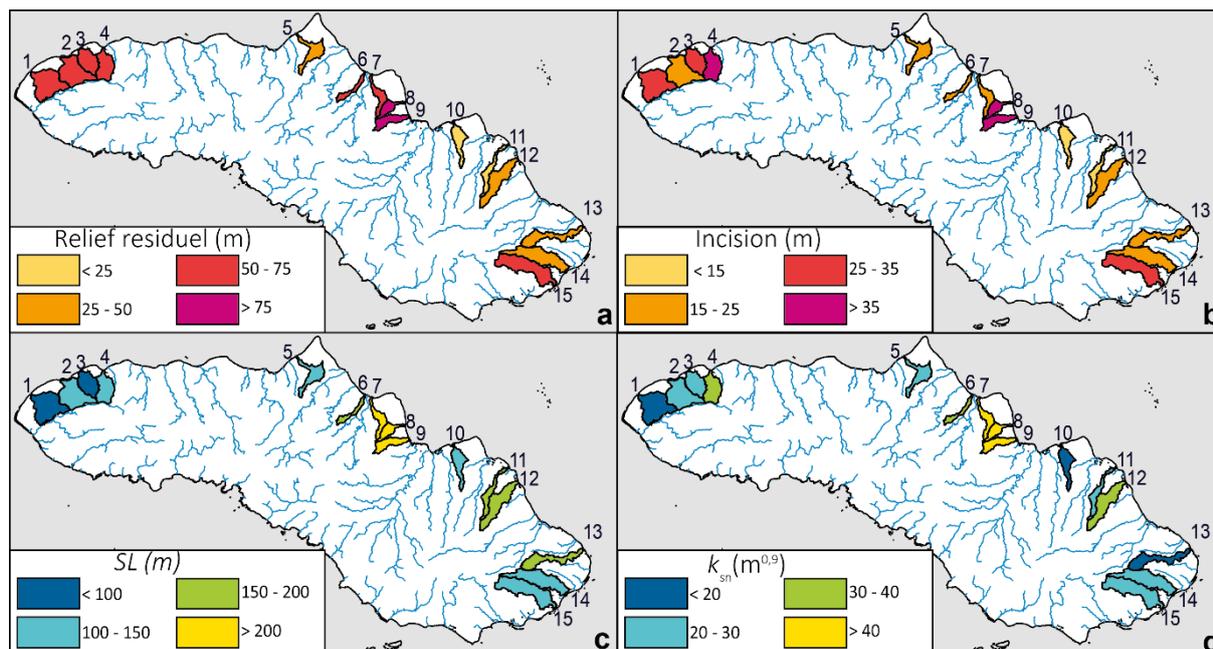


Fig. 85 : Valeurs des indices morphométriques des bassins versants côtiers sélectionnés sur l'île de Sumba; a) Aire; b) Relief; c) Intégrale hypsométrique; d) Facteur de forme

Bassins	Aire	Relief	IH	Fact. de forme	Relief R.	Incision	SL	k_{sn}	Soulèvement	Marge d'erreur
	(km ²)	(m)			(m)	(m)	(m)	(m ^{0.9})	(mm/an)	(mm/an)
1	104	103	0,28	0,66	56	33	41	13	0,17	0,09
2	94	224	0,39	0,61	58	17	120	30	0,12	0,05
3	54	148	0,30	0,62	56	27	84	28	0,08	0,04
4	58	198	0,32	0,60	72	38	105	33	0,10	0,02
5	50	210	0,51	0,45	44	19	103	27	0,32	0,05
6	22	295	0,59	0,31	69	23	199	37	0,54	0,02
7	34	364	0,63	0,35	60	19	245	46	0,52	0,03
8	16	412	0,70	0,36	106	47	218	52	0,58	0,02
9	37	404	0,63	0,42	92	48	276	46	0,61	0,02
10	44	152	0,47	0,37	20	5	109	20	0,59	0,04
11	37	253	0,40	0,27	24	7	192	28	0,54	0,02
12	79	287	0,43	0,38	43	15	157	34	0,54	0,02
13	64	158	0,47	0,33	39	19	92	17	0,39	0,03
14	101	184	0,26	0,38	42	16	107	21	0,36	0,03
15	113	231	0,35	0,44	62	35	118	25	0,34	0,03

Tableau 12 : Les 15 bassins versants, leur valeurs d'indices morphométriques et leur taux de soulèvement associé.

A l'échelle des bassins versants, les valeurs maximales sont situées aux caps Laundi qui subit les taux de soulèvement les plus forts. Les valeurs minimales de l'aire, le relief moyen, l'intégrale

hypsométrique, le facteur de forme, le SL et le k_{sn} sont corrélées aux taux de soulèvement minimaux. Les valeurs moyennes d'indices morphométriques n'ont pas de distribution particulière au regard des taux de soulèvement.

2.253.1 Profils en long des cours d'eau

Sur l'île de Sumba, tous les profils en long montrent des knickzones qui influencent la forme des drains (Fig. 86 et 87). De manière plus précise, les profils des cours d'eau 1 à 4, 14 et 15 sont concaves. Tandis que le profil du cours d'eau 5 est linéaire. Enfin les profils des cours d'eau 6 à 13 sont convexes (Fig. 86 et 87). Certains profils montrent des knickpoints d'une dizaine de mètres liés lorsqu'ils recoupent une falaise côtière fossile comme par exemple les cours d'eau 8 et 15 (Fig. 86 et 87). Les knickzones majeures de l'ordre de la centaine de mètres sont quant à elles associées au contact entre les calcaires de la formation Waikabubak ou ceux de l'unité de Kananggar et les calcaires récifaux constituant les terrasses quaternaires (drains 2, 3, 4, 9 et 14).

Les drains à profils convexes sont situés dans les zones où les taux de soulèvement sont supérieurs à 0,4 mm/an, les drains à profils concaves sont quant à eux situés dans des zones où le soulèvement est inférieur à 0,4 mm/an.

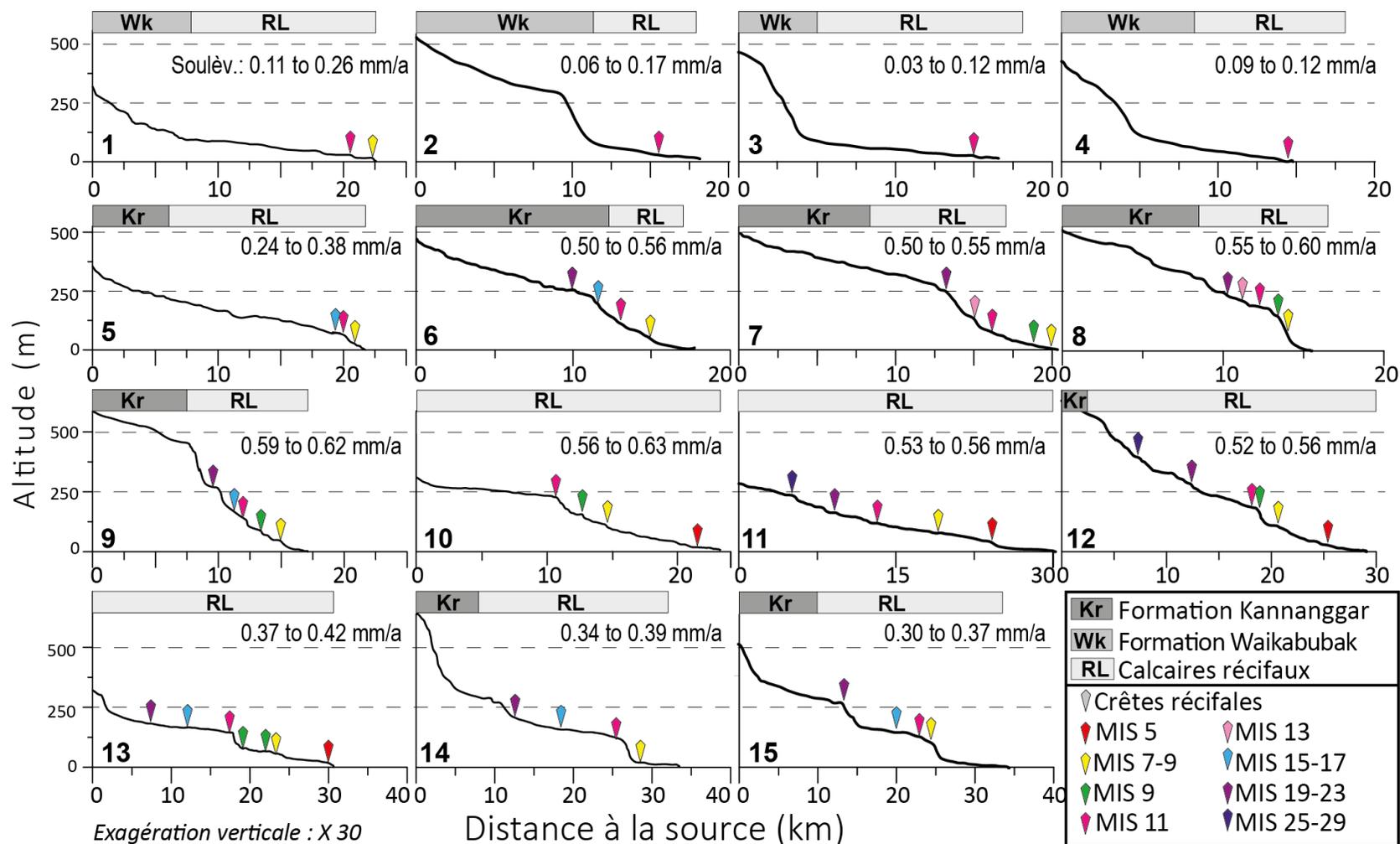


Fig. 86 : Profils en long des cours d'eau principaux des 15 bassins versants sélectionnés de Sumba et le taux de soulèvement associé affectant chacun de ces bassins. Les crêtes récifales sont marquées avec leur stade isotopique associé. La ligne horizontale représente la lithologie du substrat. Kr: Formation de Kannanggar (calcaires et grès turbiditiques); RL: calcaires récifaux quaternaires; Wk: Formation de Waikabubak (calcaires)

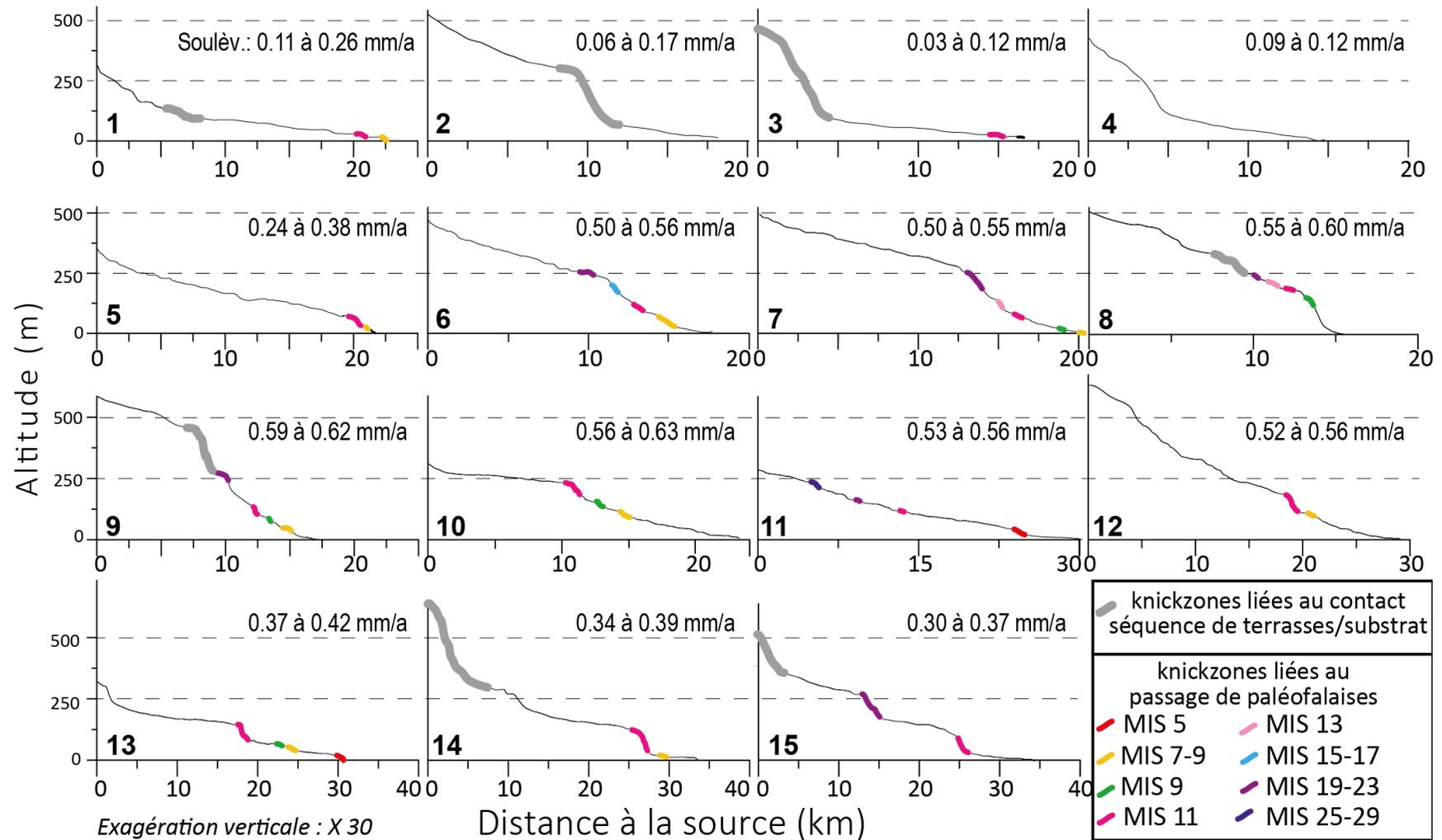


Fig. 87 : Profils en long interprétés des cours d'eau principaux des 15 bassins versants sélectionnés de l'île de Sumba et le taux de soulèvement associé affectant chacun de ces bassins. Les knickzones liées au franchissement des falaises côtières fossiles associées chacune à un haut niveau marin corrélé à un stade isotopique (SI) sont symbolisées en couleur ; les knickzones liées au contact entre le substrat et la séquence de terrasses coralliennes sont symbolisées en gris.

2.254 Analyse morphométrique du relief et du réseau de drainage de la péninsule de Huon

Comme sur l'île de Sumba, le drainage sur la péninsule de Huon a été analysé à trois échelles différentes : à l'échelle de la péninsule, de la zone couverte par les séquences de terrasses coralliennes et à l'échelle des 11 bassins versants étudiés.

2.254.1 A l'échelle de la péninsule

– Analyse du relief de la péninsule de Huon

Les valeurs du relief résiduel de la péninsule de Huon sont comprises entre 0 et 1189 m (Fig. 88 a). Le relief résiduel est faible sur la zone de terrasses coralliennes (< 200 m) mais fort sur les Montagnes de Cromwell et pour le bassin versant de la rivière Kwama (Fig. 88 a). Les valeurs de l'incision sont comprises entre 0 et 919 m (Fig. 88 b). Comme le relief résiduel, l'incision est faible sur la zone de la séquence de terrasses coralliennes (< 100 m). L'incision est forte dans le bassin de la rivière Kwama (> 500 m) et dans les montagnes de Cromwell (> 300 m). Au passage de la faille Kalasa, les drains ont fortement incisés le substrat, l'incision est donc comprise entre 300 et 500 m.

Deux profils des valeurs du relief résiduel et de l'incision ont été réalisés. Ils sont tous deux orientés NO SE et l'un (profil AB) est situé en amont de la faille dans les montagnes de Cromwell tandis que l'autre (CD) est situé sur la séquence de terrasses coralliennes (Fig. 88 c). Sur le profil AB, les valeurs de relief résiduel et d'incision sont élevées et compris entre 400 et 600 m, jusqu'à 10 km vers le SE, dans le bassin de la rivière Kwama. Sur ce profil dans les montagnes de Cromwell (~10 km), les valeurs de ces indices diminuent pour atteindre 200 m puis ré-augmentent progressivement sur les 35 km suivant pour atteindre 500 m. Sur le profil CD, le relief résiduel et l'incision sont compris entre 100 et 200 m sur les 40 premiers kilomètres. Les valeurs augmentent ensuite pour atteindre 450 m.

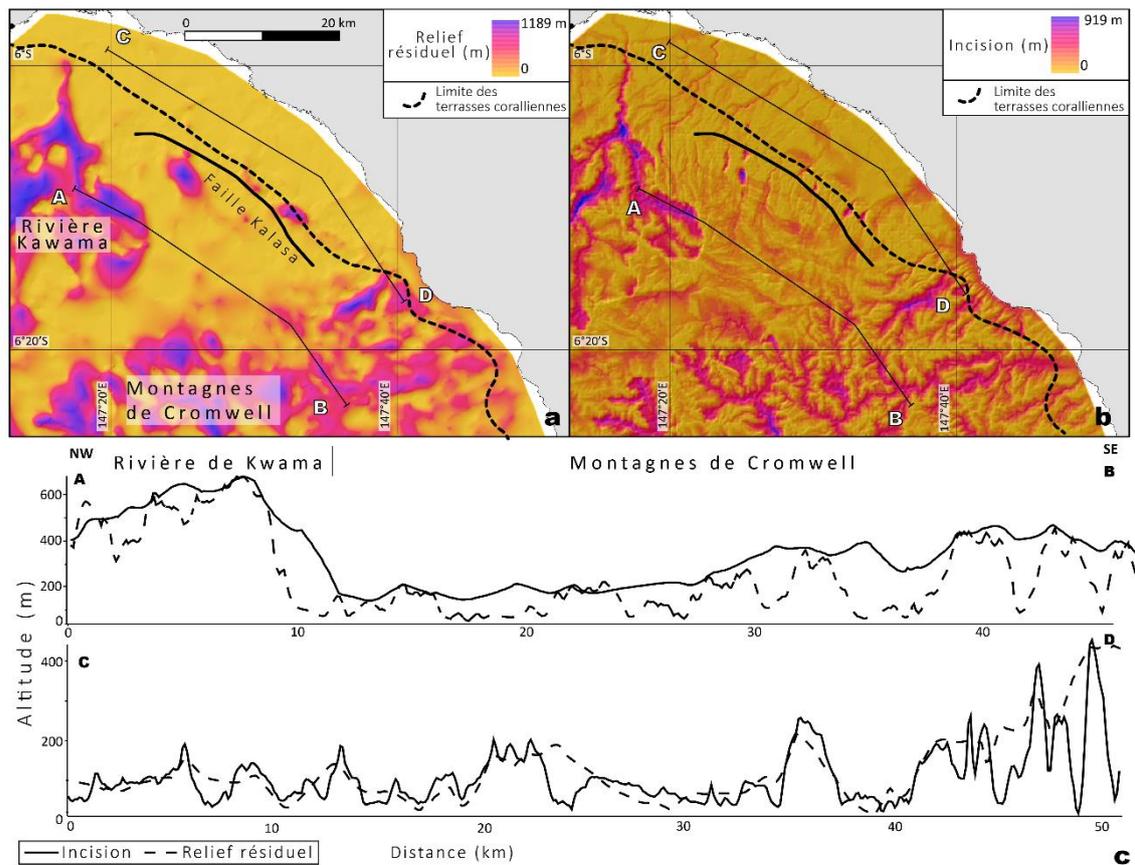


Fig. 88 : Analyse du relief de la péninsule de Huon, a) relief résiduel ; b) incision ; c) profils des valeurs du relief résiduel et de l'incision

– Organisation du réseau de drainage

D'après l'analyse de la topographie de la péninsule de Huon, le réseau de drainage est de type semi-radial et s'organise autour des montagnes de Cromwell (Fig. 89).

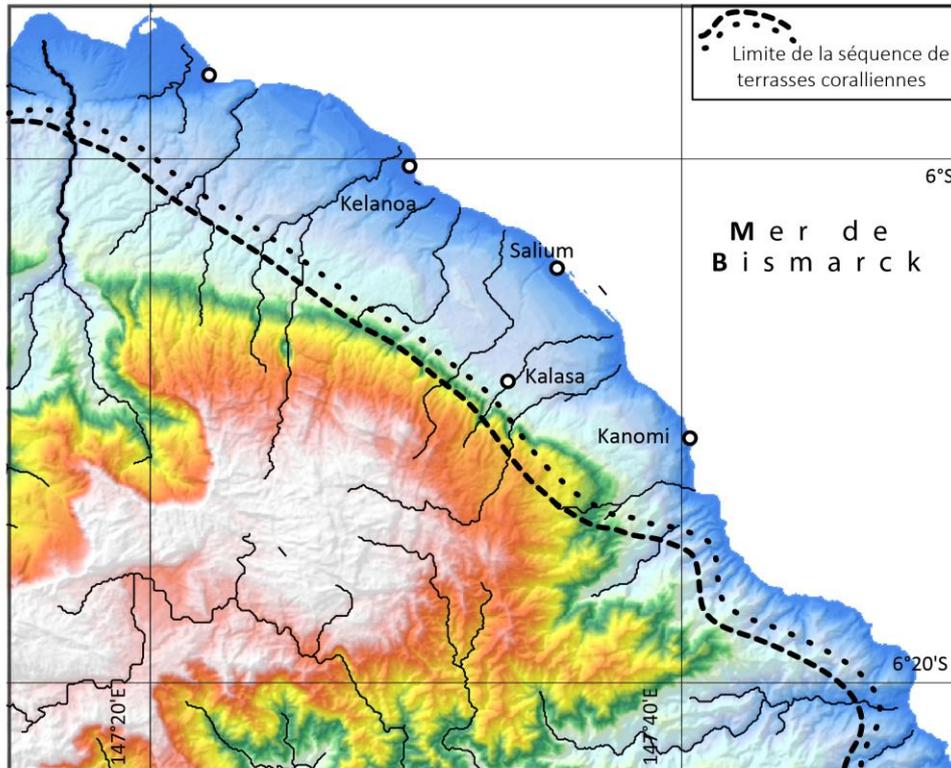


Fig. 89 : Organisation du réseau de drainage de la péninsule Huon

– Analyse de la pente du réseau de drainage

Les valeurs de SL sont comprises entre 0,58 et 9858 m avec une moyenne de 608 m (Fig. 90 a). Les valeurs de k_{sn} sont comprises entre 0,21 à 3 200 $m^{0,9}$, avec une moyenne de 263 $m^{0,9}$ (Fig. 90 a). La répartition des deux indices est similaire. Les fortes valeurs sont localisées au niveau de la faille Kalasa. Les faibles valeurs sont situées en amont de cette faille, dans les montagnes de Cromwell. Enfin sur la séquence de terrasses les valeurs sont moyennes à faibles (< 3000 m pour le SL et < 900 $m^{0,9}$ pour le k_{sn}).

Avec l'étude de ces quatre indices, trois régions géomorphologiques se distinguent :

- Le bassin versant de la rivière Kwama est caractérisé par de fortes valeurs de relief résiduel, incision et indice de pente moyenne
- Les montagnes de Cromwell sont précisées par des valeurs d'incision moyennes à fortes et des valeurs de k_{sn} et de SL faibles
- La séquence de terrasses se distingue par une incision et relief résiduel faibles et des valeurs de k_{sn} et SL moyennes à faibles. Les valeurs maximales de ces indices sont localisées sur la faille Kalasa.

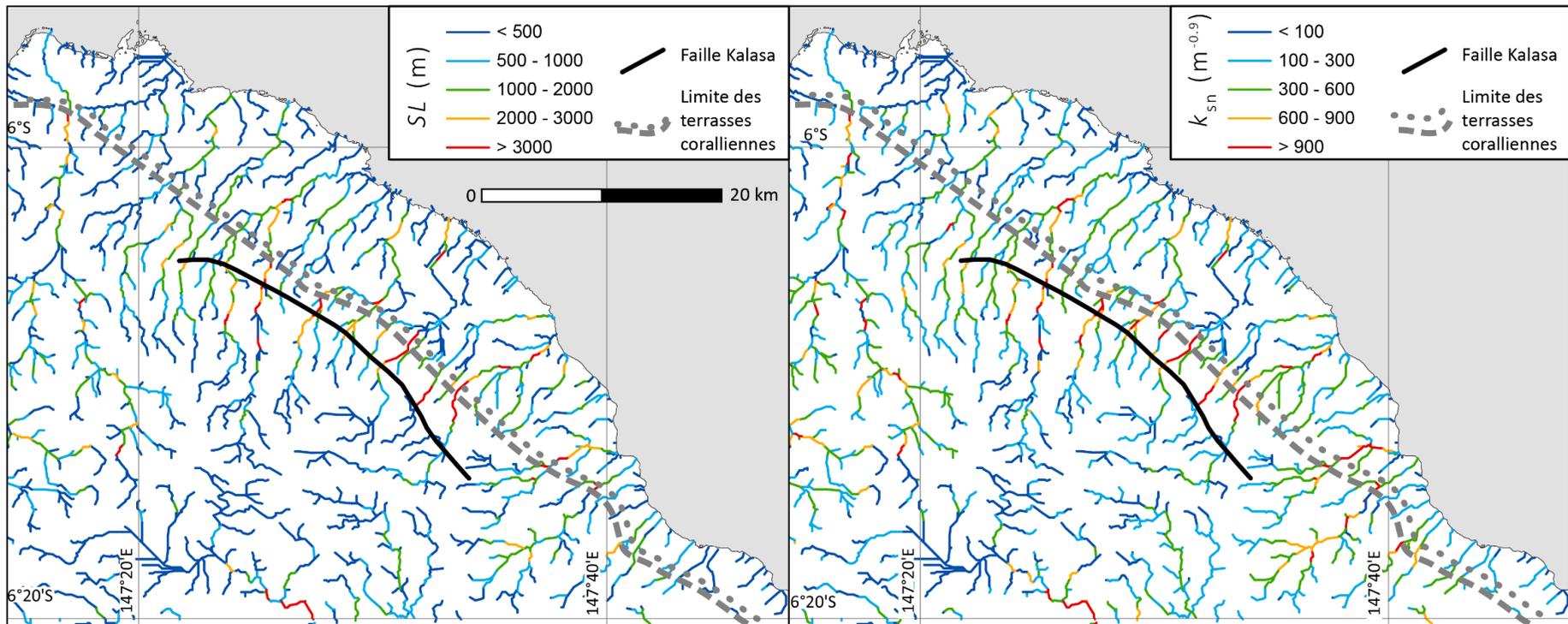


Fig. 90 : Indice de pente des drains, a) SL ; b) k_{sn}

2.254.2 A l'échelle de la séquence de terrasses coralliennes

A cette échelle, seul le réseau de drainage et le relief développé sur les terrasses coralliennes ont été étudiés.

– Organisation du réseau de drainage

Sur la péninsule de Huon, le réseau de drainage développé sur la séquence de terrasses coralliennes s'organise en treillis plus particulièrement près de Salium (Fig. 89 et 91). Comme sur l'île de Sumba, l'évolution pléistocène du développement du réseau de drainage côtier de la péninsule est établie à l'aide des isochrones, correspondant aux hauts niveaux marins durant lesquels les crêtes récifales se sont formées. Ainsi le réseau de drainage est parallèle sur les terrasses récentes, liées au haut niveau marin corrélé au stade isotopique 3 (< 73 ka). Le réseau de drainage développé sur les terrasses liées au stade isotopique 3 à 5 (entre 73 et 125 ka). Sur les terrasses corrélés aux stades isotopiques supérieurs au stade 5 (> 125 ka) le réseau de drainage est dendritique (Fig. 91). Les drains développés sur les terrasses corrélées aux stades isotopiques inférieurs au stade 3 (< 73 ka) sont six fois moins nombreux que ceux développés sur les terrasses corrélées au stade isotopiques supérieurs (> 73 ka).

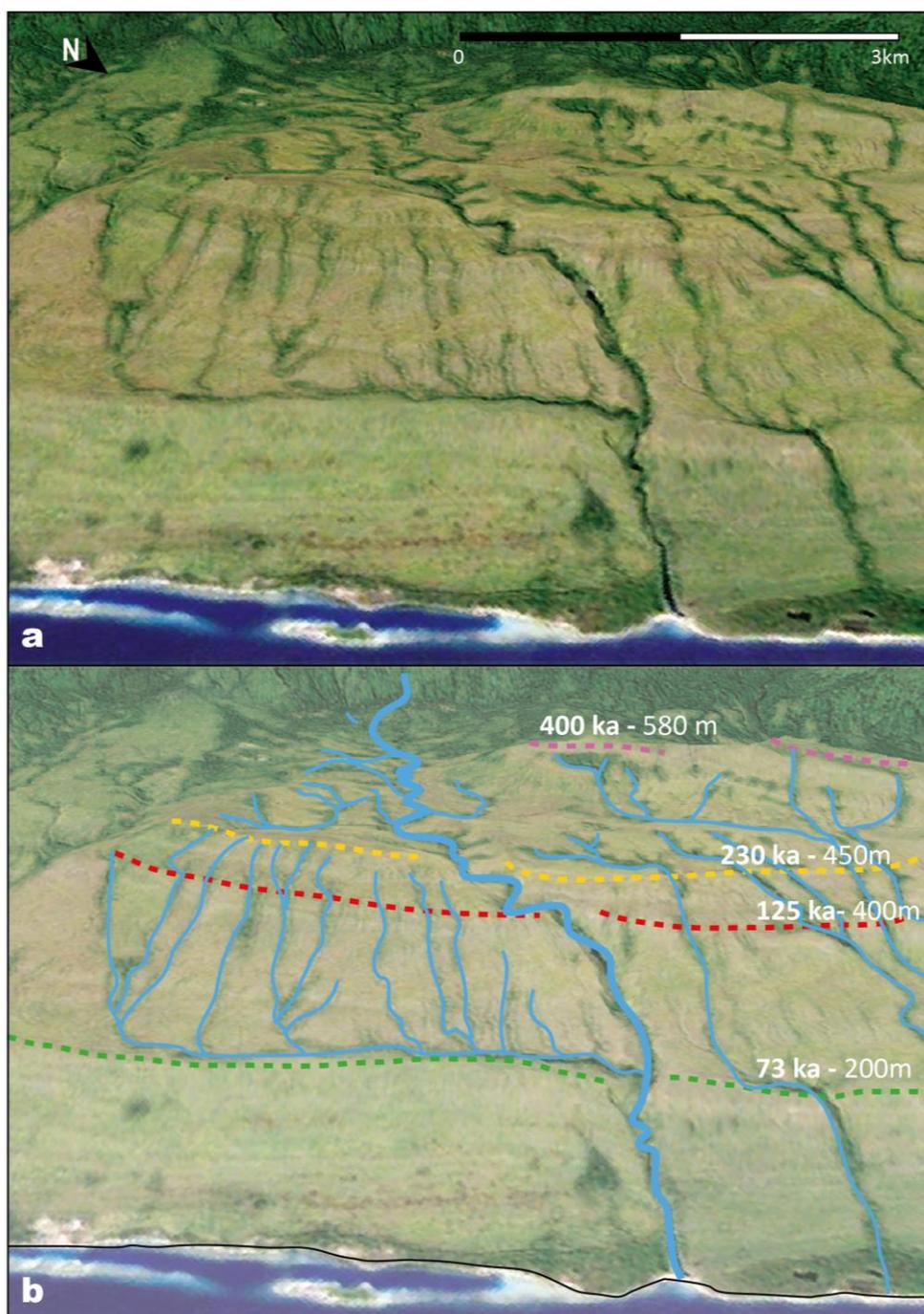


Fig. 91 : Le réseau de drainage développé sur la séquence de terrasses coralliennes de la Péninsule de Huon près de Salium

Comme sur l'île de Sumba, le relief résiduel, l'incision, le SL et le k_{sn} ont été extraits selon des domaines de taux de soulèvement (Fig. 92).

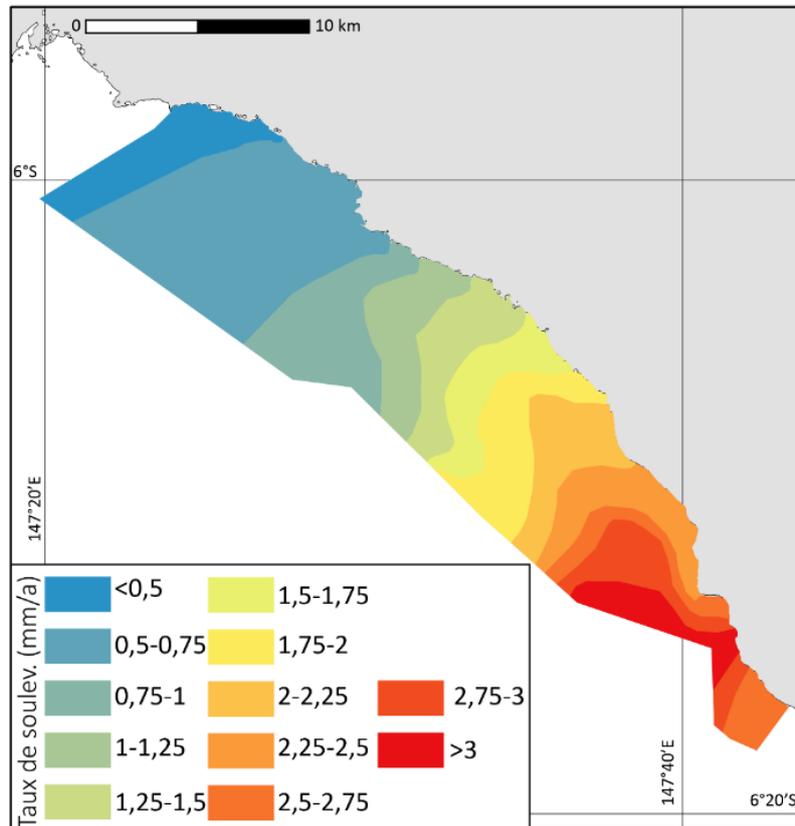


Fig. 92 : Les différentes zones de gammes de taux de soulèvement sont représentées du bleu au rouge.

– Le relief résiduel et l'incision

Le relief résiduel moyen par zone de taux de soulèvement est compris entre 56 et 203 m avec une moyenne de 126 m (Fig. 93 a et Tableau 13). Cet indice est fortement corrélé aux taux de soulèvement hormis le domaine de taux de soulèvement inférieur à 0,5 mm/an. Ce domaine de soulèvement se trouve près du bassin de la rivière Kwama qui enregistre de fortes valeurs d'incision et de relief résiduel.

L'incision moyennée par domaine de soulèvement est comprise entre 33 et 111 m avec une moyenne de 70 m (Fig. 93 b et Tableau 13). Les valeurs d'incision sont corrélées positivement aux taux de soulèvement. Cependant, à cette échelle, les valeurs moyennes ne semblent pas corrélées aux taux de soulèvement moyens.

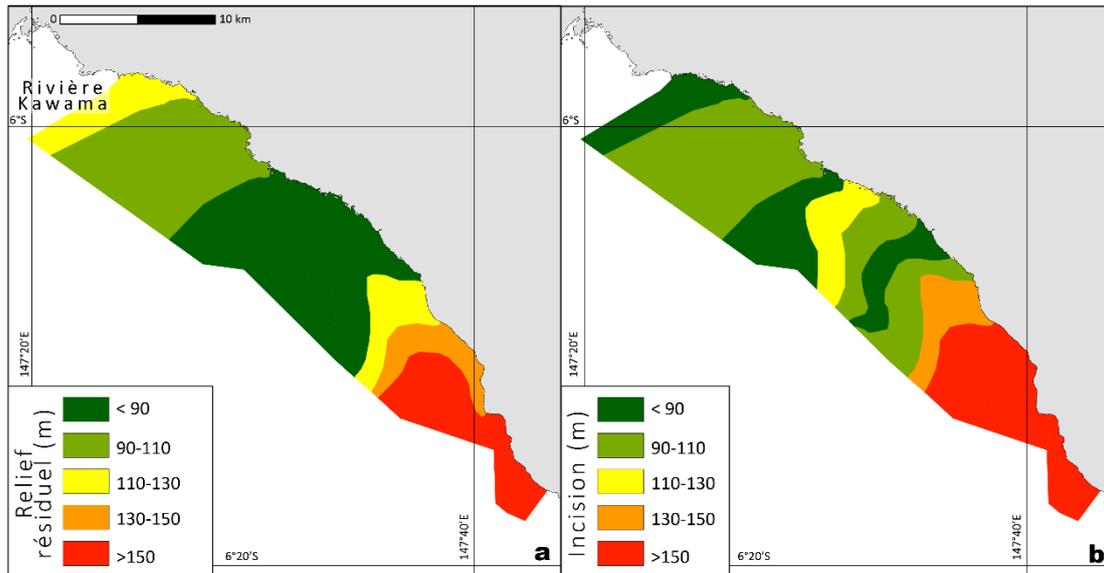


Fig. 93 : Relief résiduel et incision extraits selon des zones de soulèvement constant à Huon. a) Le relief résiduel, représenté de vert à rouge ; b) L'incision représentée de vert à rouge suivant les valeurs.

– Les indices de pentes des drains

Les valeurs de SL extraites par domaines de taux de soulèvement sont comprises entre 300 et 1237 m avec une moyenne de 738 m (Fig. 94 a et Tableau 13). A cette échelle, comme pour l'incision, hormis les valeurs extrêmes semblent corrélées au taux de soulèvement. Les valeurs du k_{sn} sont comprises entre 112 et 478 $m^{0,9}$ avec une moyenne de 283 $m^{0,9}$ (Fig. 94 b et Tableau 14). Les fortes valeurs de k_{sn} sont situées dans les fortes zones de taux de soulèvement. Mais en dessous de 3 mm/an il n'y a pas de distribution particulière des valeurs.

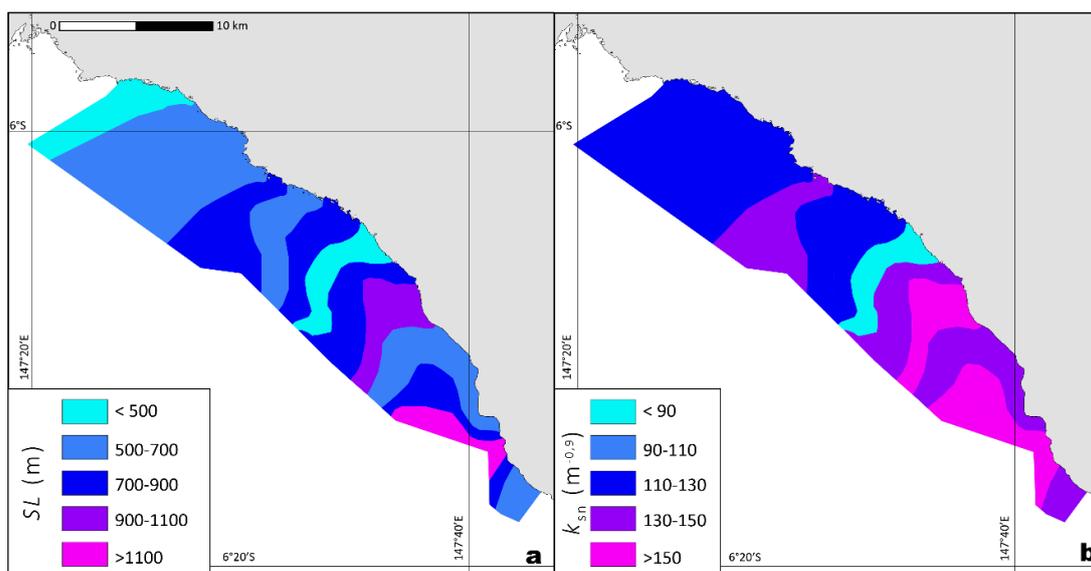


Fig. 94 : Indices de pente moyennés par zone de taux de soulèvement constant à Huon. a) SL ; b) k_{sn}

Gamme de taux de soulèvement	Relief résiduel (m)	Incision	SL (m)	ksn (m)
<0.5 mm/an	112	37,27	498	204
0.5-0.75 mm/an	91	42,7	653	220
0.75-1.0 mm/an	66,5	33,9	719	275
1.0-1.25 mm/an	87,9	52,8	651	235
1.25-1.5 mm/an	85	44	791	237
1.5-1.75 mm/an	56,4	39,6	300	112
1.75-2.0 mm/an	84	42	803	288
2.0-2.25 mm/an	118,3	75,18	1020	370
2.25-2.5 mm/an	142,3	99,26	696	258
2.5-2.75 mm/an	203	111,26	593,13	251
2.75-3 mm/an	163,2	98	889	394
>3.0 mm/an	196,5	96,9	1237	478

Tableau 13 : Les 12 gammes de taux de soulèvement sélectionnées à Huon et leurs indices morphométriques associés

2.319.1 A l'échelle des bassins versants

Les aires des onze bassins versants sélectionnés sont comprises entre 30 et 142 km² avec une moyenne de 73 km² (Fig. 95 a et Tableau 14). Les plus grands bassins sont situés au NO de la zone d'étude et comprennent plusieurs lithologies. Ces bassins versants se sont établis avant la séquence de terrasses coralliennes et se sont développés au fur et à mesure de son soulèvement par antécédence.

Les petits bassins versants se situent uniquement sur la séquence de terrasses coralliennes et sont situés entre les grands bassins versants qui sont antécédents à la séquence (bassins 2, 4, 5 et 8). Les bassins versants ont des reliefs moyens compris entre 407 et 1683 m avec une moyenne de 1198 m (Fig. 95 b et Tableau 14). Le bassin versant 11 qui présente le relief le plus élevé est soumis aux plus forts taux de soulèvement. Les bassins les plus petits ont les reliefs les plus faibles. Les intégrales hypsométriques des bassins versants sélectionnés sont comprises entre 0,26 et 0,59 avec une moyenne de 0,46 (Fig. 95 c et Tableau 14). Le bassin versant 11 est soumis aux taux de soulèvement les plus importants et aux intégrales hypsométriques les plus fortes. Le facteur de forme des bassins versants est compris entre 0,33 et 0,54 avec une moyenne de 0,42 (Fig. 95 d et Tableau 14) et est fort au SE où les taux de soulèvement sont maximaux.

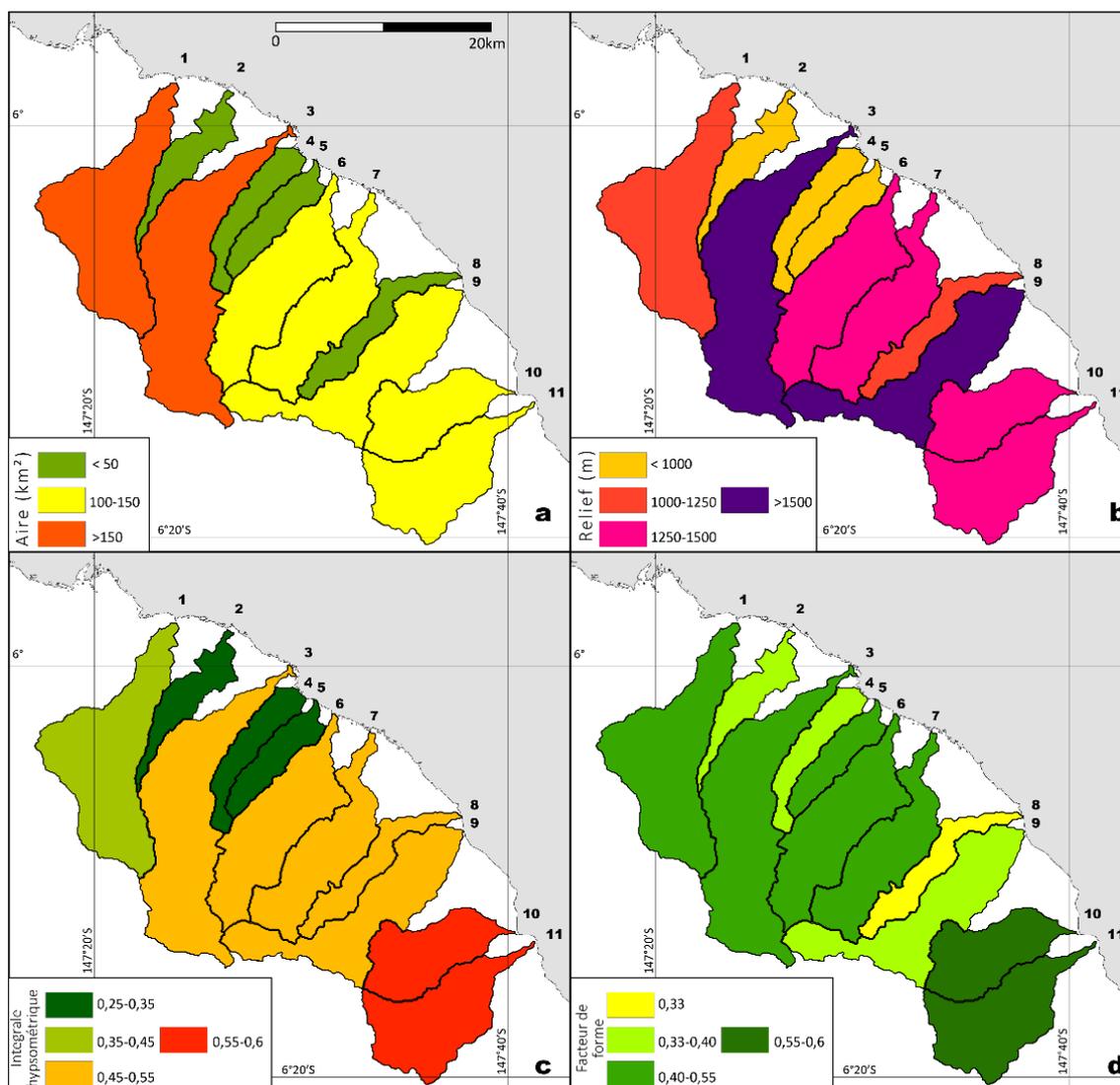


Fig. 95 : Indices morphométriques des bassins versants de Huon ; a) Aire ; b) Relief moyen ; c) Intégrale hypsométrique ; d) Facteur de forme.

Les valeurs de relief résiduel extraites par bassins versants sont comprises entre 53 et 311 m avec une moyenne de 150 m et celles de l'incision entre 21 et 188 m avec une moyenne de 72 m (Fig. 96 et Tableau 14). Le bassin 11, qui est soumis au taux de soulèvement les plus forts, a les valeurs de ces deux indices les plus fortes. Les valeurs de SL sont comprises entre 435 et 902 m avec une moyenne de 707 m. Le k_{sn} a des valeurs comprises entre 165 et 385 $m^{0,9}$ avec une moyenne de 280 $m^{0,9}$. Les valeurs de ces deux indices n'ont pas de distribution particulière vis-à-vis du taux de soulèvement.

L'aire, l'intégrale hypsométrique, le facteur de forme ont des valeurs maximales dans les zones où les taux de soulèvement sont maximaux et supérieurs à 2,1 mm/an. Le relief résiduel et l'incision ont des valeurs maximales quand le taux de soulèvement est maximal. Pour les taux de

souèvement moyens à faibles, il n'y a pas de corrélation avec des valeurs extraites par bassins versants.

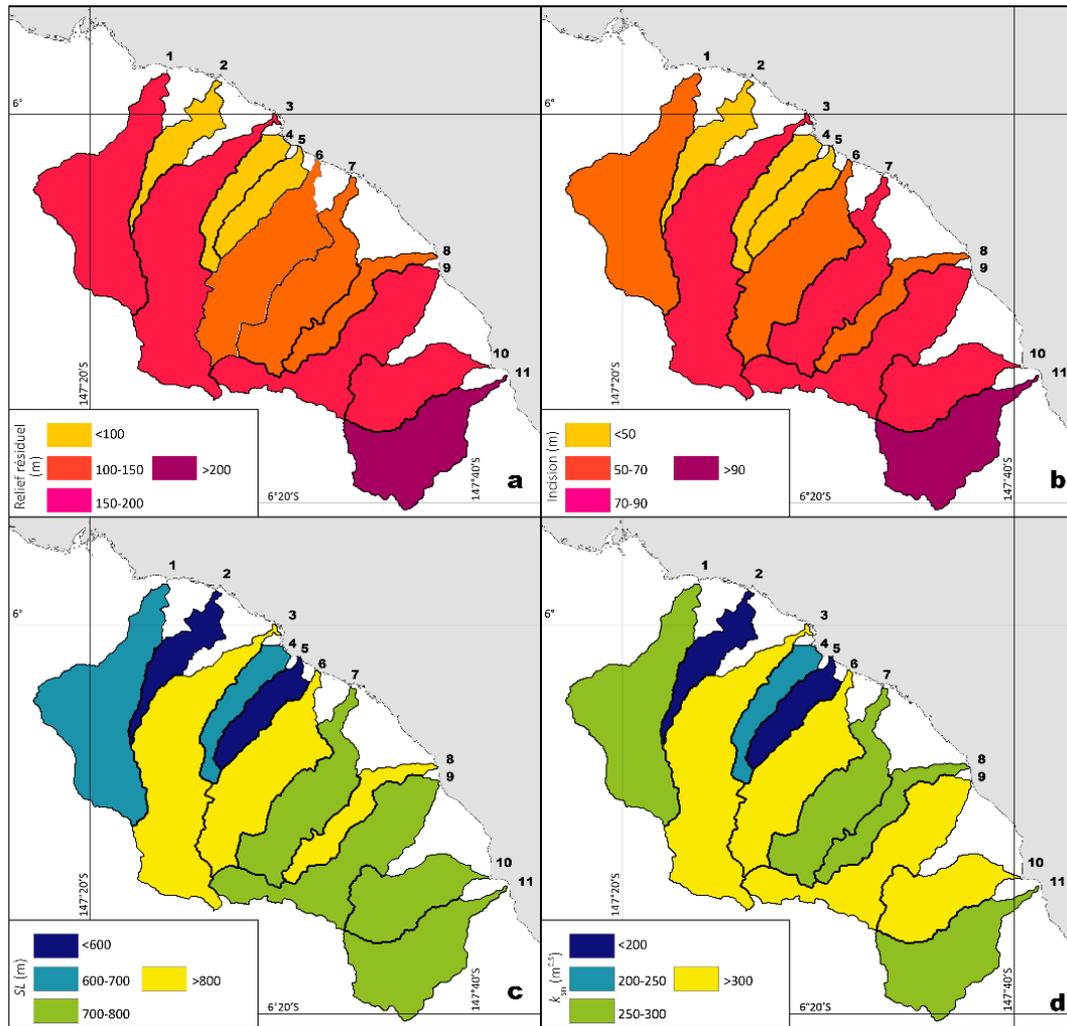


Fig. 96: Indices morphométriques extraits par bassins versants à Huon ; a) Relief résiduel ; b) Incision ; c) SL ; d) k_{sn}

Bassins	Aire (km ²)	Relief (m)	IH	Fact. De forme	Relief R. (m)	Incision (m)	SL (m)	k_{sn} (m ^{0,9})	Soulèvement (mm/an)	Marge d'erreur (mm/an)
1	126	1146	0,44	0,48	165	70	681	267	0,42	0,05
2	33	408	0,26	0,34	80	39	592	183	0,43	0,05
3	142	1683	0,55	0,43	183	80	824	308	0,40	0,05
4	32	639	0,30	0,38	84	24	603	233	0,45	0,05
5	30	600	0,33	0,42	53	22	435	169	0,68	0,05
6	93	1496	0,52	0,44	145	69	902	357	1,32	0,05
7	77	1492	0,53	0,43	149	76	707	268	1,67	0,05
8	35	1239	0,49	0,33	149	64	802	295	1,96	0,05
9	95	1613	0,55	0,41	162	85	738	323	2,09	0,05
10	62	1458	0,60	0,54	175	75	749	385	2,11	0,05
11	83	1413	0,58	0,51	311	188	742	296	2,10	0,05

Tableau 14 : Indices morphométriques et taux de soulèvement des 11 bassins versants sélectionnés sur la péninsule Huon

Sur la péninsule de Huon, tous les profils en long des rivières étudiées enregistrent des knickzones allant de la centaine de mètres à 1 000 m de dénivelé (Fig. 97 et 98). Les profils des cours d'eau 1 à 5 sont concaves, les drains 6 à 8 sont concavo-convexes et les profils des cours d'eau 9 et 10 ont des profils convexes. Les knickzones majeures (~1000 m de dénivelé) (cours d'eau 3, 6, 7, 8 et 9) sont situées au contact entre les calcaires de Gowop et les calcaires récifaux et donc dans la région de la faille Kalasa. Quelques knickzones mineures (< 500 m) semblent être liées au passage de falaises côtières fossiles, notamment sur les cours d'eau 1, 5, 6, 7 et 11 (Fig. 97 et 98).

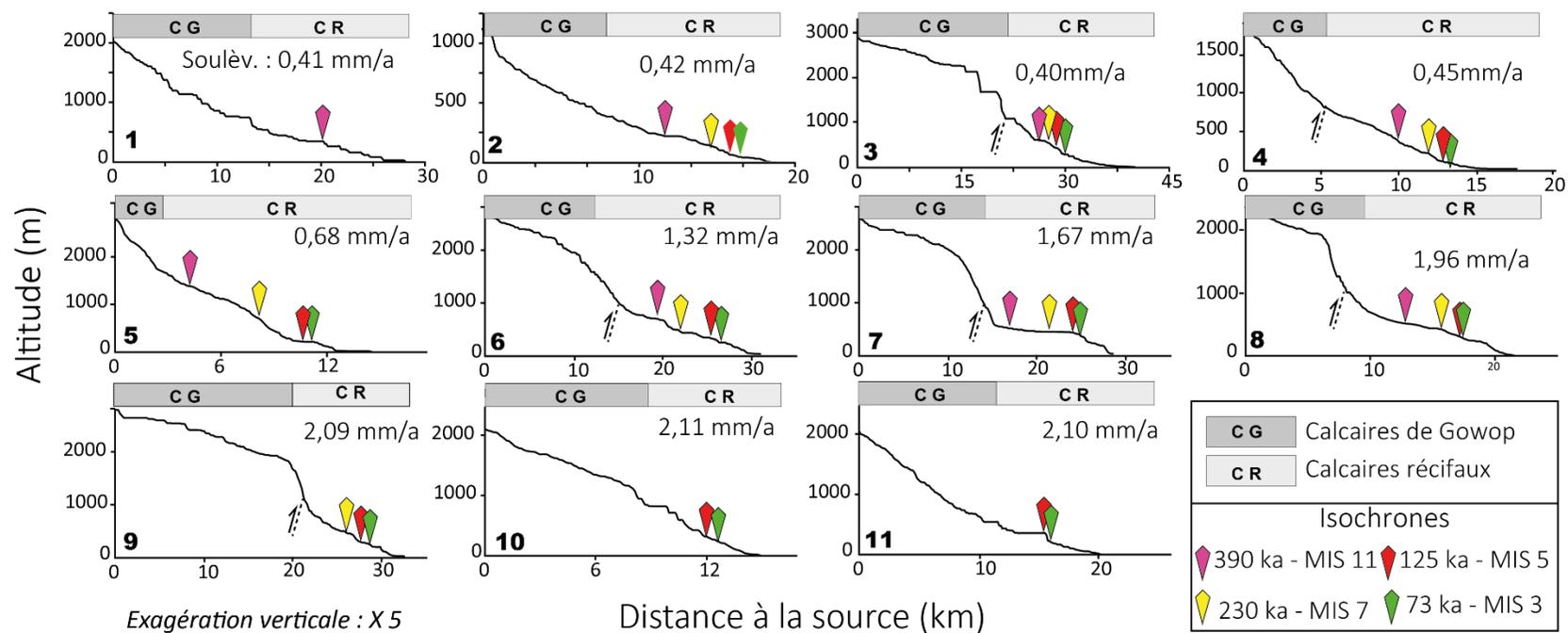


Fig. 97: Profils en long des cours d'eau principaux des 11 bassins versants sélectionnés de Huon et le taux de soulèvement associé affectant chacun de ces bassins. Les isochrones (Chappell, 1974) sont marqués en couleurs. Ces isochrones sont la représentation des hauts niveaux marins et de leur stade isotopique associé corrélés aux crêtes récifales les plus marquées dans le paysage. Le cartouche horizontal représente la lithologie. CG: Calcaires de Gowop et CR: calcaires récifaux quaternaires

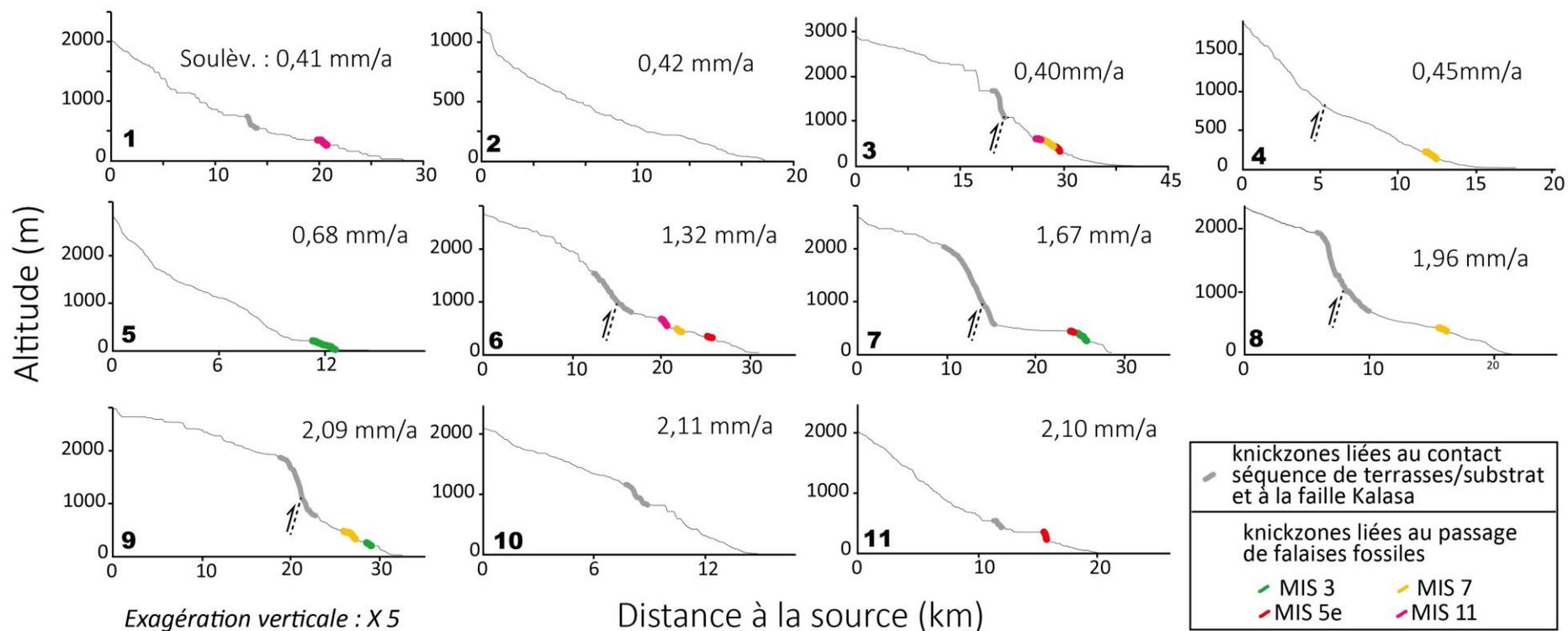


Fig. 98: Profils en long interprétés des cours d'eau principaux des 11 bassins versants sélectionnés de la péninsule de Huon et le taux de soulèvement associé affectant chacun de ces bassins. Les knickzones liées au franchissement des falaises côtières fossiles associées chacune à un haut niveau marin corrélé à un stade isotopique (SI) sont symbolisées en couleur ; les knickzones liées au contact entre le substrat et la séquence de terrasses coralliennes sont symbolisées en gris

3 Relief, réseaux de drainage et taux de soulèvement

Pour comprendre les relations entre le réseau de drainage, le relief et le soulèvement, chaque valeur d'indices morphométriques représentant un domaine de soulèvement ou un bassin versant a été corrélé à un taux de soulèvement déduit de l'isochrone choisi pour la zone (SI 11, 390 ka pour l'île de Sumba et SI 5e, 125 ka pour la péninsule de Huon). Ces corrélations sont linéaires et incluent un coefficient de corrélation (R^2).

3.1 Ile de Sumba

Le relief résiduel et l'incision extraits par domaines de soulèvement ne sont pas corrélés au taux de soulèvement ($R^2 = 0,3$ et $0,07$) (Fig. 99 a et b). Cependant, deux groupes de valeurs se distinguent : les valeurs corrélées aux taux de soulèvement inférieurs à $0,3$ mm/an et celles corrélées aux taux supérieurs à $0,3$ mm/an. Pour les taux inférieurs à $0,3$ mm/an, la corrélation entre le relief résiduel, l'incision et les taux de soulèvement est plus forte ($R^2=0,779$ et $0,69$ respectivement). Les valeurs de SL et de k_{sn} extraites sur la zone de terrasses coralliennes sont faiblement corrélées aux taux de soulèvement ($R^2 = 0,6$ et $0,5$) (Fig. 99 c et d). Les quatre valeurs les plus élevées de ces indices morphométriques correspondent aux quatre valeurs de taux de soulèvement les plus forts.

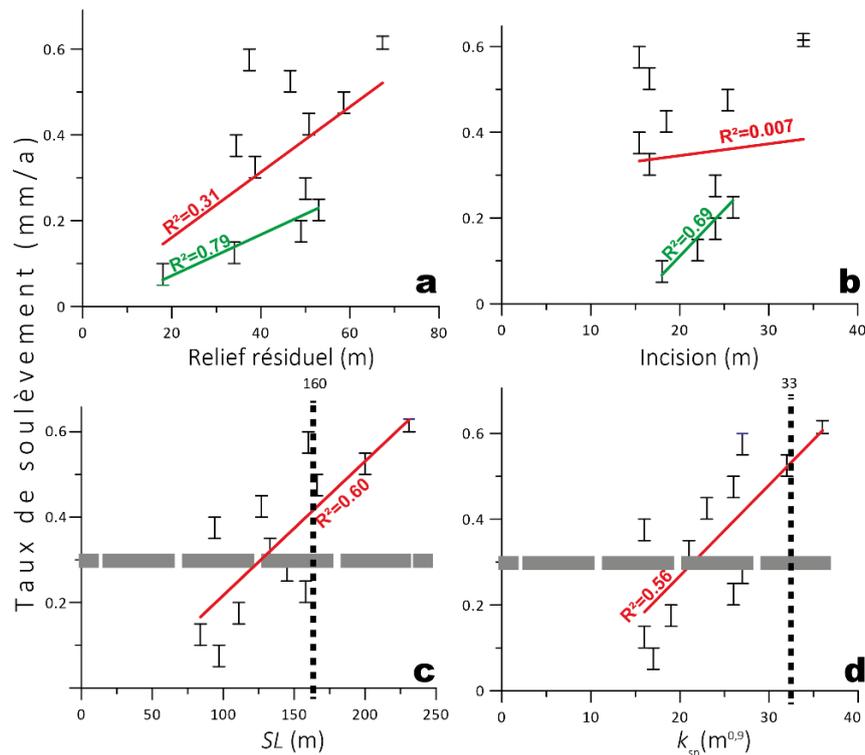


Fig. 99 : Les indices morphométriques extraits par gammes de soulèvement en fonction des taux de soulèvement. La figure montre les valeurs des indices morphométriques associé à leur coefficient de corrélation. a) Relief résiduel ; b) Incision ; c) SL ; d) k_{sn} .

Les indices morphométriques extraits par bassins versants ont été corrélés au taux de soulèvement. Les relations entre le relief, le réseau de drainage et les taux de soulèvement ont ensuite été examinées au travers de corrélations entre les indices morphométriques extraits par bassins versants et le taux de soulèvement. Ainsi, l'aire drainée est peu corrélée aux taux de soulèvement ($R^2 = 0,3$). Les bassins versants de petite taille ($< 45 \text{ km}^2$) sont localisés dans des zones où les taux de soulèvement sont supérieurs à $0,3 \text{ mm/an}$ (Fig. 100 a).

Il n'y a pas de corrélation entre le taux de soulèvement et le relief moyen des bassins versants ($R^2=0,41$) car la dispersion des valeurs faible pour le relief est importante (Fig. 100 b). Les bassins versants de relief élevé ($> 250 \text{ m}$) sont localisés dans des zones où les taux de soulèvement sont supérieurs à $0,3 \text{ mm/an}$ (Fig. 100 a).

La corrélation entre intégrale hypsométrique et taux de soulèvement est faible ($R^2=0,5$) (Fig. 100 c). Les bassins versants enregistrant les intégrales hypsométriques les plus fortes sont situés dans des zones où le taux de soulèvement est supérieur à $0,3 \text{ mm/an}$. Le facteur de forme des bassins versants est corrélé aux taux de soulèvement ($R^2=0,77$) (Fig. 100 d) mais la dispersion des valeurs est importante. La distribution bimodale de la droite de corrélation suggère que seuls les bassins versants se soulevant vite sont allongés et que ceux ayant un faible taux de soulèvement

sont circulaires. Le seuil entre ces deux domaines est de 0,3 mm/an. Les indices de relief (incision et relief résiduel) extraits par bassin versants ne sont pas corrélés aux taux de soulèvement (Fig. 100 e et f). Toutes les valeurs de ces indices en fonction des taux de soulèvement sont très dispersées, il n'y a aucune distribution particulière.

Il existe une faible corrélation entre soulèvement et SL extraits par bassin versants ($R^2=0,52$) mais pas de corrélation entre le soulèvement et le k_{sn} ($R^2=0,19$) (Fig. 100 f et g). Cependant les rivières ayant une pente prononcée ($SL > 160$ et $k_{sn} > 33 \text{ m}^{0,9}$) sont situées dans des zones où le soulèvement supérieur à 0,3 mm/an.

L'incision et le relief résiduel sont corrélés aux taux de soulèvement uniquement lorsque les valeurs sont extraites pour des domaines de soulèvement inférieurs à 0,3 mm/an. Le SL et le k_{sn} extraits par domaine de soulèvement, le facteur de forme, l'intégrale hypsométriques et le SL extrait par bassin versants sont corrélés au taux de soulèvement. Le résultat majeur de ces corrélations monte que pour une aire inférieure à 450 km², un relief supérieur à 250 m, une intégrale hypsométrique supérieure à 0,5, un facteur de forme inférieur à 0,5, un SL supérieur à 150 m et un k_{sn} supérieur à 33 m^{0,9}, le taux de soulèvement est supérieur à 0,3 mm/an.

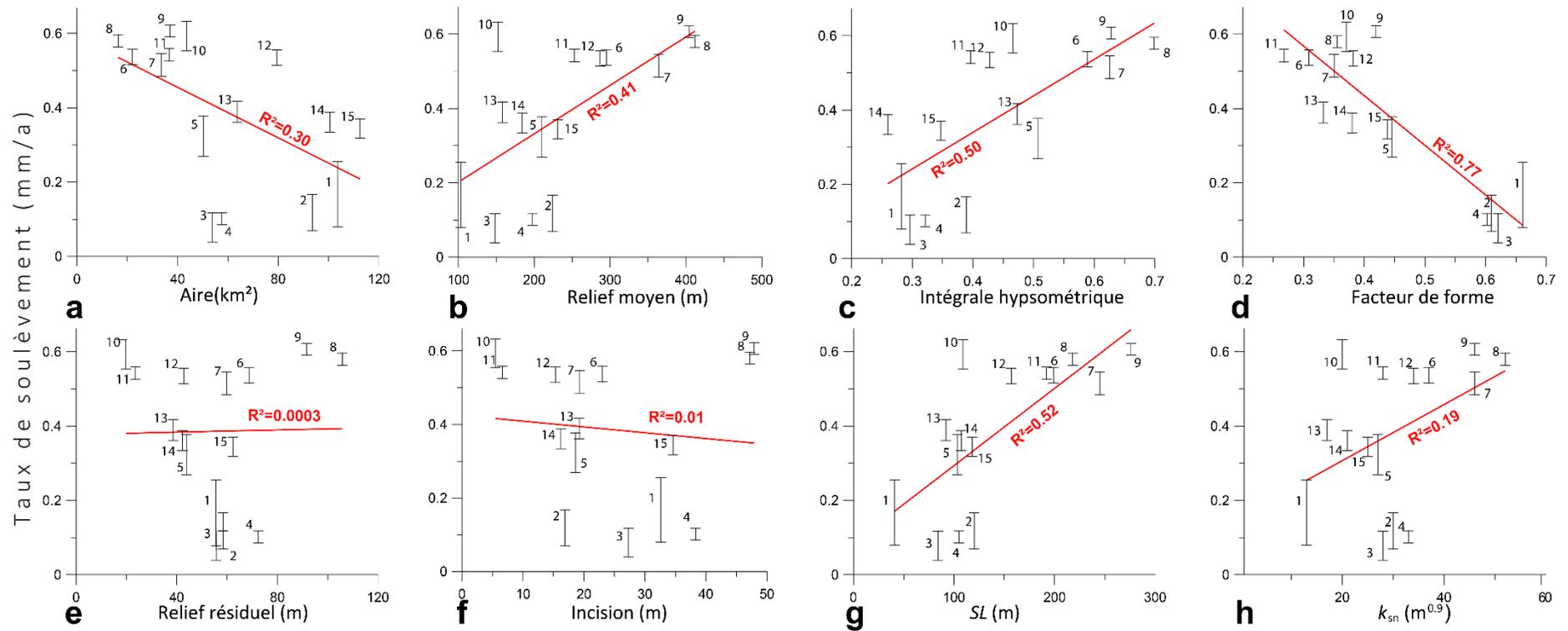


Fig. 100 : Indices morphométriques extraits pour 15 bassins versants de l'île de Sumba en fonction du taux de soulèvement a) Aire ; b) Relief moyen ; c) Intégrale hypsométrique ; d) Facteur de forme ; e) Relief résiduel ; f) Incision ; g) SL ; h) k_{sn} .

3.2 Péninsule de Huon

Sur la péninsule de Huon, la même technique de corrélation que celle développée pour l'île de Sumba a été employée pour examiner les relations entre indices morphométriques et taux de soulèvement.

Les observations cartographiques montrent que le relief résiduel extrait par domaine de soulèvement est fortement corrélé aux taux de soulèvement, mais le coefficient de corrélation ($R^2=0,57$) indique que ces corrélations sont faibles (Fig. 101 a). Les domaines où le soulèvement est inférieur à 1 mm/an sont localisés à proximité de la rivière Kwama. Cette rivière très développée influence les valeurs d'indices morphométriques associés, ce qui diminue le coefficient de corrélation. L'incision est corrélée positivement aux taux de soulèvement ($R^2=0,75$).

Le SL et le k_{sn} extraits par domaine de taux de soulèvement ne sont pas corrélés aux taux de soulèvement ($R^2=0,315$ et $0,44$ respectivement) (Fig. 101 c et d). Mais les valeurs extrêmes de taux de soulèvement (< 1 mm/an et $>2,5$ mm/an) correspondent aux valeurs extrêmes de SL et k_{sn} .

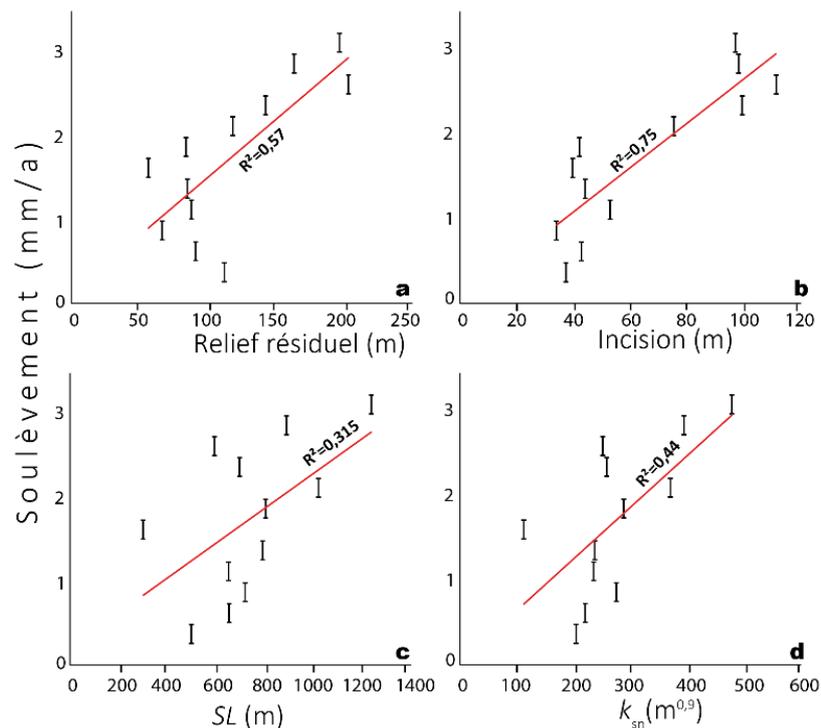


Fig. 101 : Taux de soulèvement de la péninsule de Huon en fonction des indices morphométriques extraits par domaines de taux de soulèvement. Les indices morphométriques sont associés à leurs coefficients de corrélation. a) Relief résiduel ; b) Incision ; c) SL , d) k_{sn}

Sur la péninsule de Huon, l'examen des droites de corrélations montre que seule l'intégrale hypsométrique est associée aux taux de surrection. Selon les droites de corrélation, aucun indice

n'est corrélé au taux de soulèvement ($R^2 < 0,4$) hormis l'intégrale hypsométrique ($R^2 = 0,52$). Les petits bassins versants (2, 4 et 5) situés sur la séquence de terrasses coralliennes présentent les indices morphométriques les plus faibles. Ces bassins versants sont caractérisés par des aires inférieures à 80 km², des reliefs moyens inférieurs à 800 m, des intégrales hypsométriques inférieures à 0,4, des facteurs de forme inférieurs à 0,4, des reliefs résiduels inférieurs à 100 m, des reliefs moyens inférieurs à 50m, des SL inférieurs à 600 m et des k_{sn} inférieurs à 250 m.

Pour conclure, sur la péninsule de Huon, seuls les indices de relief (relief résiduel et incisions) extraits par domaines de taux de soulèvement sont corrélés au taux de soulèvement.

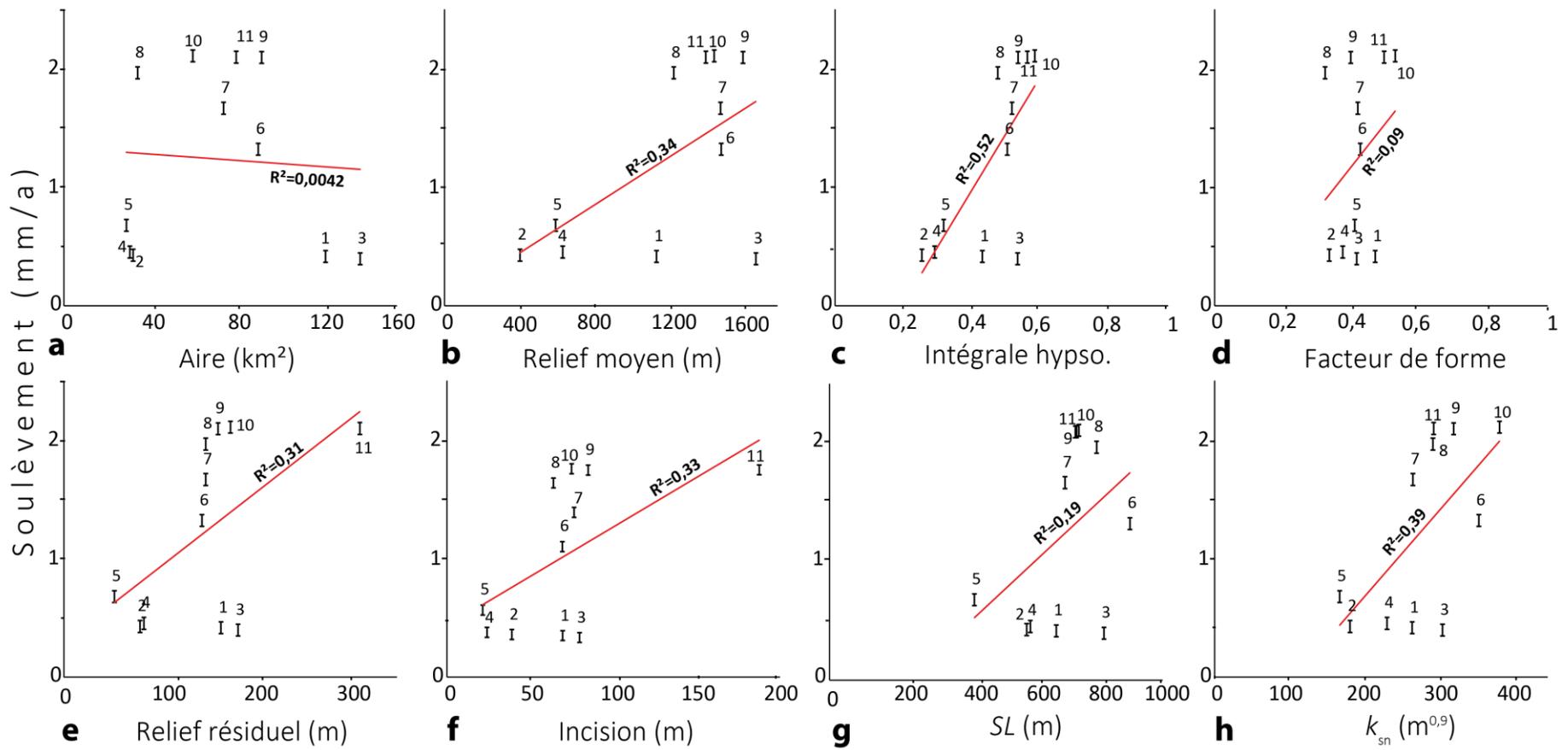


Fig. 102 : Indices morphométriques extrait pour 11 bassins versants de la péninsule de Huon en fonction du taux de soulèvement a) Aire ; b) Relief moyen ; c) Intégrale hypsométrique ; d) Facteur de forme ; e) Relief résiduel ; f) Incision ; g) SL ; h) k_{sn} .

Chapitre 4 Discussion

Cette discussion s'articule autour de six questionnements majeurs relatifs aux réseaux de drainage développés sur les séquences de terrasses coralliennes de la péninsule de Huon (Papouasie-Nouvelle-Guinée) et de l'île de Sumba (Indonésie). Ils concernent principalement les réponses des indices morphométriques à la variation du taux de soulèvement à des échelles de temps différentes (< 900 ka sur l'île de Sumba $< 390 \pm 30$ ka sur la péninsule de Huon) et à des échelles d'extractions différentes. Ces questionnements et les réponses qu'ils suscitent permettent de proposer une chronologie du développement pléistocène des réseaux de drainage présents sur les séquences de terrasses coralliennes pour les sites étudiés.

1 Pourquoi les valeurs des indices morphométriques sont-elles si différentes entre l'île de Sumba et la péninsule de Huon ?

Les valeurs des indices morphométriques calculées sur l'île de Sumba et la péninsule de Huon diffèrent notablement, parfois d'un ordre de grandeur de 10 (Tableau 15).

Le relief de l'île de Sumba est composé d'un massif culminant à 1 245 m, ce massif est presque trois fois moins élevé que les montagnes de Cromwell, culminant à 3 245 m à l'Est de la zone d'étude péninsule de Huon. Cette différence dans la topographie des deux zones d'études se manifeste également par les indices morphométriques tels que le relief résiduel, l'incision et le relief moyen (Tableau 1).

Le relief résiduel est quatre fois plus important sur la péninsule de Huon que sur l'île de Sumba (Tableau 15) : le relief résiduel moyen est compris entre 0 et 526 m avec une moyenne de 73 m sur l'île tandis qu'il varie entre 0 et 1 189 m avec une moyenne de 278 m sur la péninsule. Les valeurs moyennes d'incision sont semblables pour les deux sites, mais les valeurs extrêmes sont deux fois plus importantes sur la péninsule que sur l'île. L'incision est comprise entre 0 et 478 m avec une moyenne de 134 m sur l'île de Sumba (Tableau 15) contre 0 et 919 m sur la péninsule de Huon avec une moyenne de 148 m. Enfin, le relief moyen des bassins versants est cinq fois plus élevé sur la péninsule de Huon que sur l'île de Sumba (1 198 m et 241 m respectivement).

<i>Echelles</i>	Indices	Sumba			Huon		
		Min	Max	Moy.	Min	Max	Moy.
<i>Zone d'étude</i>	Relief résiduel (m)	0	526	73	0	1189	278
	Incision (m)	0	478	134	0	919	148
	<i>SL</i> (m)	2	3000	186	0,58	9858	608
	k_{sn} ($m^{0,9}$)	0,5	422	37	0,21	3200	263
<i>Terrasses coralliennes</i>	Relief résiduel (m)	18	68	47	56	203	117
	Incision (m)	17	34	24,5	34	111	64
	<i>SL</i> (m)	77	221	146	300	1237	736
	k_{sn} ($m^{0,9}$)	16	36	25	112	478	278
<i>Bassins versants</i>	Aire (km^2)	16	113	60	30	142	73
	Relief moyen (m)	103	411	241	407	1683	1198
	Intégrale hypso.	0,25	0,7	0,45	0,26	0,59	0,46
	Facteur de forme	0,26	0,66	0,44	0,33	0,54	0,42
	Relief résiduel (m)	19	105	56	53	311	151
	Incision (m)	5	48	25	22	188	72
	<i>SL</i> (m)	41	276	144	435	902	707
	k_{sn} ($m^{0,9}$)	13	52	31	170	385	280

Tableau 15 : Valeurs des différents indices morphométriques à Sumba et Huon en fonction de leurs échelles d'extraction

Ce relief plus important sur la péninsule de Huon que sur l'île de Sumba, influence aussi la pente des cours d'eau et donc le *SL*, le k_{sn} et la géométrie des profils en long. Le *SL* est en moyenne trois fois plus élevé sur la péninsule de Huon que sur l'île de Sumba. Les valeurs sont comprises entre 2 et 3 000 m avec une moyenne de 186 m sur l'île de Sumba et comprises entre 0,58 m et 9 858 m avec une moyenne de 608 m sur la péninsule de Huon (Tableau 15). Les valeurs k_{sn} sont quant à elles dix fois plus élevées (Tableau 15) en Papouasie-Nouvelle-Guinée qu'en Indonésie. Plus précisément ces valeurs de k_{sn} sont comprises entre 0,5 et 422 $m^{0,9}$ sur l'île de Sumba avec une moyenne de 37 $m^{0,9}$ et comprises entre 0,21 et 3200 $m^{0,9}$ avec une moyenne de 26 $m^{0,9}$ sur la péninsule de Huon (Tableau 15).

La géométrie générale des profils en long des drains développés sur les séquences de terrasses coralliennes est semblable pour l'île de Sumba et pour la péninsule de Huon. Les knickzones majeures liées au passage entre les substrats ante-terrasses et les séquences de terrasses coralliennes sont localisées sur les profils en long des rivières 2, 3, 4, 9, 14 de l'île de Sumba et sur les profils en long des rivières 3, 6, 7, 8 et 9 de la péninsule de Huon (Fig. 97). Du fait de la différence de relief, la knickzone majeure est de l'ordre du millier de mètres pour les profils en long

des drains de la péninsule de Huon et de la centaine de mètres pour les profils en long des drains de l'île de Sumba Fig. 86).

Leurs valeurs d'indices morphométriques propres aux bassins versants tels l'intégrale hypsométrique et le facteur de forme sont similaires sur l'île et la péninsule comme ils dépendent de l'aire drainée fixée.

Pour conclure, la différence entre les valeurs d'indices morphométriques, entre l'île de Sumba et la péninsule de Huon s'explique en grande partie pour la différence de relief très importante entre ces deux régions d'étude. Cette distinction morphologique a pour origine des taux de soulèvement 5 à 200 fois plus importants sur la péninsule de Huon que sur l'île de Sumba mais aussi par la différence de pluviométrie sept fois plus importante sur la péninsule que sur l'île.

2 Le domaine de soulèvement, une meilleure unité d'extraction que le bassin versant ?

Sur l'île de Sumba et la péninsule de Huon, selon nos résultats, les corrélations entre taux de soulèvement et indices morphométriques diffèrent selon le mode d'extraction de ces derniers. De façon générale, les indices de relief et de pente des drains extraits à deux échelles différentes (échelle des domaines de soulèvement situés sur les terrasses coralliennes et des bassins versants) sont plus corrélés au taux de soulèvement lorsqu'ils sont extraits par domaines de soulèvement. Par exemple sur l'île de Sumba, le k_{sn} extrait sur la zone de terrasses corallienne est trois fois plus corrélé au taux de soulèvement que lorsqu'il est extrait par bassins versants ($R^2= 0,56$ et $0,19$). Sur la péninsule de Huon, cette différence est aussi observée : l'incision extraite sur la zone de terrasses coralliennes est deux fois plus corrélée aux taux de soulèvement que lorsqu'elle est extraite par bassins versants. Plusieurs facteurs peuvent influencer ces différences de corrélation entre le taux de soulèvement et les indices morphométriques suivant leurs échelles d'extraction.

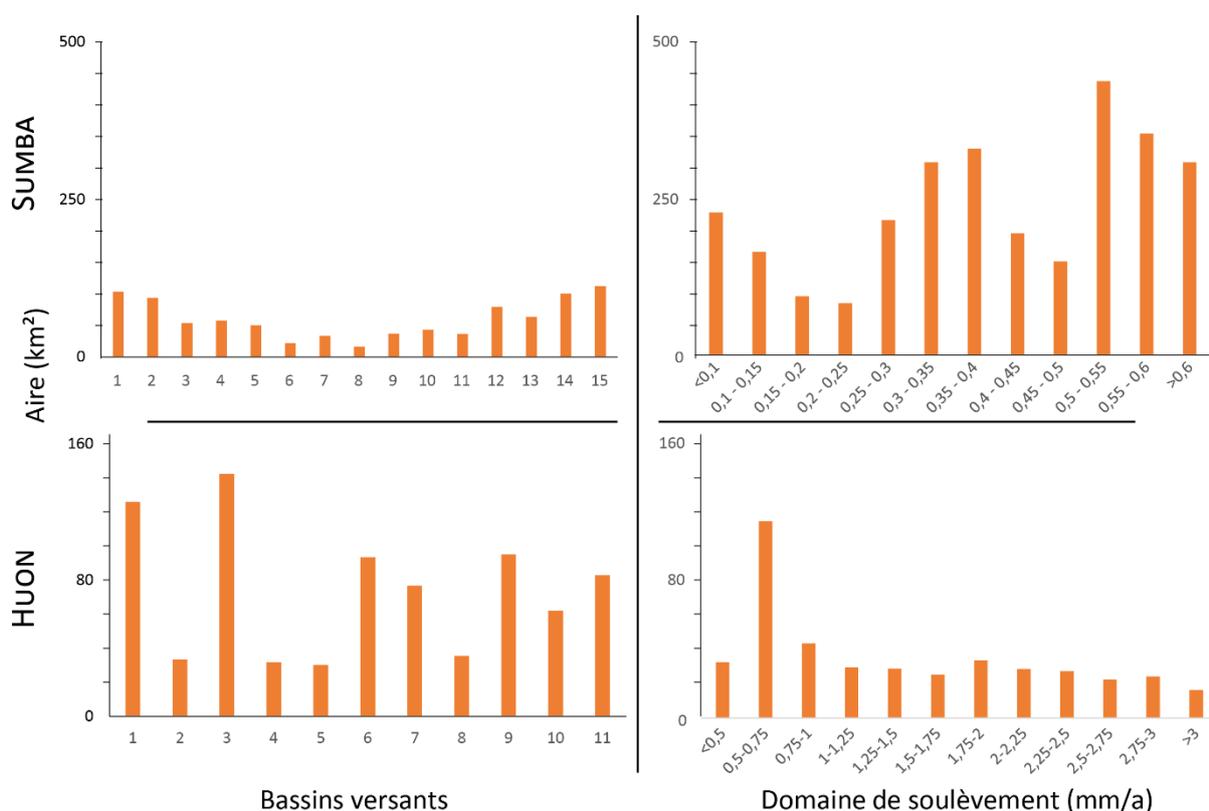


Fig. 103 : Comparaison des aires des différentes échelles d'extraction (par bassin versant et par domaine de taux de soulèvement) sur l'île de Sumba et la péninsule de Huon

L'aire d'extraction à l'échelle des domaines de soulèvement est différente de celle des bassins versants. Sur l'île de Sumba l'aire des domaines de soulèvement est jusqu'à 100 fois plus importante

que l'aire des bassins versants (Fig. 103). Sur la péninsule de Huon, l'écart entre les deux aires d'extraction est moins important : les aires sont similaires pour la moitié des zones et au maximum trois fois plus importantes lorsque les valeurs sont extraites par bassins versants (Fig. 103). Plus l'aire d'extraction est grande, plus le nombre de valeurs d'indice morphométrique est important, et donc plus la moyenne est représentative. Sur l'île de Sumba, les moyennes des valeurs extraites par domaines de soulèvement sont donc plus caractéristiques que celles extraites par bassins versants.

Sur l'île de Sumba et la péninsule de Huon, les knickpoints les plus importants sont situés au contact lithologique entre les calcaires récifaux quaternaires et le substrat. Les valeurs de relief résiduel et d'incision sont plus importantes sur le substrat ante-terrasse que sur les calcaires récifaux composant la séquence de terrasses coralliennes. Les variations de lithologie jouent un rôle important sur la pente des drains (e.g. Duvall et al., 2004; Cyr et al., 2014) et sur l'incision (e.g. Stock et Montgomery, 1999). Extraire les valeurs d'indices morphométriques par domaines de soulèvement permet de s'affranchir de ce paramètre : ces domaines sont tous situés sur la séquence de terrasses coralliennes de lithologie homogène (i.e. calcaires récifaux),

Les drains situés sur le substrat se sont développés depuis l'émersion de l'île de Sumba soit 7 Ma (Rutherford et al., 2001) et de la péninsule de Huon soit 3-4 Ma (Abbott et al., 1994). Les drains développés sur les séquences de terrasses coralliennes se sont formés depuis le haut niveau marin corrélé au stade isotopique 25 (900 ka) pour l'île de Sumba et depuis le haut niveau marin corrélé au stade isotopique 7 (230 ka) pour la péninsule de Huon. Lorsqu'un bassin versant est développé à la fois sur le substrat et sur la séquence de terrasses coralliennes, les drains qui composent ce bassin versant ont enregistré deux histoires différentes depuis 7 Ma pour l'île de Sumba et depuis 3 à 4 Ma pour la péninsule de Huon. Le drainage développé sur les séquences de terrasses coralliennes a enregistré l'histoire climatique et tectonique du Pléistocène inférieur à l'actuel pour l'île de Sumba et du Pléistocène moyen à l'actuel pour la péninsule de Huon. Le signal tectonique est donc moins bruité lorsque les indices morphométriques sont extraits sur les séquences de terrasses coralliennes.

Pour conclure, les indices morphométriques extraits par domaine de soulèvement permettent de mieux identifier le signal tectonique pléistocène que ceux extraits par bassins versants car 1) sur l'île de Sumba, l'aire d'extraction est plus représentative ; 2) la lithologie est homogène sur la séquence de terrasses coralliennes ; 3) l'enregistrement tectonique couvre un pas de temps plus récent.

3 Les valeurs de relief résiduel et d'incision sont-elles directement fonction de l'intensité du soulèvement côtier ?

Les paramètres morphométriques du relief (incision et relief résiduel) calculés reflètent les taux d'incision (Montgomery et Brandon, 2002; von Blanckenburg, 2005; Champagnac et al., 2014). A l'état d'équilibre, l'érosion des versants et les taux d'incision fluviale compensent le soulèvement. Donc de manière générale, à l'état d'équilibre, l'incision et le relief résiduel doivent être corrélés aux taux de surrection.

Cependant, sur l'île de Sumba, les valeurs d'incision et de relief résiduel ne sont pas corrélées au taux de surrection, sauf lorsque ces indices sont extraits pour des domaines de soulèvement inférieurs à 0,3 mm/an. Comme il ne semble pas y avoir de compensation entre 1) le taux de soulèvement et 2) le relief résiduel et l'incision ne semble pas avoir atteint son état d'équilibre.

Cet état transitoire de la séquence de terrasses coralliennes de l'île de Sumba peut résulter de plusieurs facteurs (Nexer et al., 2015) :

- la jeunesse des terrains émergés (< 900 ka) et donc du drainage développé sur les séquences de terrasses coralliennes,
- la forte résistance des calcaires récifaux,
- le faible débit lié à la présence de réseau karstique,
- la taille des bassins versants.

Tous ces facteurs sont connus pour ralentir l'évolution du relief (Snyder et al., 2000; Wobus et al., 2006b; Crosby et al., 2007; Schildgen et al., 2012). Comme les valeurs du relief résiduel et de l'incision extraits pour des domaines de soulèvement inférieur à 0,3 mm/an sont corrélées aux taux de soulèvement, nous avons proposé, en première instance, que la séquence de terrasses coralliennes est en état transitoire lorsque le soulèvement est supérieur à 0,3 mm/an (Nexer et al., 2015).

Sur la péninsule de Huon, les taux de soulèvement sont corrélés au relief résiduel et à l'incision lorsque ces derniers sont extraits par domaine de soulèvement, sur la séquence de terrasses coralliennes. D'après les hypothèses développées plus haut, la séquence de terrasses de la péninsule de Huon est donc un relief à l'équilibre (Snyder et al., 2000).

Cependant, sur la péninsule de Huon :

- le taux de soulèvement est supérieur à 0,5 mm/an,

- la séquence de terrasses coralliennes est jeune (formée à partir du stade isotopique 11 \approx 390 \pm 30 ka)
- la lithologie et l'aires des bassins versants sont les mêmes que celles de l'île de Sumba.

D'après les observations faites sur la péninsule de Huon, sur l'île de Sumba, le taux de soulèvement, la lithologie, l'âge du terrain incisé et l'aire des bassins versants n'ont pas d'impact sur l'état transitoire du relief de la séquence de terrasses coralliennes. Cet état transitoire peut cependant être expliqué par le faible débit des drains, induit par :

- le développement de réseau karstique
- la faible pluviométrie intermittente (sept fois plus importante sur la péninsule de Huon)
- la pente moyenne à faible des drains (trois à dix fois plus importante sur la péninsule de Huon)

D'après les essais *in situ* réalisés par (Spencer, 1985), les vitesses de karstification pour des récifs coralliens émergés sont inférieures à 0,7 mm/an. Sur l'île de Sumba, les taux de soulèvement maximaux (0,6 mm/an) sont inférieurs au taux de karstification, ainsi dès leur émergence les zones nouvellement gagnées par la mer sont karstifiées (Fig. 104 a). Au fur et à mesure du soulèvement de l'île de Sumba, il y a donc l'établissement d'un réseau endokarstique mature. Il n'y a pas ou peu de karsts à la surface des terrasses coralliennes de la séquence de la péninsule de Huon (Mary Elliot, com. perso.) Sur la péninsule de Huon, le taux de soulèvement moyen est supérieur au taux de karstification (Fig. 104 b et c). Ainsi seule une partie de la terrasse corallienne soulevée est karstifiée sous la forme d'un épikarst immature beaucoup moins développé que sur l'île de Sumba.

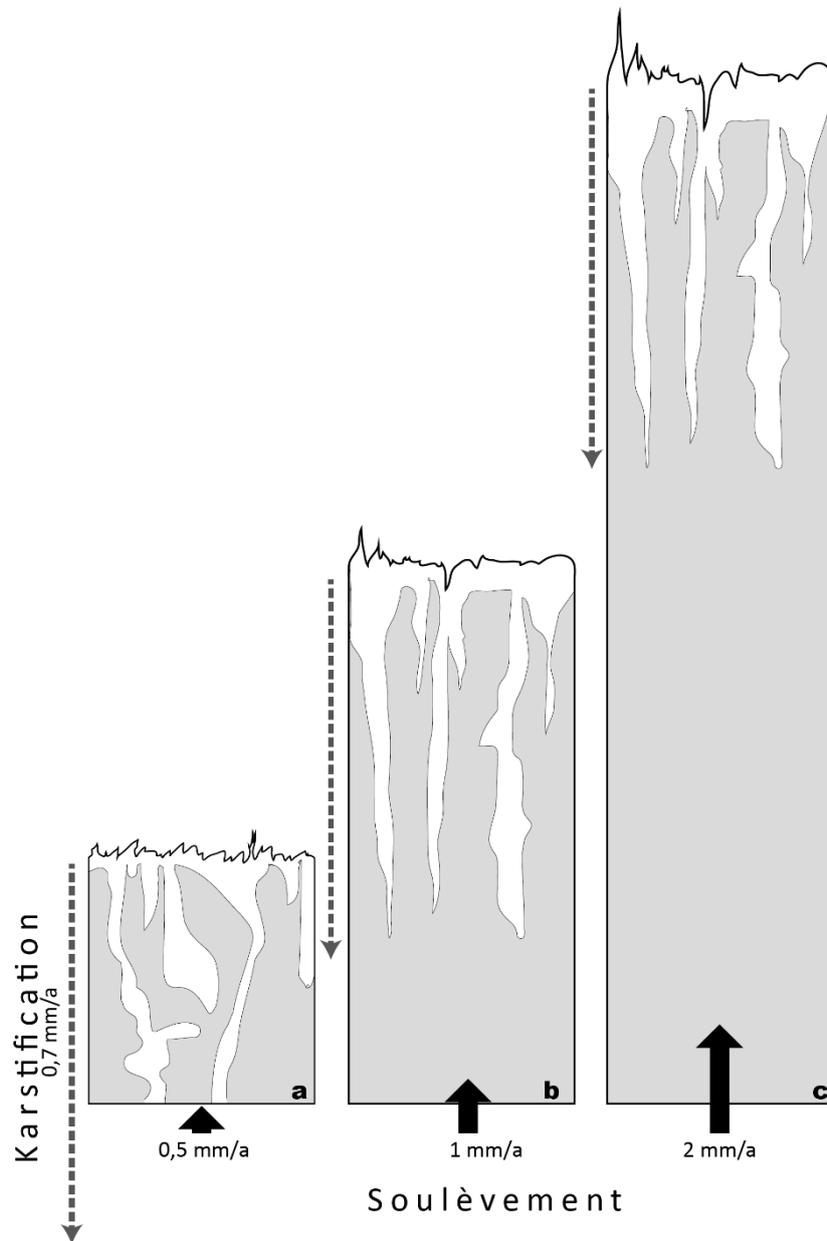


Fig. 104 : Taux de karstification (0,7 mm/an) en fonction du taux de soulèvement appliqué à une terrasse corallienne récente a) taux de soulèvement de 0,5 mm/an ; b) taux de soulèvement de 1 mm/an ; c) taux de soulèvement de 2 mm/an

Le réseau karstique plus développé sur l'île de Sumba que sur la péninsule de Huon draine une plus grande partie des précipitations, ce qui va diminuer le débit du réseau de drainage par piégeage endokarstique. L'état d'équilibre serait ainsi plus difficile à atteindre sur l'île de Sumba que sur la péninsule de Huon.

Pour conclure, le relief résiduel et l'incision sont de bons indicateurs du taux de soulèvement lorsque le relief est à l'état d'équilibre.

4 La pente des drains est-elle un bon indicateur du soulèvement côtier ?

La pente des drains est étudiée avec des profils en long et des indices de pentes qui sont le k_{sn} et le SL . Sur l'île de Sumba, le SL et le k_{sn} sont corrélés aux taux de soulèvement lorsqu'ils sont extraits par domaines de soulèvement ($R^2 = 0,60$ pour le SL et $0,56$ pour le k_{sn}). Ces taux de corrélation chutent à $0,52$ pour le SL et $0,19$ pour le k_{sn} quand ces indices sont extraits par bassins versants. Sur la péninsule de Huon, le SL et le k_{sn} ne sont pas corrélés aux taux de soulèvement : qu'ils soient extraits par domaines de soulèvement ($R^2 = 0,31$ pour le SL et $0,4$ pour le k_{sn}) ou par bassin versant ($R^2 = 0,19$ pour le SL et $0,39$ pour le k_{sn}).

Les profils en long de drains développés sur les séquences de terrasses coralliennes de l'île de Sumba et de la péninsule de Huon, montrent à la fois des profils convexes et des knickpoints (Fig. 86 et 97).

La forme générale des profils en long sur l'île de Sumba est :

- concave quand le taux de soulèvement est inférieur à $0,2$ mm/an (Fig. 105 a),
- linéaire ou concavo-convexe lorsque les taux de soulèvement sont compris entre $0,2$ et $0,4$ mm/an (Fig. 105 b),
- convexe pour des taux de soulèvement supérieurs à $0,4$ mm/an (Fig. 105 c).

Sur la péninsule de Huon, les profils en long des drains développés sur la séquence de terrasses sont :

- concaves lorsque le taux de soulèvement est inférieur à $0,7$ mm/an (Fig. 105 a)
- concavo-convexe ou linéaires pour des taux compris entre $1,3$ et 2 mm/an (Fig. 105 b)
- convexe ou linéaire quand les taux de soulèvement sont supérieurs à 2 mm/an (Fig. 105 c).

Ainsi plus le soulèvement augmente plus les profils en long tendent à devenir convexe. En d'autre terme, plus le taux de soulèvement est fort plus les drains enregistrent un déséquilibre car ils n'ont pas atteint leur profil d'équilibre. Cependant, les seuils de ces déséquilibres sont différents pour l'île de Sumba et la péninsule de Huon : il est situé entre $0,2$ et $0,4$ mm/an sur l'île et entre $0,7$ et 2 mm/an sur la péninsule. Ces différences dans la valeur seuil sont probablement induites par le débit plus important sur la péninsule de Huon que sur l'île de Sumba liées aux différences de précipitation, au réseau karstique et à la pente.

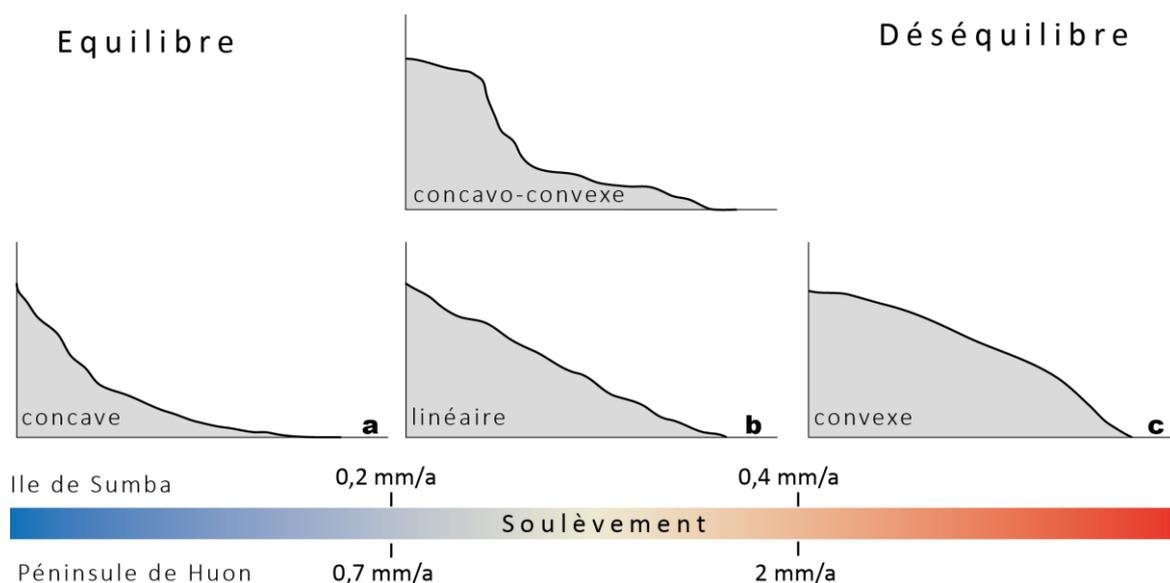


Fig. 105 : Forme générale des profils en long des drains développés sur les séquences de terrasses coralliennes de l'île de Sumba et de la péninsule de Huon en fonction du taux de soulèvement a) Profils concaves, b) Profils linéaires et concavo-convexes, c) Profils convexes.

Sur l'île de Sumba et la péninsule de Huon, il existe plusieurs types de knickpoints, 1) des knickpoints situés au contact entre séquences de terrasses coralliennes et substrat ante-terrasses coralliennes, 2) des knickpoints liés au passage de falaises fossiles, 3) des knickpoints liés aux fluctuations glacio-eustatiques.

Les knickzones situées au passage entre la séquence de terrasses coralliennes et le substrat mesurent entre 100 (sur l'île de Sumba) et 1000 m (sur la péninsule de Huon). Ces knickzones sont caractérisées par des valeurs de SL supérieures à 400 m sur l'île de Sumba et supérieures à 3 000 m sur la péninsule de Huon et des valeurs de k_{sn} supérieures à $90 \text{ m}^{0,9}$ sur l'île de Sumba et $900 \text{ m}^{0,9}$ sur la péninsule de Huon. Ces knickzones majeures sont créées par 1) par le changement de relief entre le relief mature, en amont de la séquence de terrasses coralliennes, et la séquence de terrasses immature et en forme de marches d'escaliers et 2) par le changement de lithologie entre les calcaires récifaux quaternaires et le substrat composé de calcaires et de grès. Sur la péninsule de Huon, la faille inverse de Kalasa, joue aussi un rôle majeur dans l'évolution de la knickzone principale. En effet, les knickzones les plus importantes ($> 1000 \text{ m}$) sont situées en amont de cette faille. Ainsi les drains et donc les indices de pentes tels que le SL et le k_{sn} sont très largement affectés par le contact entre le substrat et la séquence de terrasses coralliennes sur l'île de Sumba et la péninsule de Huon.

Les knickpoints associés aux falaises côtières fossiles mesurent entre quelques dizaines de mètres sur l'île de Sumba et jusqu'à une centaine de mètres sur la péninsule de Huon. Ces knickpoints sont liés à de fortes valeurs 1) de SL : supérieures à 300 m sur l'île de Sumba et à 2 000

m sur la péninsule de Huon et 2) de k_{sn} : supérieur à 60 m^{0,9} sur l'île de Sumba et supérieur à 600 m^{0,9} sur la péninsule de Huon. Les indices de pentes des drains développés sur les séquences de terrasses coralliennes augmentent lorsque les drains franchissent une falaise fossile qui n'a pas été totalement incisée par les chenaux. Plus les taux de soulèvement sont importants plus les falaises sont hautes et plus les drains enregistrent des knickzones à plus forte amplitude et donc de fortes valeurs de SL et k_{sn} . Sur l'île de Sumba, il y a une corrélation entre les indices de pentes calculés pour la séquence de terrasses coralliennes et le taux de soulèvement car toutes les rivières étudiées hormis les drains 2 et 4 franchissent une à cinq falaises fossiles. Sur la péninsule de Huon, il n'y a pas de relation entre les pentes des drains et les taux de soulèvement. Seuls quelques knickpoints localisés sur les profils des rivières 1, 3, 5, 7 et 11 marquent la présence de falaises côtières fossiles. Ceci est probablement lié, en partie, à 1) la plus grande capacité des rivières de la péninsule de Huon à éroder les terrasses coralliennes, car leur débits sont plus importants que ceux de l'île de Sumba, 2) l'absence de crêtes récifales à l'embouchure des rivières antérieures à la séquence de terrasses coralliennes qui est influencée par le non-développement de coraux à l'embouchure des rivières ayant un débit solide et liquide important.

Suivant les modèles développés par (Snyder et al., 2002), les knickpoints produits par les fluctuations glacio-eustatiques sont favorisés lorsque le plateau continental présente une pente forte. La morphologie de ce plateau influence les paramètres morphométriques qui sont sensibles aux knickpoints comme le SL ou le k_{sn} mais aussi leurs profils en long. Sur l'île de Sumba, la largeur de ce plateau est comprise entre 0,6 et 16 km soit une pente comprise entre 0,75 et 20 %. Au large de la péninsule de Huon, le plateau continental est large de 1,3 à 2,8 km soit une pente de 4 à 9 %. Trois bassins versants côtiers de l'île de Sumba (13 à 15) sont affectés par des soulèvements similaires (~0,35 mm/an) mais ont des pentes de plateau continental allant de 1,5 à 3 %. Ces trois bassins versants ont des valeurs de SL (~100 m) et de k_{sn} (~20 m^{0,9}) similaires et la géométrie de leurs profils en long, concave et semblable. Ainsi, la pente du plateau continental a une influence mineure sur la morphologie des profils en long des cours d'eau et la valeur des indices morphométriques qui leur est associée.

Pour conclure, la géométrie des profils en long des rivières permet de différencier les drains selon leur état en équilibre ou transitoire. Ces états sont liés à l'intensité du taux de soulèvement. Les indices de pente doivent être extraits à l'échelle de la séquence de terrasses coralliennes pour que la knickzone majeure située au contact entre la zone de terrasses coralliennes et le substrat ne soit pas prise en compte. Le SL , le k_{sn} et les knickpoints permettent de mettre en évidence le taux de soulèvement lorsque les knickpoints sont liés au passage de falaises côtières fossiles.

5 Quelles sont les relations entre la variation du taux de soulèvement et les valeurs d'indices morphométriques liées aux bassins versants ?

Que ce soit pour les bassins versants de l'île de Sumba ou ceux de la péninsule de Huon, il n'y a aucune corrélation entre l'aire de drainage et les taux de soulèvement. Les valeurs d'intégrales hypsométriques ont de faibles taux de corrélation avec le taux de soulèvement : $R^2=0,5$ pour les bassins versants de l'île de Sumba et $R^2=0,52$ pour ceux situés sur la péninsule de Huon. L'étude réalisée par Maroukian et al. (2008) sur des bassins versants côtiers en Grèce montre que les courbes hypsométriques sont très influencées par la morphologie étagée des séquences de terrasses. La morphologie étagée est commune aux trois zones d'étude même si la nature des terrasses diffère : morphologie érosive en Grèce (terrasses marines) et morphologies construites (terrasses coralliennes) sur l'île de Sumba et la péninsule de Huon. La présence des unités de calcaire récifaux constituant la séquence de terrasses coralliennes influence aussi l'intégrale hypsométrique. Ceci explique en partie la faible corrélation entre les taux de soulèvement et cet indice que ce soit pour les bassins versants de l'île de Sumba ou ceux localisés sur la péninsule de Huon.

Les facteurs de forme des bassins versants de l'île de Sumba sont corrélés négativement aux taux de soulèvement ($R^2=0,77$) tandis que ceux calculés pour la péninsule de Huon ne le sont pas ($R^2= 0,09$). L'hypothèse selon laquelle un bassin versant s'allonge si le taux de soulèvement augmente (Bull et McFadden, 1977; Kale et Shejwalkar, 2008) semble être validée pour les bassins versants localisés sur la séquence de terrasses coralliennes de l'île Sumba. Ainsi, l'allongement pourrait être favorisé par l'augmentation du taux de soulèvement car les terres émergées sont plus rapidement exposées à la météorisation (Snyder et al., 2002). Sur la péninsule de Huon, aucune hypothèse de ce type ne peut être émise. La forme des bassins versants est très particulière comprenant des frontières ayant des angles à 90° (exemple du bassin 7, 106). Cette forme est gouvernée par d'autres paramètres que le taux de soulèvement : 1) certaines failles semblent délimiter les bassins rendant la géométrie de leurs frontières particulières (e.g. frontière NO du bassin 8, 106) ; 2) les crêtes récifales des terrasses coralliennes jouent aussi un rôle dans le dessin des frontières des bassins versants, comme pour le bassin 7 (Fig. 106).

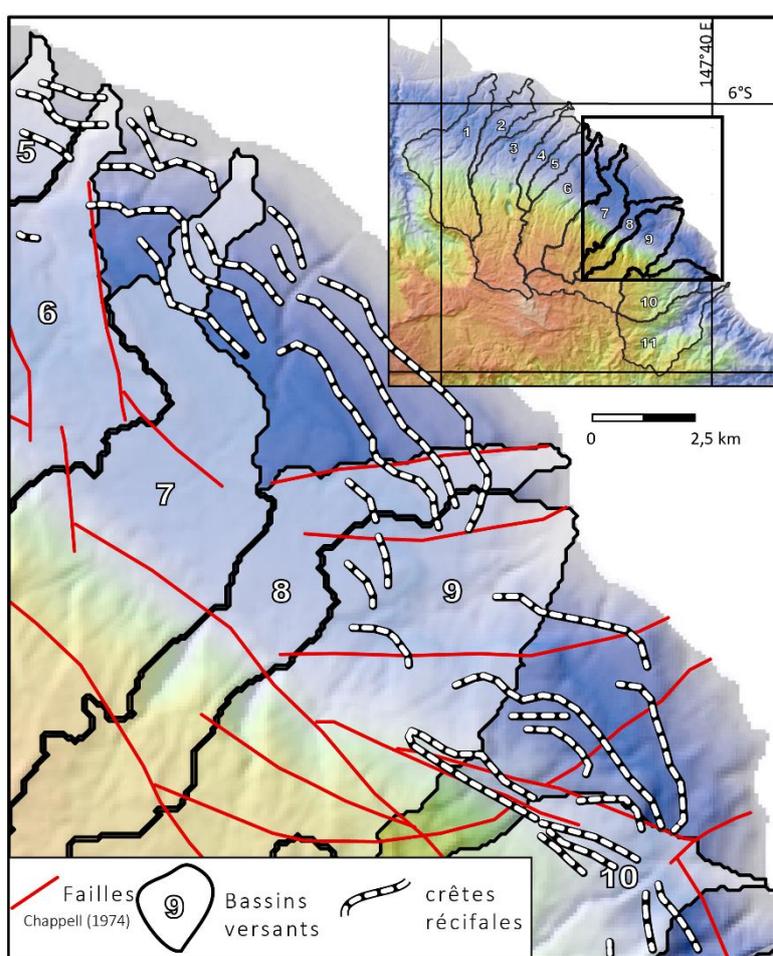


Fig. 106 : Relations failles, crêtes récifales et bassins versants sur une zone choisie de la péninsule de Huon

6 Existe-t-il un seuil et une distribution bimodale des valeurs dans les corrélations entre les indices morphométriques et le taux de soulèvement ?

Sur l'île de Sumba, quatre indices morphométriques extraits à l'échelle des bassins versants (l'intégrale hypsométrique, le facteur de forme, le SL et le relief moyen) sont moyennement à fortement corrélés avec les taux de soulèvement. Malheureusement, les corrélations linéaires ne sont pas suffisamment robustes pour déterminer quantitativement le taux de soulèvement à partir de ces indices morphométriques. Néanmoins, les valeurs des paramètres géomorphologiques en relation avec le taux de soulèvement sont distribuées de façon bimodale avec un seuil à 0,3 mm/an au-dessus duquel beaucoup d'indices morphométriques ont de fortes valeurs. Dans l'article Nexer et al. (2015) nous avons donc conclu que sur l'île de Sumba, tous les bassins versants ayant une aire supérieure à 45 km², un relief moyen plus fort que 250 m, une intégrale hypsométrique supérieure à 0,55, un facteur de forme inférieur à 0,45, un SL supérieur à 160 m ou un k_{sn} supérieur à 33 m^{0,9} sont soumis à un taux de soulèvement supérieur à 0,3 mm/an. En dessous de ce seuil 0,3 mm/an, les indices morphométriques ne permettent pas de distinguer les forts taux de soulèvement des plus faibles. La même observation avait été faite pour les indices morphométriques extraits sur les séquences de terrasses coralliennes de l'île de Sumba (Nexer et al., 2015). Dans cet article, nous nous sommes demandé si le même protocole d'étude appliqué à une zone différente résulterait en l'établissement d'un même seuil dans les taux de surrection ? Si oui, quelles en seraient les causes ? Des facteurs externes, tels que le climat ou l'aire de drainage ?

Ce seuil a donc été recherché, sur la péninsule de Huon, sans succès. Est-ce que, pour les calcaires coralliens la valeur de ce seuil à 0,3 mm/an correspond à une limite pour laquelle le drainage est à l'équilibre et ne permet pas de détecter le taux de soulèvement ?

7 Vers une chronologie du développement pléistocène des réseaux de drainage présents sur les séquences de terrasses coralliennes de l'île de Sumba et de la péninsule de Huon ?

Les réseaux de drainages développés sur les séquences de terrasses coralliennes de l'île de Sumba et de la péninsule de Huon ont évolué différemment.

Sur l'île de Sumba, les précipitations annuelles sont d'environ 450 mm/an et réparties sur six mois de l'année, pendant la saison humide. Le réseau de drainage développé sur les séquences de terrasses coralliennes s'est développé depuis 700 ka (Fig. 107). Durant le stade isotopique 25 (~900 ka), seul un plateau récifal de 2 km par 300 m, émerge ne laissant pas la place à un drainage important de se développer. C'est seulement lors du haut niveau marin corrélé au stade isotopique 17 (~700 ka) que le réseau de drainage s'est mis en place sur ce plateau récifal de 8 km par 8 km (Fig. 107 a). Ce réseau de drainage s'est ensuite développé au fur et à mesure de l'émergence de la séquence de terrasses coralliennes (Fig. 107 b, c et d). Le réseau immature se développe d'abord de façon parallèle sur les terrasses les plus récentes par érosion régressive. Ensuite, au fur et à mesure de son développement, ce réseau s'étend grâce à la migration latérale de ses drains et devient plus dendritique. Cette migration latérale débute après le haut niveau marin corrélé au stade isotopique 7 (Fig. 107 c). Plus le drainage s'étend latéralement, plus le nombre de drain augmente.

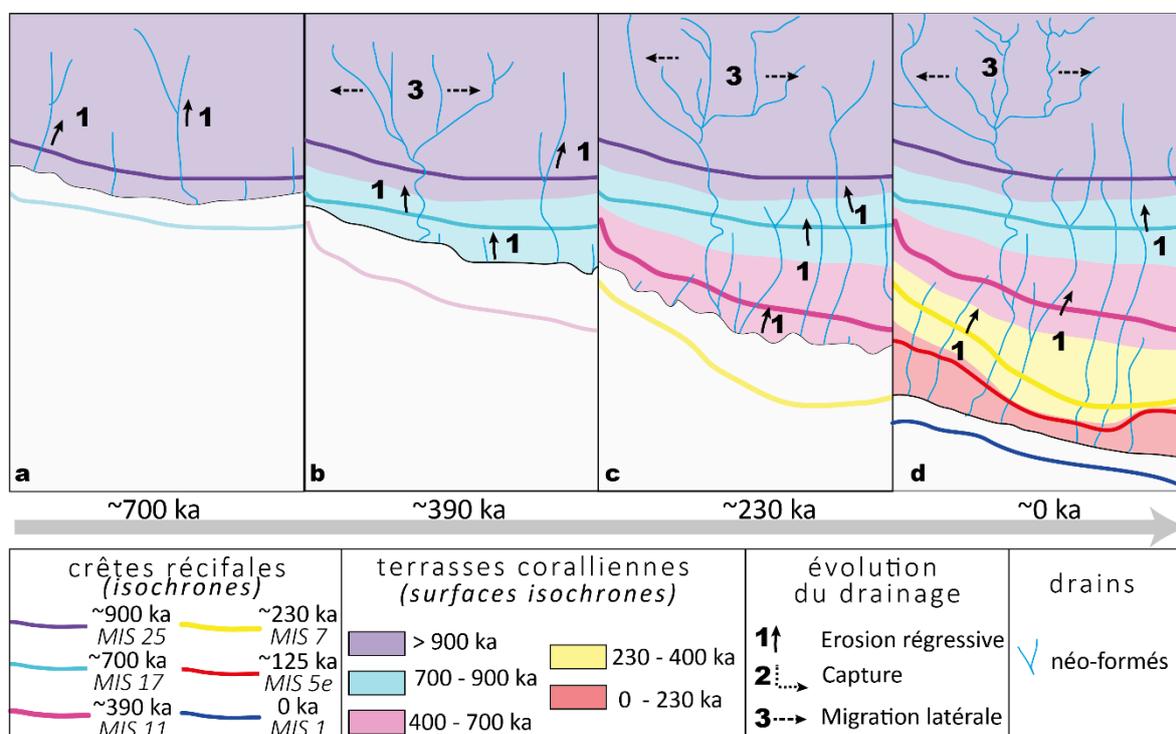


Fig. 107 : Evolution du réseau de drainage développé sur les séquences de terrasses coralliennes de l'île de Sumba depuis le dernier million d'années.

Sur l'île de Sumba, un réseau endokarstique se développe au même rythme que le réseau de drainage aérien et que l'émersion des terrasses. Ce réseau karstique se développe avec le taux de soulèvement faible à modéré inférieur à 0,65 mm/an (Fig. 108). Ce réseau sous-terrain drainant une partie de l'eau disponible et la faible pluviométrie répartie sur six mois de l'année, diminuent le débit hydrique (Q) et le débit solide des drains (Qs). Les récifs coralliens actuels situés aux embouchures des drains côtiers de Sumba ne sont pas perturbés par les faibles charges en suspension et ces faibles apports en eau douce. Les crêtes récifales des récifs frangeants de l'île de Sumba sont donc quasi continues. Au fur et à mesure de l'émersion de la côte nord de l'île, les crêtes récifales fossilisées créent des "barrages naturels" au drainage. Durant l'émersion de ces terrasses coralliennes, le drainage incise la crête récifale. Les profils en long des cours d'eau développés sur les séquences de terrasses coralliennes de l'île de Sumba sont donc marqués par des knickpoints lorsque les drains passent les falaises côtières fossiles présentes dans la partie interne des terrasses.

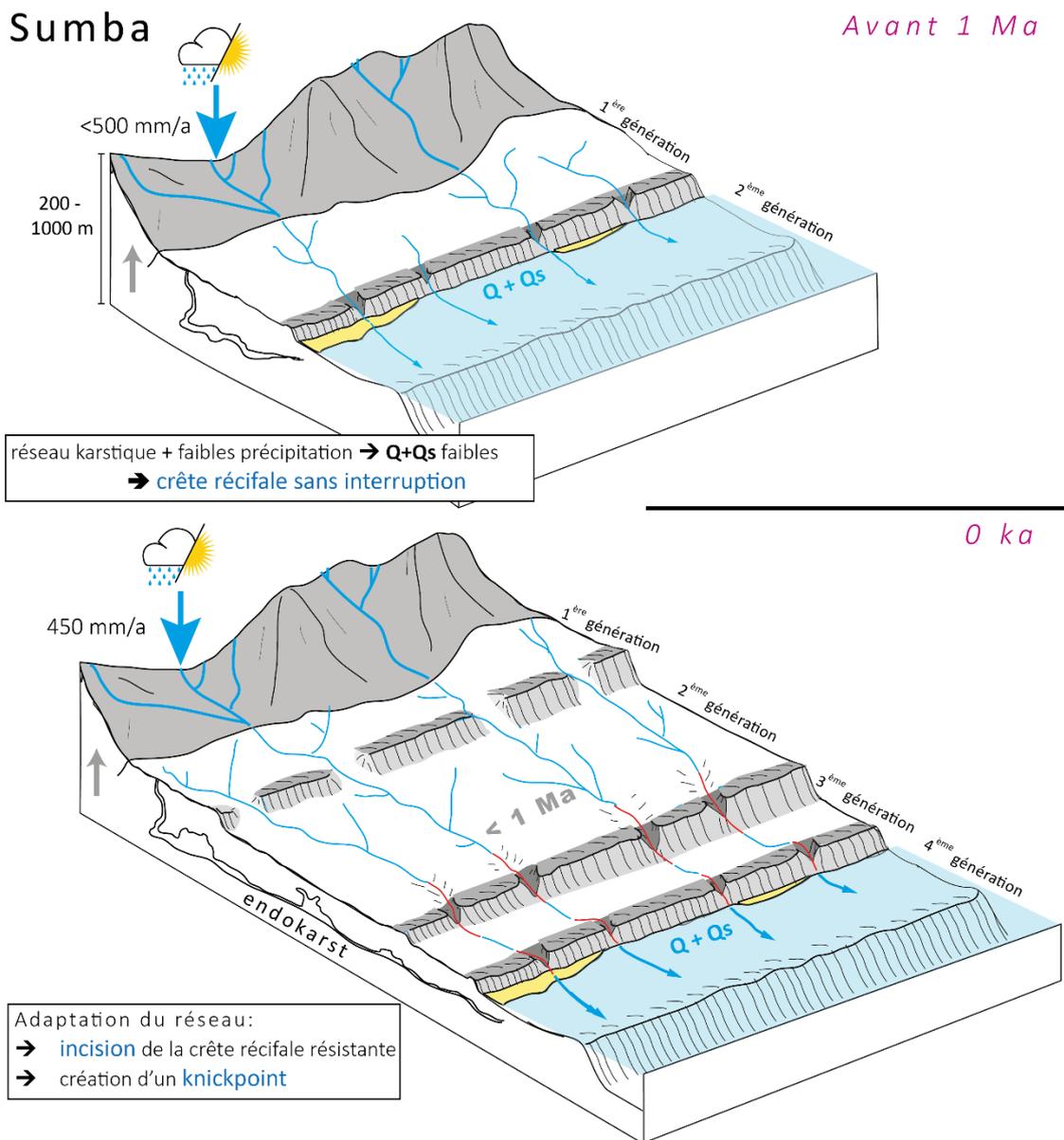


Fig. 108 : Chronologie de la mise en place du réseau de drainage de l'île de Sumba depuis 1 Ma.

Sur la péninsule de Huon, les précipitations sont plus fortes que sur l'île de Sumba ($\sim 3\,500$ mm/an) et répartie tout au long de l'année. Le drainage situé sur la séquence de terrasses coralliennes se développe depuis 400 ka (drains néoformés). Cependant, une grande partie des drains s'est formée avant la séquence de terrasses coralliennes, dans les montagnes de Cromwell (drains antécédents). Les débits solides et liquides sont importants car les pentes de ces drains sont élevées (relief > 2000 m) ainsi que la pluviométrie. Le fort taux de soulèvement (> 1 mm/an) sur la majorité de la zone d'étude, ne permet pas la formation d'un réseau endokarstique. A l'embouchure des rivières antécédentes aux terrasses coralliennes, les coraux ne se développent pas à cause de l'apport d'eau douce et de matière en suspension (Fig. 109 et 110). Soulevées et fossilisées, ces terrasses récifales présentent donc des crêtes récifales discontinues qui vont être

empruntées par les drains. Le réseau de drainage néoformé est affecté, comme sur l'île de Sumba, par les crêtes récifales qui jouent le rôle de barrages naturels (Fig. 109 et 110). Sur la péninsule de Huon, les terrasses coralliennes sont basculées vers le NO ; le réseau de drainage emprunte la ligne de plus grande pente à l'arrière des crêtes récifales pour être capturé par le réseau de drainage antécédent aux terrasses coralliennes. Ce système crée un réseau de drainage en forme de treillis (Fig. 109 et 110).

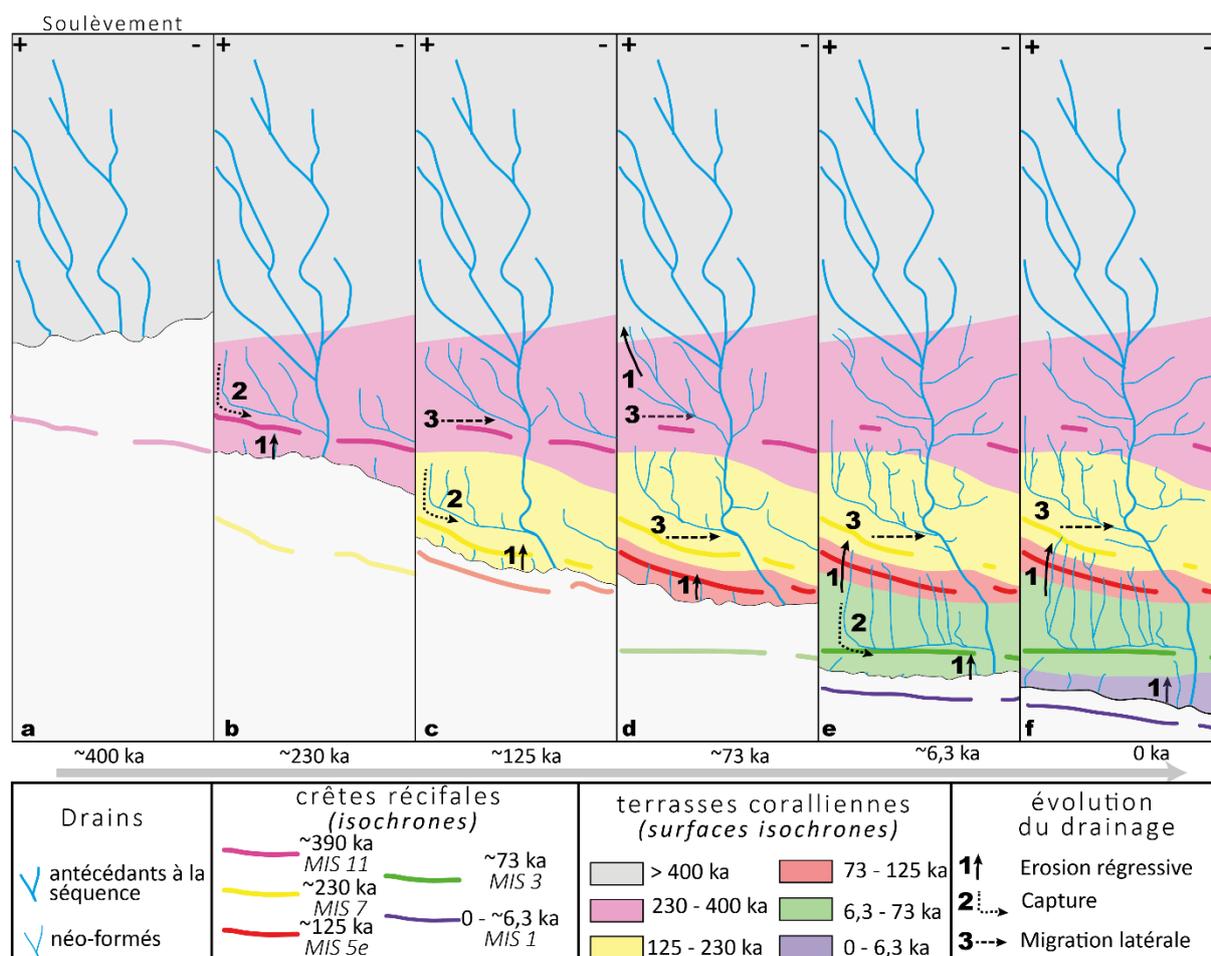


Fig. 109 : Evolution du réseau de drainage développé sur les séquences de terrasses coralliennes de la péninsule de Huon depuis le stade isotopique 11 (390 ± 30 ka).

Le réseau de drainage développé sur la séquence de terrasses de la péninsule de Huon est de type parallèle sur les terrasses les plus basses (< 73 ka) où l'érosion régressive est prédominante (Fig. 110). Comme expliqué précédemment, à partir du stade isotopique 3 (73 ka), le réseau de drainage est sous la forme d'un treillis causé par une succession de captures. Ces captures s'estompent par migration latérale à partir du stade isotopique 7 (~ 230 ka), pour devenir invisibles après 400 ka. L'initiation du réseau de drainage s'effectue par érosion régressive.

Huon

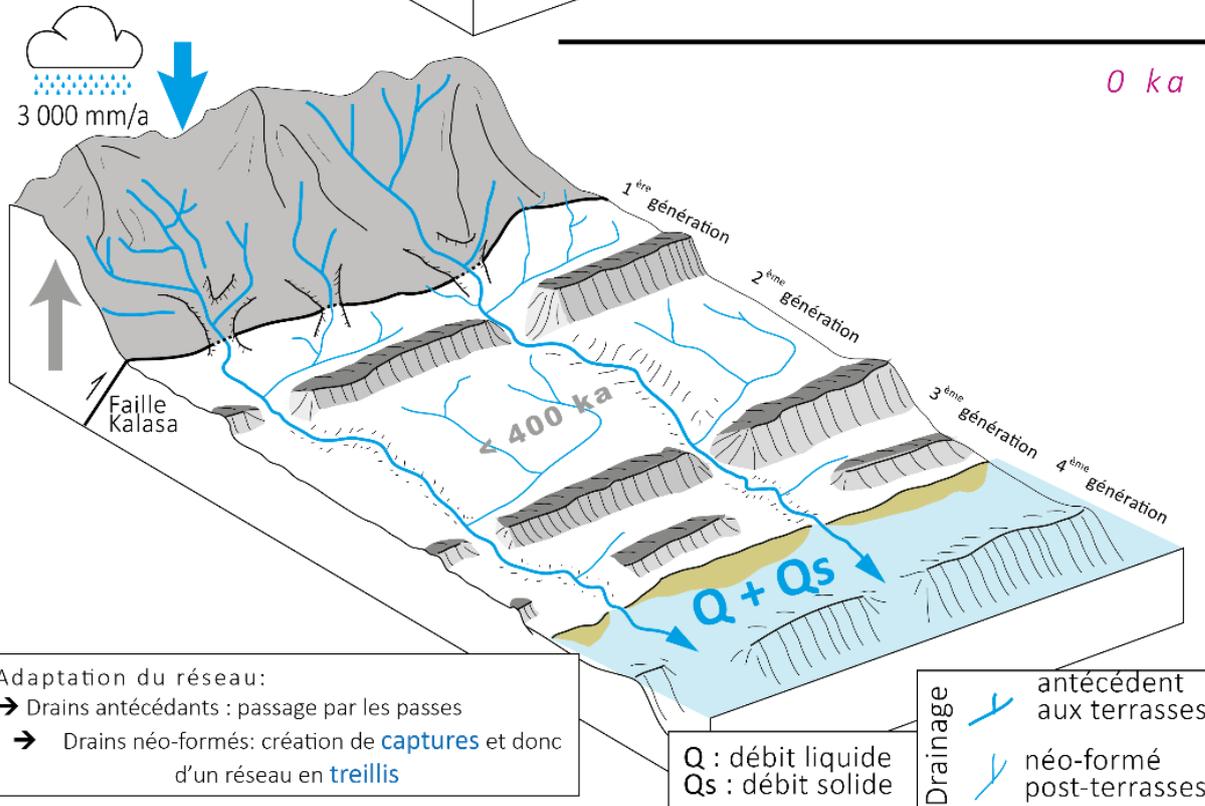
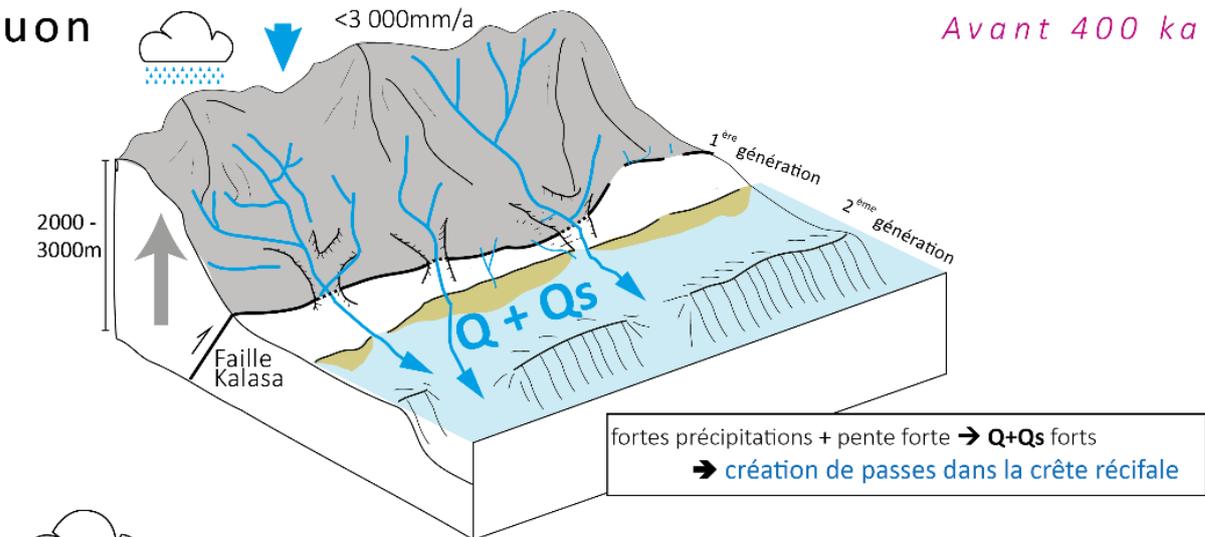


Fig. 110 : Chronologie de la mise en place du réseau de drainage de la péninsule de Huon depuis le stade isotopique 11

Conclusion

L'île de Sumba et la péninsule de Huon sont situées en contexte de marge active et plus particulièrement en zone de convergence. Ces deux zones côtières ont été choisies car elles sont couvertes de séquences de terrasses coralliennes datée jusqu'à 1 Ma sur l'île de Sumba et 400 ka sur la péninsule de Huon. La convergence est enregistrée par ces séquences de terrasses coralliennes sous la forme de soulèvement dont les taux sont compris entre 0,02 et 0,63 mm/an sur l'île de Sumba et entre 0,5 et 4 mm/an. Pour cette étude, huit indices morphométriques ont été extraits à trois échelles différentes : à l'échelle de la zone d'étude, de zones de soulèvement constant, et à l'échelle de bassins versants côtiers. La différence de relief, de taux de soulèvement, et de pluviométrie entre les deux zones engendre des valeurs des indices morphométriques différents. L'analyse à différentes échelles d'extraction a permis de conclure que les indices morphométriques reflètent mieux les taux de soulèvement lorsqu'ils sont extraits par gamme de taux de soulèvement. Ceci est influencé par une lithologie homogène (calcaire corallien) et parce que les indices morphométriques extraits à cette échelle ne reflètent qu'une histoire tectonique récente. Sur la péninsule de Huon, l'incision reflète mieux le taux de soulèvement que sur l'île de Sumba. Cette différence est induite principalement par le faible débit des drains de l'île de Sumba engendré par la différence de pluviométrie (plus importante sur la péninsule de Huon), par le plus faible relief et la karstification des terrasses coralliennes (Fig. 111 et 112). Les profils en long permettent de mettre en évidence les drains à l'équilibre. Sur l'île de Sumba, la pente des drains permet de mettre en évidence les paléofalaises de la séquence de terrasses coralliennes. Enfin, nous avons pu établir une évolution chronologique de l'établissement du réseau de drainage développé sur les séquences de terrasses coralliennes au fur et à mesure de leur émergence (Fig. 111 et 112). Cette évolution permet également de comprendre pourquoi l'organisation du réseau de drainage développé sur ces séquences est si particulière : parallèles sur les terrasses les plus récentes et dendritique pour les terrasses les plus anciennes (1 Ma pour l'île de Sumba et 400 ka pour la péninsule de Huon). Entre les deux stades, le réseau de drainage est en treillis.

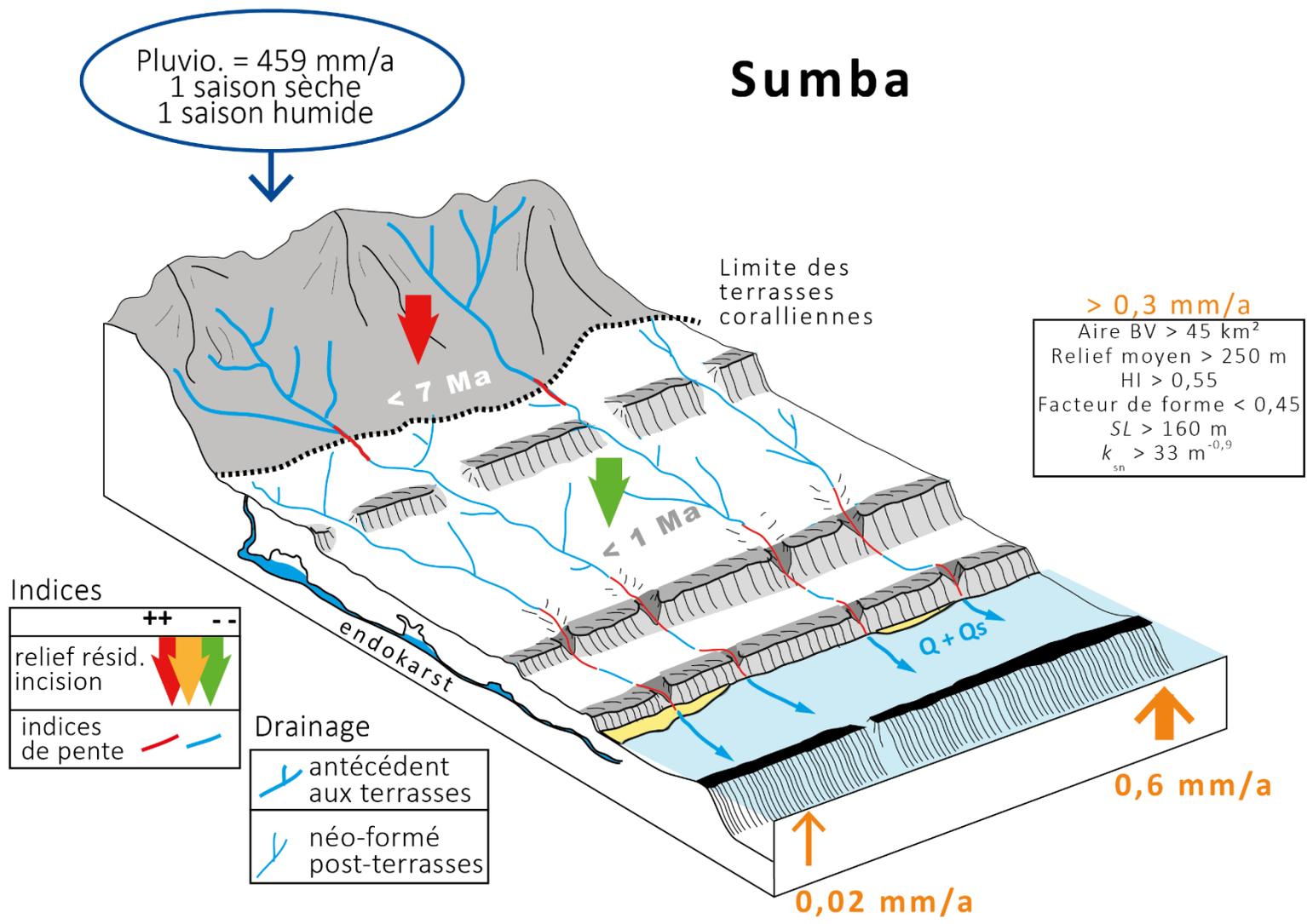


Fig. 111 : Evolution du réseau de drainage à la surface de la séquence de terrasses coralliennes de l'île de Sumba.

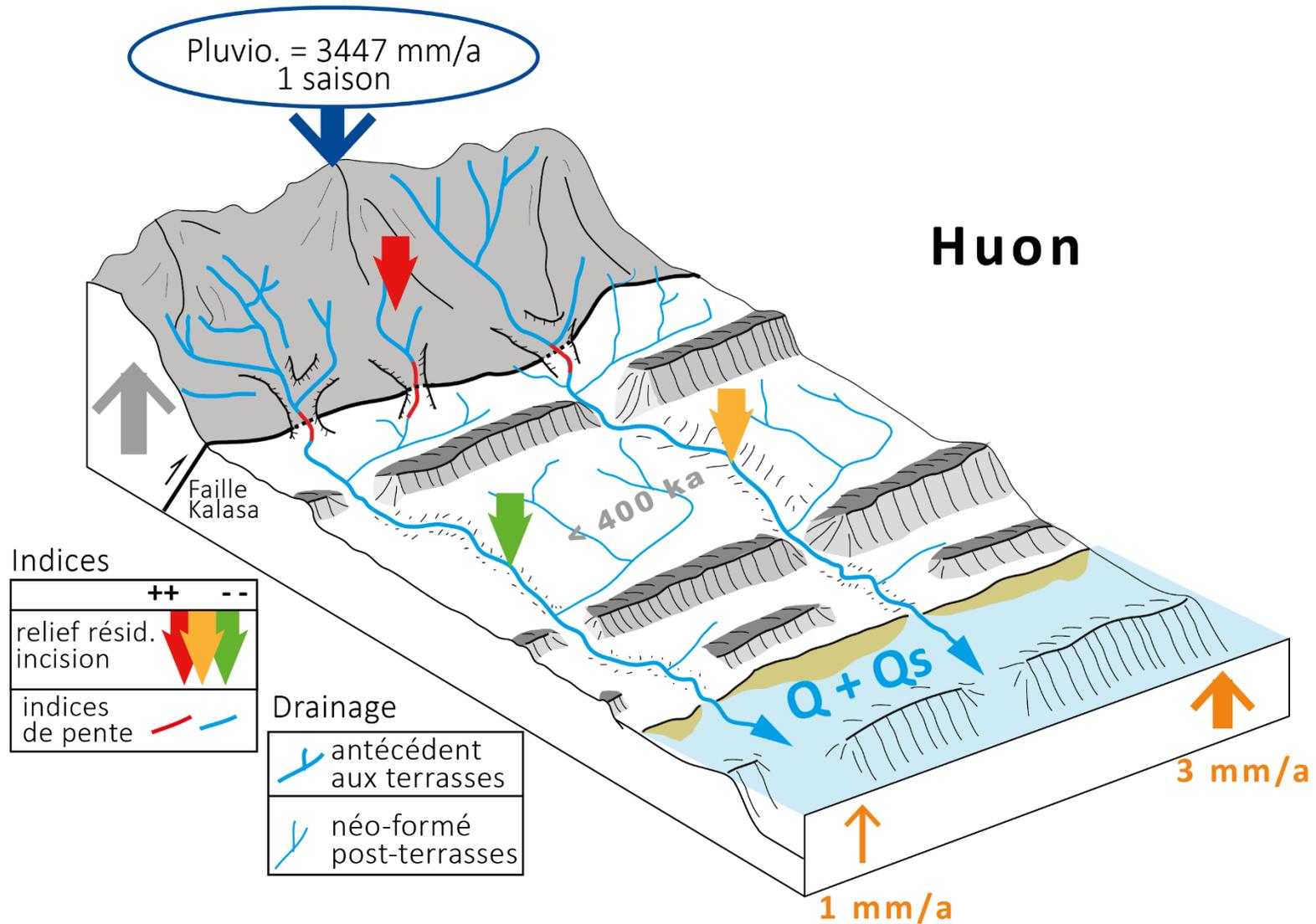


Fig. 112 : Evolution du réseau de drainage à la surface de la séquence de terrasses coralliennes de la Péninsule de Huon.

Partie III Evolution des réseaux de drainage côtiers en contexte de marge passive

Le Nord Cotentin (France)

Introduction

L'objectif de cette troisième partie est d'étudier le réseau de drainage développé sur une séquence de ligne de rivages fossiles située dans un contexte de marge passive en climat tempéré. Cette étude concerne pour cela le Nord Cotentin. Le Cotentin est une péninsule de 45 x 45 km dont la séquence de lignes de rivages fossiles comprend des terrasses marines surplombées par des rasas. La séquence de terrasses marines est développée, sur une largeur supérieure au kilomètre, dans le Val de Saire (NE Cotentin) et sur la pointe de la Hague (NO Cotentin) (Fig. 113).

Les prospections de terrains réalisées sur toute la péninsule du Cotentin ont permis de cibler notre étude sur la pointe de la Hague car :

- la séquence de terrasses marine n'a pas été étudiée dans sa totalité sur la zone,
- le réseau de drainage est bien développé,
- la diversité des côtes (côte à falaises, rocheuses, sableuses, graveleuses ...) est grande et permet d'avoir une bonne représentation des côtes.

Cette partie consacrée à l'étude des rivières érodant la séquence de terrasses marines et rasas de la pointe de la Hague (NO Cotentin) est organisée en quatre chapitres. Le premier chapitre traite du contexte géodynamique et géologique de cette région tandis que le deuxième chapitre s'intéresse au protocole d'étude mis en œuvre. Enfin les chapitres 3 et 4 concernent les résultats obtenus et les discussions résultantes.

Chapitre 1 Le Cotentin, une péninsule armoricaine soulevée au tardi-Cénozoïque

1 Présentation générale de la péninsule de Cotentin

La péninsule du Cotentin se trouve à la frontière entre deux grandes entités géologiques et géomorphologiques : le Massif armoricain et le Bassin parisien (Dugué, 2007). Cette région est bordée par la mer de la Manche, une mer épicontinentale peu profonde souvent émergée en période glaciaire.

1.1 Localisation de la pointe de la Hague

Le golfe Normand-Breton est une unité de la mer de la Manche, borde les côtes occidentales de la péninsule du Cotentin et les côtes septentrionales de la Bretagne. Dans ce golfe se trouvent les îles Anglo-Normandes (Alderney, Guernesey, Jersey, les Minquiers et Chausey) (Fig. 113). Situé dans le Nord du Massif armoricain, le Cotentin forme une péninsule s'avancant dans les eaux de la Manche. Le Cotentin est marqué par deux caps rocheux situés au NE (Val de Saire) et au NO (pointe de la Hague).

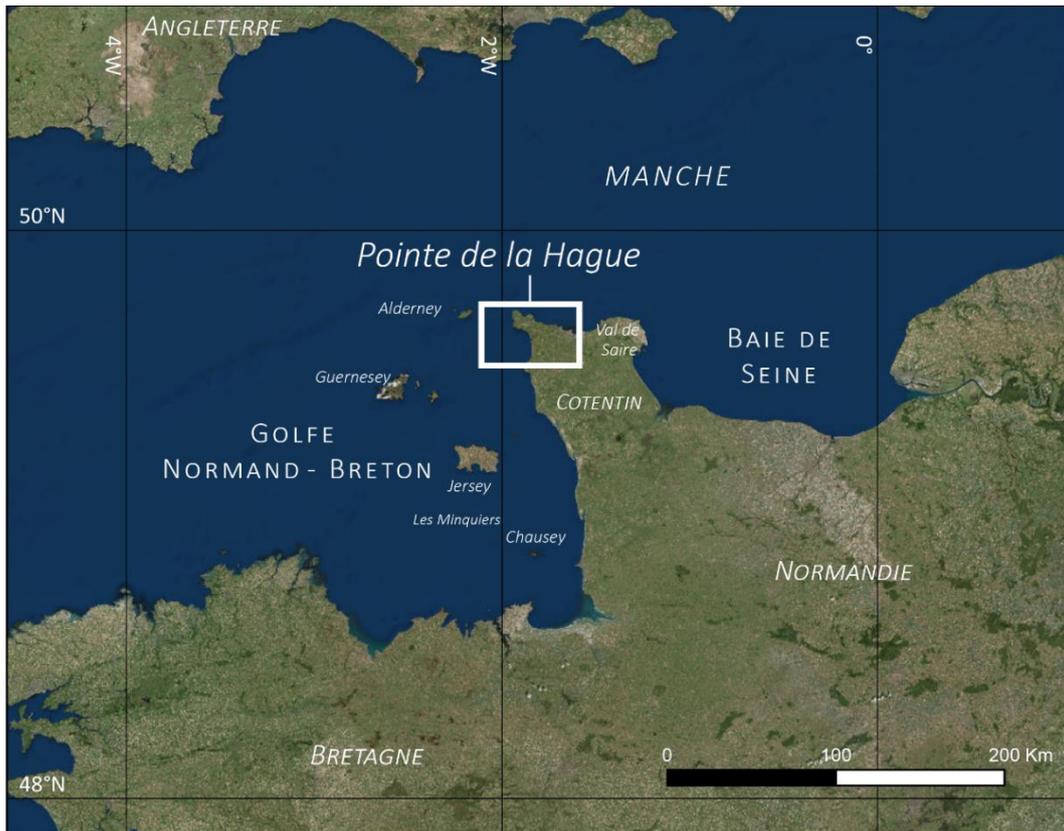


Fig. 113 : Localisation de la pointe de la Hague

La pointe rocheuse de la Hague, située au NO de la presqu'île du Cotentin s'étend sur environ 15 km de longueur et sur 5 à 6 km de largeur. Son sommet culmine à 180 m près de Beaumont-Hague (Fig. 114). La pointe de la Hague est constituée de plusieurs baies et anses : l'anse de Vauville au SO, la baie d'Ecalgrain au NO, l'anse St Martin au Nord et la baie d'Urville au NE. Ces baies et anses sont délimitées par plusieurs caps : le cap de la Hague (situé à l'extrême Nord de la pointe de la Hague), le nez de Jobourg (situé à l'extrême Ouest) et la pointe de Jardeheu. Plusieurs cours d'eau majeurs entaillent le relief de la pointe de la Hague. La Divette dont l'embouchure se situe à Cherbourg a le plus grand bassin versant du Nord Cotentin. La rivière des Sablons au SO, le Castelets et la Biale au NE sont d'autres cours d'eau majeurs de la pointe de la Hague.

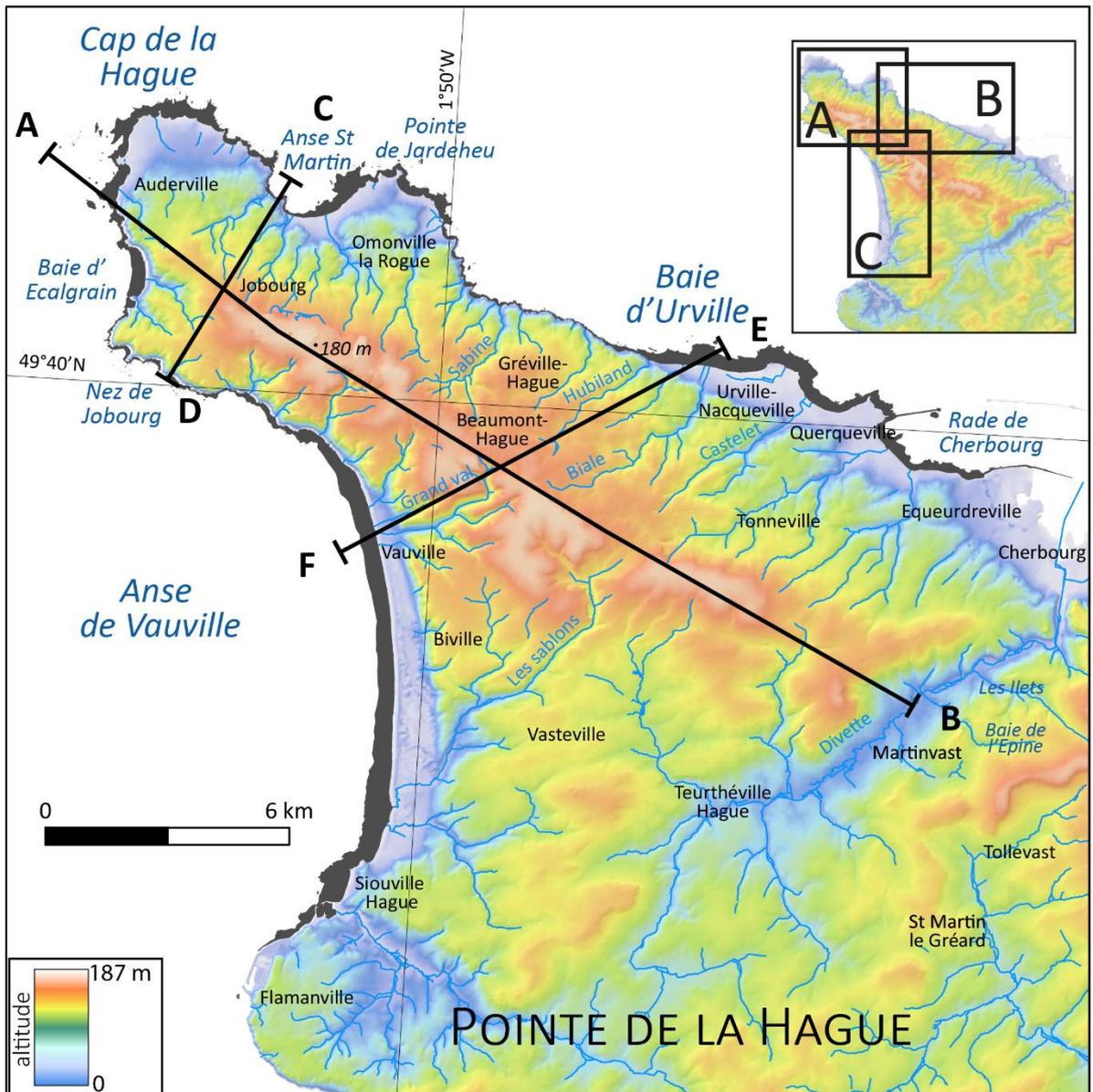


Fig. 114 : Toponymie de la pointe de la Hague, en noir le nom des localités, en bleu italique la physiographie de la côte, en bleu le nom des cours d'eau majeurs. Les encarts A, B et C correspondent aux zooms réalisés pour les Fig. 115, 116 et 117 . Les transects altitudinaux AB, CD et EF sont représentés Fig. 118.

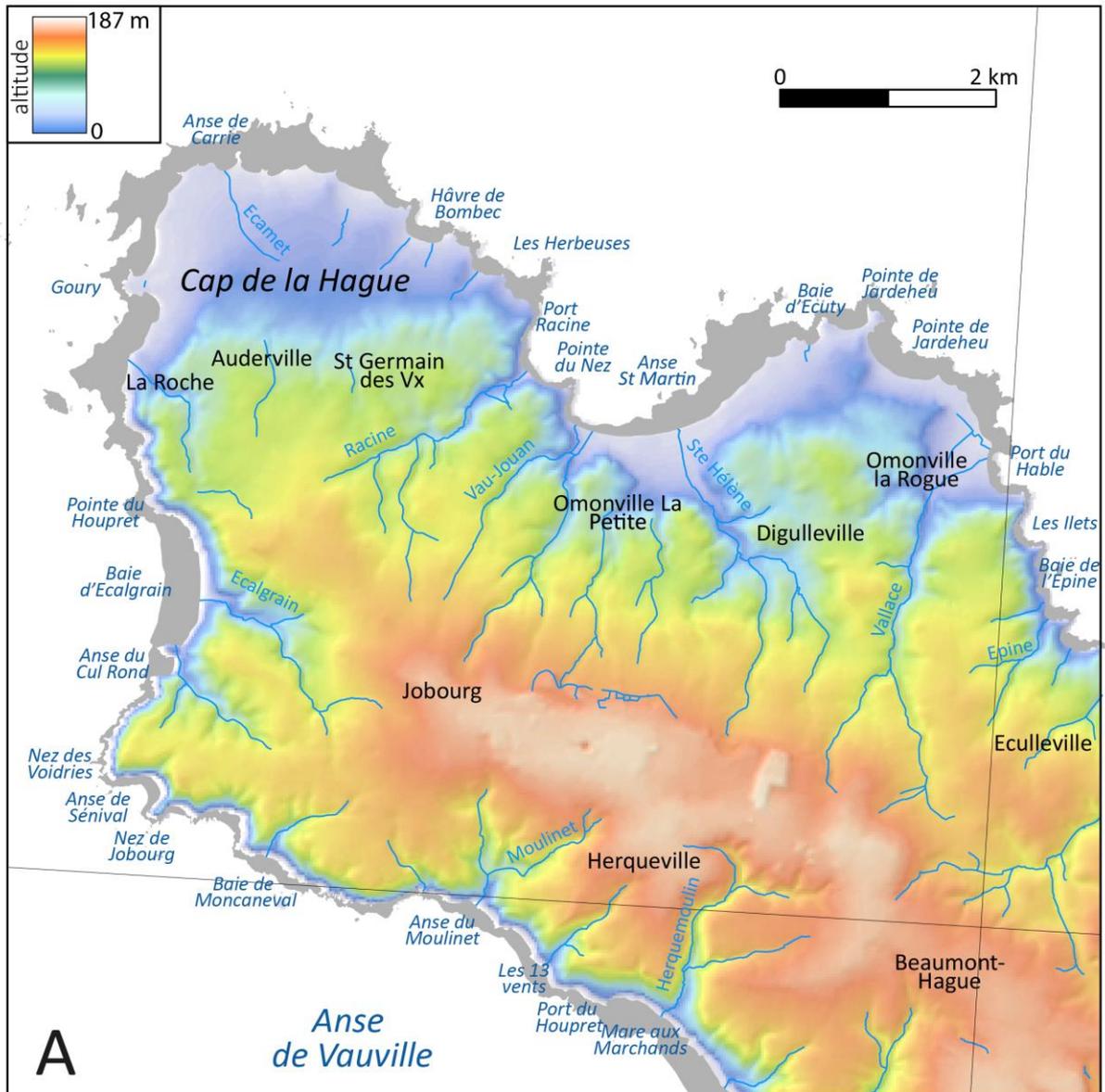


Fig. 115 : Toponymie du cap de la Hague, en noir le nom des localités, en bleu italique la physiographie de la côte, en bleu le nom des cours d'eau majeurs, en noir italique le nom des lieux remarquables.

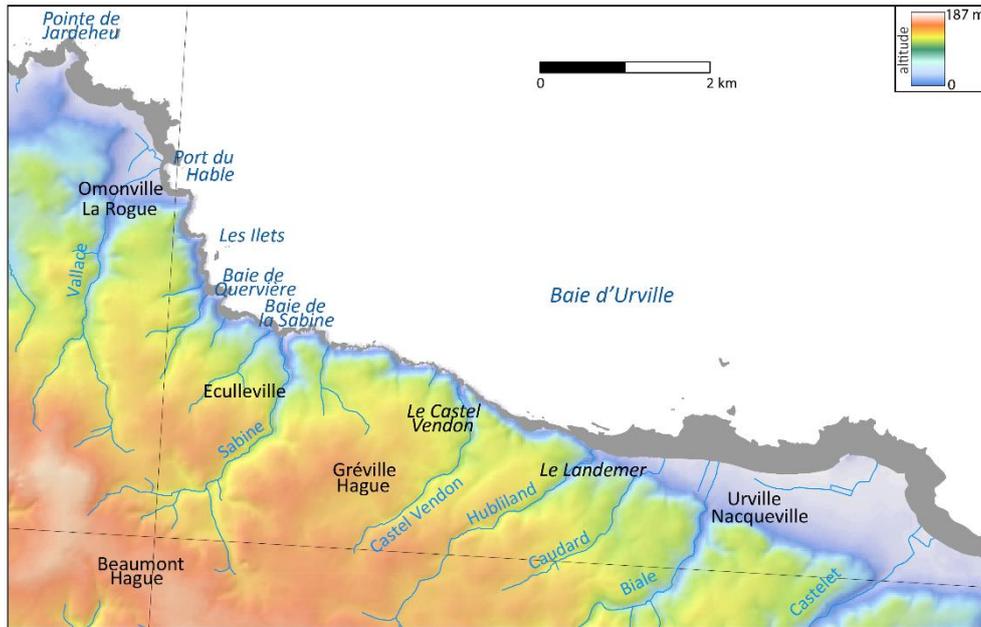


Fig. 116 : Toponymie de La baie d'Urville, en noir le nom des localités, en bleu italique la physiographie de la côte, en bleu le nom des cours d'eau majeurs, en noir italique le nom des lieux remarquables.

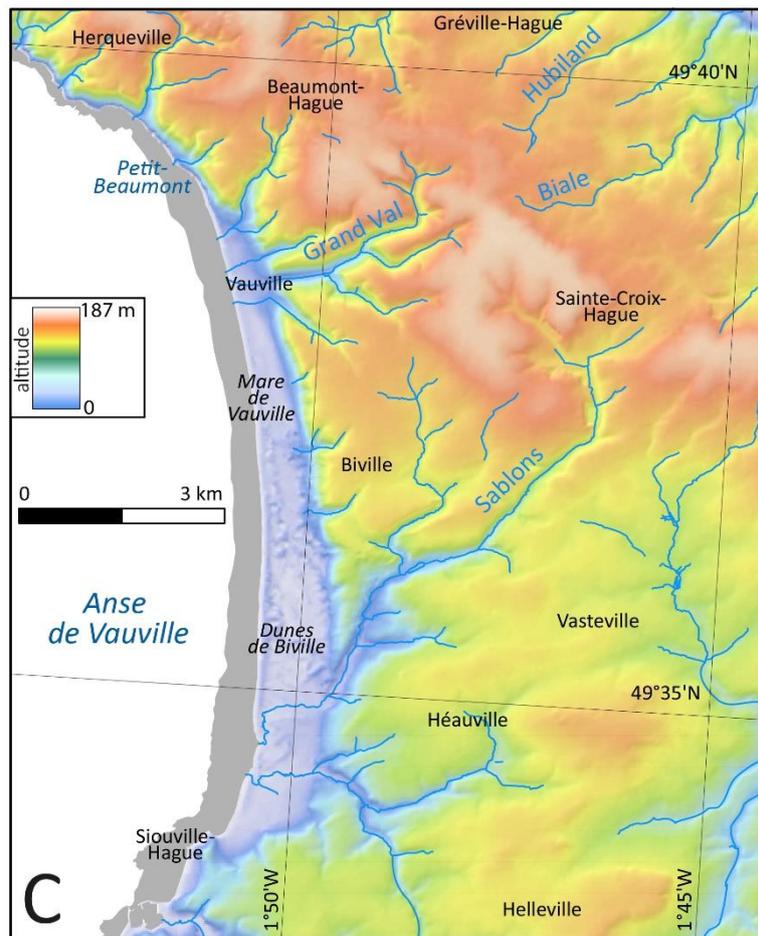


Fig. 117 : Toponymie de l'anse de Vauville, en noir le nom des localités, en bleu italique la physiographie de la côte, en bleu le nom des cours d'eau majeurs, en noir italique le nom des lieux remarquables.

1.2 La côte et le relief de la pointe de la Hague

La pointe de la Hague d'orientation NO-SE s'avance vers la mer à une altitude moyenne de 100 m. Sa partie sommitale culmine à une altitude de 180 m (Fig. 114 et 118).

1.2.1 Le relief de la pointe de la Hague

La pointe de la Hague est marquée par un plateau sommital situé à 180 m d'altitude qui correspond au sommet de la séquence de lignes de rivages fossiles : la rasa sommitale. Ce plateau est incisé par un réseau de drainage très développé au SE (la Divette). Ce plateau d'orientation NO-SE se termine au NO par une zone basse : une séquence de terrasses marines et au SE par la vallée de la Divette (Fig. 118 a). Ce plateau sommital est entouré au NE par des zones comprises entre 10 m (Urville, 118 c) et 50 m (Port racine, 118 b), au SO par des zones comprises entre 20 m (Vauville, 118 c) et 80 m (Moncaneval, 118 b).

Sur une orientation NE-SO, le relief de la pointe de la Hague est dissymétrique. Entre Port-Racine et Moncaneval, la pente est plus forte sur le versant SO alors qu'entre Urville et Vauville, la pente est plus forte sur le versant NE.

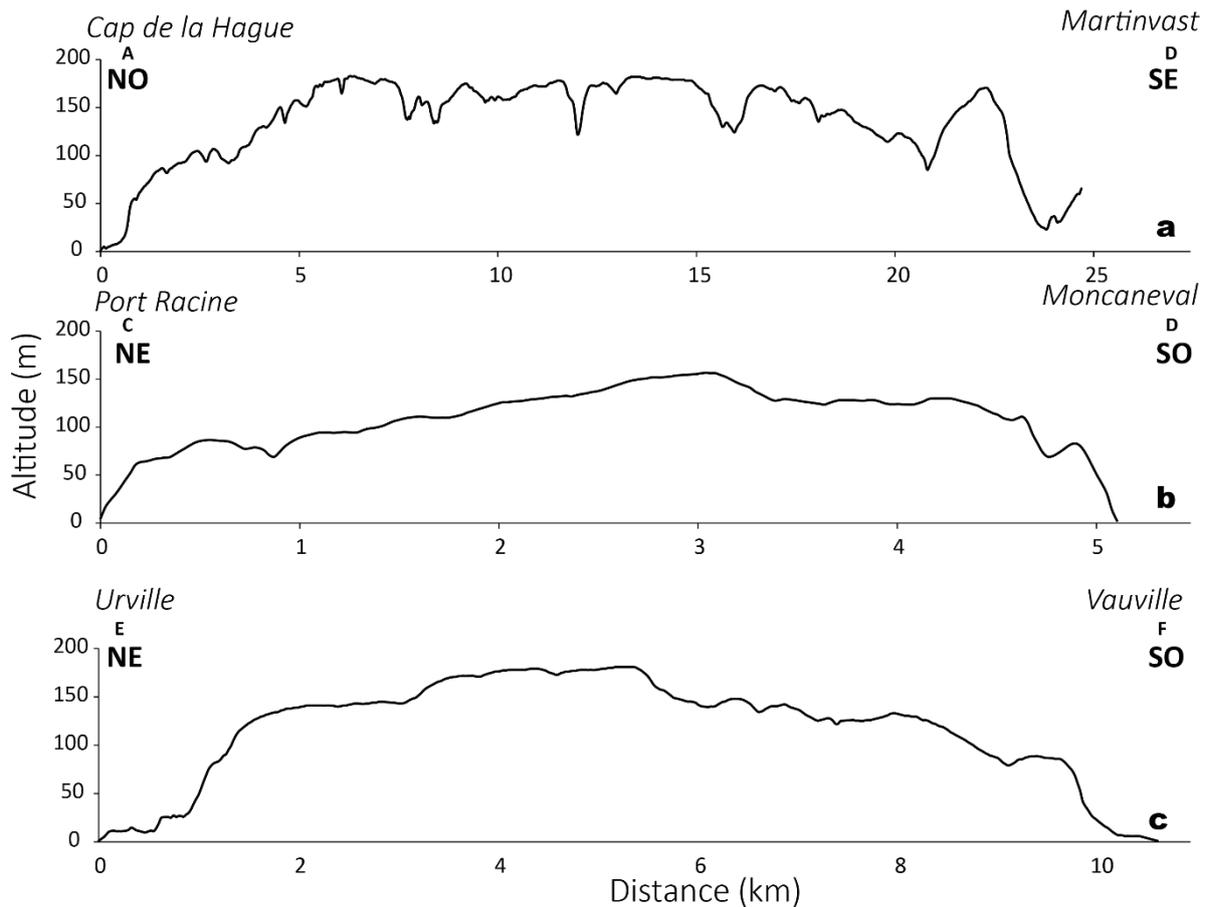


Fig. 118 : Transects altitudinaux réalisés sur la pointe de la Hague, a) Transect NO-SE entre le cap de la Hague et Martinvast, b) Transect NE-SO entre Port-Racine et la baie de Moncaneval, c) Transect NE-SO entre Urville et l'anse de Vauville

1.2.2 La côte de la pointe de la Hague

Au SO une côte basse sableuse s'étend sur plusieurs kilomètres et est surmontée par un système dunaire. Cette côte sableuse devient graveleuse et surplombée par des falaises de plusieurs dizaines de mètres au Nord de l'anse de Vauville. Entre Herquemoulin et le cap de la Hague, ces falaises surmontent un estran à tendance rocheuse. La côte est graveleuse à rocheuse selon les endroits entre le cap de la Hague et Omonville-La-Rogue. Elle est découpée par un grand nombre de baies et caps rocheux. Entre Omonville-La-Rogue et le Landemer, l'estran à tendance rocheuse est surplombé par de hautes falaises (hauteur entre 10 et 40 m). Enfin entre le Landemer et Cherbourg la côte est sableuse sans falaises.

1.3 Climat et hydrodynamique de l'Ouest du Cotentin

Le climat du Cotentin est de type tempéré humide et précisément de type océanique caractérisé par une faible amplitude thermique, avec des étés frais et des hivers doux Kottek et al. (2006). Cependant, la pointe de la Hague est le lieu d'un microclimat influencé par la proximité de la mer et de l'altitude importante.

De manière générale, les vents dominants proviennent du SO, selon la station météo AREVA située à Jobourg à une altitude de 170 m (*Dossier de demande d'autorisation de modification - établissement de la Hague*, 2013) (Fig. 119). La deuxième direction privilégiée de ces vents est exactement opposée, soit NE. Ces vents, parfois violents (plus de 100 km/h au cours des tempêtes), sont souvent accompagnés de précipitations.

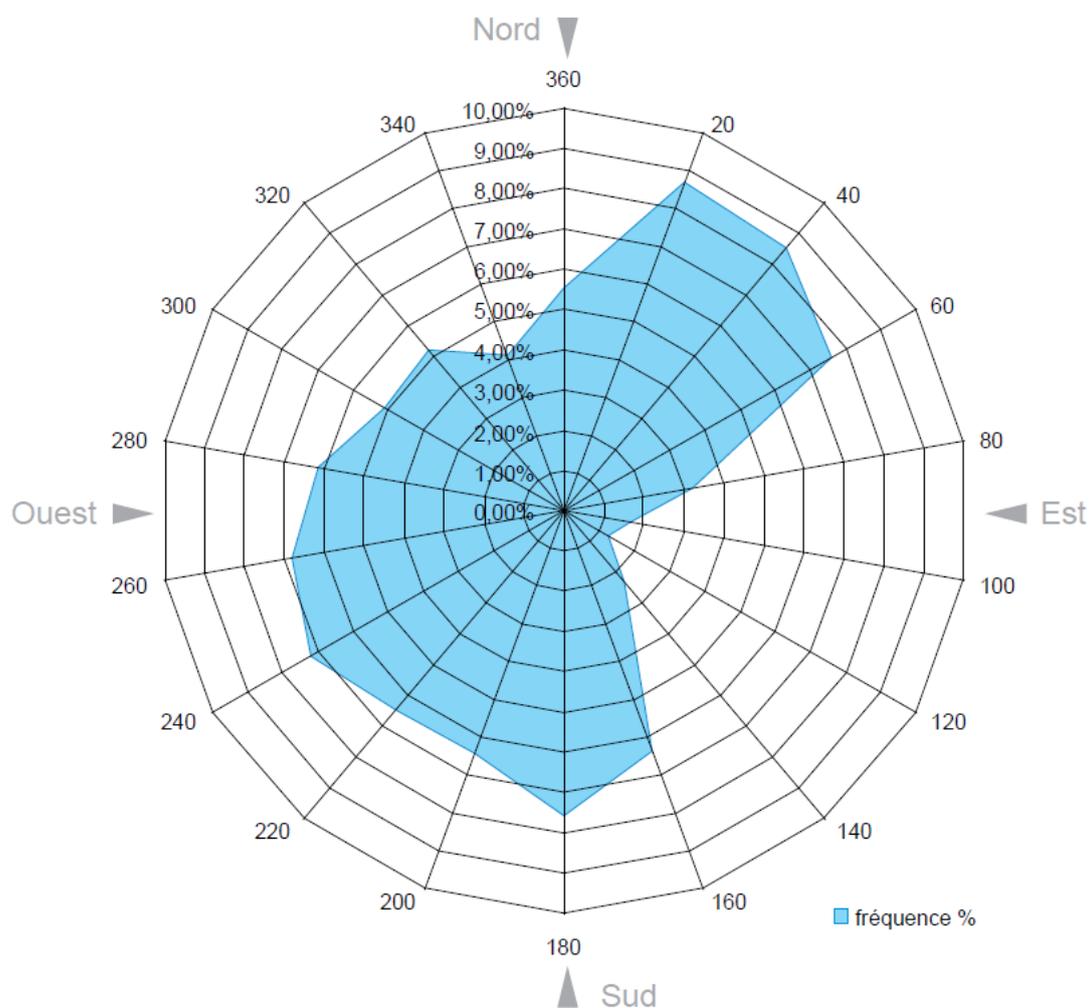


Fig. 119 : Fréquence des directions du vent (en %) pour l'année 2010. Données provenant de la station météo AREVA située à Jobourg à 170 m d'altitude (*Dossier de demande d'autorisation de modification - établissement de la Hague*, 2013)

La moyenne annuelle des températures se situe entre 10°C et 11°C, avec une faible amplitude thermique selon la station météo AREVA (*Dossier de demande d'autorisation de modification - établissement de la Hague*, 2013). La moyenne annuelle des précipitations pour la région est de 970,8 mm pour la période 1964-2010 (*Dossier de demande d'autorisation de modification - établissement de la Hague*, 2013). La saison pluvieuse se situe d'octobre à janvier, avec un maximum généralement en novembre-décembre.

La Manche est une mer épicontinentale de faible profondeur (Larsonneur, 1971). Elle communique au Nord avec la mer du Nord et s'ouvre à l'Ouest sur l'océan Atlantique. Elle forme un couloir dissymétrique large de 175 km à l'Ouest (Manche occidentale) et de 35 km à l'Est (Manche orientale), avec un resserrement médian de 90 km au Nord du Cotentin.

Deux types de courants commandent la dynamique sédimentaire et la circulation des masses liquides : les courants de marées et le courant de dérive littorale.

Les courants engendrés sont très puissants car la position de la péninsule du Cotentin est perpendiculaire à la progression de l'onde de marée venant de l'Atlantique et la bathymétrie augmente d'Ouest en Est.

La Manche est affectée par des marées mégatidales, le marnage de la pointe de la Hague est donc compris entre 0,5 et 10 m⁽¹⁾. Les vitesses des courants sont en général de 3 à 4 nœuds, atteignent localement 10 nœuds au large cap de la Hague et 7 nœuds au large du nez de Jobourg² (Fig. 120).

¹ <http://www.shom.fr/>

² <http://www.previmer.org/>

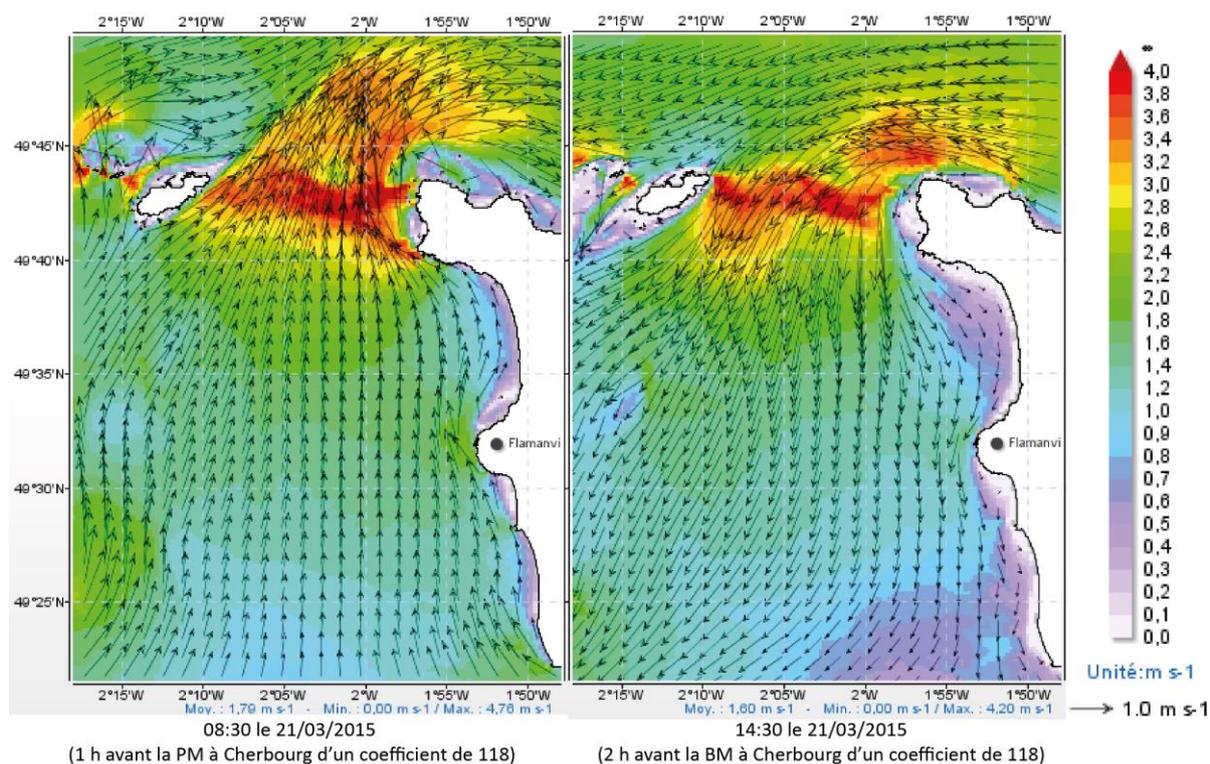


Fig. 120 : Direction et intensité des courants marins moyen¹ sur la verticale une 1 h avant la pleine mer à Cherbourg d'un coefficient de 118 où le courant de flot est le plus fort et 2 h avant la basse mer à Cherbourg d'un coefficient de 118 où le courant de jusant est le plus fort.

La bouée située au large de Cherbourg montre que la direction de provenance de la houle principale est NO avec une orientation secondaire NE (Fig. 121 et 122 a). La bouée située entre l'île de Jersey et le Nord de la Bretagne (Fig. 121 et 122 b), au (SE de la zone d'étude), montre que l'orientation principale de la houle est ONO (*Rapport de campagne Candhis, bouée de Cherbourg (extérieur)*, 2014).

¹ Données Prévimer provenant d'une modélisation Mars2D (<http://www.previmer.org/>)



Fig. 121 : Localisation des bouées du projet Candhis dans le golfe Normand Breton.

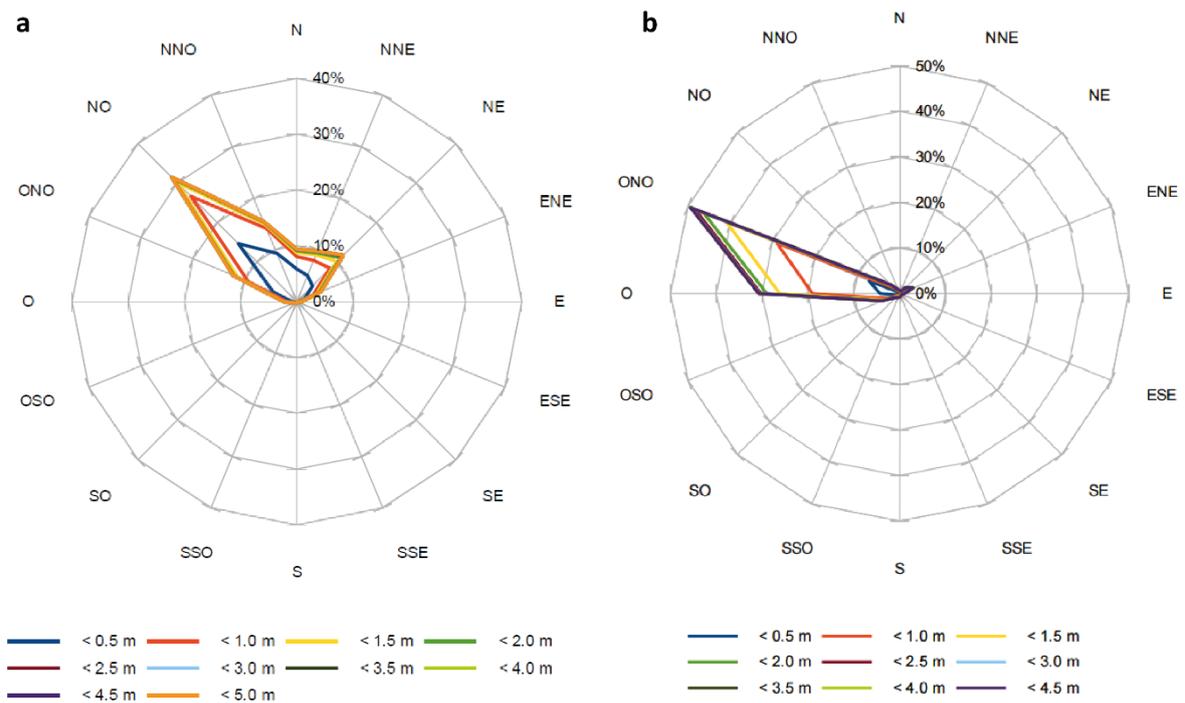


Fig. 122 : Répartition des hauteur de houle en fonction des directions de provenance des houles, données du projet Candhis, a) bouée situé au large de Cherbourg et b) bouée située au Sud de Jersey (*Rapport de campagne Candhis, bouée de Cherbourg (extérieur), 2014*)

2 Géologie et géomorphologie du Nord Cotentin

Le socle de la pointe de la Hague s'est mis en place du Protéro- au Paléozoïque et au cours de trois orogénèses. Ce socle a subi ensuite une longue période d'émersion et d'aplanissement du Mésozoïque au Cénozoïque. Enfin, au tardi-Cénozoïque le faible soulèvement ($\approx 0,065$ mm/an, Coutard et al. (2006)) permet l'émersion d'un archipel. Cette émersion fossilise les permanences de hauts niveaux marins d'abord sous la forme d'une séquence de rasas puis de terrasses marines. Au fur et à mesure de son émersion, un réseau de drainage entaille cette séquence.

2.1 Protéro- et Paléozoïque : formation du socle de la pointe de la Hague

Le substratum de la pointe de la Hague regroupe les terrains protéro- et paléozoïques du Massif armoricain formés durant trois phases orogéniques : Icartienne, Cadomienne et Varisque entre lesquelles s'intercalent des phases de sédimentation (Dupret et Dissler, 1986).

Les trois orogénèses successives, subies par les terrains constituant la pointe de la Hague, ont formé de nombreuses structures tectoniques. Leurs orientations préférentielles sont de N 70° pour les structures cadomiennes et N 120° pour les structures varisques (Gresselin, 1990).

Au SO de la pointe de la Hague est caractérisée par la présence de deux synclinaux : le synclinal de Jobourg et le synclinal de Siouville d'orientation N 120° (Gresselin, 1990)(Fig. 123). Ces synclinaux sont composés de roches sédimentaires paléozoïques datant du Cambrien de l'Ordovicien et du Silurien et déformées lors de l'orogénèse varisque (Dupret et Dissler, 1986). Le synclinal de Jobourg est situé dans l'anse d'Ecalgrain et déforme des grés et des schistes ordoviciens (grés de May et schistes de d'Urville) (Gresselin, 1990). Dans l'anse de Vauville, le synclinal de Siouville affecte des sédiments siluriens (ampélites et calcaires) à cambriens (grés feldspathiques indifférenciés).

Des granites cadomiens affleurent au Nord de l'anse de Vauville, et sur tout le littoral Nord de la pointe de la Hague entre le cap de la Hague et Querqueville (Graindor, 1963) (Fig. 123). Entre le synclinal de Siouville et celui d'Ecalgrain, affleurent des granites cadomiens (granites d'Auderville et du Thiébot et granodiorite) et entre le nez de Jobourg et la baie d'Ecalgrain des orthogneiss et paragneiss reliques de l'orogénèse Icartienne (Gresselin, 1990).

Au Nord du synclinal de Jobourg affleure le seul granite varisque de la pointe de la Hague : le granite du Calenfrier (Fig. 123). Les littoraux du cap de la Hague et de l'anse Saint-Martin sont

composés majoritairement de granites d'Auderville. La pointe de Jardeheu est taillée dans le granite de Gréville. La côte Nord située entre la pointe de Jardeheu et Urville-Nacqueville est composée de granites écrasés cadomiens. Des filons magmatiques varisques (dolérites, lamprophyres) recoupent la plupart de ces granites. L'estran sur la côte d'Urville Nacqueville est sculpté dans des siltites briovériennes et des chloritoschistes. Le centre de la pointe de la Hague est composé de schistes et grés indifférenciés cambriens.

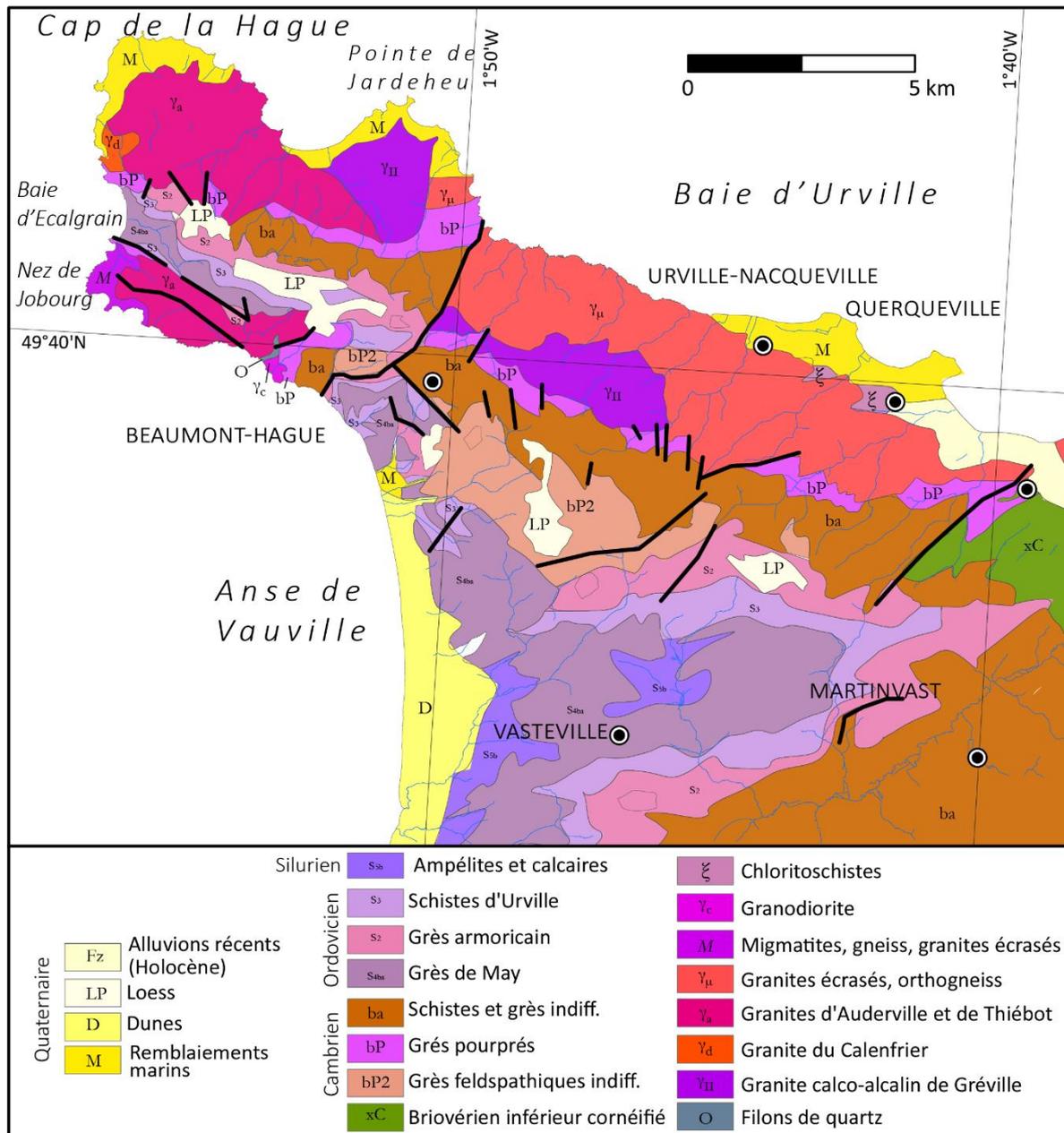


Fig. 123 : Géologie de la pointe de la Hague (synthèse des cartes de Graindor, (1963) et Dupret et Dissler (1986))

2.2 Evolution du Nord Cotentin ante-rasas

Après la formation du socle de la pointe de la Hague, cette dernière subit une période de continentalisation présentant néanmoins des incursions marines.

Le Mésozoïque est une période où le Nord Cotentin et donc la pointe de la Hague sont émergés. Cette continentalisation est responsable de la genèse de grands aplanissements du relief varisque (Klein, 1975) et de l'alimentation en matériel détritique du bassin de Carentan (Sud Cotentin) (Baize, 1998). La surface d'aplanissement ainsi créée se nomme surface d'érosion post-hercynienne. Des argiles à silex et débris d'échinides ont été retrouvées, reposant sur le granite de Flamanville, résidus d'une incursion marine au Cénomaniens (Bigot, 1900 ; Dugué et al., 2005; Bessin, 2014).

Au cours du Cénozoïque, le Cotentin connaît des phases de sédimentation et de continentalisation rendant la surface des terres émergées armoricaines très fluctuante (Guilcher, 1949 ; Baize, 1998 ; Van Vliet-Lanoë et al. 2002 ; Dugué et al. 2005b, 2009) (Fig. 124 et 125).

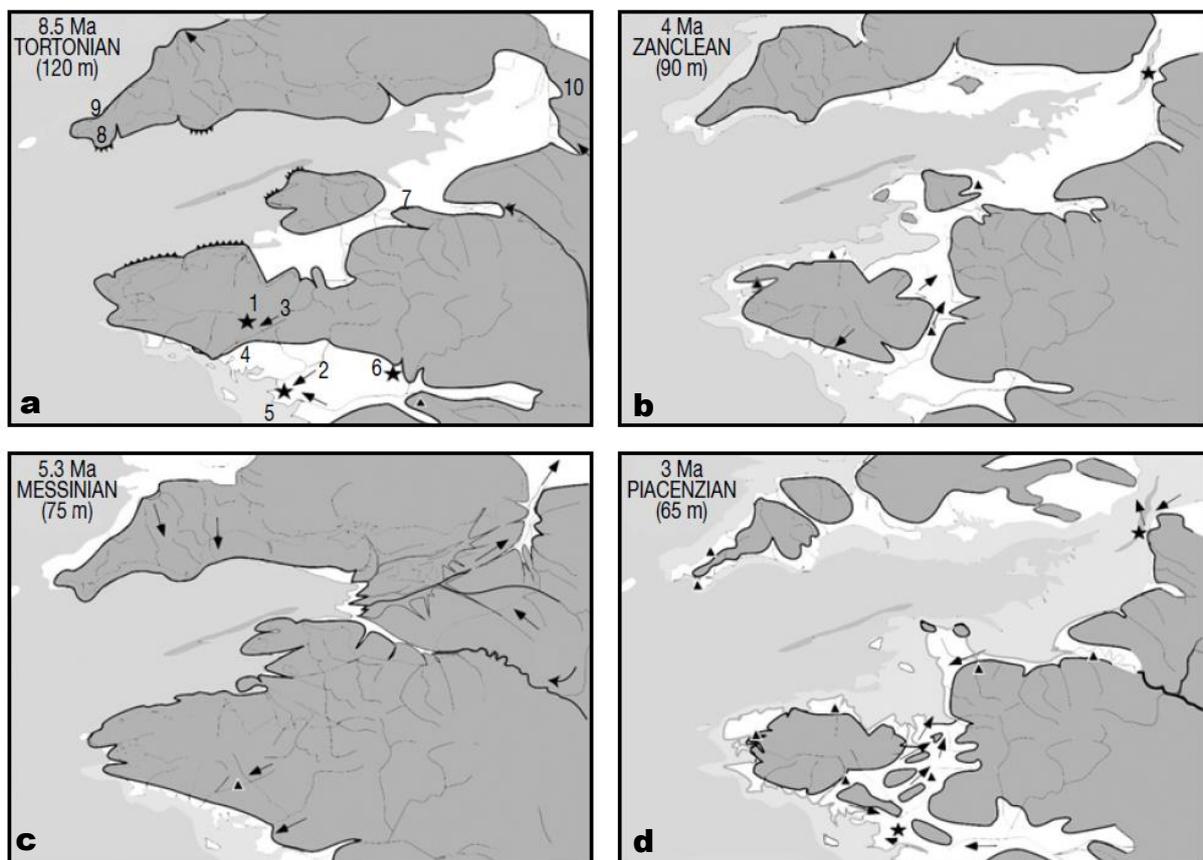


Fig. 124 : Paléogéographie de la Manche au Mio-Pliocène, les paléo-courants sont indiqués par des flèches et les indications en mètres sont les paléo-niveaux marins (Van Vliet-Lanoë et al., 2002) a) Tortonien ($\approx 8,5$ Ma), b) Zancéen (≈ 4 Ma), c) Messinien ($\approx 5,3$ Ma) et d) Piacézien (≈ 3 Ma)

Au Paléocène, des déformations à grandes longueurs d'onde et faibles amplitudes affectent la bordure Nord-Armoricaine (Cotentin) (Dugué et al., 2005). Ces mouvements tectoniques permettant l'émergence de l'Armorique sont compensés par l'altération liée aux climats subtropicaux (Baize, 1998). La phase d'aplanissement se poursuit et la pénéplaine de l'Ouest se met en place formant la surface éotertiaire (Klein, 1975). L'émergence et la pénéplanation se poursuivent jusqu'à l'Eocène moyen où le Cotentin est submergé par les eaux de l'Atlantique Nord (Dugué et al., 2009).

Durant l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur, la déformation verticale devient plus importante causant l'émergence de la totalité de la mer de la Manche et de l'Armorique (Dugué et al., 2005). Lors de cette phase d'émergence, la pénéplanation se poursuit en créant une nouvelle surface d'aplanissement en contrebas de la surface éotertiaire : la surface mésotertiaire (Klein, 1975). La Pénéplaine de l'Ouest est donc dès lors étagée et composée de surfaces polygéniques.

Le Nord Cotentin est soulevé et donc émergé durant tout le Paléogène Supérieur et le Pliocène inférieur (Dugué et al., 2009). Le bassin de Carentan connaît une phase d'incursion marine au Miocène moyen (Baize, 1998; Van Vliet-Lanoë et al., 2002; Dugué et al., 2009) (Fig. 125).

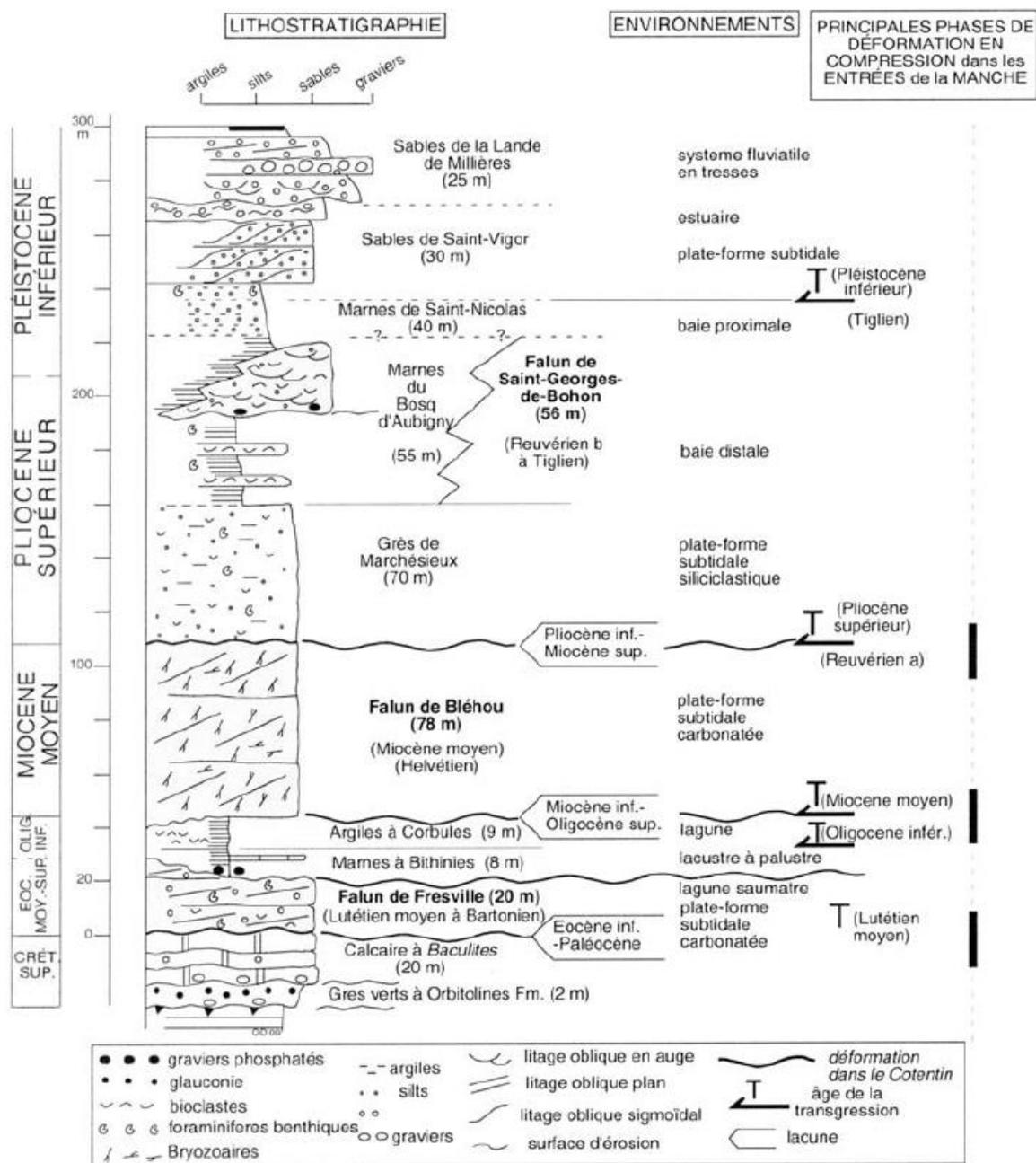


Fig. 125 : Coupe synthétique de la série crétacée et cénozoïque du Cotentin et lacune de sédimentation ou d'érosion associées (Dugué et al., 2009).

3 Evolution tardi-cénozoïque du Nord Cotentin : entre formation de la séquence de terrasses marines et de rasas, tectonique et incision

Au cours du tardi-Cénozoïque, le secteur de la pointe de la Hague est soumis à des variations climato-eustatiques. Ce sont ces variations appliquées sur un Cotentin en soulèvement qui vont façonner les reliefs.

3.1 Les séquences de rasas des objets géomorphologiques négligés dans le Nord Cotentin ?

Au début du Pliocène Supérieur (≈ 3 Ma), le Cotentin connaît une phase de transgression importante laissant pour seules terres émergées les reliefs de la pointe de la Hague et du Val de Saire dans le Nord Cotentin séparés par un bras de mer (Van Vliet-Lanoë et al., 2002; Dugué et al., 2009) (Fig. 124 d). Cette phase de transgression a probablement permis la retouche de la surface d'aplanissement tertiaire du bloc de la Hague (Elhaï, 1963; Dugué et al., 2009). Cependant en l'absence de dépôts, cette hypothèse ne peut être infirmée ou confirmée (Elhaï, 1963; Dugué et al., 2009). Cette phase de transgression est suivie d'une nouvelle phase de régression du Nord Cotentin causée par le soulèvement. Au Pléistocène inférieur ($\approx 2,4$ à 1,8 Ma) le Cotentin connaît une nouvelle phase de transgression marquée par le dépôt des marnes de Saint-Nicolas et des sables de Saint-Vigor dans le centre Cotentin (Baize, 1998; Dugué et al., 2005) (Fig. 125). Ces épisodes ont façonné plusieurs aplanissements concentriques culminant actuellement à 180 m. Ces surfaces d'aplanissement sont des reliques des surfaces d'érosion post-hercyniennes. Elles sont appelées "plateaux" par de nombreux auteurs (Fig. 126) (e.g. Elhaï, 1963; Coutard et al., 2006). Mais des exemples de séquences de rasas ont été décrites dans l'Ouest du Massif Armoricaire en Bretagne (Guilcher, 1974). Connaissant la possible origine côtière de ces "plateaux", ne pourraient-ils pas être des séquences de rasas ? Ces séquences de rasas surplombent une séquence de terrasses marines basse (> 50 m) présente sur le pourtour du golfe Normand Breton et de la baie de Seine (Fig. 127). Ces séquences sont particulièrement développées dans le Val de Saire et sur la pointe de la Hague.

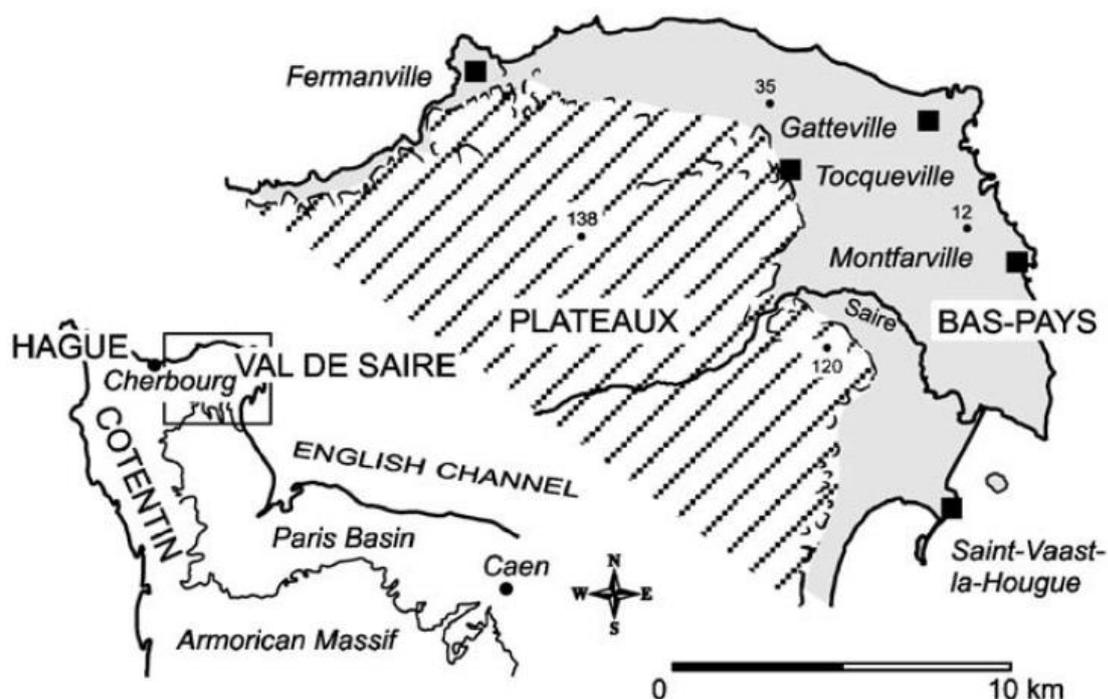


Fig. 126 : Différenciation entre séquence de terrasses marines "Bas-Pays" et de rases "Plateaux" (Coutard et al., 2006)

3.2 Séquences de terrasses marines tardi-cénozoïques du golfe Normand-Breton et de l'Ouest de la baie de Seine

18 séquences de terrasses marines contenant des plages perchées associées au haut niveau marin corrélé au stade isotopique 5e ont été décrites dans le golfe Normand-Breton et l'Ouest de la baie de Seine (Pedoja et al., 2011, 2014) (Tableau 16 et 127). L'altitude des dépôts est comprise entre 0 m (Hauteville, point 8) et 9 ± 3 m (Saint-Malo, point 5). La plage perchée la plus basse (0 m) est située sur le littoral du bassin de Carentan, subsidant. Seule la plage perchée située dans la séquence de terrasses marine du Val de Saire a permis de calculer des taux de soulèvement (Coutard et al., 2006). La plupart des altitudes de ces plages perchées sont mesurées par rapport au niveau zéro NGF qui peut être situé plusieurs mètres en dessous du niveau zéro morphologique. Ces mesures ne permettent donc pas le calcul de taux de soulèvement car les taux de soulèvement calculés seraient surestimés. Dans la suite de ce travail, les séquences de terrasses marines situées aux alentours de la pointe de la Hague sont décrites.

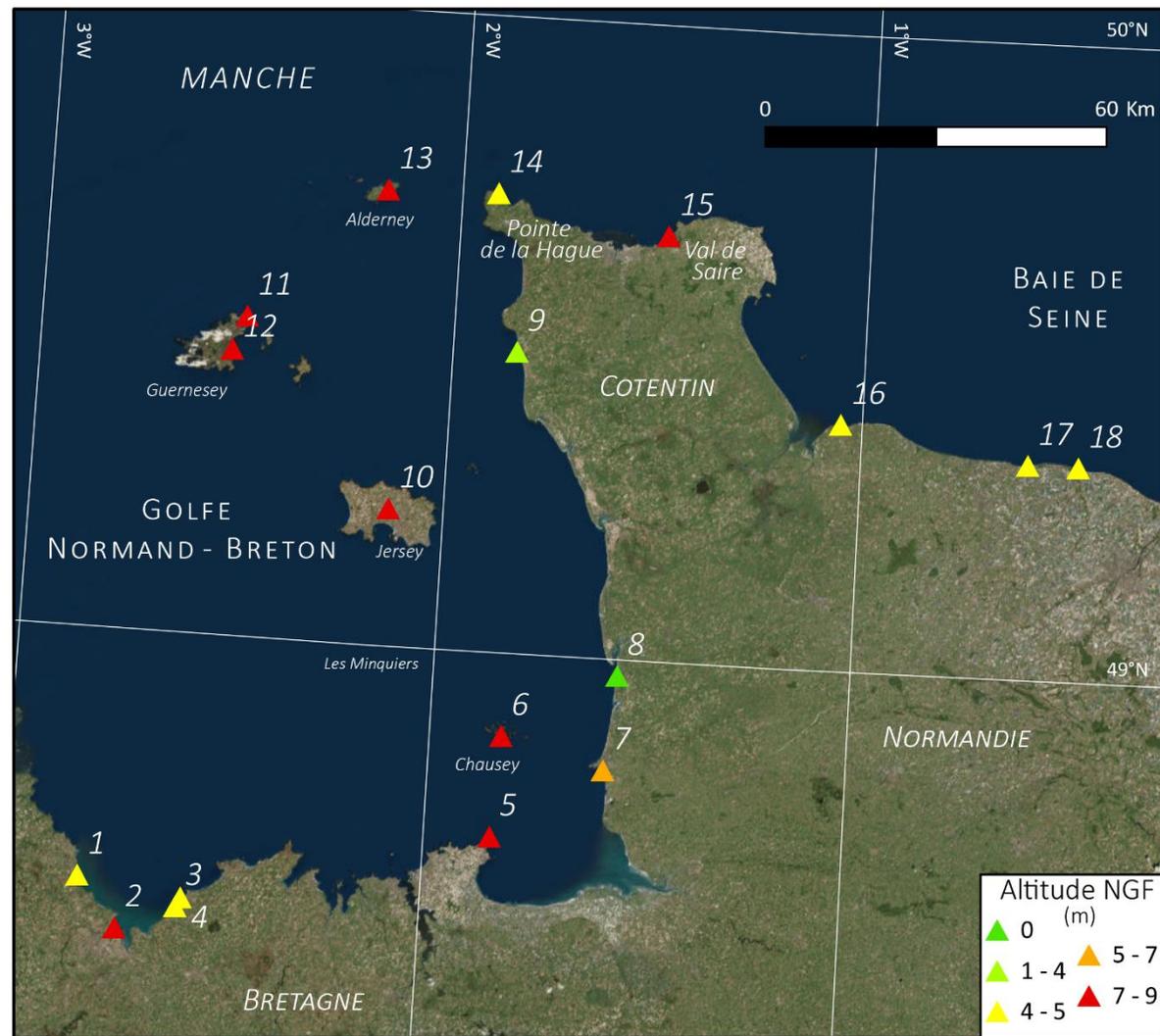


Fig. 127 : Altitudes NGF des plages perchées associées au haut niveau marin corrélé au stade isotopique 5e (synthèse de Pedoja et al., 2011, 2014). Les chiffres correspondent aux dépôts de plages perchées exposés dans le Tableau 16.

N°	Région	Zone	Altitude (NGF) SI 5e (m)	Bibliographie
1	Bretagne	Binic	5 ± 1 m	Giot et Monnier, 1972
2	Bretagne	Cesson	8 ± 1 m	Giot et Monnier, 1972
3	Bretagne	Port Morvan	5 ± 1 m	Giot et Monnier, 1972; Monnier et Morzadec-Kerfourn, 1982; Monnier et Van Vliet-Lanoë, 1986
4	Bretagne	D'Arouet	5 ± 1 m	Giot et Monnier, 1972
5	Bretagne	Saint Malo	9 ± 3 m	Regnauld et al., 2003
6	Bretagne	Chausey	8 ± 3 m	Regnauld et al., 2003
7	Cotentin	Hacqueville	7 ± 2 m	Lautridou, 1983; Lautridou et al., 1999
8	Cotentin	Hauteville-Anoville	0 ± 1 m	Lautridou, 1983; Lautridou et al., 1999
9	Cotentin	Le Rozel	4 ± 0,5 m	Lautridou et al., 1999; Lautridou et Cliquet, 2006
10	îles Anglo-Normandes	Jersey	8 ± 2 m	Dunlop, 1893; Keen, 1982; Keen et al., 1996; Renouf et James, 2011
11	îles Anglo-Normandes	Guernsey NE	8 ± 2 m	Keen, 1982
12	îles Anglo-Normandes	Guernsey SE	8 ± 2 m	Keen, 1982
13	îles Anglo-Normandes	Alderney	8 ± 2 m	Keen, 1982
14	Cotentin	pointe de la Hague	5 ± 1 m	(Voir détail)
15	Cotentin	Val de Saire	6 ± 2 m	Joly, 1939; Coutard et al., 1981, 2006
16	baie de Seine	Grandcamp-Maisy	5,5 ± 1 m	(Coutard et Lautridou, 1975; Coutard, 1979; Coutard et al., 1981)
17	baie de Seine	St Côme - Asnelles - Meuvaine	5,5 ± 1 m	Clet-Pellerin et al., 1987; Bates et al., 2003
18	baie de Seine	Graye sur mer	5 ± 1 m	Pellerin et Dupeuble, 1979

Tableau 16 : Les différents sites comportant des plages perchées associées au haut niveau marin corrélé au stade isotopique 5e et leurs altitudes par rapport au NGF (données Pedoja et al., 2011, 2014).

3.2.1 Séquence de terrasses marines du Val de Saire situé à l'Est de la pointe de la Hague

Le Nord Cotentin est marqué par deux séquences de terrasses marines particulièrement développées dans le Val de Saire (sur la pointe Est du Cotentin) et sur la pointe de la Hague (sur la pointe Ouest du Cotentin). La séquence de terrasses marines du Val de Saire a été étudiée lors de la thèse de Coutard (2003)(Fig. 128). Cette séquence de terrasses marines de 6 km de large s'étalant sur 40 km de trait de côte a été étudiée auparavant (Bigot, 1930; Elhaï, 1960, 1963; Graindor, 1973). La séquence de terrasses marines est composée de quatre terrasses culminant à ≈ 40 m et surplombée par un "plateau" culminant à ≈ 150 m d'altitude (Fig. 128). Des datations ont permis de corrélérer chacune de ces terrasses marines à un haut niveau marin associé à un stade isotopique. La terrasse I corrélérée au stade isotopique 5e est située entre 0 m (bord distal) et 6 ± 1 m (pied de falaise). La terrasse marine II située entre 9 et 17 m est reliée au stade isotopique 7. La terrasse marine III corrélérée au stade isotopique 9 culmine entre 20 et 26 m et la terrasse marine IV associée au stade isotopique 11 entre 29 et 38 m.

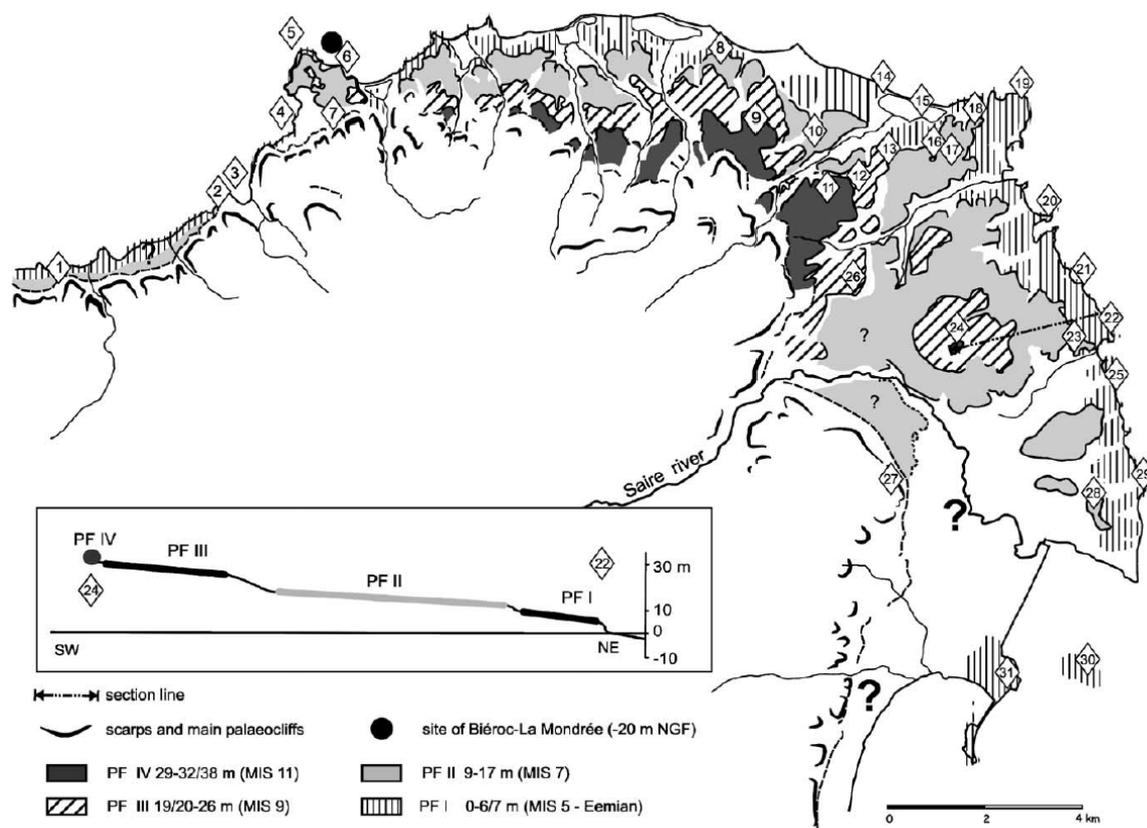


Fig. 128 : La séquence de terrasses marines du Val de Saire, l'encadré montre le profil topographique de la pointe de la Hague. Les différents motifs représentent les différentes terrasses marines associées aux stades isotopiques (SI). Les losanges représentent les différentes plages perchées (Coutard et al., 2006).

3.2.2 Séquence de terrasses marines de la pointe de la Hague

La séquence de terrasses marines de la pointe de la Hague a été étudiée depuis plus d'un siècle (Bigot, 1897). Dans un premier temps, la séquence a fait l'objet de descriptions générales (Bigot, 1897, 1930; Elhaï, 1963). A notre connaissance, aucune carte comme celle établie pour le Val de Saire par Coutard et al. (2006), ne montre la totalité de la séquence de terrasses marines à l'échelle de la pointe de la Hague. Seul Elhaï (1963) établit une cartographie à l'échelle de la pointe de la Hague, des dépôts de plages perchées et des plateformes d'abrasion marines mais sans les différencier (Fig. 129). Cette carte est la seule montrant la répartition totale de ces objets (Fig. 129). Selon cette carte, de nombreux dépôts de plages perchées affleurent tout le long du littoral de la pointe de la Hague. Ces dépôts sont présents à la base des falaises côtières, coincés entre la terrasse marine (SI 5e) et les dépôts périglaciaires de plusieurs mètres à dizaine de mètres d'épaisseur (Elhaï, 1963).

Les études plus récentes se focalisent sur certains de ces dépôts dans l'optique de réaliser des datations absolues et des corrélations aux hauts niveaux marins pléistocènes. Ces études se concentrent sur des plages perchées corrélées aux stades isotopiques 5e et 7 (Fig. 130 et Tableau 17). Les plages perchées corrélées au stade isotopique 5e culminent à 2 ± 1 m du niveau zéro morphologique (Cliquet et al., 2009). Une plage perchée corrélée au stade isotopique 7 culmine à 10 ± 2 m du niveau zéro morphologique à la Roche Gélétan (Fig. 130 et Tableau 17). Mais les plages perchées de ce stade affleurent aussi à des altitudes de 1 ± 1 m (Exemple d'Ecalgrain Fig. 130 et Tableau 17). Ainsi toutes les plages perchées basses ne sont pas corrélables au stade isotopique 5e. L'âge de la plage perchée de la baie d'Ecalgrain a été discuté à de nombreuses reprises (e.g. Elhaï, 1963; Clet, 1983; Lautridou, 1983; Cliquet et al., 2009). Mais les récentes datations effectuées par Cliquet et al. (2009) ont permis de lever le doute, les dépôts auraient glissé et seraient remaniés lors des phases glaciaires. Ils auraient été remis à l'affleurement avec l'érosion marine de la falaise côtière (Fig. 131)(Clet, 1983).

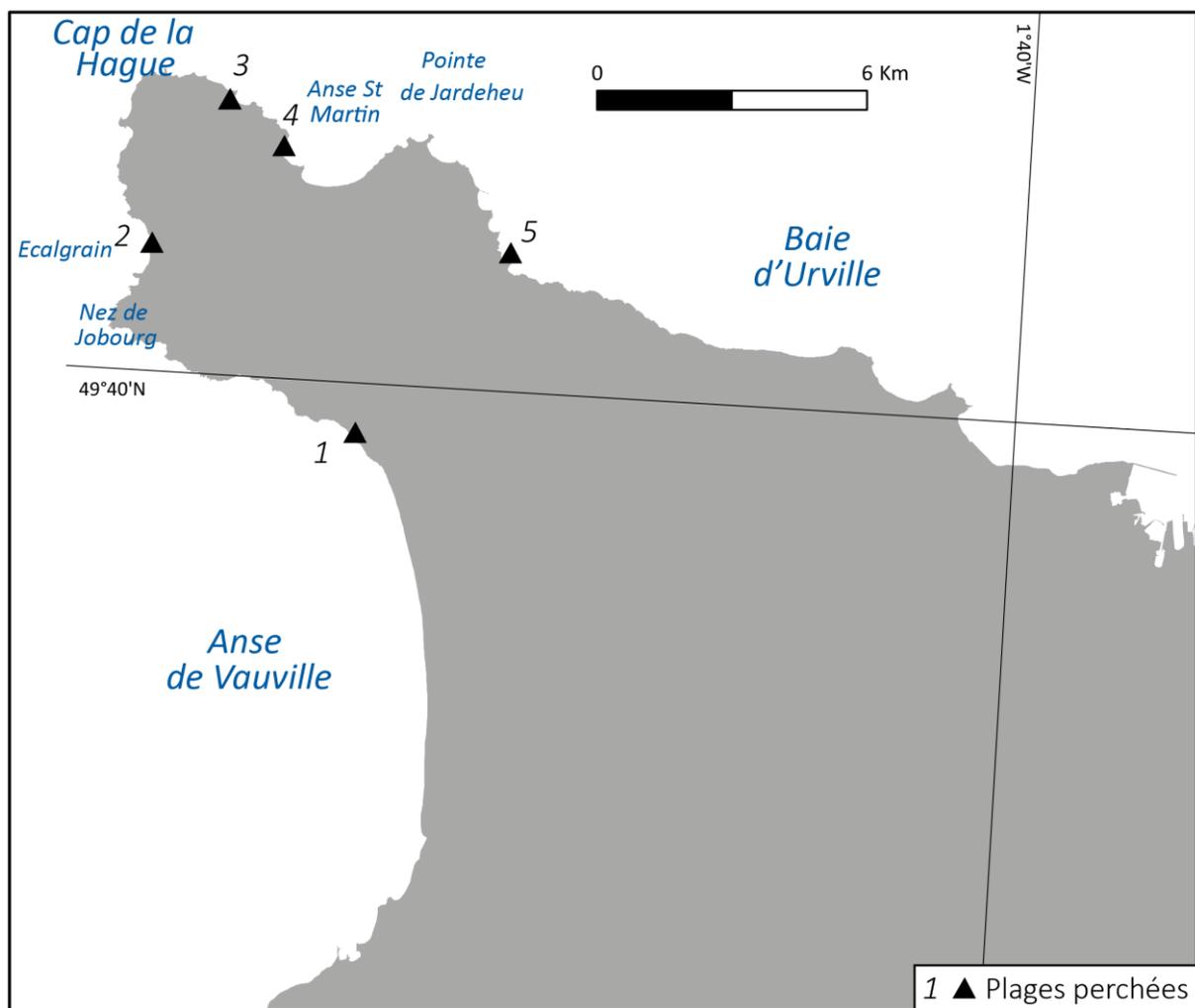


Fig. 130 : Dépôts de plages perchées étudiés et corrélés à des stades isotopiques. Les numéros correspondent au tableau 16.

	Lieu	Altitude (0 morpho)	Datation	Chronostratigraphie	Source
1	Herquemoulin	2 ± 1 m	Palynologie	SI 5e	(Clet, 1983)
2	Ecalgrain Nord	1 ± 1 m	IRSL Palynologie	SI 7	(e.g. Clet, 1983; Lautridou, 1983; Cliquet et al., 2009)
3	La Roche Gélétan	10 ± 2 m	Thermoluminescence	SI 7	(Michel et al., 1994; Cliquet et al., 2003, 2009)
4	Port Racine	2 ± 1 m	Thermoluminescence	SI 5e	(e.g. Lautridou, 1983; Cliquet, 1994; Cliquet et al., 2003)
5	Les Ilets	2 ± 1 m	Palynologie	SI 5e	(Clet, 1983)

Tableau 17 : Les différents dépôts de plages perchées de la Pointe de la Hague, leur altitude, leur corrélation aux stades isotopiques et leurs méthodes de datations.

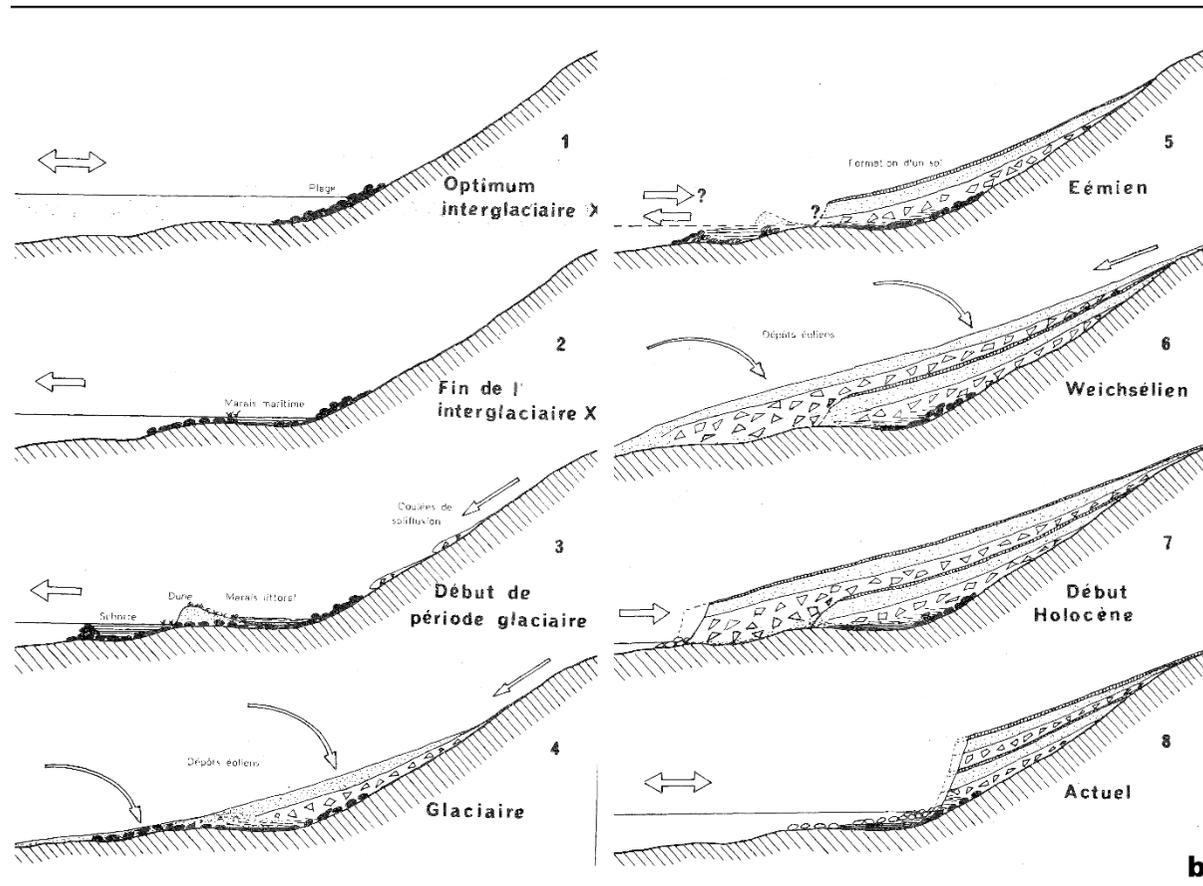


Fig. 131 : Mise à l'affleurement de la plage perchée de la baie d'Ecalgrain associée au stade isotopique 7. Les galets noirs correspondent au haut niveau marin associé au stade isotopique 5e (éémien) sont montrés, les galets correspondant à la plage actuelle sont blanc, le socle est symbolisé en hachuré et le head en une succession de dépôts. (Clet, 1983)

3.3 Dégradation (érosion et incision) des séquences de terrasses marines et de rasas de la pointe de la Hague

Les séquences de terrasses marines et de rasas de la pointe de la Hague formées durant les périodes interglaciaires connaissent des phases de dégradation :

- pendant les périodes glaciaires par la gélifraction et la gélifluxion correspondant à la formation des heads,
- pendant les périodes de refroidissement et de réchauffement par l'incision des réseaux de drainage,
- lors des périodes de hauts niveaux marins, où la mer érode les dépôts de plages perchées situés à la base des falaises côtières (exemple d'Ecalgrain, 131).

3.3.1 Formation des heads durant les périodes glaciaires

Lors des phases glaciaires, le niveau de base chute (120 m pour les glaciaires récents) créant un encaissement des vallées de la pointe de la Hague. La cryoclastie est à l'origine formation de dépôts de pente périglaciaires : les heads. Les heads sont interprétés comme des dépôt de gélifluxion périglaciaire ayant glissé par un mouvement de masse lent facilité par la présence d'une matrice argileuse (Elhäi, 1963). Ils se présentent comme des dépôts de pente mal classés à support clastique ou matriciel avec des éléments grossiers orientés dans le sens de la pente (exemple des heads de Port Racine Fig. 132 et 133)(Coutard et al., 1979). Ce sont donc des dépôts qui intègrent à la fois des lœss, des paléosols, des boues organiques et des altérites remaniés (Fig. 132). Sur le littoral de la pointe de la Hague, ces dépôts peuvent atteindre 15 à 30 m d'épaisseur. Les reconstitutions des prismes détritiques de la pointe de la Hague montrent que seul un à deux mètres de versants ont été érodés en période froides ont conduit à la production de ces dépôts (Lautridou, 1982; Lautridou et al., 2000). Les heads se sont mis en place en début de période froide lors des premiers refroidissements. Ces périodes de refroidissement sont associées à une augmentation de l'humidité et à une atrophie de la végétation qui ont provoqué un déséquilibre des versants (Lautridou et al., 2000). Ces heads composent la majeure partie des falaises côtières du Nord de l'anse de Vauville (Petit Beaumont, Herquemoulin, baie de Moncaneval), de la baie d'Ecalgrain et des falaises situées entre Omonville la Rogue et le Landemer.

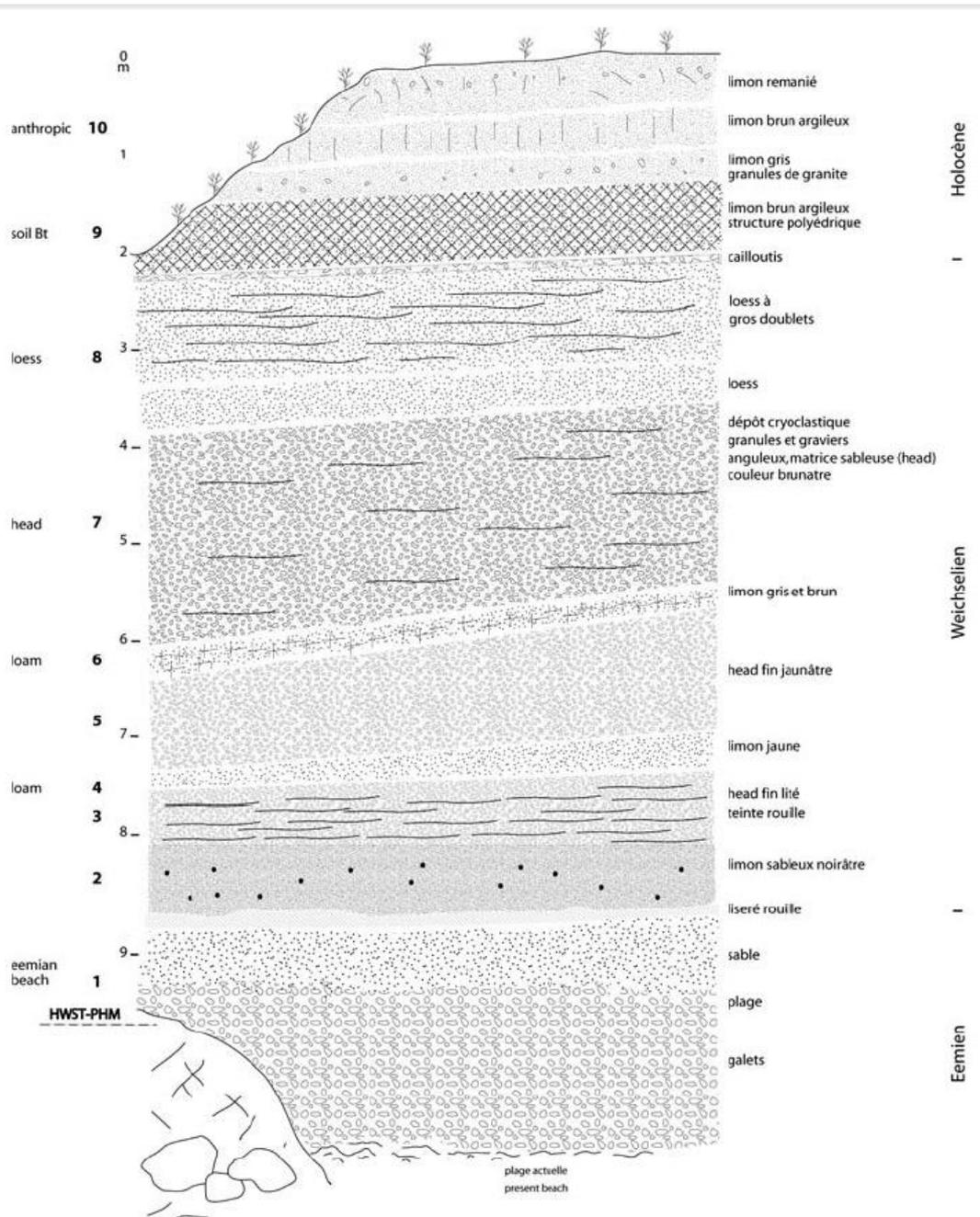


Fig. 132 : Plage perchée de Port Racine datant du dernier interglaciaire (SI 5e, éémien) et séquence head-loess datant de la dernière période glaciaire (Weichselien) (Cliquet et al., 2009).



Fig. 133 : Plage perchée et séquence head-lœss de Port Racine

3.3.2 Incision de la séquence de terrasses marines et de rasas par un réseau de drainage sensible aux variations climatiques et eustatiques du tardi-Cénozoïque

Elhaï (1963) illustre la façon dont les drains situés sur la côte Ouest de la pointe de la Hague répondent aux variations eustatiques. De Herquemoulin à l'anse de Moncaneval, il met en évidence sept cours d'eau qui présentent un knickpoint majeur plus ou moins important en aval de leur profil (Tableau 18). Selon Elhaï (1963), les knickpoints sont liés à une surimposition dans le head des cours d'eau. A la fin de l'interglaciaire du stade isotopique 7 (≈ 190 ka), les précipitations restent fortes et le niveau de base chute permettant l'incision des vallées. Au cours du refroidissement précédent une phase glaciaire, la pluviométrie chute et l'apport de matière solide augmente par gélifraction et gélifluxion. Les cours d'eau ne sont plus capables de transporter les flux solides, ce qui cause le comblement des vallées. Les précipitations, assez faibles, s'infiltrèrent alors dans le head.

Au cours du réchauffement suivant une période glaciaire, la pluviométrie ré-augmente et la gélifraction diminue, le débit devient assez important pour transporter la matière solide et des cours d'eau peuvent se développer. L'enfoncement des vallées se fait assez facilement dans le head, même si le niveau de base augmente. Lorsque le cours d'eau atteint le socle (plateforme rocheuse fossile) dans la partie aval, la vitesse d'incision diminue. Un knickpoint marquant la propagation de cette onde d'érosion régressive est donc créé. L'état final de ce système serait le raccordement de la vallée perchée à la mer comme l'a décrit Guilcher (1948) pour la Bretagne occidentale. Mais pour Elhaï (1963), l'absence de dépôts marins sous les heads dans la pointe de la Hague ne permet pas de confirmer cette hypothèse.

Nom des rivières	Caractéristiques	Hauteur du knickpoint (m)
<i>Herquemoulin</i>	Rivière pérenne	13
<i>Treize vents</i>	Rivière pérenne	15
<i>Fontenelles</i>	Vallée perchée	22
<i>Moulinets</i>	Rivière pérenne (avant la construction du barrage)	Pente forte et nombreuses cascades
<i>Margot</i>	Vallée perchée	12
<i>Moncaneval</i>	Rivière pérenne	10

Tableau 18 : Caractéristiques et hauteurs de knickpoints des rivières de la côte Ouest de la pointe de la Hague entre Herquemoulin et la baie de Moncaneval (d'après les observations d'Elhaï, 1963)

4 Evolution tectonique du Cotentin au cours du méso- et cénozoïque

Les séquences de terrasses marines et de rasas du Nord Cotentin sont formées par une surimposition des variations eustatiques sur une côte en soulèvement lent, il convient donc d'exposer le contexte tectonique de cette région.

Des déformations à grand rayons de courbure ont touché le Cotentin à plusieurs reprises (Dugué et al., 2009). Trois épisodes majeurs de déformations sont ainsi reconnus :

- fin Jurassique début Crétacé,
- au Paléocène et au début de l'Eocène qui ont conduit au soulèvement du Cotentin,
- au Quaternaire qui se caractérise par la surrection du Centre Cotentin jusqu'à lors subsidant et du Nord du Cotentin toujours en soulèvement.

Lagarde et al., (2000) mettent en évidence l'activité tectonique de la Normandie durant le Quaternaire. Cette tectonique récente est représentée par : l'activité des failles, le décalage de surface préexistante, la sédimentation restreinte dans une zone en subsidence au Pléistocène inférieur (le centre Cotentin) (Baize, 1998) et un soulèvement différentiel (Lagarde et al., 2000). Ainsi, selon Lagarde et al., (2000) le centre Cotentin serait délimité par des failles actives décalant une surface d'érosion quaternaire située à 180 m d'altitude dans la Hague et à -160 m dans le centre Cotentin (Fig. 134). Ces failles actives affecteraient des dépôts syntectoniques dans cette région. La pointe de la Hague serait quant à elle marquée par l'activité récente de la faille de la Hague (Fig. 134). Cette faille a été mise en évidence en étudiant la répartition des bassins versants situés à l'Ouest de la pointe de la Hague qui serait similaire à des facettes sur un plan de faille (Lagarde et al., 2000). Ce plan de faille serait aussi la cause des knickpoints rencontrés dans les drains côtiers de la Hague. L'étude morphométrique des bassins versants leur a aussi permis de mettre en évidence la propagation d'une déformation vers l'Ouest de la pointe de la Hague. Lagarde et al., (2000) ont calculé des taux de soulèvement à partir de sables et de dépôts de plage pléistocènes de 0,1 mm/an. Deux grands ensembles structuraux peuvent être mis en évidence : le Nord et le Sud Cotentin en soulèvement et le Centre Cotentin subsidant (Elhaï, 1963; Baize, 1998; Baize et al., 1998; Lagarde et al., 2000) (Fig. 134).

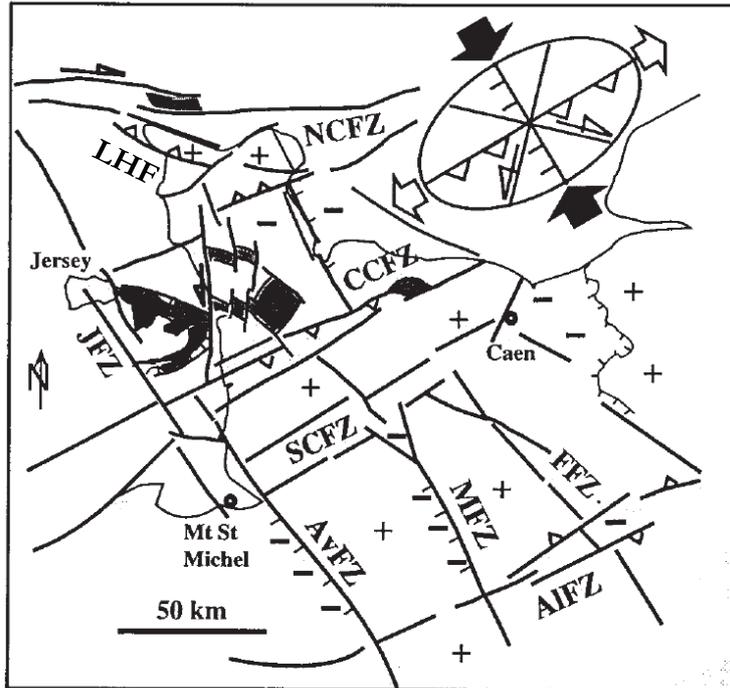


Fig. 134 : interprétation structurale du Cotentin au Pléistocène. LHF : faille de la Hague. Les zones en subsidence sont représentées en noires (Lagarde et al., 2000).

L'hypothèse selon laquelle ces failles délimitent le centre Cotentin subsidant a depuis été réfutée par Dugué et al. (2009) qui ont réinterprété tous les dépôts syntectoniques. Les taux de soulèvement calculés plus récemment par Coutard et al. (2006) à partir dépôts de plage corrélés aux niveaux marins associés aux stades isotopiques 5e, 7, 9 et 11 sont compris entre 0,033 mm/an (SI 5e) et 0,07 mm/an (SI 9).

Chapitre 2 Protocoles d'analyses des réseaux de drainage développés sur la séquence de terrasses marines et de rasas du Nord Cotentin

L'analyse des réseaux de drainage développés sur la séquence de terrasses marines et rasas du Nord Cotentin et de la pointe de la Hague a été réalisée en deux étapes. La première étape a consisté à cartographier la séquence de terrasses marines et de rasas à partir d'analyses de terrain et de MNT. Dans un second temps, une étude morphométrique a été réalisée sur le réseau de drainage et sur la côte actuelle de la pointe de la Hague (NO Cotentin) à partir de d'analyse sur le terrain, de MNT et d'images satellites. J'ai choisi ensuite d'analyser l'interdépendance des indices morphométriques à l'aide d'une matrice de corrélation de Pearson.

1 La séquence de terrasses marines et de rasas : cartographie, chronostratigraphie et calculs de taux de soulèvement

La séquence de terrasses marines et de rasas a été cartographiés en combinant les observations de terrains à celles faites sur les MNT et images satellites. Une fois la morphostratigraphie de la zone établie (i.e. espacement altitudinal des différents pieds de falaises, largeurs des morphologies côtières), elle a été comparée à celle établie sur la côte NE du Cotentin (Val de Saire) par Coutard (2003) et Coutard et al. (2006). Cette étape a conduit à l'extension de cette chronostratigraphie pour la séquence de terrasses marines basses et aux calculs de taux de surrection du Pléistocène supérieur et moyen.

1.1 Cartographie des pieds de falaises des terrasses marines, de rasas et de plages perchées

La cartographie de la séquence de terrasses marines a été réalisée à partir de modèles numériques de terrain et notamment du MNT Litto 3D (1 m) (IGN).

Au début de ce travail de thèse, j'ai tenté d'adapter la méthode TerrEx de Stout et Belmont (2014) à la cartographie des terrasses marines. Cette méthode permet d'extraire les terrasses alluviales à partir d'un MNT haute résolution en utilisant comme seuil le relief local, l'aire de la zone étudiée et la distance maximale par rapport au chenal. Cette méthode a été utilisée en assimilant le trait de côte au drain principal. Cette étude s'est avérée non concluante car selon moi la présence de nombreux murets délimitant les champs rendent le modèle numérique de terrain trop bruité.

Les pieds de falaise de la séquence de terrasses marines ont été mesurés par DGPS sur le terrain. Les GPS employés sont des Trimble Geoexplorer 2008 d'une résolution verticale et horizontale de 1 m) Toutes les altitudes sont mesurées par rapport au niveau marin français (NGF) et référencées par rapport au niveau zéro morphologique (Partie I Chapitre 2 3.4). Ces données ont ensuite été complétées pour obtenir une carte de l'extension totale des terrasses marines à l'aide du MNT Litto 3D.

1.2 Etablissement de la chronostratigraphie de la partie basse de la séquence de terrasses marines et calculs de taux de soulèvement

Les dépôts de terrasses marines (i.e. plages perchées) mis en évidence dans le bas de la séquence de terrasses marines au cours de cette thèse dans la pointe de la Hague ont été corrélés par extension latérale :

-aux dépôts datés dans la pointe de la Hague à Ecalgrain, Port racine, les Ilets, la Roche Géléstan,

-à la séquence de terrasses marines du Val de Saire qui est semblable à celle de la pointe de la Hague étudiée par Coutard, (2003) et Coutard et al. (2006). Les dépôts corrélés à un même interglaciaire ont la même altitude que ceux de la pointe de la Hague.

Ces corrélations ont permis de calculer des taux de soulèvement corrigés et apparents (Partie I Chapitre 2 3.4). Les corrections eustatiques sont de $+7 \pm 2$ m pour le stade isotopique 5e (122 ± 6 ka), -3 ± 7 m pour le stade isotopique 7 (225 ± 25 ka) (Murray-Wallace et Woodroffe, 2014) (Partie I Chapitre 2 1.3). L'altitude utilisée pour les calculs de taux de soulèvement est l'altitude du pied de falaise par rapport au niveau zéro morphologique (Partie I Chapitre 2 3.4). Pour cette séquence, les taux de soulèvement apparents (ne prenant pas en compte les corrections eustatiques) et les taux de soulèvement corrigés (prenant en compte les corrections eustatiques) ont été calculés.

2 Analyse du relief et du réseau de drainage de la pointe de la Hague

Le relief et le réseau de drainage de la pointe de la Hague ont été analysés à deux échelles différentes :

- à l'échelle de la pointe de la Hague, allant de la ville de Diélette à la ville de Querqueville
- à l'échelle de 23 bassins versants côtiers sélectionnés entre ces deux villes.

2.1 A l'échelle de la pointe de la Hague

Quatre indices ont été calculés à cette échelle : l'incision, le relief résiduel, le k_{sn} et le SL . La zone d'étude de ces quatre paramètres couvre 22 x 22 km soit 484 km². La carte géologique a été simplifiée pour ne faire apparaître que les grandes lithologies (Fig. 123). Les rivières étudiées drainent : des dépôts quaternaires (dunes, terrasses marines indifférenciées, lœss et alluvions), 2) des dépôts protéro- et paléozoïques (grés, schistes et grés indifférenciés, schistes, siltites et calcaires et ampélites), 3) des roches plutoniques (granites et filons de quartz), et 4) les roches métamorphiques (gneiss) (Fig. 135).

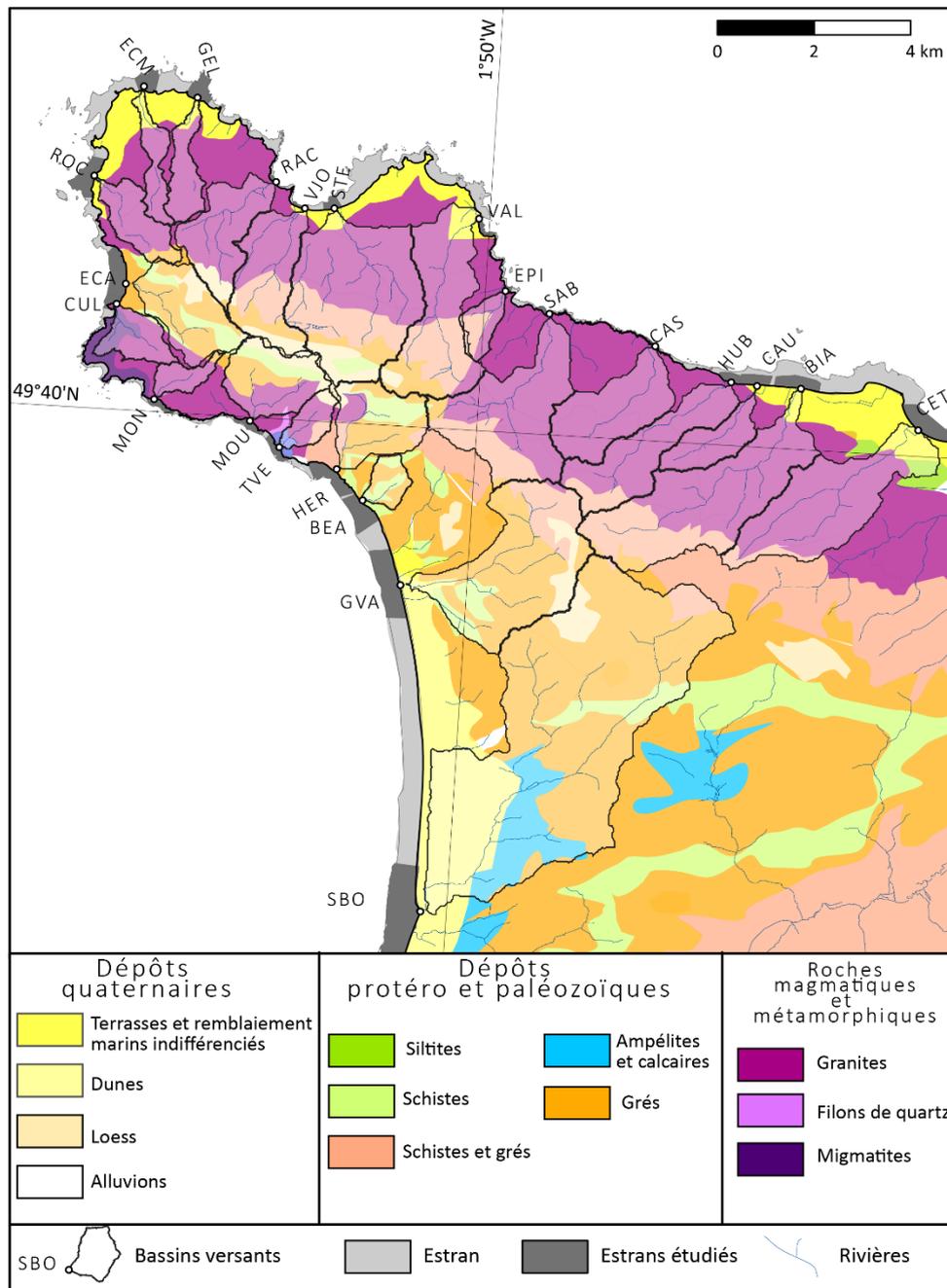


Fig. 135 : Carte géologique simplifiée de la zone d'étude. Les bassins versants sont repérés par trois lettres.

2.1.1 Relief résiduel et incision

Le relief résiduel et l'incision se calculent à partir de la surface enveloppe et de la surface subenveloppe (Partie I Chapitre 1 2.1.1).

La surface enveloppe est construite à partir des lignes de crêtes. Dans un premier temps, afin de sélectionner de manière automatique ces lignes de crêtes, le MNT est inversé. Ensuite, un réseau de drainage "virtuel" dont l'aire drainée est supérieure à 1 km² est extrait de ce MNT inversé

avec l'outil Archydro d'ArcGIS. Puis les altitudes réelles sont réassignées à partir du MNT au nuage de points du drainage "virtuel" : les lignes de crêtes des reliefs. Enfin la surface enveloppe est construite par l'interpolation par voisin naturel de ce nuage de points. La surface subenveloppe est construite de la même façon mais sans inversion de MNT, donc en sélectionnant les fonds de vallées au lieu des lignes des crêtes. L'incision est donnée par la différence entre la surface enveloppe et le MNT et le relief résiduel par la différence entre la surface enveloppe et la surface subenveloppe. L'incision et le relief résiduel ont été extraits à l'aide du protocole développé par Stéphane Molliex avec le logiciel ArcGIS 10 (comm. personnelle).

2.1.2 Exposition

L'exposition identifie la direction de pente descendante du taux de variation maximal des valeurs de chaque cellule par rapport aux cellules voisines. Elle peut être assimilée à la direction de la pente des versants. Les valeurs de chaque cellule dans le raster en sortie indiquent la direction dans laquelle la surface est orientée à cet emplacement. L'exposition est mesurée dans le sens horaire, de 0 (plein nord) à 360 (de nouveau plein nord), formant ainsi un cercle complet (Fig. 136). Les surfaces planes n'ayant pas de direction de pente descendante se voient attribuer une valeur de -1. La valeur de chaque cellule d'un jeu de données d'exposition indique donc l'orientation de la pente. L'exposition est calculée à l'aide de l'outil surface de la boîte à outil 3D analyst d'ArcGIS 10.

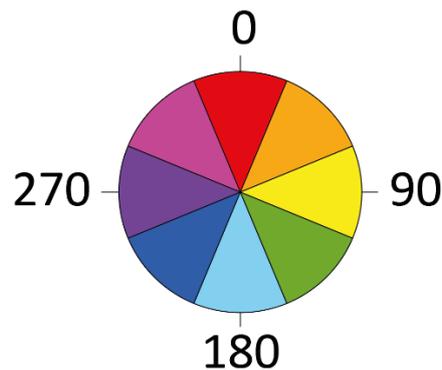


Fig. 136 : Valeurs d'exposition

2.1.3 Indices de pente des drains SL et k_{sn}

Les drains ont été extraits pour une aire de drainage minimum de 1 km². Ces drains ont ensuite été découpés en segment de calcul de 0,5 m. Pour chaque segment de drain, le calcul du SL décrit dans la Partie I Chapitre 1 2.2.4 est donné par l'équation suivante :

$$SL = L \frac{H_{max} - H_{min}}{l} \quad (Eq. 1)$$

Où

L en m est la distance mesurée le long du talweg entre le milieu du segment et l'amont du drain,

H_{max} en m est l'altitude maximale du segment,

H_{min} en m est l'altitude minimale du segment,

l en m est la longueur du segment.

Pour le calcul du k_{sn} , pour chaque segment de drain de 0,5 km de long la formule suivante a été appliquée (Partie I Chapitre 1 2.2.4):

$$k_{sn} = \frac{\frac{H_{max} - H_{min}}{l}}{A^{-0,5}} \quad (Eq. 2)$$

où

H_{max} en m est l'altitude maximale du segment,

H_{min} en m est l'altitude minimale du segment,

l en m est la longueur du segment,

A (m²) est l'aire que draine la portion du segment. Analyse morphométrique des 23 bassins versants et de leur réseau de drainage associé.

Les 23 bassins versants et leur réseau de drainage ont été sélectionnés à la fois pour leur aire et pour leur intérêt géomorphologique (Fig. 135 et 137). Ces bassins versants ont été dénommés selon un code de trois lettres provenant du nom de la rivière associée ou du nom de l'endroit dans lequel elle débouche (Fig. 135, Tableau 19).

2.2 Analyse morphométrique des 23 bassins versants et de leurs réseaux de drainage associés

Les 23 bassins versants et leurs réseaux de drainage ont été sélectionnés pour leur aire drainée ($> 0,8 \text{ km}^2$) (Fig. 135 et 137). Ces bassins versants ont été dénommés selon un code de trois lettres provenant du nom de la rivière associée ou en fonction de la toponymie de leur zone d'embouchure (Fig. 135, Tableau 19).

2.2.1 Présentation des bassins versants

Les bassins versants de la pointe de la Hague drainent en majorité des granites, des schistes et des grés paléozoïques (Fig. 135 et 137). De manière plus précise, hormis le bassin versant d'Ecalgrain, les 18 autres bassins versants situés au Nord du bassin d'Herquemoulin (HER) drainent majoritairement des granites. Les bassins situés au Sud drainent des terrains sédimentaires paléozoïques.

L'analyse morphométrique des bassins versants côtiers de la pointe de la Hague a été réalisée à partir de deux MNT : le MNT BD TOPO de l'IGN d'une résolution de 25 m couvrant la totalité de la pointe de la Hague et le MNT Litto 3D de l'IGN et du SHOM d'une résolution de 1 m couvrant une bande littorale de 2 km de large. Ce dernier MNT ne couvre donc pas la totalité des bassins versants (Tableau 19). En d'autres termes, les grands bassins versants sont étudiés uniquement dans leur partie aval à une résolution de 1 m et sont étudiés dans leur totalité avec une résolution de 25 m. Les plus petits bassins, ayant une aire inférieure à $2,5 \text{ km}^2$, sont étudiés uniquement au moyen du MNT Litto 3D.

<i>Code rivière</i>	Liste des rivières et bassins	Aire drainée (km ²)	Partie étudiée (MNT 1 m)	Partie étudiée (MNT 25 m)	Profils en long (DGPS)
SBO	Sablons	23,06	Aval	Totalité	-
GVA	Grande Vallée	7,19	Aval	Totalité	-
BEA	Petit Beaumont	0,74	Totalité	-	-
HER	Herquemoulin	2,67	Aval	Totalité	X
TVE	Treize vents	0,83	Totalité	-	-
MOU	Moulinet	2,50	Totalité	-	-
MON	Moncaneval	0,66	Totalité	-	X
CUL	Cul Rond - Vaux	1,17	Aval	Totalité	X
ECG	Ecalgrain - Moulin	2,82	Aval	Totalité	X
ROC	Roche	1,51	Totalité	-	X
ECM	Ecamet	1,02	Totalité	-	-
GEL	Géléstan	1,20	Totalité	-	-
RAC	Racine - Vaux	2,81	Aval	Totalité	-
VJO	Vaux Jouan	3,32	Aval	Totalité	X
SHE	Sainte Hélène	7,40	Aval	Totalité	X
VAL	Vallace	5,10	Aval	Totalité	-
EPI	Epine d'Hue	0,80	Totalité	-	X
SBI	Sabine	5,54	Aval	Totalité	X
CAS	Castel	3,34	Aval	Totalité	X
HUB	Hubiland	3,58	Aval	Totalité	-
CAU	Caudard	1,50	Aval	Totalité	-
BIA	Biale	7,26	Aval	Totalité	-
CET	Castelets	5,69	Aval	Totalité	-

Tableau 19 : Liste des bassins versants étudiés présentant leurs acronymes, leurs aires drainées et la résolution à laquelle ils ont été étudiés

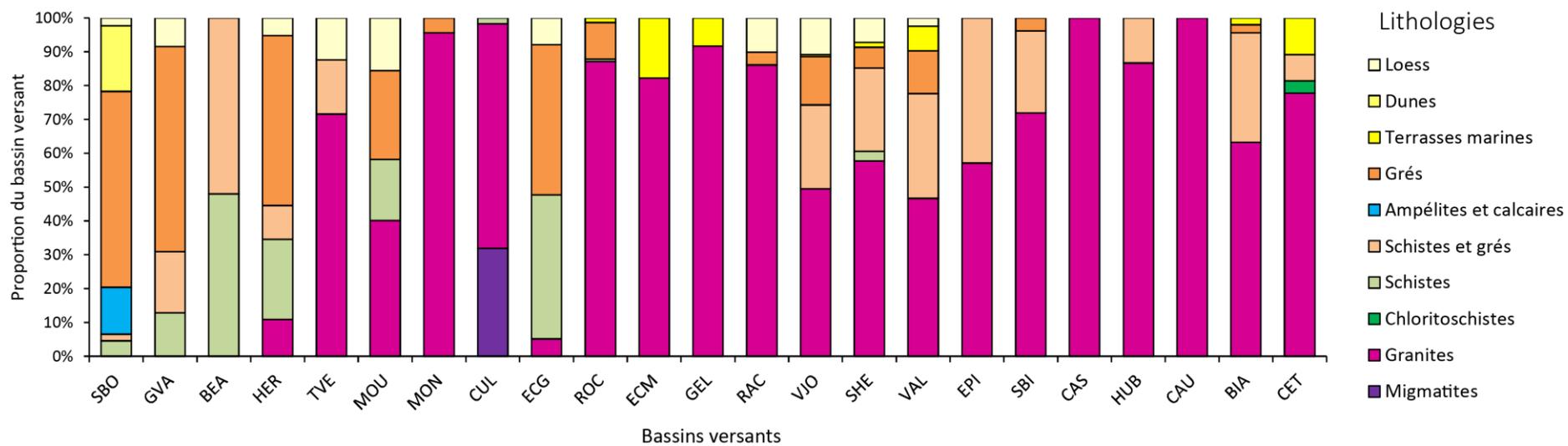


Fig. 137: Proportion des différentes lithologies drainées par les 23 bassins versants

2.149.1 Extraction des bassins versants et calcul des indices morphométriques

Les lignes de partage des eaux des bassins versants ont été extraites avec le logiciel RiverTools à partir du MNT BD topo 25 m pour les bassins SBO, GVA, HER, CUL, ECG, RAC, VJO, STE, VAL, SAB, CAS, HUB, CAU, BIA et CET; et du MNT Litto 3D 1 m pour les bassins BEA, TVE, MOU, MON, ROC, ECM, GEL et EPI (Tableau 19). Le seuil utilisé pour l'extraction correspond à l'aire minimale de drainage fixée à 0,1 km². Ce seuil a été choisi pour que le réseau de drainage corresponde au réseau de drainage IGN déjà cartographié.

Pour ces bassins versants, les quatre indices morphométriques que sont l'aire, l'intégrale hypsométrique, le relief moyen et le facteur de forme, relief résiduel, ont été calculés de la même façon que ceux de l'île de Sumba (Indonésie) et ceux sur la péninsule de Huon (Partie II Chapitre 2 2.1.3)

En plus de ces quatre indices, l'asymétrie et l'orientation moyenne des drains ont été calculées pour ces 23 bassins versants.

L'asymétrie généralement calculée, correspond au rapport entre l'aire de la rive gauche et l'aire totale des bassins versants (Hare et Gardner, 1985) (Partie I Chapitre 1 2.2.2).

$$A_g = \frac{\text{Aire de la rive gauche}}{\text{Aire totale bassin versant}}$$

Quand $A_g > 0,5$ alors la rive gauche est prédominante

Quand $A_g < 0,5$ alors la rive droite est prédominante

Plus A_g est proche de 0 ou de 1 plus le bassin versant est asymétrique et plus A_g est proche de 0,5 plus il est symétrique.

Pour quantifier uniquement l'asymétrie pour les deux rives, pour les valeurs de $A_g < 0,5$ (rive droite prédominante) l'asymétrie en fonction de la rive droite (A_d) a été calculée.

$$A_d = \frac{\text{Aire de la rive droite}}{\text{Aire totale bassin versant}}$$

Seules les valeurs de A_g et de A_d supérieures à 0,5 ont été sélectionnées permettant de quantifier le degré d'asymétrie. Plus l'asymétrie est proche de 1 plus le bassin versant est asymétrique. Plus elle est proche de 0,5 plus le bassin est symétrique.

L'orientation moyenne des drains a été calculée avec l'outil *Measuring Geographic Distributions* de la boîte à outils *Spatial Statistics Tools*. L'orientation des drains a été calculée dans le sens horaire, de 0 (plein nord) à 360 (de nouveau plein nord), formant ainsi un cercle complet (Fig. 136).

Le relief résiduel, l'incision, l'exposition, le k_{sn} et le SL moyens ont été extraits d'après les rasters extraits à l'échelle de la pointe de la Hague.

2.150 Profils en long des 23 drains sélectionnés

Les profils en long des drains principaux des 23 bassins versants sélectionnés ont été extraits à l'aide du logiciel RiverTools à partir et du MNT Litto 3D et du MNT à 25 m pour les drains les plus longs (Tableau 19).

Pour mieux mettre en évidence la géométrie de ces profils à l'interface terre/mer, neuf rivières ont été sélectionnées pour réaliser des profils haute résolution avec un DGPS (Tableau 20). Sur le terrain, j'ai sélectionné les rivières les moins anthropisées (absence de buse, de chenal en béton) pour effectuer des relevés précis au DGPS (Tableau 20). Des DGPS Trimble RTK 4400 ont pour cela été utilisés. Ils ont permis d'obtenir une altitude tous les 20 cm à 2 m sur les 100 à 200 derniers mètres des drains.

Code rivière	DGPS	Causes de la non-analyse par DGPS
<i>SBO</i>	-	Pas d'intérêt
<i>GVA</i>	-	Buse
<i>BEA</i>	-	Difficile d'accès (knickpoint > 10 m)
<i>HER</i>	X	-
<i>TVE</i>	-	Difficile d'accès (knickpoint > 10 m)
<i>MOU</i>	-	Anthropisé (barrage du Moulinet)
<i>MON</i>	X	-
<i>CUL</i>	X	-
<i>ECG</i>	X	-
<i>ROC</i>	X	-
<i>ECM</i>	-	Pas d'intérêt
<i>GEL</i>	-	Pas d'intérêt
<i>RAC</i>	-	Anthropisé (buse)
<i>VJO</i>	X	-
<i>SHE</i>	X	-
<i>VAL</i>	-	Anthropisé (buse)
<i>EPI</i>	X	-
<i>SBI</i>	X	-
<i>CAS</i>	X	-
<i>HUB</i>	-	Chez un particulier
<i>CAU</i>	-	Anthropisé (buse)
<i>BIA</i>	-	Anthropisé (buse)
<i>CET</i>	-	Anthropisé (buse)

Tableau 20 : Profils en long de l'aval des rivières étudiées à l'aide d'un DGPS (X) et non étudiées (-)

3 Etude de la côte actuelle de la pointe de la Hague

La partie côtière est étudiée à trois échelles : à l'échelle de la totalité de l'estran de la pointe de la Hague, qui a été divisé ensuite en 23 zones situés à l'embouchure des cours d'eau et à l'échelle de 23 baies qui incluent ces zones d'estrans.

3.1 A l'échelle de la pointe de la Hague

3.1.1 Classification de l'estran

Les différents estrans (extension, nature) ont été cartographiés à partir d'orthophotos provenant de la BD ORTHO version 2 de l'IGN et des images Google Earth pour plus de précision, complétées par des observations de terrain. Suivant leur nature (rocheux, sédimentaire) et leur degré d'anthropisation, les estrans de la zone d'étude ont été classés de la manière suivante :

- Estrans anthropisés comprenant des digues, quais, et/ou autres aménagements côtiers,
- Estrans rocheux : qui correspondent aux plateformes littorales rocheuses (Partie I Chapitre 2 2.2)
- Estrans de type sédimentaires : regroupant tous les dépôts situés sur l'estran (plage sableuse, graveleuse...) (Partie I Chapitre 2 2.2).

A partir de cette cartographie, chacun des 23 estrans sélectionnés a été catégorisé selon la proportion en estran rocheux ou sédimentaires :

- Sédimentaire (S) : estran composé uniquement de corps sédimentaires,
- Mixte sédimentaire (Ms) : Moins de 25 % de l'estran composé de plateforme rocheuse,
- Mixte (M) : Entre 25 et 75 % de l'estran composé de plateforme rocheuse,
- Mixte rocheux (Mr) : Plus de 75 % de l'estran composé de plateforme rocheuse,
- Rocheux (R) : 100 % de le l'estran composé de plateforme rocheuse.

3.1.2 Rugosité

Un indice généralement utilisé pour les reliefs continentaux a été utilisé pour mesurer le degré de rugosité des estrans. La rugosité est utilisée généralement à grande échelle pour caractériser un relief (Melton, 1965; Meybeck et al., 2001). La rugosité de l'estran est définie ici comme la

différence entre l'altitude maximale et minimale d'une fenêtre flottante divisée par la racine de l'aire de cette fenêtre.

Le MNT utilisé est litto3D d'une résolution de 1 m, nous avons choisi d'utiliser une fenêtre flottante de 2 X 2 m.

L'équation permettant de calculer la rugosité d'un zone est (Meybeck et al., 2001) Fig. 138):

$$Rugosité = \frac{H_{max} - H_{min}}{\sqrt{A}}$$

Cet indice est donc adimensionnel.

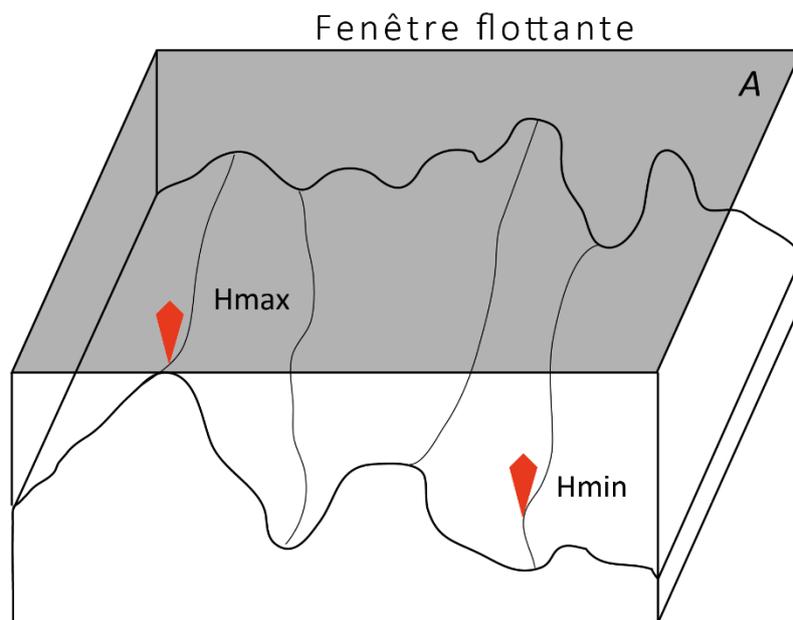


Fig. 138 : Calcul de la rugosité, H max : altitude maximale de la fenêtre flottante, H min : altitude minimal de la fenêtre flottante, A : aire de la fenêtre flottante

3.2 A l'échelle des zones d'estran situées au débouché des rivières étudiées

Pour les 23 estrans sélectionnés ont été mesuré :

- leur largeur,
- la hauteur des falaises qui les surplombent,
- la résistance des roches de leur plateforme rocheuses,
- l'orientation de structures situées sur cette plateforme.

3.2.1 Description des 23 zones d'estrans

Les aires des estrans sélectionnés sont comprises entre 0,02 km² (RAC, VJO, EPI, CAS) et 1,13 km² (SBO) (Tableau 21). La limite côté terre de ces estrans est la ligne de haute mer coefficient 120 et la limite basse et la ligne de basse mer coefficient 120. Les estrans représentent entre 200 et 250 m de trait de côte de part et d'autre de l'embouchure. L'aire de cette surface dépend donc principalement de la largeur de cet estran.

Les estrans rocheux (plateformes littorales rocheuses) sont érodés principalement dans des granites ou des roches sédimentaires (protéro- et paléozoïques) (Tableau 21).

	Code rivière	Aire de l'estran (km ²)	Géologie de la plateforme rocheuse
1	SBO	1,13	Pas de plateforme rocheuse
2	GVA	0,61	Pas de plateforme rocheuse
3	BEA	0,29	Schistes et grés d'Ecalgrain
4	HER	0,26	Grés armoricains
5	TVE	0,09	Granites de l'anse du Moulinet
6	MOU	0,08	Granites de l'anse du Moulinet
7	MON	0,07	Granodiorite du Thiébot
8	CUL	0,07	Granodiorite du Thiébot
9	ECG	0,32	Schistes et grés d'Ecalgrain
10	ROC	0,29	Granite d'Auderville
11	ECM	0,16	Granite d'Auderville
12	GEL	0,19	Granite d'Auderville
13	RAC	0,02	Granite d'Auderville
14	VJO	0,02	Granite d'Auderville
15	SHE	0,07	Granite de Gréville
16	VAL	0,05	Complexe granitique écrasé
17	EPI	0,02	Complexe granitique écrasé
18	SBI	0,03	Granite d'Eculleville
19	CAS	0,02	Granite d'Eculleville
20	HUB	0,07	Briovérien
21	CAU	0,13	Briovérien
22	BIA	0,21	Briovérien
23	CET	0,35	Briovérien

Tableau 21 : Aire et lithologie des estrans étudiés

3.2.2 Largeur des estrans étudiés

La largeur de l'estran extraite est la moyenne des distances entre la limite des hautes mers et des basses mers d'un coefficient de 120. Chaque limite de haute ou basse mer a été convertie en un fichier de point, ensuite la distance entre deux points (l) a été extraite avec l'outil Proximity (Near) de la boîte à outil Analysis (Fig. 139). La moyenne de ces valeurs a ensuite été calculée.

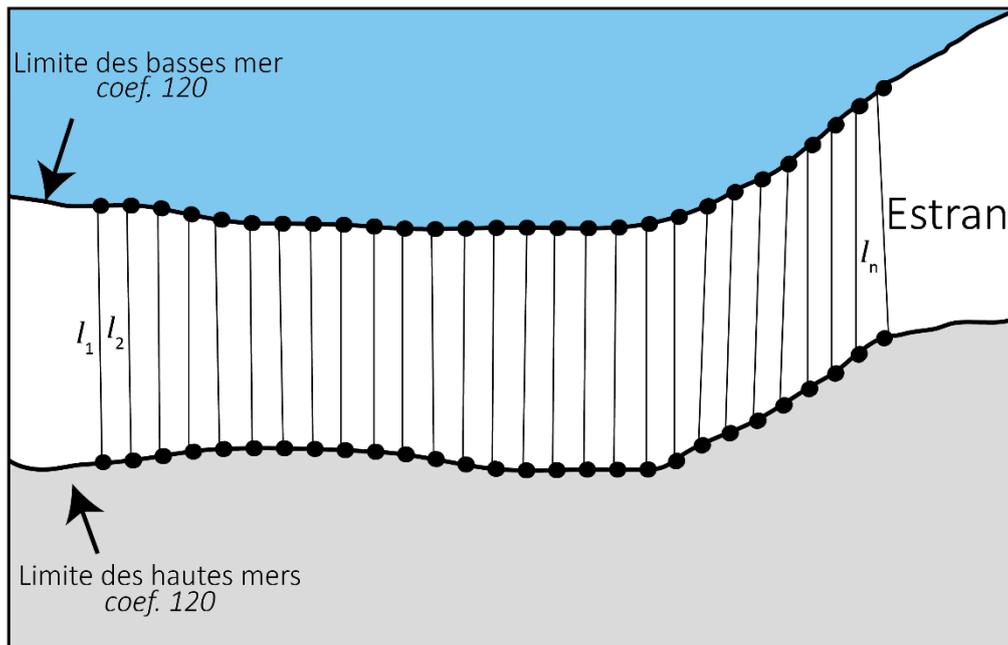


Fig. 139 : Calcul de la largeur de l'estran

3.2.3 Hauteur des falaises surplombant les estrans étudiés

La hauteur des falaises a été extraite à partir d'une polyligne, de la longueur de la zone de l'estran étudié, passant par le haut des falaises côtières. Cette polyligne a été tracée manuellement et son altitude a été extraite à partir du MNT Litto 3D. Ce protocole permet de déterminer l'altitude moyenne des falaises en prenant un point tous les mètres (un point tous les pixels).

3.2.4 Résistance des roches

Les résistances des roches des plateformes rocheuses ont été mesurées afin d'estimer leur capacité d'érodabilité. Un marteau de Schmidt ou scléromètre a été utilisé pour mesurer les résistances et les degrés de météorisation des roches de la plateforme (Goudie, 2006). Cet instrument mesure la distance du rebond d'un impact contrôlé sur la surface d'une roche (Goudie,

2006). Le modèle N, utilisé dans cette étude, permet de fournir des données de résistance à la compression entre 20 et 250 MPa. Quand un Marteau de Schmidt est comprimé sur une surface, son piston est automatiquement libéré. Une partie de l'énergie de l'impact est absorbée et transformée en chaleur et en son. L'énergie restante représente la résistance de la surface à l'impact. La distance effectuée par le piston après le rebond est appelée la valeur de rebond (R). Les roches les plus résistantes ont des valeurs de R les plus importantes (Aydin et Basu, 2005). Goudie (2006) a réalisé ainsi une classification des roches en fonction de leur résistance et leur valeur de R (Fig. 140).

Description	Uniaxial compressive strength, MPa	Point load strength $I_{s(50)}$, MPa	Schmidt Hammer N-type, 'R'	Characteristic rocks
Very weak rock – crumbles under sharp blows with geological pick point, can be cut with pocket knife	1–25	0.04–1.0	10–35	Weathered and weakly compacted sedimentary rocks – chalk, rock salt
Weak rock – shallow cuts or scraping with pocket knife with difficulty, pick point indents deeply with firm blow	25–50	1.0–1.5	35–40	Weakly cemented sedimentary rocks – coal, siltstone, also schist
Moderately strong rock – knife cannot be used to scrape or peel surface, shallow indentation under firm blow from pick point	50–100	1.5–4.0	40–50	Competent sedimentary rocks – sandstone, shale, slate
Strong rock – hand-held sample breaks with one firm blow from hammer end of geological pick	100–200	4.0–10.0	50–60	Competent igneous and metamorphic rocks – marble, granite, gneiss
Very strong rock – requires many blows from geological pick to break intact sample	>200	>10	>60	Dense fine-grained igneous and Metamorphic rocks – quartzite, dolerite, gabbro, basalt

Fig. 140 : Classification des roches selon leur résistance et leur valeur de rebond (R) mesuré à partir d'un Marteau de Schmidt (Goudie, 2006)

Pour chaque zone d'estran étudié, 200 rebonds ont été mesurés pour obtenir une meilleure dispersion des valeurs de R et une moyenne la plus représentative possible.

3.3 Analyse des baies

Les baies situées aux exutoires de chacun des 23 bassins versants ont été sélectionnées. Dans cette étude, une baie est une zone concave du trait de côté, séparée par deux caps rocheux écueils rocheux (Fig. 141). Toutes les baies sélectionnées ont une largeur supérieure à 15 m.

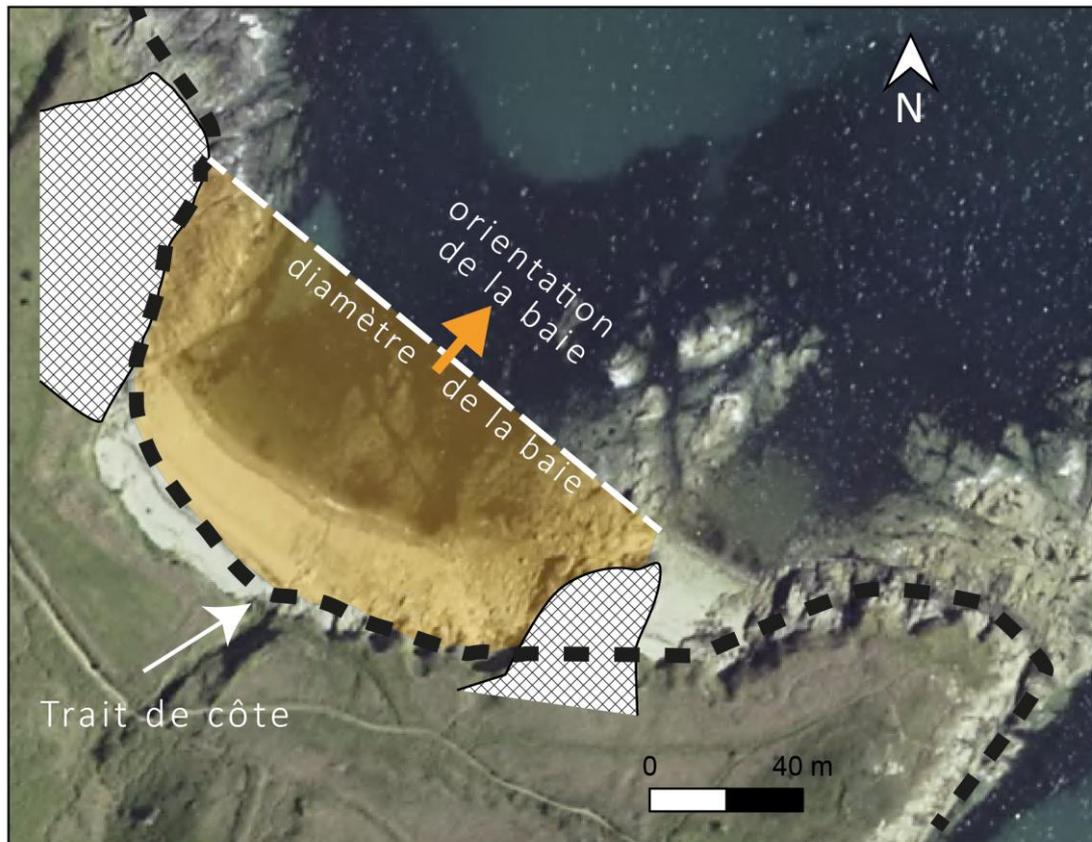


Fig. 141 : Exemple de baie à l'embouchure de la rivière de l'Epine (EPI), le trait de côte est représenté en trait noir pointillé, les caps rocheux en hachurés, le diamètre de la baie en pointillés blancs et l'orientation de la baie avec une flèche orange.

La limite terrestre de la baie est le trait de côte de l'IGN, tandis que la limite côté mer est la ligne située entre les deux caps. L'aire de la baie peut ainsi être calculée à partir de la surface créée. Selon Woodroffe, (2002) plus une baie est ouverte plus elle est grande. L'aire de la baie donne donc une information à la fois de taille mais aussi de l'ouverture.

4 Méthode de corrélation des indices morphométriques

Afin de quantifier les corrélations possibles entre les indices morphométriques "terrestres" et "côtiers", des matrices de corrélation ont été calculées. Ces dernières se basent sur le coefficient de Pearson utilisé par exemple pour l'étude des relations de différents indices morphométriques (Merritts et Vincent, 1989). La corrélation de Pearson est une mesure symétrique de la liaison linéaire existant entre deux variables quantitatives aléatoires (Scherrer, 2008). Le coefficient de corrélation ne dépend pas de l'unité de mesure utilisée (Frontier et al., 2001). Le caractère proportionnel signifie une liaison linéaire, c'est-à-dire que la corrélation est forte si les points s'alignent bien sur une droite. Le coefficient r est égal à 1 ou à -1 si tous les points du nuage sont parfaitement alignés. Il est égal à 0 lorsque le nuage de points ne révèle aucune tendance linéaire. A chaque valeur de r est assigné un coefficient p (p -value) représentant le degré de significativité :

- $0,01 < p < 0,05$: très forte présomption contre l'hypothèse nulle
- $0,05 < p < 0,1$: faible présomption contre l'hypothèse nulle
- $p > 0,1$: pas de présomption contre l'hypothèse nulle.

Ainsi, les corrélations sont jugées significatives lorsque $p < 0,05$ (Frontier et al., 2001).

La matrice de corrélation compare 14 indices morphométriques extraits pour les 23 bassins versants, estrans et baies. Les indices morphométriques représentant des angles n'ont pas été sélectionnés car pour ces indices le 0 correspond au 360 et ne sont donc pas corrélables avec d'autres valeurs.

Chapitre 3 Résultats

Sur la pointe de la Hague, l'analyse morphométrique est réalisée à la fois sur le partie côtière et sur la partie terrestre. Des corrélations sont réalisées pour permettre de comprendre les interactions entre le drainage et la côte. Les observations morphométriques ont permis de contraindre l'évolution tardi-cénozoïques du relief de la pointe de la Hague.

1 La séquence de terrasses marines et rasas du Nord Cotentin

Les observations de terrain combinées à l'analyse de MNT et d'images satellites permettent de proposer la première répartition totale des lignes de rivages tardi-cénozoïques du Nord Cotentin.

La séquence comprend une partie basse avec des terrasses bien individualisées (terrasses 1 à 4) surplombée par une succession de quatre rasas (Fig. 142). Ces rasas ne sont pas décrites dans les travaux antérieurs.

La répartition des lignes de rivages associées aux rasas montre que 1) la séquence s'étend sur tout le Nord Cotentin et se termine au Sud au niveau de la dépression des marais de Carentan (Fig. 143), 2) l'évolution paléogéographique du Nord Cotentin correspond très clairement à l'émersion d'une île puis à son adjonction au continent situé à proximité. Ce type d'évolution paléogéographique, fréquent à l'échelle globale (cf. Fig. 8 Pedoja et al. (2014)) a déjà été proposée pour le Nord Cotentin (Van Vliet-Lanoë et al., 2002, 124, Chapitre 1 2.2) mais les évidences morphologiques montrant l'évolution de cette émergence manquaient.

Pour cette raison, dans ce chapitre, la description de la partie haute de la séquence de lignes de rivages du Nord Cotentin est décrite avant sa partie basse, dans l'ordre chronologique de l'émersion.

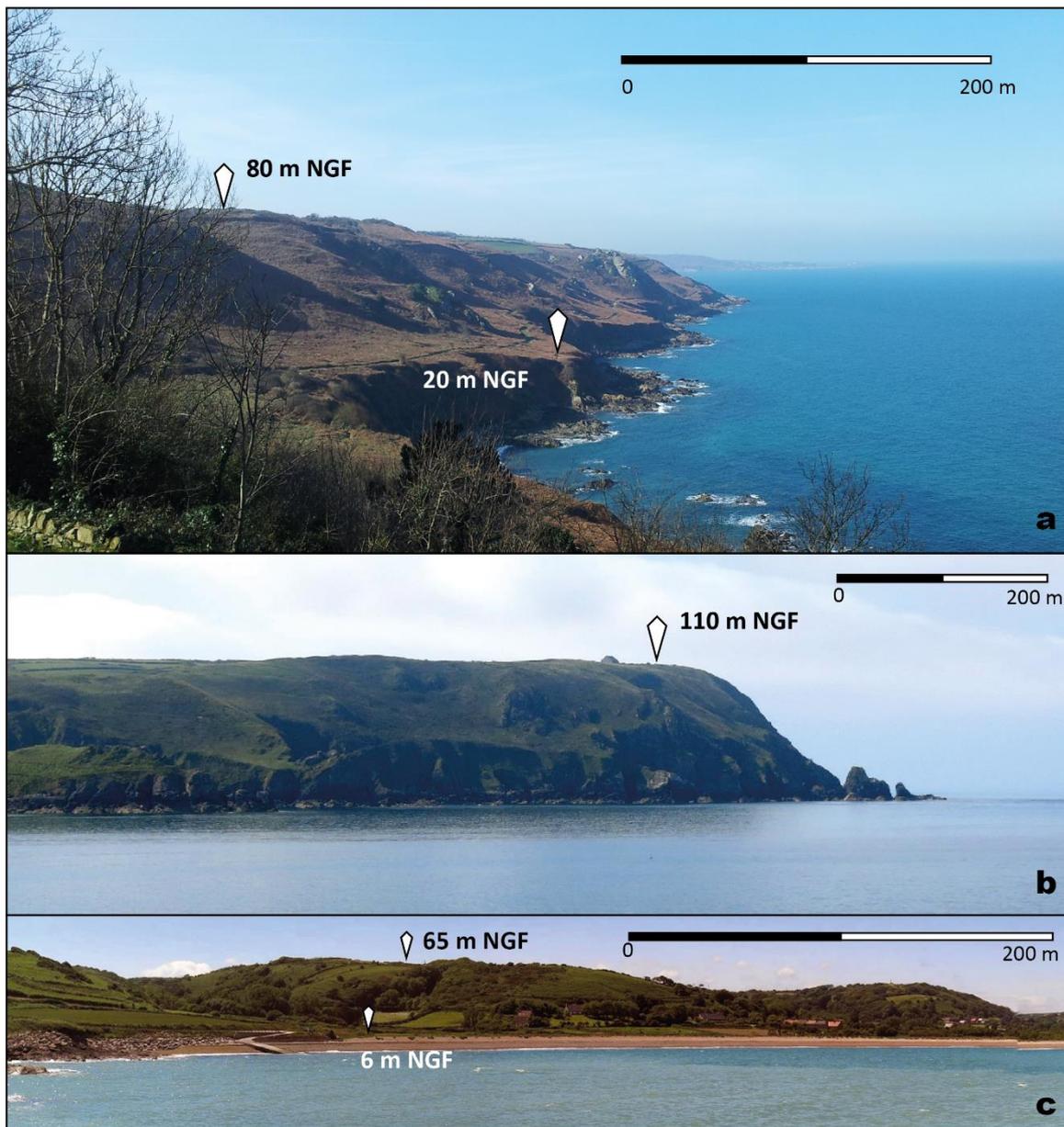


Fig. 142 : Escarpements entre la séquence de rasas et la séquences de terrasses marines a) au Landemer (Urville-Nacqueville), où un escarpement de 80 m est présent, b) au nez des Voidries, où un escarpement de 110 m correspondant à la falaise côtière est présent, c) dans l'anse Saint Martin, où un escarpement de 60 m est présent.

1.1 La séquence de terrasses marines et de rasas de la pointe de la Hague

Dans le Nord Cotentin, la partie haute de la séquence de lignes de rivages comprend quatre rasas situées à des altitudes comprises entre 80 et 180 m qui sont de larges surfaces jusqu'au bassin de Carentan (Fig. 143). Ces rasas ont été observées sur le terrain puis leur extension générale a été extraite à partir de modèles numériques de terrain. Ces rasas sont délimitées par des falaises côtières fossiles concentriques comme par exemple autour du sommet de la pointe de la Hague et le Val de Saire (NE Cotentin) (Fig. 143 b). La rasa la plus basse, nommée 1 dans cette étude, est la plus étendue (32 x 15 km) et son pied de falaise est situé à 95 ± 5 m d'altitude. Les falaises côtières associées à la rasa 2 délimitent cinq îles fossiles de dimensions comprises entre 5 x 3 km (Val de Saire, NE du Cotentin) à 7 x 20 km (pointe de la Hague) a un pied de falaise situé à une altitude de 135 ± 5 m. Les pieds de falaise associés à la rasa 3 définissent quatre paléoîles de dimensions comprises entre 1 x 2 km (Val de Saire) et 11 x 3 km (pointe de la Hague). Le pied de falaise de cette rasa culmine à 155 ± 5 m. Enfin la rasa sommitale correspond à trois petites paléoîles d'altitudes supérieures à 170 m d'une largeur < 2 km.

Les deux transects réalisés sur la pointe de la Hague montrent l'étagement de la séquence de lignes de rivages (terrasses et rasas) (Fig. 144). Le transect AB sur le cap de la Hague montre trois rasas (1, 2 et 4) surplombant une séquence large ($\approx 1,5$ km) de terrasses marines d'altitude inférieure à 40 m. Le transect CD Nord de l'Anse de Vauville met en évidence les deux rasas (rasa 2 et 4) : la rasa sommitale à 170 m d'altitude et la rasa 2 située à 140 m d'altitude. Ces deux rasas surplombent une séquence de terrasses marines étroite (≈ 150 m) recouvertes par des heads.

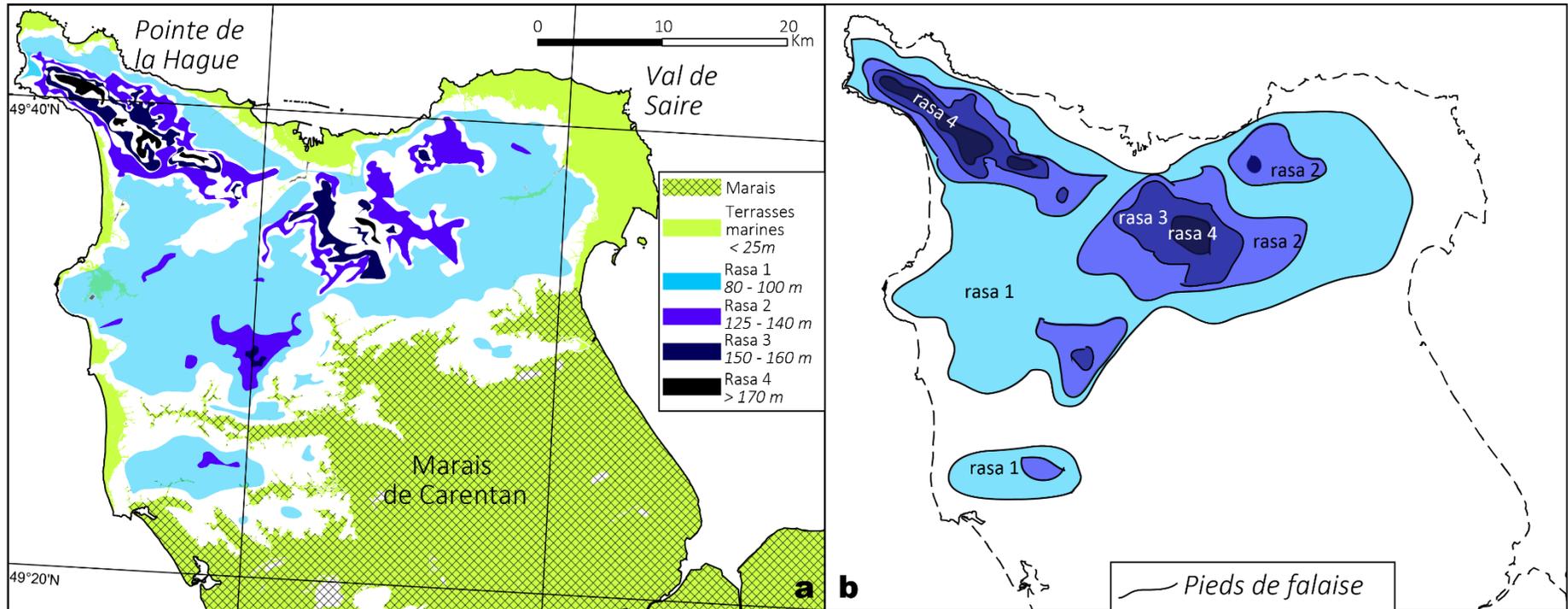


Fig. 143 : Séquence de lignes de rivages fossiles (rasas et terrasses marines) du Nord Cotentin, a) Séquence extraite à partir des modèles numérique de terrain, b) Répartition schématique des îles et îlots fossiles constituant le sommet de la séquence de rivages.

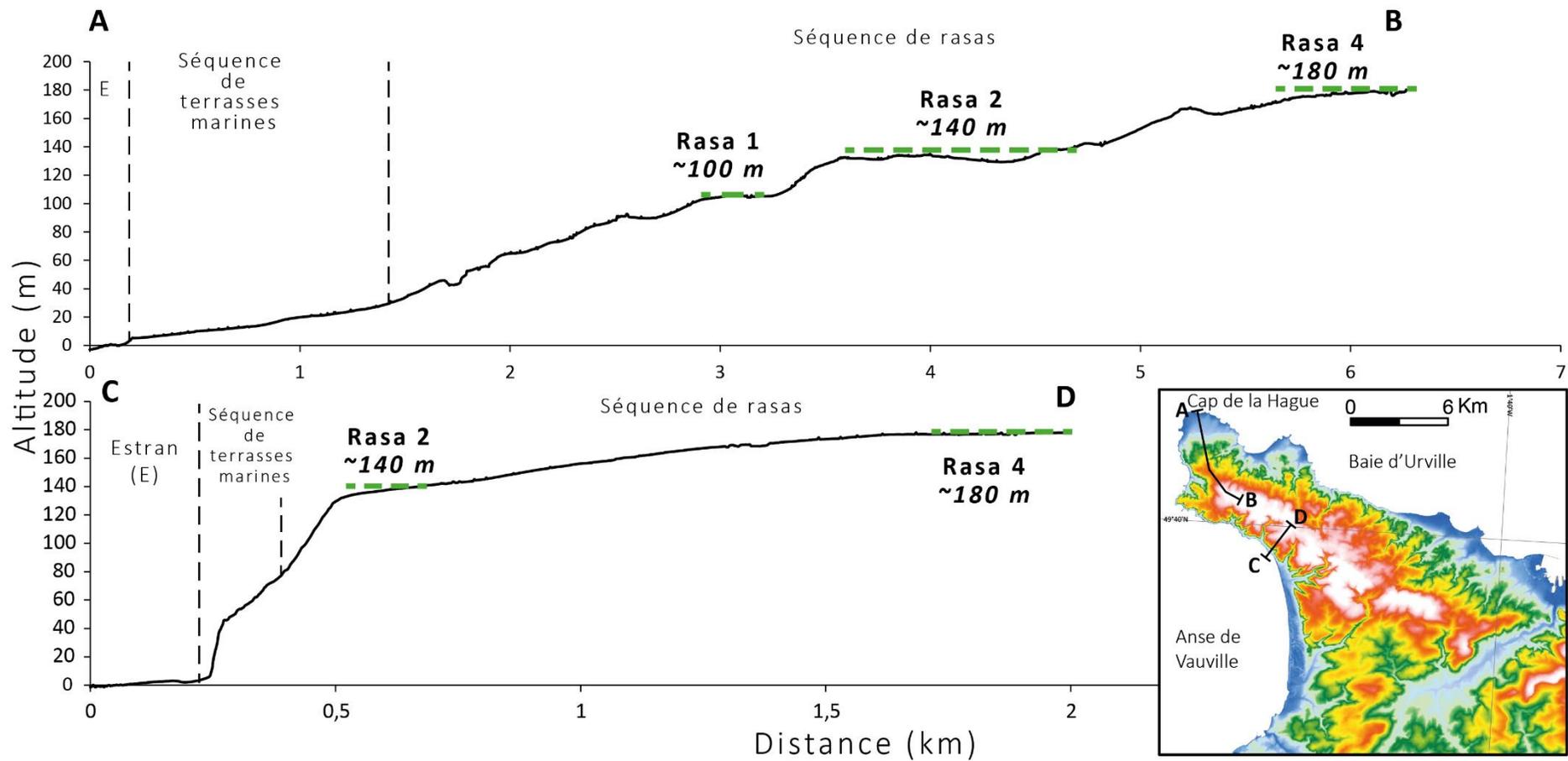


Fig. 144 : Transects altitudinaux de la pointe de la Hague. Ces transects illustrent la séquence de terrasses marines et de rases.

La séquence de rasas du Nord Cotentin surplombe une séquence de terrasses marines plus basse, culminant à 40 m bien développée sur les côtes septentrionales du Cotentin (Fig. 143) où se trouve la pointe de la Hague (Fig. 145). La partie basse de la séquence est composée de trois à quatre terrasses bien individualisées culminant à ~ 40 m. Elle s'étend sur la majeure partie du littoral du Nord Cotentin jusqu'au Val de Saire sur environ 90 km de long malgré sa forte anthropisation aux alentours de Cherbourg (Fig. 143).

Sur la côte NO du Cotentin la séquence basse correspond à une zone littorale longue de 40 km et large suivant les sites de quelques dizaines de mètres à environ 1,5 km (Fig. 145). Cette séquence est la plus large 1) dans les baies et anses : anse de Vauville (≈ 500 m), Anse Saint-Martin (≈ 500 m) et baie d'Urville (≈ 1 km) et 2) sur le cap de la Hague où elle atteint 1,5 km de largeur. Ailleurs la partie basse de la séquence de lignes de rivages est étroite (quelques dizaines de mètres) voir absente comme entre le nez de Jobourg et l'anse du Cul Rond. Cette séquence est développée sur moins d'une centaine de mètres de large au Nord de l'Anse de Vauville au Nez de Jobourg, entre la Baie d'Ecalgrain et le village de la Roche, entre Omonville la Rogue et le Landemer (Fig. 145). J'ai étudié plus en détail cette séquence basse sur le cap de la Hague.

27 dépôts de terrasses marines (i.e. plages perchées) associés aux terrasses marines 'II et 'III sur le cap de la Hague ont été mis en évidence (Fig. 145 et Tableau 22). Ces dépôts sont de plusieurs natures :

- Des dépôts de plage de galets, de 0,5 à 1,5 m d'épaisseur et d'extension latérale comprise entre quelques mètres (dépôt 11) et une centaine de mètres (dépôts 13 et 14) (Fig. 145 et 146 a et b). Ces dépôts de plages perchées sont composés de galets centimétriques à décimétriques pris dans une matrice sableuse. Ces dépôts sont parfois granoclassés (dépôt 14) (Fig. 145 a) : donc peu remaniés par les processus périglaciaires.
- Des dépôts de plage sous forme de poches résiduelles, d'une épaisseur inférieure à 50 cm et d'extension latérale inférieure à quelques mètres (Fig. 145 et 146 c et d). Ces dépôts ont une matrice silto-argileuse et contiennent parfois des gelifractions. Ces dépôts sont fréquemment situés sous plusieurs mètres voire plusieurs dizaines de mètres de dépôts continentaux. Ces dépôts correspondent le plus probablement à des dépôts de terrasses marines remaniés par des coulées de solifluxions postérieures.

- Des dépôts sableux d'une épaisseur de d'un à 2 m d'extension latérale de plusieurs dizaines de mètres correspondant à la falaise de la Baie de Quervière (dépôts 9 et 10). Ces dépôts sont situés sous une dizaine de mètres de dépôts continentaux et suivant les périodes ces dépôts sont masqués par des glissements de terrains côtiers.

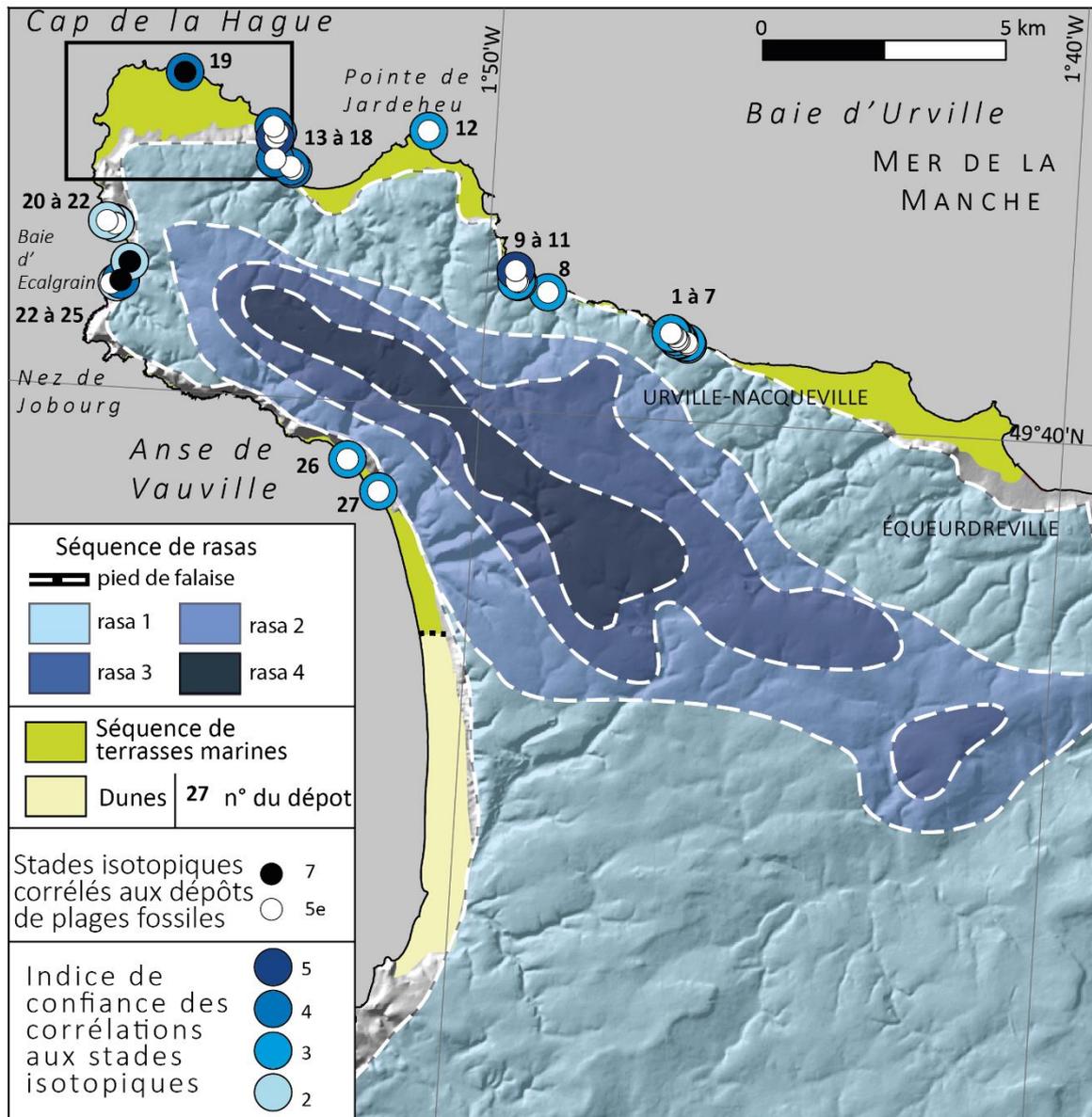


Fig. 145 : Séquence de terrasses marines et rases de la Pointe de la Hague. La séquence de rasa est symbolisée en nuances de bleu, la séquence de terrasses marines en vert, les dunes en jaune. Les dépôts de terrasses (i.e. plages perchées) sont symbolisés par une pastille de couleur, blanc pour les dépôts associé au stade isotopique 5e : noir pour les dépôts corrélés au stade isotopique 7. L'indice de confiance dans cette corrélation est symbolisé avec une pastille bleue : du bleu clair (IC : 2) au bleu foncé : (IC : 5). Le n° du dépôt correspond au numéro du tableau suivant.

21 dépôts sont situés entre 5 ± 1 m d'altitude NGF soit 2 ± 1 m au-dessus de niveau 0 morphologique et associés à T1 (Tableau 22). Deux dépôts de plages perchées sur T2 se situent à 14 ± 2 m, l'un a été corrélé au stade isotopique 7.



Fig. 146 : Différents dépôts de plages perchées de la pointe de la Hague : a) plage de galets centimétriques à la pointe du Nez (dépôt 13), b) plage de galets décimétriques de Port Racine (dépôt 16), c) poche de galets centimétriques à décimétrique près du Landemer (dépôt 4) et d) poche de galets centimétriques à décimétriques pointe du Houpret (dépôt 22).

Sur le Cap de la Hague entre la Roche et Port Racine, la séquence inclut trois terrasses marines (TI, TII et TIII) séparées par deux falaises côtières fossiles surplombées par la rasa 1 (Fig. 147).

La première terrasse TI a une largeur comprise entre 50 et 500 m. Le bord distal de cette terrasse se trouve à 5 ± 1 m NGF (2 ± 1 m au-dessus du niveau zéro morphologique). Le pied de falaise de TI culmine à 7 ± 1 m NGF (5 ± 1 m au-dessus du niveau 0 morphologique). La terrasse II, large de 50 à 500 m, à son bord distal à 10 ± 2 m NGF et son pied de falaise à 15 ± 2 m NGF (12 ± 2 m au-dessus du niveau zéro morphologique). Sur cette terrasse, un dépôt de plage perchée et deux écueils rocheux fossiles sont préservés près du Rocher Gélétan et du Hâvre de Bombec. Enfin la terrasse III mesure entre 100 et 900 m de large et son pied de falaise culmine à 25 ± 3 m NGF (22 ± 3 m au-dessus du niveau 0 morphologique) et son bord distal à 20 ± 2 m NGF (17 ± 2 m au-dessus du niveau 0 morphologique). Aucun dépôt de plage n'est visible sur cette terrasse. La géographie des lignes de rivages associées aux terrasses I et II (i.e. pied de falaise) est conforme à celle du trait de côte actuel. Ce n'est pas le cas pour la terrasse III : le rocher Gélétan semble former une ancienne péninsule pour cette terrasse.

Les dépôts de plages perchées ont permis de corréler les terrasses marines au stade isotopique 5e pour TI, au stade isotopique 7 pour TII et au stade isotopique 9 pour TIII.

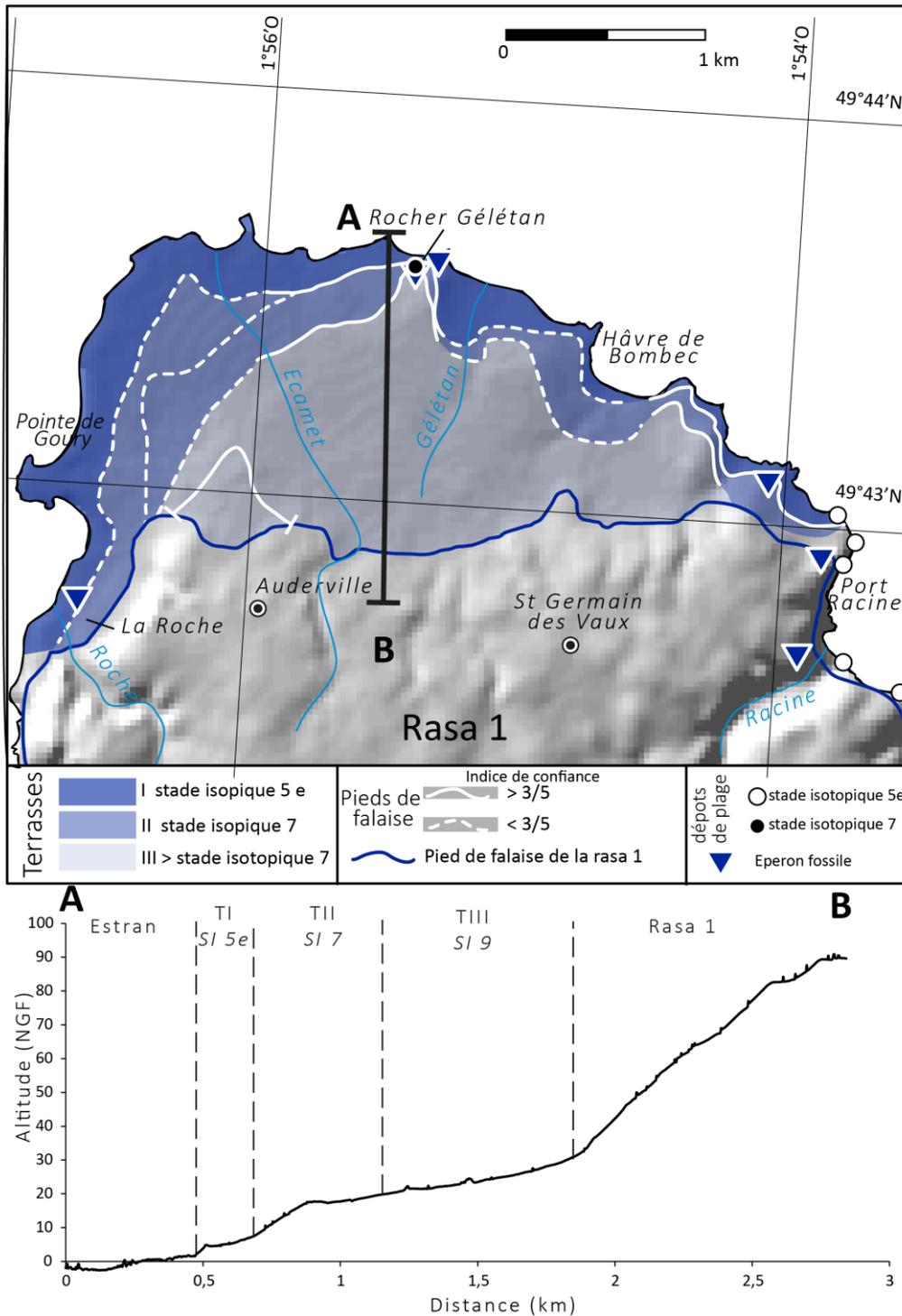


Fig. 147 : Séquence de terrasses marines et de rases du Cap de la Hague et transect associé. Les trois terrasses sont symbolisées en bleu et leurs pieds de falaises associés en blanc : pointillés pour des pieds de falaises cartographiés avec un faible indice de confiance, en trait plein pour les pieds de falaises cartographiés avec un indice de confiance supérieur à 3. Les écueils fossiles sont symbolisés avec un triangle bleu. Les dépôts sont symbolisés avec des pastilles blanches. Le transect montre les trois terrasses et la rasa 1 ainsi que l'estran.

N°	Commune	Lieu	Altitude (m)			Dépôts étudiés		Stade isotopique associé			Source
			NGF	ASL	ME	Type	Influence cont. (/5)	S I	Méthode	IC (/5)	
1	Gréville Hague	Castel Vendon	5	2	1	Poche de galets	3	5	Extension	3	T
2	Gréville Hague	Castel Vendon	5	2	1	Poche de galets	3	5	Extension	3	T
3	Gréville Hague	Castel Vendon	5	2	1	Poche de galets	3	5	Extension	3	T
4	Gréville Hague	Castel Vendon	5	2	1	Poche de galets	3	5	Extension	3	T
5	Gréville Hague	Castel Vendon	5	2	1	Poche de galets	3	5	Extension	3	T
6	Gréville Hague	Castel Vendon	5	2	1	Poche de galets	3	5	Extension	3	T
7	Gréville Hague	Castel Vendon	5	2	1	Poche de galets	3	5	Extension	3	T
8	Eculleville	baie de la Sabine	5	2	1	Poche de galets	3	5	Extension	3	T
9	Eculleville	baie de Quervièrè	5	2	1	Sable	2	5	Extension	3	T
10	Eculleville	baie de Quervièrè	5	2	1	Sable	2	5	Extension	3	T
11	Eculleville	baie de l'Epine (les îlets)	5	2	1	Poche de galets	3	5	Palyno.	3	T et B
12	Digulleville	pointe de Jardeheu	5	2	1	Plage de galets (>cm)	4	5	Extension	3	T et B
13	St Germain des Vx	pointe du nez	5	2	1	Plage de galets (≈cm)	1	5	Extension	4	T
14	St Germain des Vx	pointe du nez	5	2	1	Plage de galets (≈cm)	1	5	Extension	4	T et B
15	St Germain des Vx	Port-Racine	5	2	1	Plage de galets (≈cm)	1	5	Extension	4	T et B
16	St Germain des Vx	Port-Racine	5	2	1	Plage de galets (>cm)	2	5	OSL	5	T et B
17	St Germain des Vx	Les Herbeuses	5	2	1	Plage de galets (>cm)	3	5	Extension	4	T et B
18	St Germain des Vx	Les Herbeuses	5	2	1	Plage de galets (>cm)	3	5	Extension	4	T et B
19	St Germain des Vx	Rocher Gélétan	14	10	2	Plage de galets (>cm)	4	7	Archéo.	4	B
20	Auderville	pointe du Houpret	7	2	1	Poche de galets	4	5	Extension	2	T
21	Auderville	pointe du Houpret	7	2	1	Poche de galets	4	5	Extension	2	T
22	Auderville	pointe du Houpret	7	2	1	Poche de galets	4	5	Extension	2	T
23	Jobourg	baie d'Ecalgrain	14	10	2	Poche de galets	4	7	Extension	2	T
24	Jobourg	baie d'Ecalgrain	5	2	1	Poche de galets	4	7	Palyno.	4	T et B
25	Jobourg	baie d'Ecalgrain	5	2	1	Poche de galets	4	5	Extension	2	T
26	Beaumont-Hague	Herquemoulin	5	2	1	Poche de galets	3	5	Extension	3	T et B
27	Vauville	Petit-Beaumont	5	2	1	Poche de galets	3	5	Extension	3	T et B

Tableau 22 : Dépôts de terrasses marines (i.e. plage perchées) de la pointe de la Hague. Ce tableau inclut pour chaque dépôts étudié sa localisation, son altitude (au-dessus du niveau zéro morphologique) et marge d'erreur (ME) correspondante, son type et l'intensité de son remaniement. Le remaniement par des dépôts périglaciaire est classé sur une échelle de 1 à 5. 5 étant complètement remaniés. Le tableau inclut aussi le stade isotopique corrélé à la permanence du haut niveau marin auquel les dépôts de terrasses marines sont associés. La méthode de détermination de ce stade isotopique (Palyno. : palynologie, Archéo. : archéologie) est indiqué. L'indice de confiance de cette corrélation est classé 1 à 5. 5 étant une datation absolue. La source de la position de ce dépôt est indiquée par T : terrain ou un B : bibliographie.

1.2 Calculs des taux de soulèvement côtier apparents et corrigés

Le pied de falaise associé à la terrasse I corrélé au stade isotopique 5e est situé à 4 ± 2 m au-dessus du niveau zéro morphologique tandis que le pied de falaise (PDF) associé à TII corrélé au stade isotopique 7 culmine à 11 ± 2 m.

Les taux de soulèvement apparents associés à ces dépôts sont donc compris entre $0,033 \pm 0,016$ mm/an pour le 5e et $0,055 \pm 0,015$ mm/an pour les dépôts corrélés au stade isotopique 7 (Tableau 23). Tandis que les taux de soulèvement corrigés associés à ces dépôts sont compris entre $-0,023 \pm 0,032$ mm/an pour le 5e et $0,067 \pm 0,048$ mm/an pour les dépôts corrélés au stade isotopique 7 (Tableau 23). La terrasse marine associée au stade 5 e (T1) n'est pas submergée, le taux de soulèvement, ne peut donc pas être négatif. Dans la suite de l'étude, seuls les taux de soulèvement apparents sont donc utilisés.

Terrasse	SI	Age	Correction eustatique	Altitude du dépôt	Altitude PDF associé	Taux de soulèvement apparent	Taux de soulèvement corrigé
I	5e	122 ± 6 ka	$+ 7 \pm 2$ m	2 ± 1 m	4 ± 2 m	$0,033 \pm 0,016$ mm/an	$-0,023 \pm 0,032$ mm/an
II	7	225 ± 25 ka	$- 3 \pm 7$ m	10 ± 2 m	11 ± 2 m	$0,051 \pm 0,014$ mm/an	$0,067 \pm 0,048$ mm/an

Tableau 23 : Calculs des taux de soulèvement apparents et corrigés à partir de l'altitude des pieds de falaise des terrasses datées du bas de la séquence au cap de la Hague (extrémité NO de la pointe du même nom).

2 Partie terrestre

L'analyse morphométrique de la partie terrestre du relief a été réalisée à deux échelles différentes : à l'échelle de la pointe de la Hague et à l'échelle des 23 bassins versants côtiers.

2.1 A l'échelle de la pointe de la Hague

L'analyse morphométrique à l'échelle de la pointe de la Hague se concentre sur le relief (relief résiduel, incision et exposition), l'organisation du réseau de drainage et leur pente (SL et k_{sn}).

2.1.1 Relief de la pointe de la Hague

Le relief de la pointe de la Hague a été analysé au travers du relief résiduel et de l'incision. Le relief résiduel varie entre 0 et 125 m avec une moyenne de 23 m. L'incision varie entre 0 et 125 m et présente une moyenne de 9,5 m (Fig. 148). Les valeurs les plus fortes de relief résiduel et d'incision sont localisées au Nord de l'anse de Vauville à la baie d'Ecalgrain et au SO de Cherbourg. Les valeurs de ces indices morphométriques sont moyennes à fortes sur la côte NE de la pointe de la Hague entre Cherbourg et le cap de la Hague. Les valeurs sont faibles sur les rasas sommitales d'orientation NO-SE, sur la zone située au Sud de Martinvast et Tollevast, mais aussi sur les franges côtières (≈ 1 km de large) au cap de la Hague et entre Urville-Nacqueville et Cherbourg Fig. 148).

Sur les profils transversaux du relief résiduel et de l'incision, la dissymétrie entre la côte Ouest et la côte Nord séparée par les rasas sommitales peu incisées est visible (Fig. 149).

Sur le profil transversal AB (NO-SE) (Fig. 149 a), les valeurs de relief résiduel et d'incision sont faibles (< 5 m) sur les deux premiers kilomètres du transect (cap de la Hague). Elles sont ensuite comprises entre quelques mètres et 60 m de l'anse de St Martin à Cherbourg.

Sur le profil transversal AC (NO-SE) (Fig. 149 b) réalisé sur la ligne de crête, les valeurs de relief résiduel sont comprises entre 5 et 40 m. L'incision est presque nulle sur les 5 premiers kilomètres du transect puis atteint son maximum (40 m) à Beaumont-Hague. Elles varient ensuite entre Beaumont et Martinvast entre 0 et 20 m.

Le profil transversal AD (N-S) (Fig. 149 c) a été réalisé sur la côte Ouest, les valeurs d'incision et de relief résiduel sont comprises entre 0 et 80 m. Elles varient entre 0 et 80 m sur les 15 premiers kilomètres jusqu'au milieu de l'anse de Vauville puis oscillent entre 0 et 40 m sur les 10 kilomètres restant du profil.

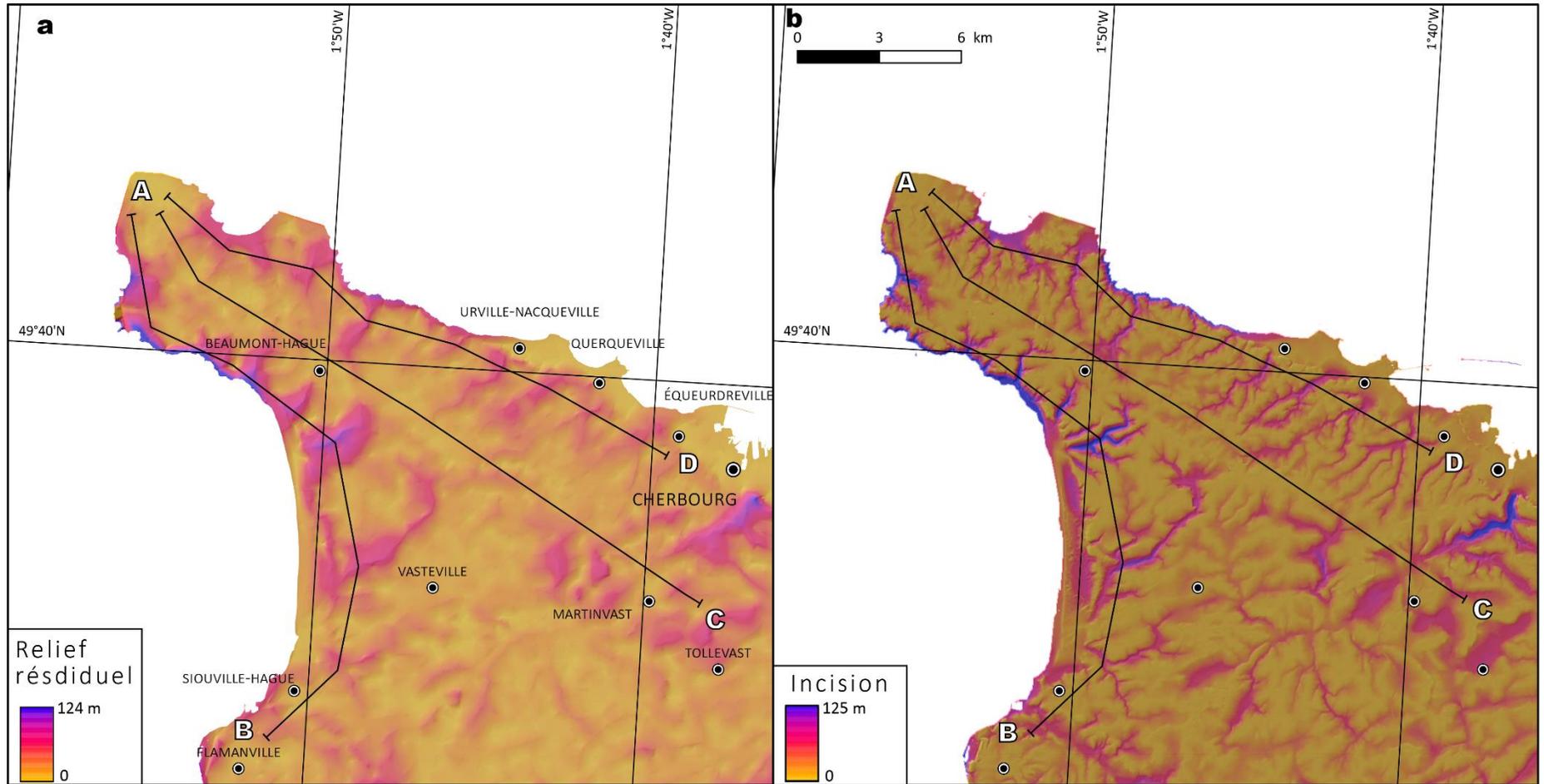


Fig. 148 : Analyse du relief de la pointe de la Hague ; a) Le relief résiduel est représenté par un dégradé allant du jaune (faible relief) au violet (fort relief), b) L'incision est représentée par un dégradé allant du jaune (faible relief) au violet (fort relief), les profils AB-AC-AD (Fig. 149) sont symbolisés en trait plein.

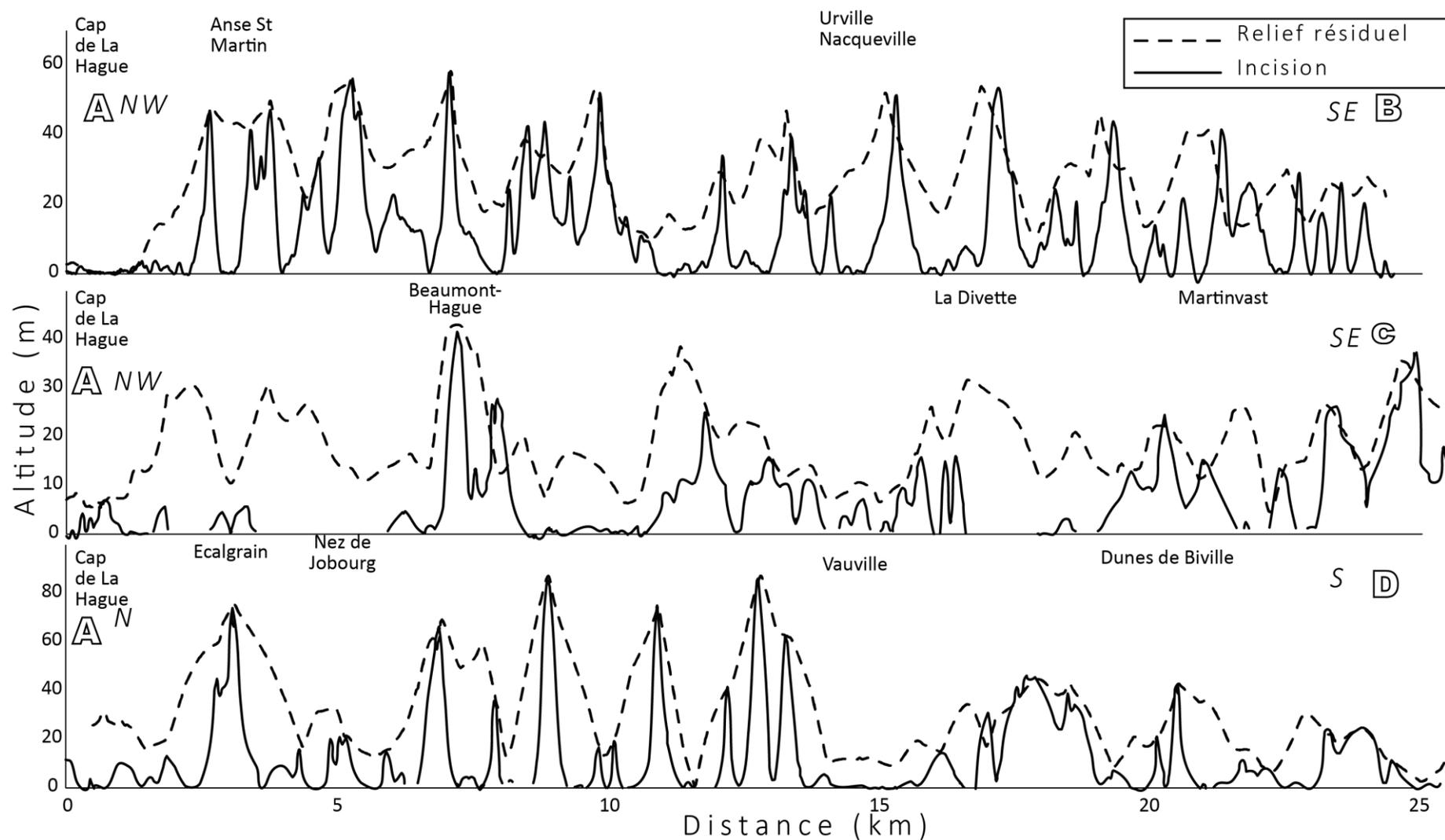


Fig. 149 : Profils transversaux du relief résiduel (en pointillé) et de l'incision (en trait plein), AB profil NO SE de la côte Nord de la pointe de la Hague, AC profil NO SE de la ligne de crête de la pointe de la Hague, AD profil NS de la côte Ouest de la pointe de la Hague. Ces profils sont localisés Fig. 148.

L'analyse du relief permet de définir plusieurs domaines géomorphologiques :

- La côte Ouest de la pointe de la Hague, entre Vasteville et la baie d'Ecalgrain, est très incisée (40 à 80 m).
- La côte Nord de la pointe de la Hague, entre le cap de la Hague et Cherbourg, est moyennement incisée (20 à 40 m).
- La ligne de crête, entre le cap de la Hague et Martinvast, est marquée par une incision faible entre 10 et 20 m.
- La frange littorale de 1 à 2 km de large, au Sud de l'anse de Vauville, au cap de la Hague et entre Urville-Nacqueville et Cherbourg est quant à elle caractérisée par une incision quasi nulle.

2.1.2 Exposition du relief

La côte Ouest de la pointe de la Hague entre Flamanville et la baie d'Ecalgrain présente des versants orientés vers le SSO et le NO (Fig. 150). La côte Nord a des versants orientés vers le NNO et vers le SE. La limite entre ces deux zones correspond à la rasa sommitale d'orientation NO-SE. Les versants situés sur la côte Ouest, dans l'anse de Vauville, sont plus développés que ceux développés sur la côte Nord. A l'intérieur des terres, dans la région de Tollevast et Martinvast, les versants sont très développés et orientés vers le SE et le NO et symétriques (Fig. 150) (Fig. 130).

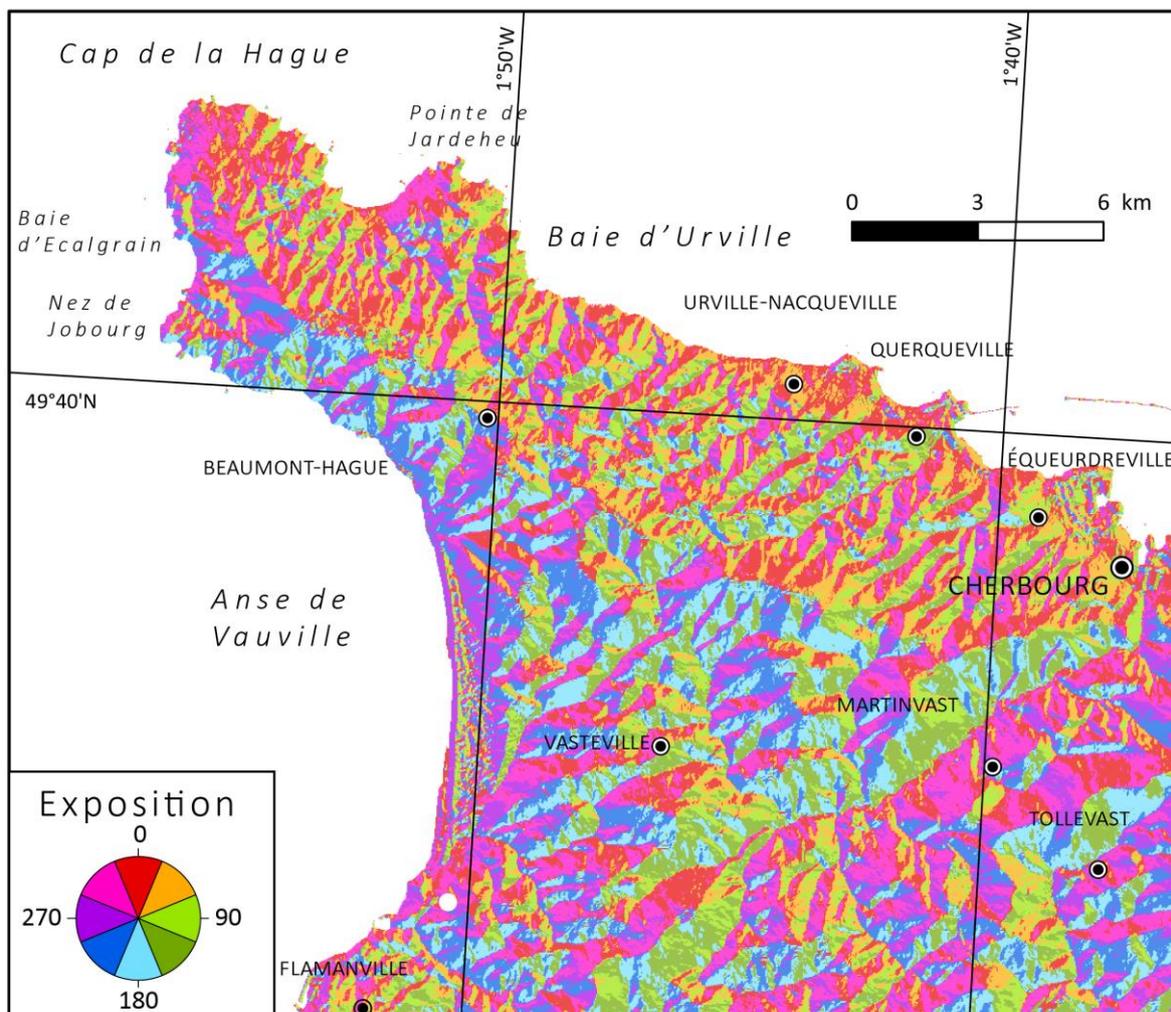


Fig. 150 : Exposition du relief de la Hague. La direction de la pente descendante est symbolisée du rouge au violet : rouge pour pente vers le Nord. Jaune : pente vers le NE. Vert clair : pente vers l'Est, Vert foncé : pente vers le SE, Bleu clair : pente vers le Sud. Bleu foncé : pente vers le SO, Violet : pente vers l'Ouest. Rose : pente vers le NO.

2.1.3 Organisation du réseau de drainage

Le drainage de la pointe de la Hague a une organisation parallèle sur la côte, de part et d'autre de la ligne de crête d'orientation NO-SE. Les drains sont donc perpendiculaires à la ligne de crête (Fig. 151). Par conséquent, les drains situés entre le nez de Jobourg et Siouville-Hague, sur la côte Ouest, et entre le cap de la Hague et Cherbourg, sur la côte Nord, sont d'orientation NE-SO. Les drains situés entre le nez de Jobourg et la pointe de Jardeheu ont une organisation semi radiale autour de la terminaison de cette ligne de crête. Seule la Divette incise totalement cette ligne de crête (Fig. 151).

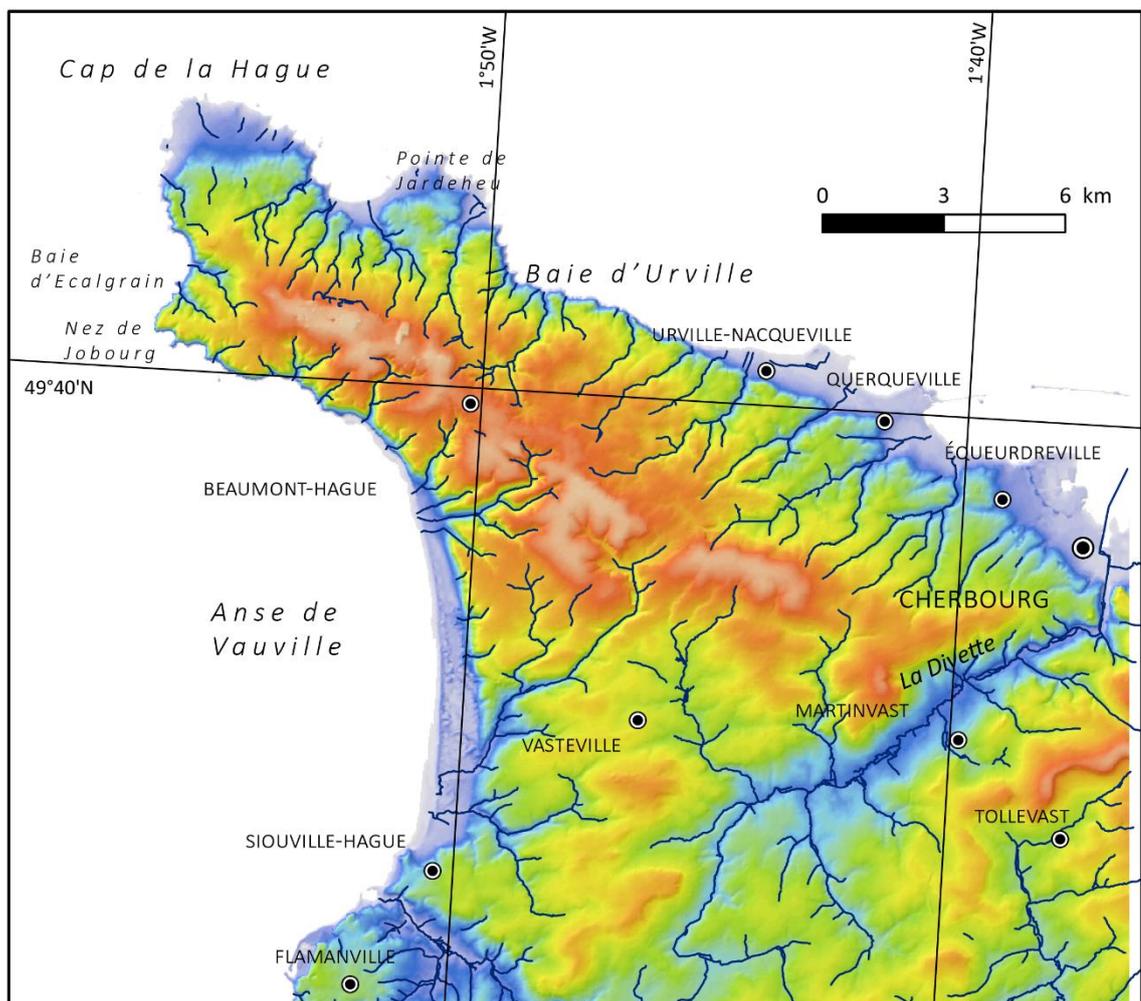


Fig. 151 : Organisation du réseau de drainage de la pointe de la Hague

2.1.4 Indice de pente des drains

La pente des drains a été analysée à l'aide des indices morphométriques SL et k_{sn} . Les valeurs de SL sont comprises entre 0 et 973 m avec une moyenne de 44 m (Fig. 152 a) tandis que les valeurs de k_{sn} s'étendent entre 0 et 419 $m^{0,9}$ avec une moyenne de 24 $m^{0,9}$ (Fig. 152 b). Les drains côtiers situés au Nord de l'anse de Vauville et entre le cap de la Hague et Urville-Nacqueville ont des pentes fortes (> 150 m pour le SL et > 50 $m^{0,9}$ pour les k_{sn}). Tandis que ceux situés sur la bande littorale de 1 à 2 km de large situé au Sud de l'anse de Vauville, au cap de la Hague et entre Urville-Nacqueville et Cherbourg ont des pentes faibles ($SL < 25$ m et $k_{sn} < 20$ $m^{0,9}$). Les drains situés en amont de cette bande littorale, sur la ligne de crête et sur le plateau au Sud de Vasteville, présentent des pentes moyenne à faible, inférieure à 100 m pour le SL et 40 $m^{0,9}$ pour le k_{sn} .

Les analyses du relief, de l'organisation du réseau de drainage et la pente de drains permettent de mettre en évidence plusieurs domaines géomorphologiques :

- La ligne de crête NO-SE développée de Beaumont Hague à Martinvast entre 150 et 180 m d'altitude est caractérisée par de faibles valeurs de relief résiduel et d'incision et de faibles indices de pente des drains.
- Les extrémités de la ligne de crête sont caractérisées au NO comme au SE par une faible incision par des drains faiblement pentés organisés de façon radiale autour de la terminaison de cette ligne de crête.
- Deux zones côtières sont moyennement à fortement incisées par des drains d'orientation NE-SO fortement pentés situées de part et d'autre de la ligne de crête : entre l'anse de Vauville et le nez de Jobourg pour la côte Ouest et entre la pointe de Jardeheu et Urville-Nacqueville pour la côte Nord.
- Trois secteurs de la frange côtière de 1 à 2 km de large sont faiblement incisées par des drains faiblement pentés : 1) au Sud de l'anse de Vauville, 2) entre la baie d'Ecalgrain et la pointe de Jardeheu et 3) entre Urville Nacqueville et Cherbourg.

L'exposition du relief permet la distinction de deux régions géomorphologiques : la côte Ouest de la pointe de la Hague présente des versants orientés NNO et SO et bien développés. La côte Nord présente des versants moins développés et orientés NO et SE. Ces deux régions sont délimitées par la ligne de crête NO-SE de Beaumont-Hague.

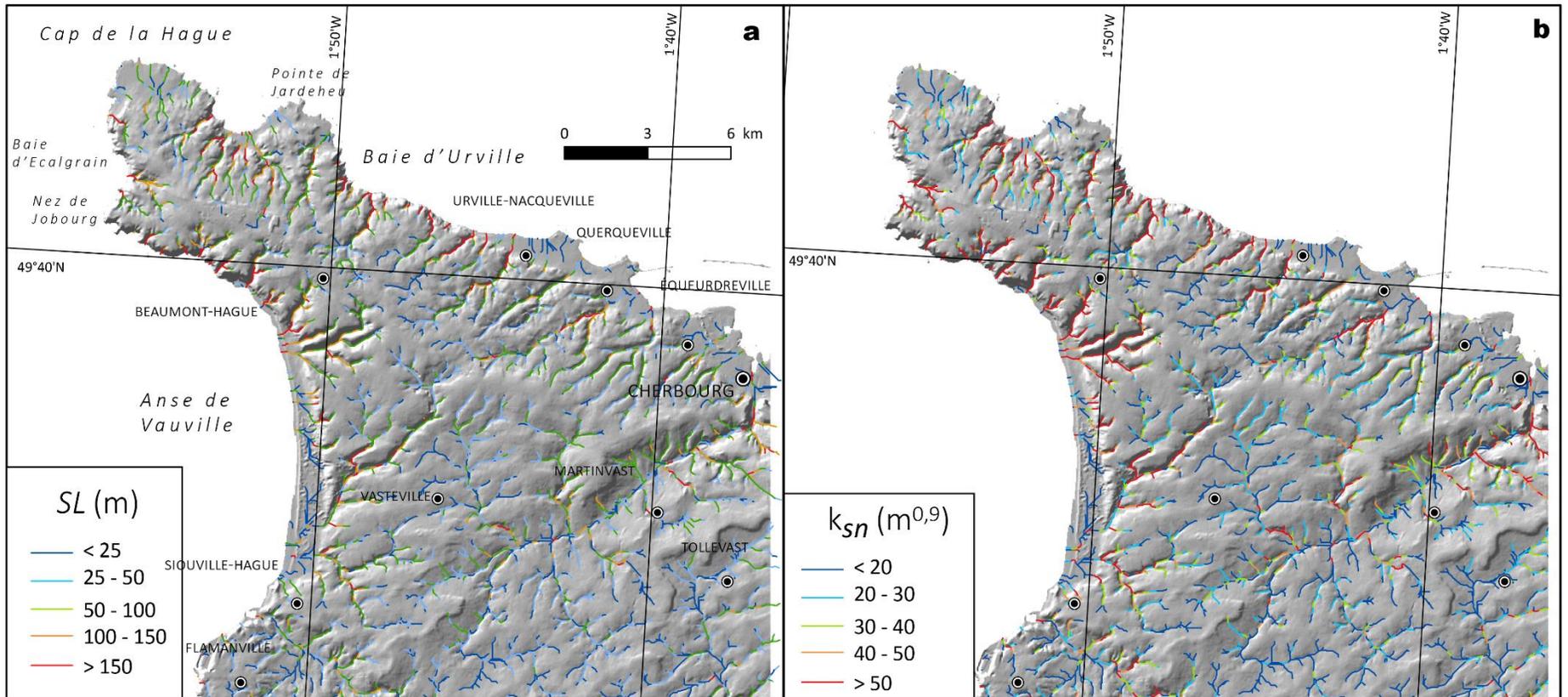


Fig. 152 : Indices de pente des drains de la pointe de la Hague. a) le SL, indiqué de bleu foncé à rouge ; b) le k_{sn} , indiqué de bleu foncé (valeur faible) à rouge (valeurs fortes).

2.2 A l'échelle des bassins versants

L'aire des bassins versants sélectionnés est comprise entre 0,8 km² (MON) et 23 km² (SBO) et présente une moyenne de 4 km² (Fig. 153 a et Tableau 24).

Les valeurs du relief des bassins versants sont comprises entre 84 et 170 m avec une moyenne de 135 m (Fig. 153 b et Tableau 24). Les bassins versants les moins élevés sont situés sur le cap de la Hague, les bassins au relief moyen à élevés sont distribués perpendiculairement à la ligne de crête entre le nez de Jobourg et l'anse de Vauville et entre le cap de la Hague et Cherbourg.

Les intégrales hypsométriques des 23 bassins versants sélectionnés sont comprises entre 0,46 (rivière ECM dans Tableau 24) et 0,8 (rivière HER Tableau 24) (Fig. 153 c). Les bassins versants ayant les intégrales hypsométriques les moins élevées sont situés entre la baie d'Ecalgrain et la pointe de Jardeheu.

Les valeurs de facteur de forme des bassins versants sont comprises entre 0,35 et 0,73. Seuls huit bassins versants sont allongés et sont situés sur le cap de la Hague et la région d'Urville Nacqueville. Le bassin le plus allongé est le bassin ECM avec un facteur de forme de 0,35 (Fig. 153 d et Tableau 24). Le bassin le plus arrondi est le bassin STE avec un facteur de forme de 0,73. La moyenne des facteurs de forme est de 0,55.

<i>Code rivière</i>		<i>Aire (km²)</i>	<i>Relief moyen (m)</i>	<i>Intégral hypsométrique</i>	<i>Facteur de forme</i>	<i>Asymétrie</i>	<i>Relief résiduel (m)</i>	<i>Incision (m)</i>	<i>SL (m)</i>	<i>k_{sn} (m^{0,9})</i>	<i>Orientation drains (°)</i>
SBO	1	23,06	166	0,55	0,55	0,56	25,6	12,12	98	24	214
GVA	2	7,19	162	0,72	0,66	0,81	40,6	17,9	450	103	264
BEA	3	0,74	117	0,72	0,68	0,68	33,9	13	224	75,18	228
HER	4	2,67	150	0,80	0,70	0,60	34,6	13,2	237	73	240
TVE	5	0,83	150	0,76	0,57	0,54	34,2	12,9	194		239
MOU	6	2,50	153	0,77	0,69	0,70	28,3	12,28	370	101	184
MON	7	0,66	130	0,72	0,47	0,51	31,4	11,9	177	68,3	224
CUL	8	1,17	91	0,72	0,62	0,57	46,17	18	147	47,8	347
ECG	9	2,82	146	0,63	0,63	0,70	31,7	16,12	489	113	284
ROC	10	1,51	97	0,63	0,49	0,60	23,7	7,9	73	16	299
ECM	12	1,02	87	0,46	0,35	0,58	5,39	1,24			356
GEL	12	1,20	84	0,54	0,41	0,70	7	2,9	187	56,4	27
RAC	13	2,81	123	0,52	0,54	0,68	24,8	11,13	112	32	29
VJO	14	3,32	170	0,63	0,58	0,65	21,8	9,37	81	33	40
SHE	15	7,40	169	0,55	0,73	0,64	21,31	10,84	152	38	359
VAL	16	5,10	162	0,55	0,53	0,74	29,1	14,1	350	120	30
EPI	17	0,80	102	0,67	0,57	0,61	25,51	11,9	159	59,6	46
SBI	18	5,54	161	0,74	0,61	0,52	25	13,2	142	49	23
CAS	19	3,34	135	0,76	0,61	0,64	18,8	8,05	238	64,3	62
HUB	20	3,58	150	0,75	0,45	0,67	17,6	7,39	219	76	37
CAU	21	1,50	124	0,72	0,46	0,58	17,5	6,38	153	42,3	62
BIA	22	7,26	153	0,66	0,49	0,74	22,3	10,19	142	35,83	42
CET	23	5,69	129	0,52	0,47	0,57	29,7	14,31	121	34,39	57

Tableau 24 : Caractéristiques morphométriques des 23 bassins versants étudiés (aire, relief moyen, intégrale hypsométrique, facteur de forme, asymétrie, relief résiduel, incision, SL et k_{sn})

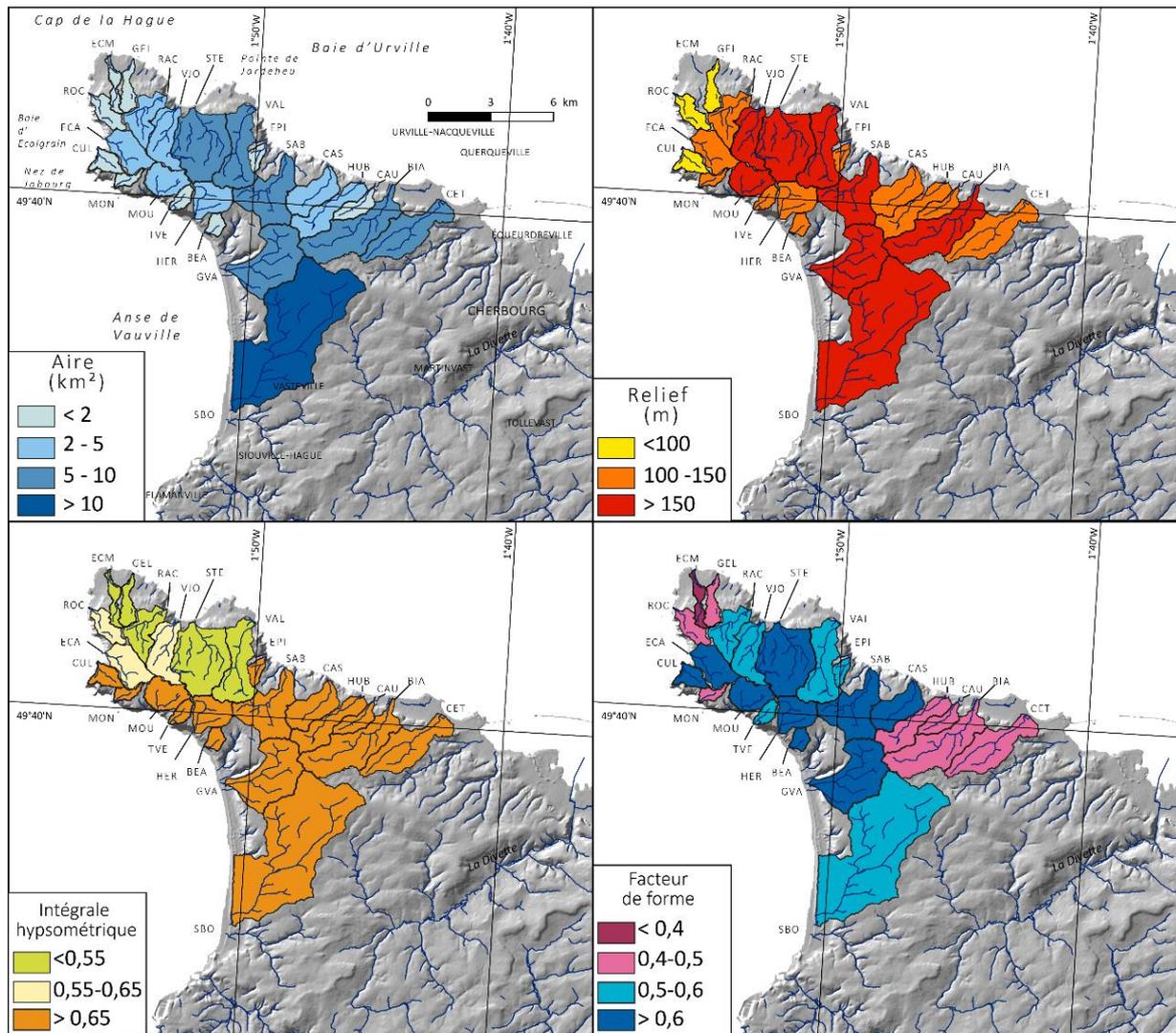


Fig. 153 : Indices morphométriques des 23 bassins versants sélectionnés, a) aire drainée, b) relief moyen des bassins versants, c) intégrale hypsométrique, d) facteur de forme.

Seuls les bassins versants TVE, MON et SAB sont symétriques (asymétrie entre 0,45 et 0,55) (Fig. 154 et Tableau 24). Les bassins GVA, HER, CUL, ROC, ECM, GEL, RAC, VJO, STE, VAL et EPI ont leurs rives gauches plus développées que leurs rives droites (asymétrie $> 0,55$). Les neuf autres bassins (SBO, BEA, MOU, ECA, CAS, HUB, CAU, BIA, CET) versants ont leurs rives droites plus développées que les rives gauches. Pour la côte Nord, les bassins versants situés entre les bassins ECM et EPI ont leurs rives exposées à l'Est sont plus étendues que leur rive exposées à l'Ouest. Au contraire, les rives exposées au NO des bassins situés entre CAS et CET sont plus développées que les rives exposées au SE. Pour la côte Ouest, les versants (TVE, HER, GVA...) n'ont pas d'orientation préférentielle.

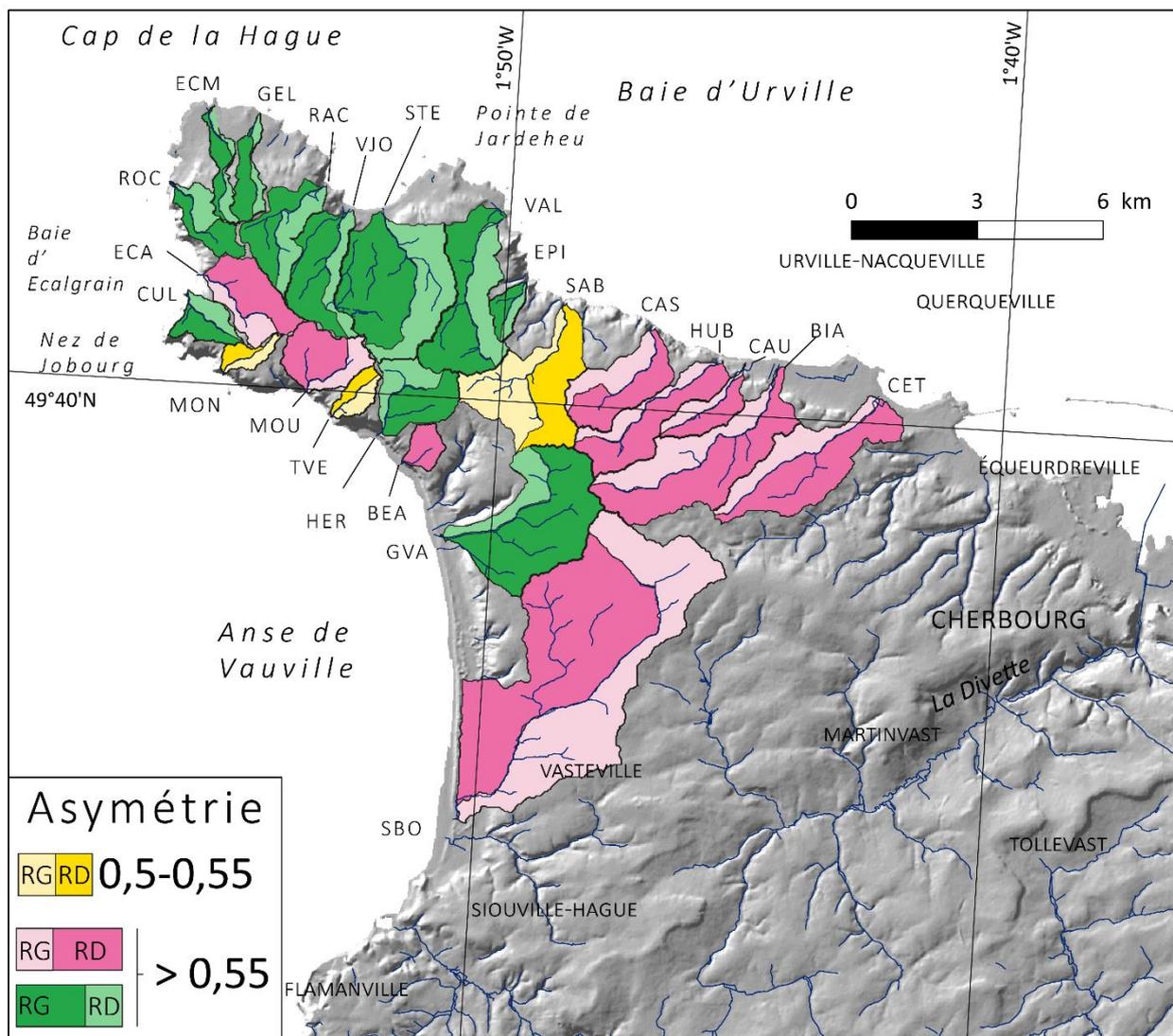


Fig. 154 : Asymétrie des bassins versants de la pointe de la Hague, en jaune les bassins symétriques (asymétrie comprise entre 0,5 et 0,55), en rose rive droite plus développée que la gauche et en vert rive gauche plus étendue que la droite.

Les expositions des versants des bassins versants étudiés sont présentées Fig. 155. Les versants des bassins de la côte Ouest entre Flamanville et le cap de la Hague (Bassins SBO à ECA sauf CUL) sont orientés en majorité vers le SO. Les versants du bassin ROC sont eux orientés vers l'Ouest (Fig. 155). Les bassins situés entre le cap de la Hague et Cherbourg ont des versants orientés principalement vers le Nord. Les bassins versants situés après la pointe de Jardeheu ont des versants orientés vers l'Est.

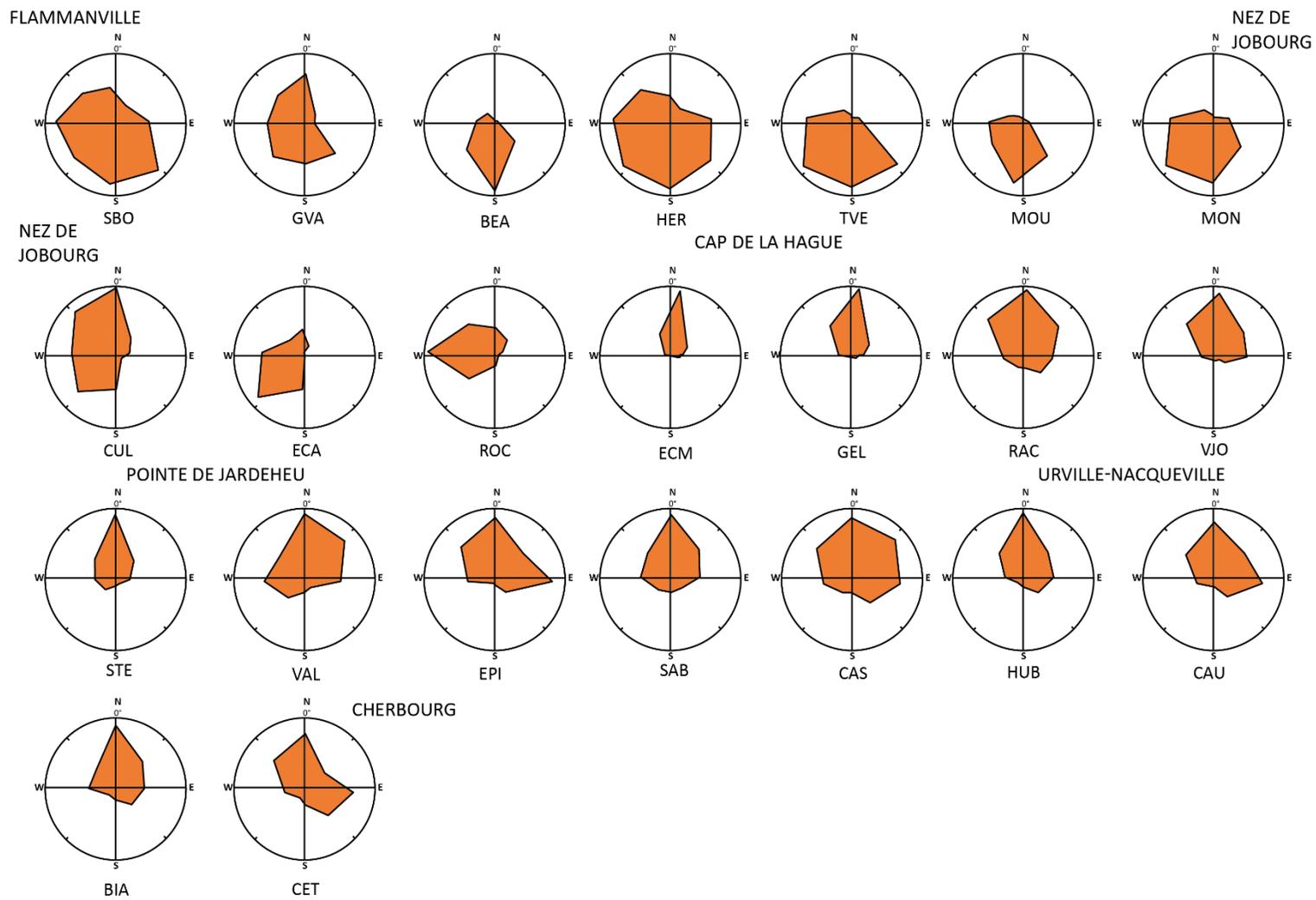


Fig. 155 : Diagrammes radars des expositions des versants des 23 bassins étudiés.

Les moyennes des indices morphométriques calculés par bassins versants à l'échelle de la pointe de la Hague sont présentées Fig. 156 et Tableau 24.

La moyenne des reliefs résiduels extraits par bassin versant est de 27 m. Les bassins versants ECM et GEL ont les reliefs résiduels les plus faibles avec 5 et 7 m respectivement (Fig. 156 a et Tableau 24). Les bassins situés entre le Nord de l'anse de Vauville et la baie d'Ecalgrain présentent les reliefs résiduels moyens les plus forts, notamment le bassin CUL (47 m) comme observée à l'échelle de la pointe de la Hague.

Le moyenne des valeurs d'incisions extraites par bassins versants versant est de 9 m. Les bassins ECM et GEL ont les valeurs les plus faibles (1 et 3 m) (Fig. 156 b et Tableau 24) tandis que le bassin CUL montre les valeurs les plus élevées (28 m).

Les valeurs moyennes de SL extraites par bassins versants sont comprises entre 73 m (ROC) et 488 m (ECA) avec une moyenne de 153 m (Fig. 156 c et Tableau 24). Les valeurs de k_{sn} extraites par bassins versants sont quant à elles comprises entre $16 \text{ m}^{0,9}$ (ROC) et $120 \text{ m}^{0,9}$ (VAL) avec une moyenne de $48 \text{ m}^{0,9}$ (Fig. 156 d). Les drains ont des pentes plus marquées sur la côte Ouest que sur la côte Nord de la pointe de la Hague (Tableau 24).

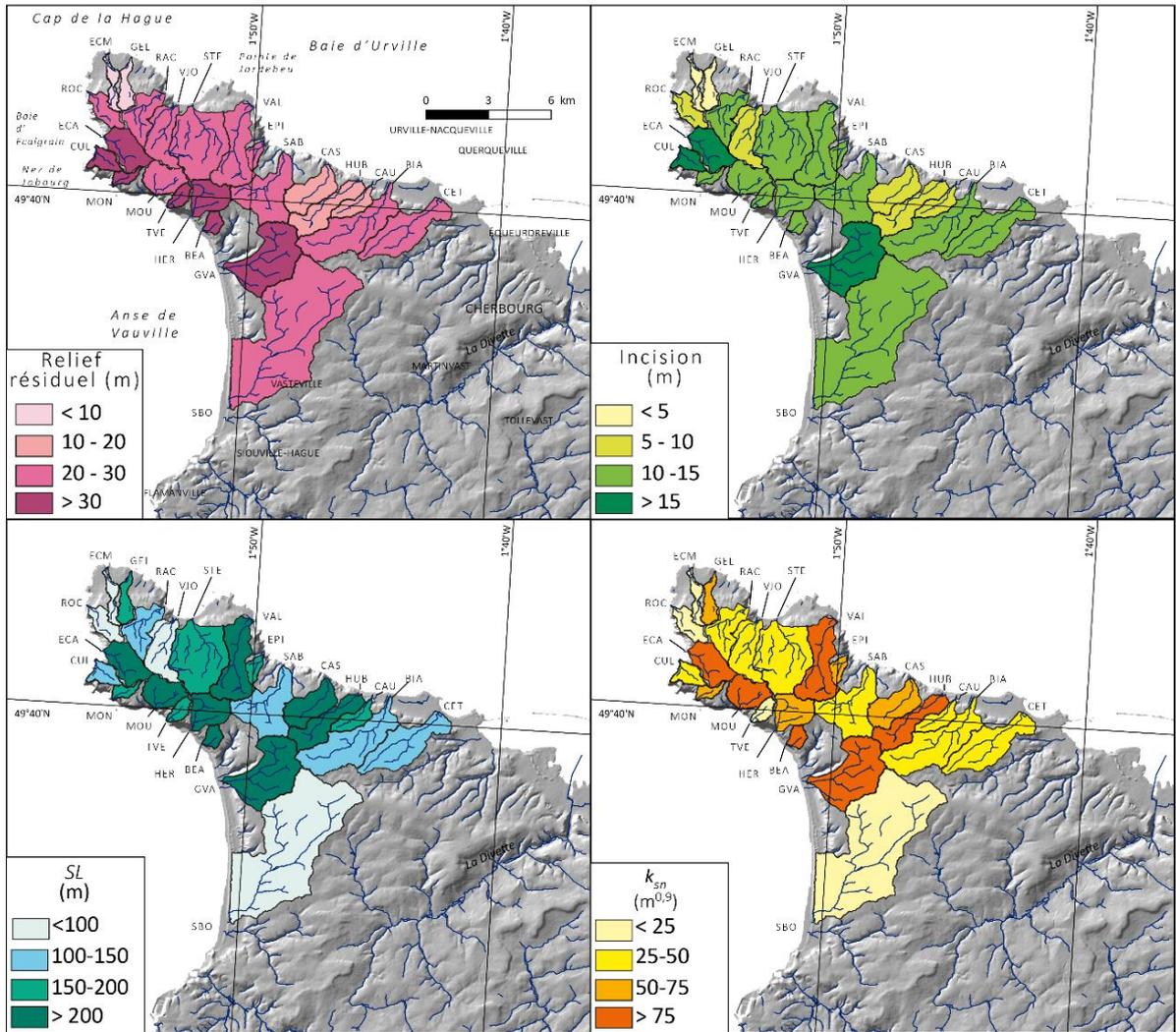


Fig. 156 : Indices morphométriques des bassins versants étudiés : a) relief résiduel moyen, b) incision moyenne, c) SL moyen, b) k_{sn} moyen

L'orientation moyenne des drains des 23 bassins versants étudiés est présentée Fig. 157. Douze bassins versants (ECM à CET) ont des drains d'orientation moyenne comprise entre N350° et N60°. Ces bassins drainent en majorité des granites et sont situés sur la côte Nord de la pointe de la Hague. Les 12 autres bassins versants ont des orientations moyennes de leur drains comprises entre N 180° et N 0°, ces drains drainent à la fois des schistes des grés et des granites et sont situés sur la côte Ouest de la pointe.

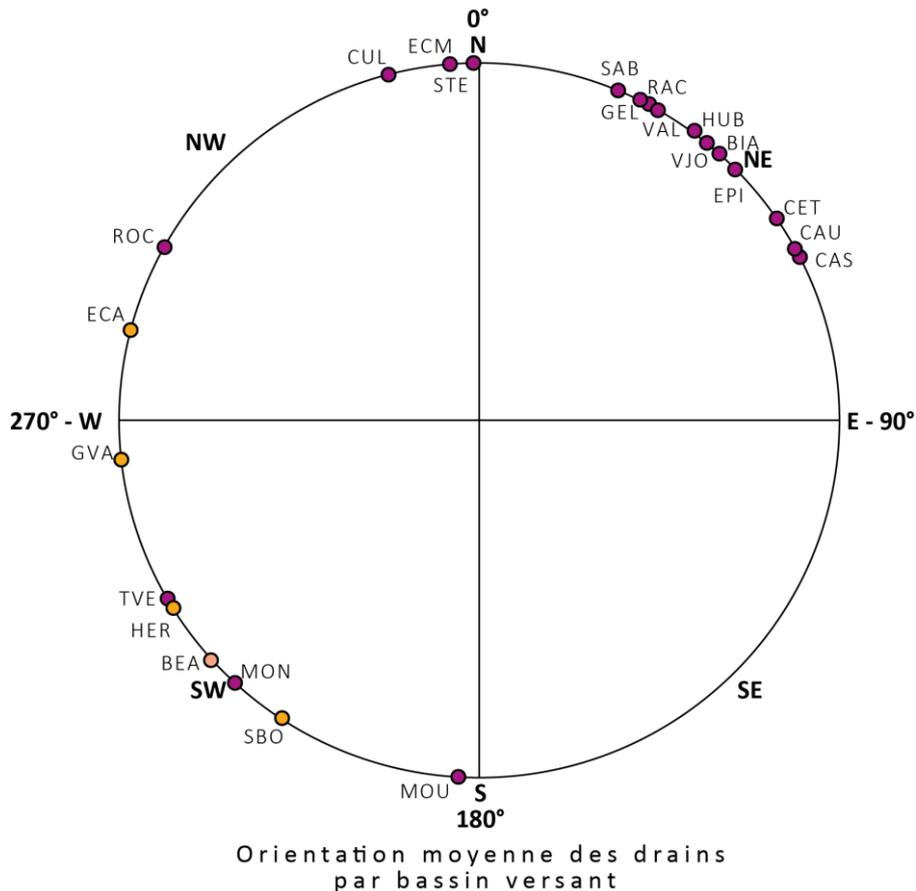


Fig. 157 : Orientation moyenne des drains en coordonnées polaires des 23 bassins versants étudiés. La couleur des points renseigne sur la lithologie principale drainée par les bassins versants correspondants. Orange : grès, rose : schistes et grès indifférenciés, violet : granites

L'analyse morphométrique réalisée sur les 23 bassins versants sélectionnés permet de les classer en trois catégories :

- Les bassins versants, situés sur le cap de la Hague (ROC à RAC), sont petits allongés, avec de faible reliefs et intégrales hypsométriques. De plus ces bassins présentent les valeurs minimales de relief résiduel et d'incision tandis que leurs expositions et une orientation des drains se dirige vers le Nord.
- situés entre le Nord de l'anse de Vauville et la baie d'Ecalgrain Les bassins versants (GVA à CUL) sont de tailles moyennes, et de forme arrondie, avec des reliefs élevés et des valeurs d'intégrales hypsométriques élevées. De plus ces bassins ont les valeurs maximales pour les reliefs résiduels, les incisions, les SL et k_{sn} . Leurs versants sont orientés vers le SO.
- Les autres bassins versants situés entre VJO à CET ont des valeurs d'indice morphométriques moyennes à fortes sans distribution particulière.

Les bassins versants TVE à EPI, localisé à proximité du cap de la Hague sur la pointe du même nom, sont asymétriques avec leurs versant SO plus développés que les versants NE.

L'asymétrie est inverse pour les bassins dans la baie d'Urville (CAS à CET) : les versants SE sont plus développés que les versant NO.

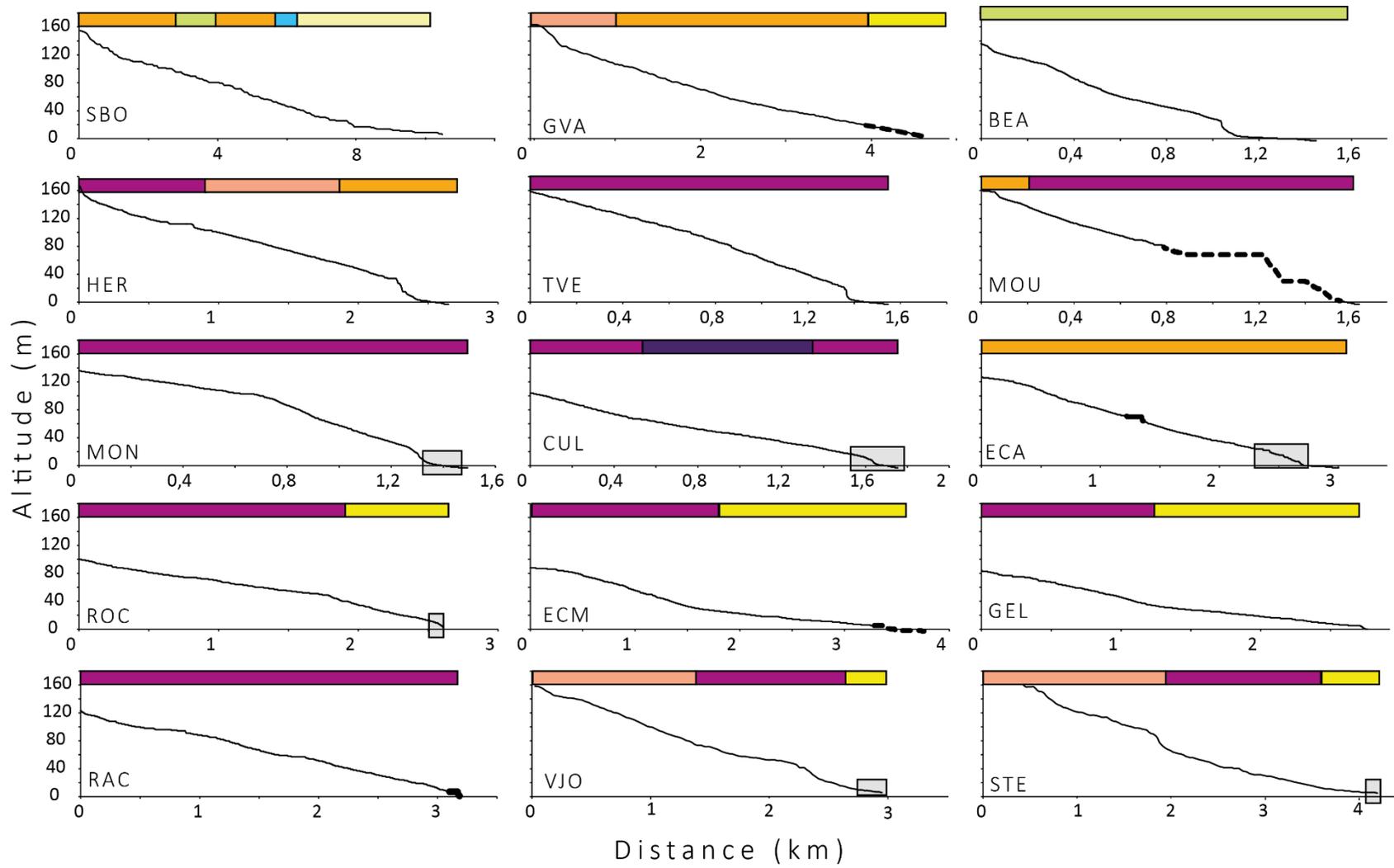
2.3 Analyse des profils en long

Les profils en long des drains les plus longs des 23 bassins versants étudiés sont présentés Fig. 158. Deux types de profils en long ont été établis : des profils en long d'amont à l'aval et des profils en long de la partie aval seulement des drains étudiés.

2.3.1 Profils en long amont-aval

Les profils des 23 cours d'eau étudiés atteignent 160 m d'altitude au maximum (Fig. 158). TVE, MOU, MON, ROC, RAC, VAL, EPI, SAB, CAS, HUB, BIA et CAU ont des profils convexes. Le profil en long du cours d'eau CET est faiblement concave tandis que ceux des cours d'eau GVA, ECM, GEL et VJO sont concavo-convexes. Les cours d'eau GVA, CUL, VJO et STE ont des profils linéaires. Les cours d'eau BEA, HER, CUL et ECA ont des profils rectilignes avec des portions convexes. Il convient de préciser ici que la forme des profils n'est aucunement liée à la lithologie : les profils des cours d'eau HER et MON sont similaires mais les roches qu'ils incisent sont très différentes : schistes, grès et granites pour le cours d'eau HER granites pour le drain MON.

Les profils des drains BEA, HER, TVE, MON, CUL, EPI, CAS et HUB montrent des knickzones localisées à moins de 100 m des exutoires. Ces knickzones ne semblent pas associées à des variations lithologiques car elles entaillent soit des granites (drains TVE, MON, CUL, EPI, CAS et HUB), soit des grès (drain HER) soit des schistes (drain BEA).



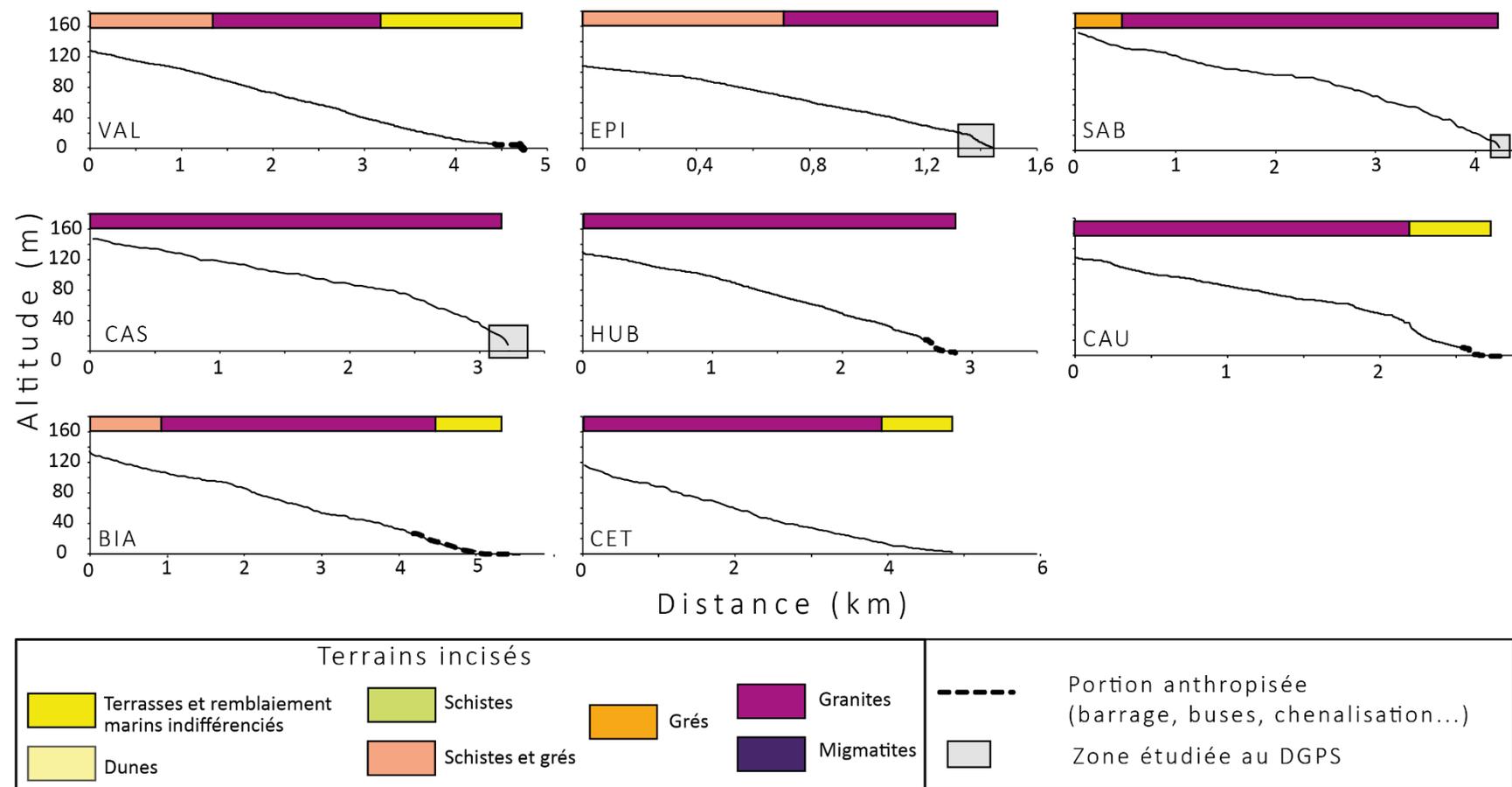


Fig. 158 : Profils en long des 23 drains étudiés et lithologies associées. Les portions de drains anthropisés (i.e. barrages, buses et chenalisation) sont représentées en trait pointillés, les portions de drains côtiers étudiés au DGPS sont encadrées en gris.

2.3.2 Profils en long établis au DGPS en aval des drains

Les profils en long des cours d'eau MON, CUL, ECA, ROC, VJO, STE, EPI, SAB et CAS ont été étudiés en aval au moyen de DGPS (Fig. 159). Tous ces drains incisent des dépôts quaternaires (heads et cordons de galets actuels) reposant en discordance sur le substrat composé de granites ou de grés. Les portions drainant les dépôts quaternaires sont appelés *alluvial chanel* tandis que les drains incisant le substrat sont appelés *bedrock chanel*.

Les drains incisant les des dépôts ont les pentes les plus faibles tandis que les cours d'eau drainant le substrat ont des pentes fortes. La pente la plus forte est enregistrée pour le profil en long du drain CUL qui incise les seules migmatites présentes de la zone d'étude. On note une relation étroite entre la pente des drains et la granulométrie des dépôts incisés : les heads avec des blocs métriques sont incisés par les rivières ayant une forte pente (MON, ECA, EPI et CAS) tandis que les drains ayant une pente faible n'incisent pas de heads (CUL, VJO, STE et SAB).

Les profils des drains ECA, CUL, EPI, MON et CAS montrent une knickzone de 5 à 10 m, tout comme sur les profils en long établis à partir des MNT de 1 de résolution confirmant les profils en long de la Fig. 158.

L'étude du relief et du réseau de drainage de la pointe de la Hague met en évidence différentes unités géomorphologiques :

La première unité est une ligne de crête (NO-SE) faiblement incisée (la rasa supérieure), avec des drains faiblement pentés. Perpendiculairement à cette ligne de crête (sur la côte Ouest et la côte Nord de la pointe de la Hague) des drains incisent fortement la séquence de rasa réduite, avec une forte pente et de fortes intégrales hypsométriques. Le relief y est important et le profil en long des cours d'eau associés concaves. L'extrémité de la rasa sommitale est faiblement incisée par des cours d'eau ayant une faible pente et de faibles indices morphométriques. Ces drains ont des profils en long concavo-convexes et leurs bassins versants sont allongés. Des franges littorales situées au Sud de l'anse de Vauville et entre Urville Nacqueville et Cherbourg présentent de faibles valeurs d'incision et d'indice de pente.

Enfin, le calcul de l'asymétrie des réseaux de drainage montre que la partie NO a les versants exposés au SO plus développés que les versants exposés au NE. De la même façon, les bassins versants situés sur la partie orientale de la pointe de la Hague ont leurs versants exposés au NE plus développés que ceux développés au SO.

Des knickpoints sont présents en aval de huit drains, ces knickpoints mesurent entre 1 m et 10 m (HER, TVE) et sont indépendants de la lithologie.

3 Partie côtière

Tout comme les résultats traitant de la partie terrestre de la zone d'étude, les résultats traitant de la partie côtière de la pointe de la Hague sont présentés d'abord à l'échelle de cette dernière puis à l'échelle des 23 zones d'estran sélectionnées.

3.1 A l'échelle de la pointe de la Hague

Le trait de côte de la pointe de la Hague représente une frange littorale de 60 km.

3.1.1 Classification des estrans

Les estrans ont été classés en trois grandes catégories : estrans rocheux, sédimentaires et anthropiques (Fig. 109). A l'échelle de la pointe de la Hague, l'estran rocheux est continu entre le Nord de l'anse de Vauville et Urville Nacqueville avec des zones où l'estran est sédimentaire comme dans la baie d'Ecalgrain par exemple. Dans l'anse de Vauville et à l'Est de la baie d'Urville, les estrans sont sédimentaires. L'estran est anthropisé à Flamanville (Port de Diélette et EPR) et à Querqueville (Arsenal). La plus grande partie des estrans peuvent être classés comme mixtes étant à la fois rocheux et sédimentaire.

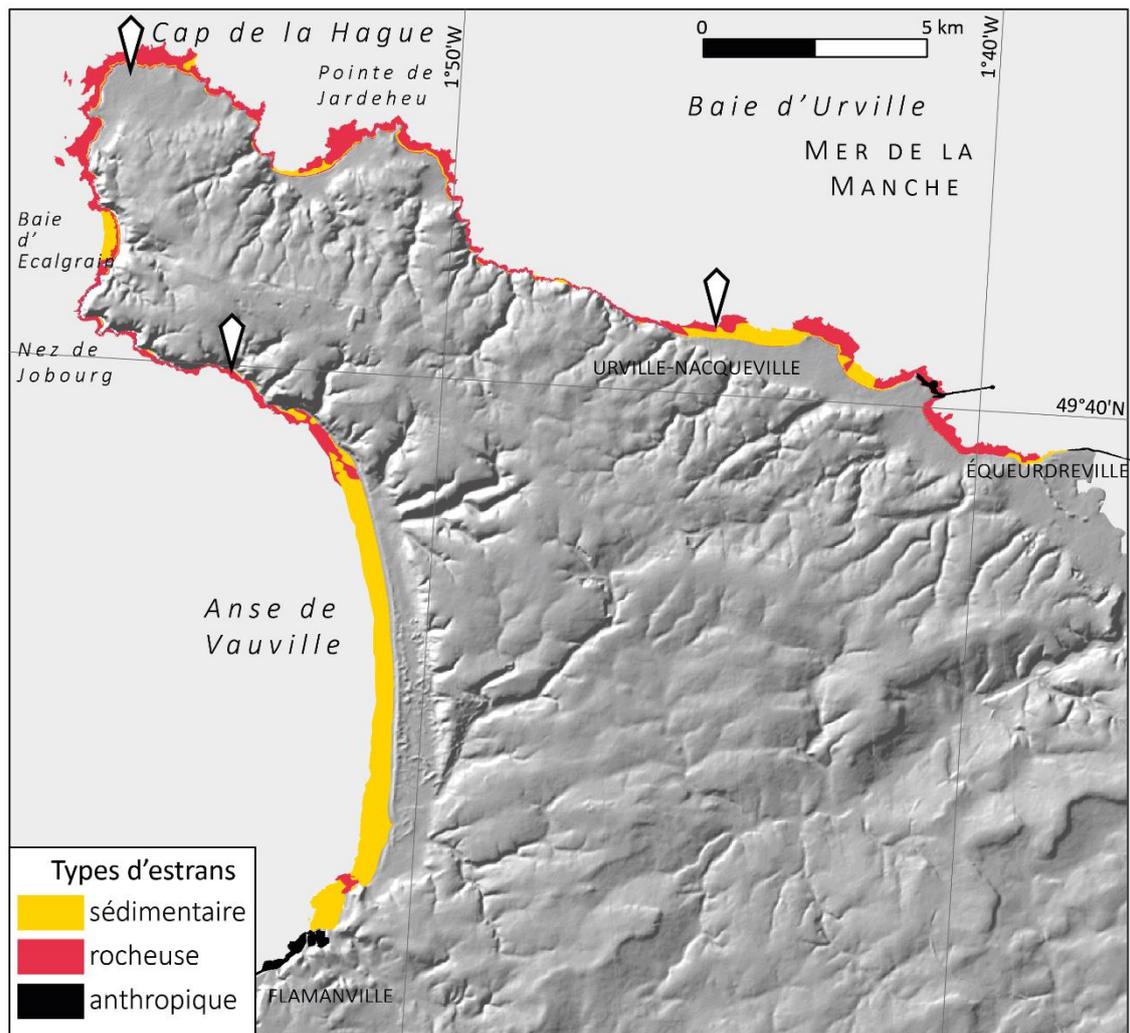


Fig. 160 : Classification des estrans de la pointe de la Hague.

3.1.2 Rugosité de l'estran de la pointe de la Hague

Les valeurs de rugosité des estrans de la pointe de la Hague s'échelonnent de 0 à 8,5 (Fig. 161). Les rugosités sont fortes du Nord de l'anse de Vauville à la baie d'Ecalgrain et de la pointe de Jardeheu à Urville-Nacqueville, (e.g. baie de Moncaneval marqueur 1, 161). Les valeurs de rugosités des estrans sont moyennes de la baie d'Ecalgrain à la pointe de Jardeheu et d'Urville-Nacqueville à Equeurdreville (e.g. baie de Carrie marqueur 2, 161 et 163). Enfin, les rugosités des estrans sont faibles dans l'anse de Vauville et à Urville-Nacqueville (e.g. baie d'Urville marqueur 3, 161 et 164).

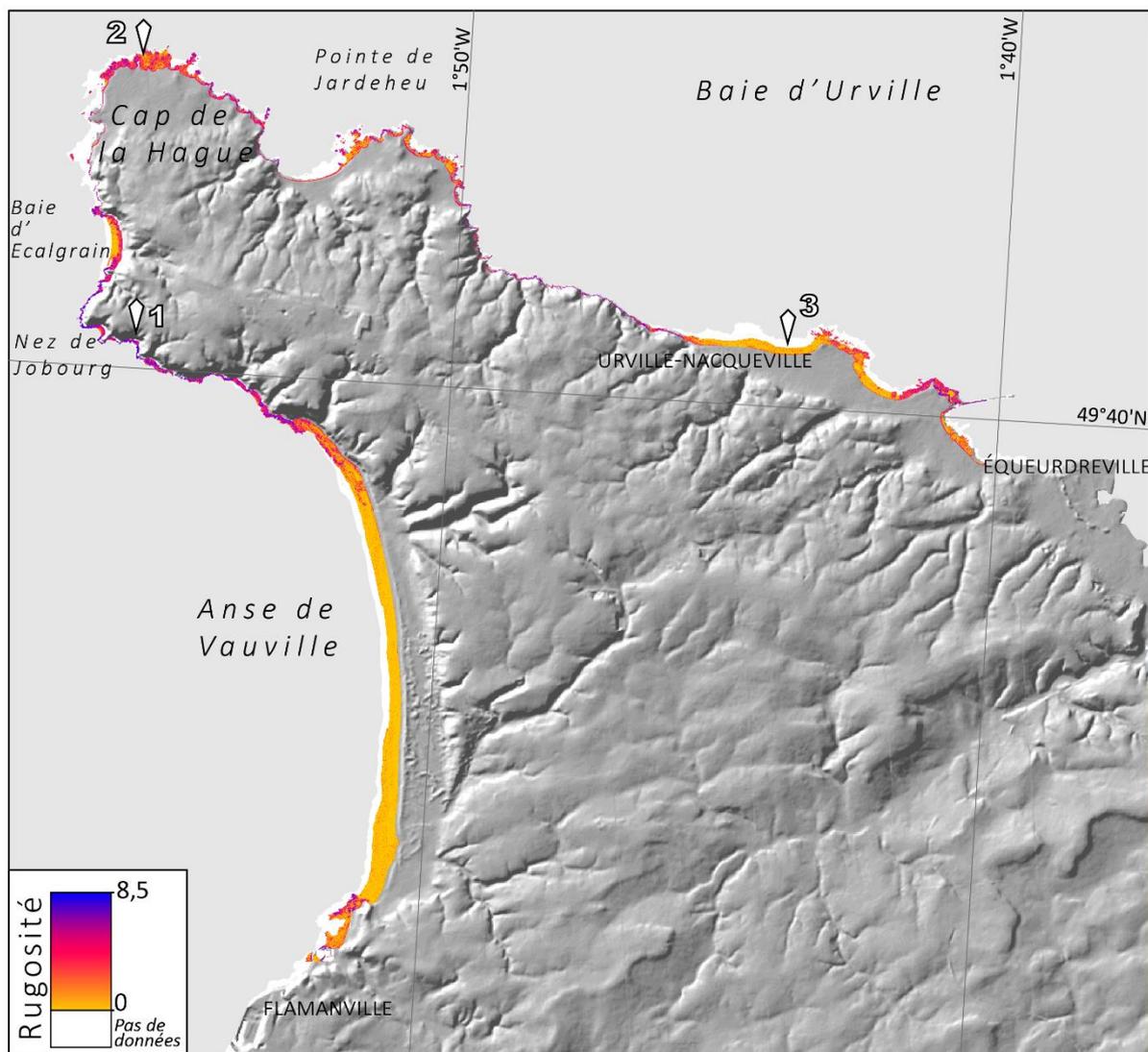


Fig. 161 : Rugosité des estrans de la pointe de la Hague. L'intensité de la rugosité est représentée par un code couleur du jaune au violet. Le marqueur 1 est la baie de Moncaneval, un estran très rugueux. Le marqueur 2 représente l'estran de la baie de Carrie, moyennement rugueux. Le marqueur 3 représente l'estran de la baie d'Urville, peu rugueux.

La comparaison entre les cartes de rugosité (Fig. 161) et celle de classification morphologiques des estrans (Fig. 161) montre que les fortes valeurs de rugosité de l'estran sont situées dans des zones d'estran rocheux (e.g. entre le Nord de l'anse de Vauville et la baie d'Ecalgrain). Les faibles valeurs de rugosité correspondent à des zones où les estrans sont sédimentaires (e.g. anse de Vauville).

L'estran de la baie de Moncaneval correspond à un estran rocheux incluant quelques dépôts de galets (Fig.162 b). Sa rugosité est forte (3,5 au maximum). Dans cette zone, sur la plateforme rocheuse, se trouvent de très nombreux écueils dont certains atteignant des altitudes de ≈ 7 m NGF (Fig. 163 b).

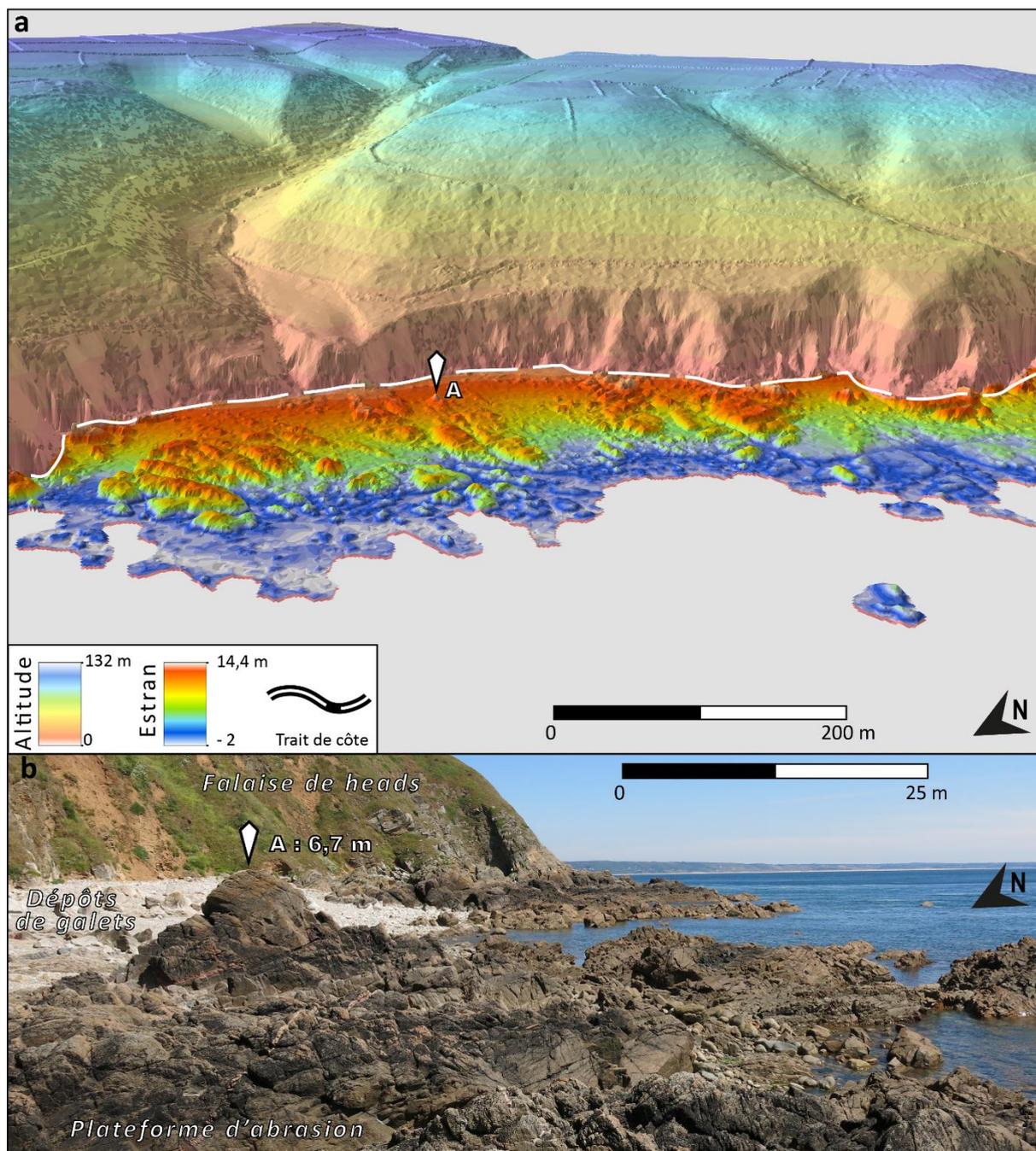


Fig.162 : Estran de la baie de Moncaneval (Rugosité maximale = 3,5) ; a) Reconstruction 3D à partir des données Litto3D de la plateforme rocheuse de la baie. Les altitudes de la partie terrestre sont représentées en ton pâles, tandis que les altitudes de la plateforme rocheuse sont représentées en couleurs vives ; b) Vue de l'estran de la baie de Moncaneval (Photo à mi-marée d'un coefficient de 98) au premier plan, la plateforme littorale rocheuse de la baie de Moncaneval, au second plan, un dépôt de galets et en arrière-plan, la falaise qui est composé dans cette zone d'un dépôt de heads.

L'estran de l'anse de Carrie est caractérisé par un estran mixte comportant des dépôts de galets près du trait de côte et un estran rocheux très large ne comportant que quelques écueils (Fig. 163 a et b). Les calculs de rugosité pour cet estran montrent une rugosité moyenne avec un maximum de 1,1.

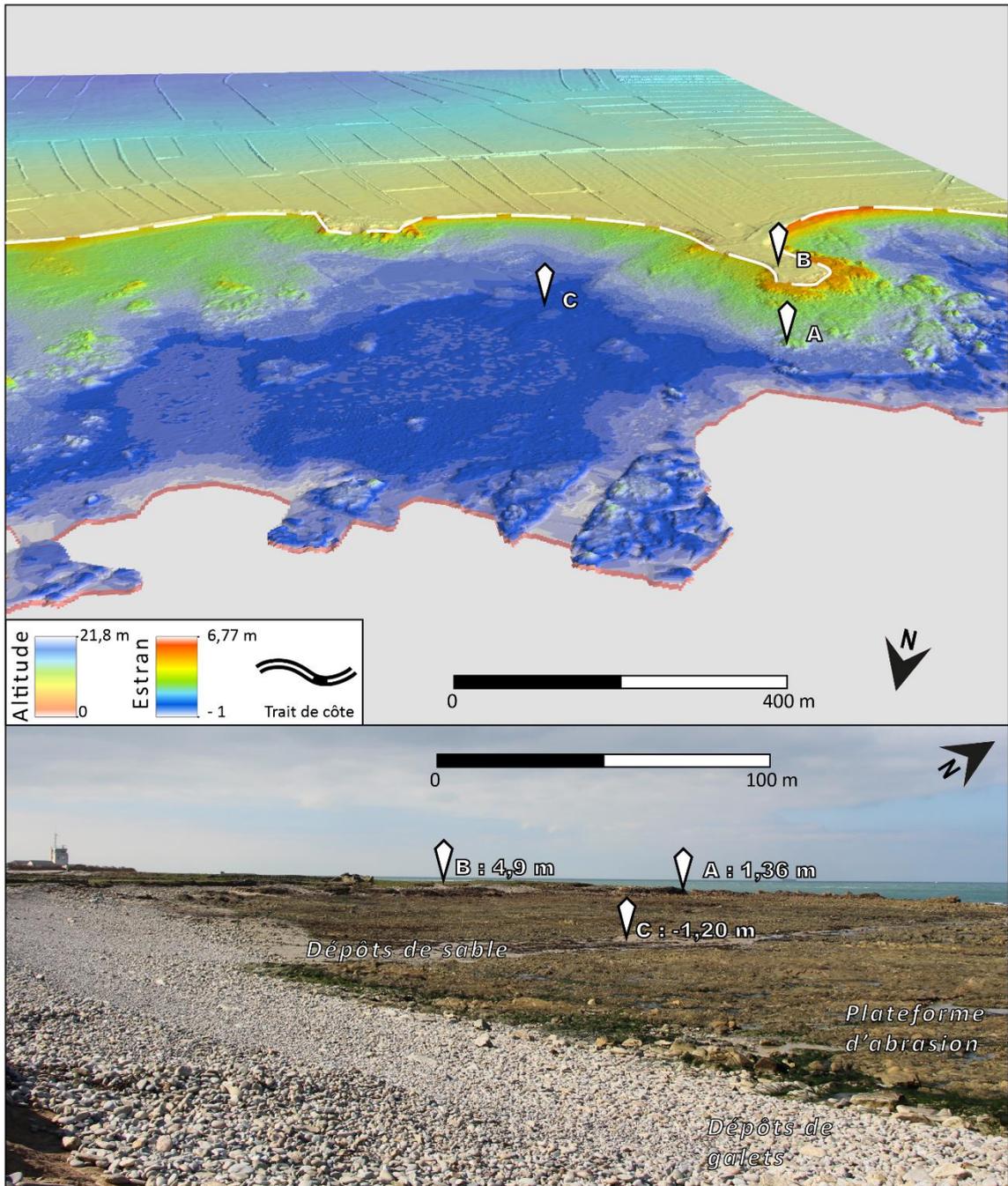


Fig. 163: Estran de l'anse de Carrie (Rugosité maximale =1) ; a) Reconstruction 3D à partir des données Litto3D de l'IGN, les altitudes de la partie terrestre sont représentées en ton pâles, tandis que les altitudes de l'estran sont représentées en couleurs vives ; b) Vue de l'estran de la baie de Moncaneval (Photo prise à marée basse d'un coefficient de 119) au premier plan, les dépôts de galets, au second plan, la plateforme littorale rocheuse.

Enfin, l'estran de la baie d'Urville est sédimentaire puisqu'il correspond à une plage sableuse (Fig.164) a une faible rugosité, inférieur à 0,1.

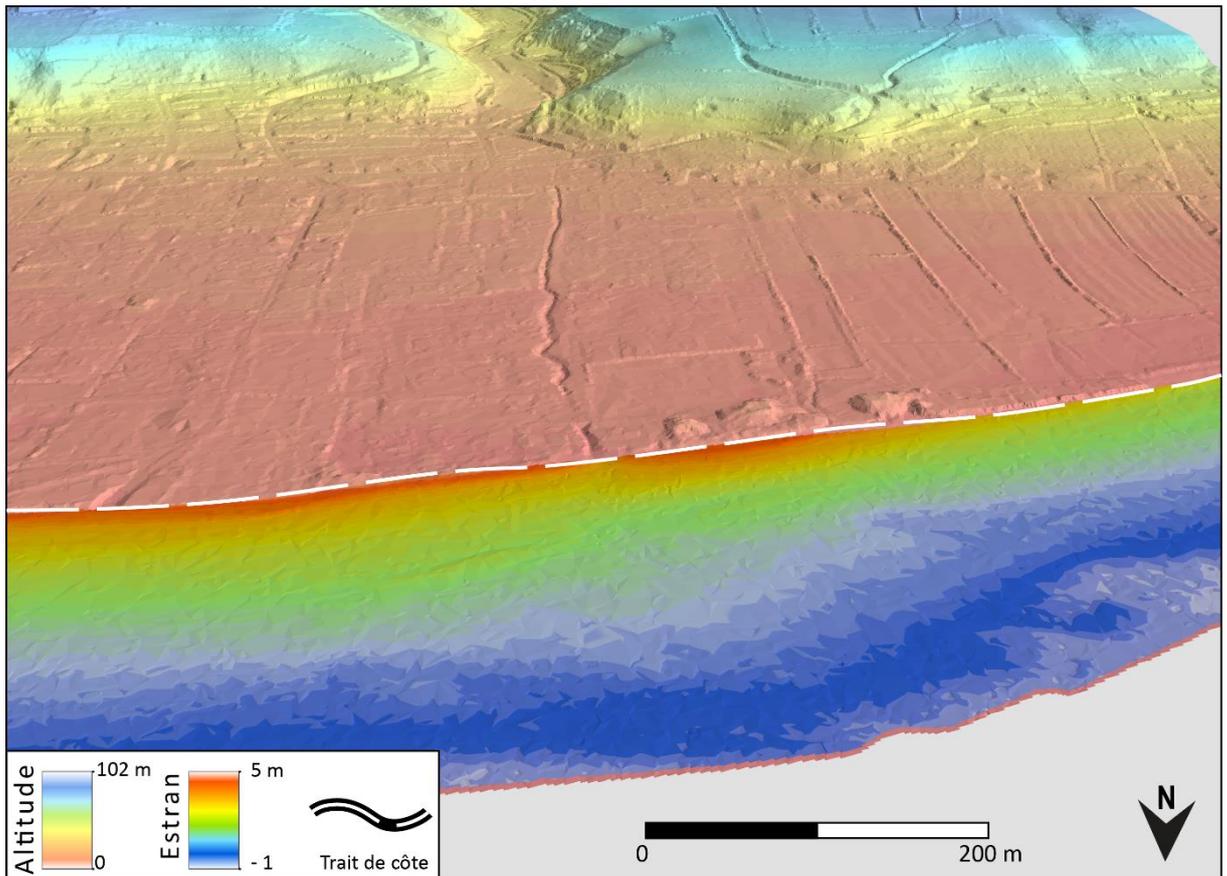


Fig.164 : Estran de la baie d'Urville (Rugosité maximale = 0,1) ; a) Reconstruction 3D à partir des données Litto3D de l'IGN, les altitudes de la partie terrestre sont représentées en ton pâles, tandis que les altitudes de l'estran représentées en couleurs vives.

Pour des rugosités maximales aux alentours de 3, l'estran rencontré est majoritairement rocheux. Il est mixte pour des rugosités maximales ≈ 1 et il est sédimentaire pour des rugosités maximales de l'ordre de 0,1.

3.2 A l'échelle des 23 zones d'estrans étudiées

Pour chaque zone d'estran, l'aire, la largeur moyenne, le type, la hauteur des falaises les surplombant et la rugosité ont été analysés. Dans le cas où ces estrans comportent des plateformes rocheuses, la géologie et la résistance des roches.

Code	Code estran	Zone d'estran					Plateforme rocheuse		
		Aire (km ²)	Largeur estran (m)	Type d'Estran	Rugosité	Hauteur falaises (m)	Lithologie	Résistance	Azimut des structures
1	SBO	1,13	710	Sédimentaire	0,02	5	-	-	-
2	GVA	0,61	382	Sédimentaire	0,027	4	-	-	-
3	BEA	0,29	292	Mixte	0,057	32	Schistes et grés	66,57	104
4	HER	0,26	177	Mixte tendance rocheux	0,069	40	Grés	62,69	135,65
5	TVE	0,09	195	Mixte tendance rocheux	0,15	28	Granites	56,77	70,25
6	MOU	0,08	145	Mixte tendance rocheux	0,21	31	Granites	54,04	194,41
7	MON	0,07	154	Mixte tendance rocheux	0,21	29	Granites	52,71	163,9
8	CUL	0,07	310	Mixte tendance sédimentaire	0,2	16	Granites	58,64	94
9	ECG	0,32	338	Mixte tendance sédimentaire	0,06	21	Schistes et grés	35,01	117
10	ROC	0,29	321	Mixte tendance rocheux	0,1	4	Granites	67,41	122,15
11	ECM	0,16	497	Mixte tendance rocheux	0,08	1	Granites	58,07	42,53
12	GEL	0,19	578	Mixte	0,1	1	Granites	-	153,33
13	RAC	0,02	55	Mixte tendance rocheux	0,15	5	Granites	70,55	12,52
14	VJO	0,02	91	Sédimentaire	0,08	3,4	Granites	63,59	-
15	SHE	0,07	273	Mixte	0,06	0,23	Granites	-	-
16	VAL	0,05	77	Mixte	0,1	1	Granites	62,1	128,79
17	EPI	0,02	119	Mixte tendance rocheux	0,13	11	Granites	57,93	164
18	SBI	0,03	64	Mixte tendance rocheux	0,18	6	Granites	49,86	122,9
19	CAS	0,02	38	Rocheux	0,25	9	Granites	57,96	189,7
20	HUB	0,07	201	Mixte tendance rocheux	0,06	9	Briovérien	27,82	55
21	CAU	0,13	340	Mixte	0,035	4	Briovérien	-	-
22	BIA	0,21	348	Sédimentaire	0,03	0	Briovérien	-	-
23	CET	0,35	279	Mixte tendance sédimentaire	0,037	1	Briovérien	20,52	241

Tableau 25 : Caractéristiques morphologiques des 23 zones d'estrans étudiées : Aire, largeur, type et rugosité. Pour les estrans incluant des plateformes rocheuses les lithologies, résistance, azimut au Nord des structures ont été déterminés.

3.2.1 Analyse des estrans des 23 zones étudiées

Les 23 estrans sélectionnés situés à l'embouchure des bassins versants ont été étudiés à travers : leur largeur, leur rugosité, la hauteur de la falaise les surplombant. Leurs plateformes rocheuses ont été étudiées à travers la résistance des roches et l'orientation des structures.

– Largeur de l'estran

La largeur moyenne des estrans correspond à la distance moyenne entre la plus basse mer et la plus haute mer. Pour la pointe de la Hague, les largeurs moyennes des estrans sont comprises entre 38 m (CAS) et 710 m (SBO) (Fig. 166 et Tableau 25). Cependant, il n'apparaît pas de relation empirique simple entre largeur moyenne d'un estran rocheux et lithologie de l'encaissant. En effet, les estrans rocheux entaillés dans du granite présentent des largeurs comprises entre 38 et 578 m, ceux taillés dans des schistes briovériens entre 201 et 348 m. Les estrans taillés dans des schistes et grés indifférenciés ont une largeur comprise entre 248 et 338 m et dans des grés de 177 m (Fig. 166).

Sur la côte de la pointe de la Hague, les largeurs des estrans de type sédimentaire varient entre 91 et 910 m. Les estrans mixtes à tendance sédimentaire ont des largeurs comprises entre 278 et 338 m, les estrans mixtes entre 77 et 518 m, les estrans mixtes à tendance rocheuse sont larges de 64 à 497 m et l'estran rocheux à une largeur de 38 m.

La largeur de l'estran ne semble ni lié à la lithologie ni à la nature de l'estran. Il est important de noter que les estrans les plus larges sont sableux et l'estran le moins large est rocheux.

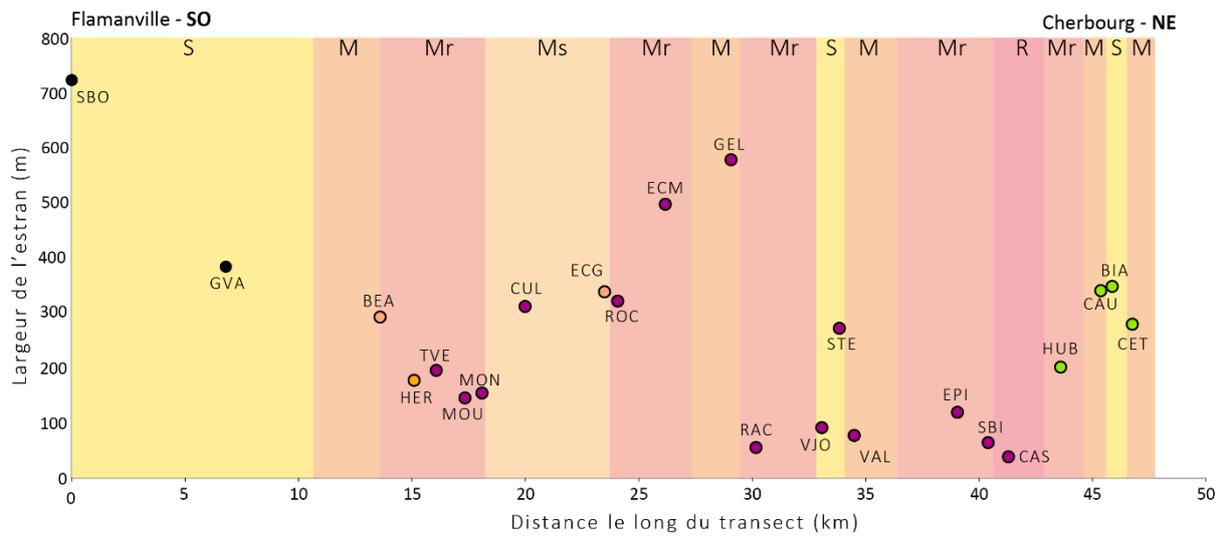


Fig. 165 : Largeur de l'estran en fonction de la distance le long d'un transect suivant le trait de côte partant du SO (Flamanville) jusqu'au NE (Cherbourg). Les couleurs du jaune au rouge en arrière-plan montrent le type d'estran **S** : sédimentaire, **Ms** : Mixte à tendance sédimentaire, **M** : Mixte, **Mr** : Mixte à tendance rocheux et **R** : rocheux. La couleur des points représentant la largeur de l'estran correspond à la lithologie rencontrée (noir : pas de plateforme rocheuse, orange clair : grès et schistes indifférenciés, orange : grès et violet granites, vert clair : schistes briovériens)

– Rugosité des estrans des zones étudiées

Les rugosités moyennes des estrans étudiés sont comprises entre 0,02 à 0,25 (Tableau 25 et 166). Les rugosités sont fortes au Nord-Ouest de la pointe de la Hague et faibles dans l'anse de Vauville et près d'Urville Nacqueville (Fig. 166).

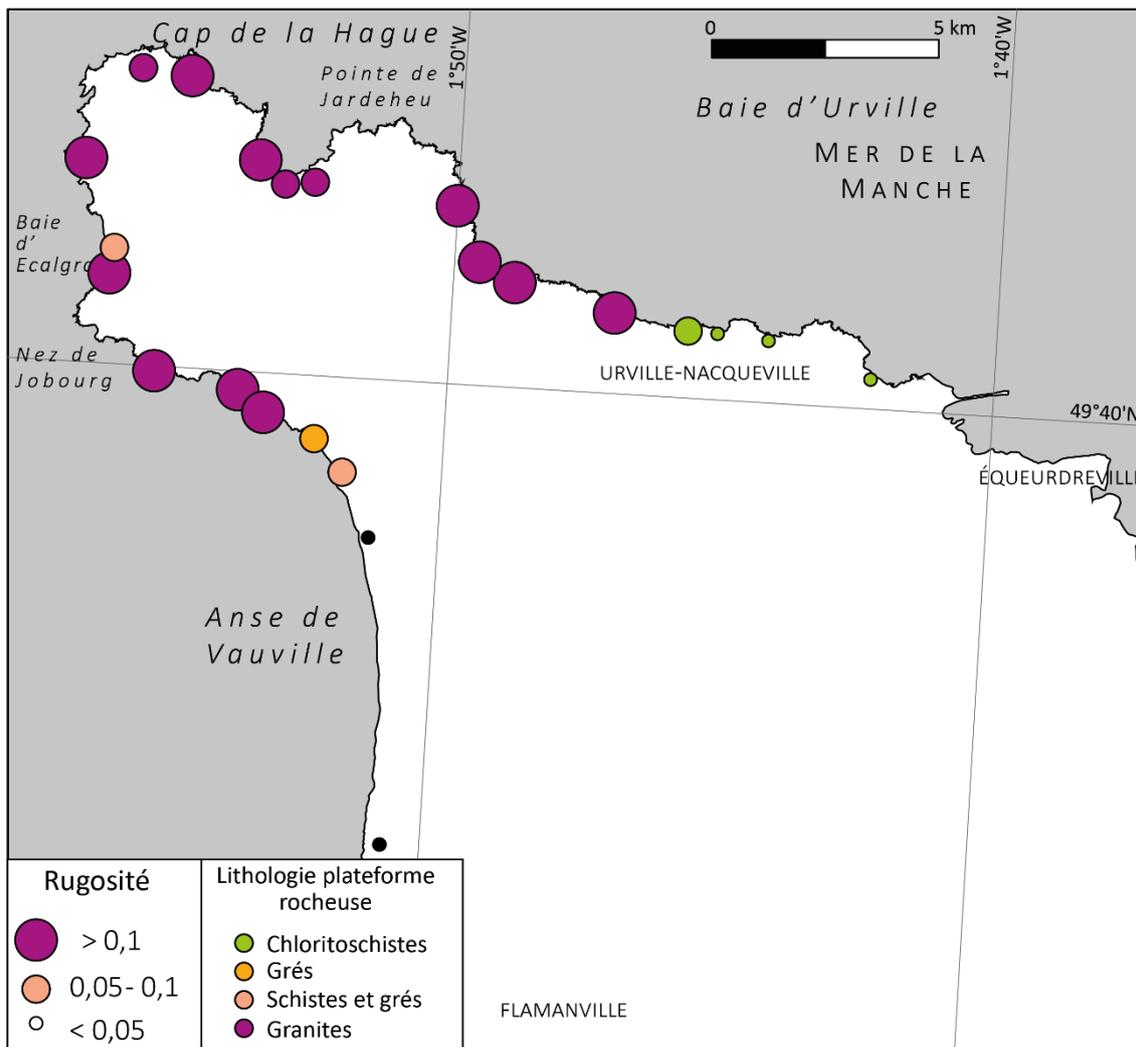


Fig. 166 : Rugosités des estrans en fonction de la lithologie de la plateforme rocheuse.

Les estrans ayant des plateformes rocheuses composés de :

- granites ont des valeurs de rugosité comprises entre 0,06 et 0,25,
- grés et schistes indifférenciés ont des valeurs de rugosité comprises entre 0,05 et 0,06,
- grés a des valeurs de rugosité de 0,59,
- schistes (briovériens) ont des valeurs comprises entre 0,03 et 0,06.

Ainsi, les estrans ayant une plateforme rocheuse composée de granites ont une rugosité plus importante que ceux composés de roches sédimentaires hormis les grés. Pour les autres types d'estrans, il apparait que les estrans sédimentaires ont des valeurs de rugosité comprises entre 0,02 et 0,03. Les estrans à mixtes à tendance sédimentaire ont des valeurs de rugosité comprises entre 0,037 et 0,2. Les estrans mixtes ont des valeurs de rugosité comprises entre 0,035 à 0,1 et les estrans mixtes à tendance rocheuse entre 0,06 et 0,2. Enfin l'estran rocheux a une valeur de rugosité de 0,2.

Tout comme il a été décrit à l'échelle de la pointe de la Hague, le type d'estran (sédimentaire à rocheux) influence fortement la rugosité. Les estrans rocheux ont des valeurs de rugosité supérieures à 0,1 tandis que les estrans de types sédimentaires ont des valeurs inférieures à 0,05 (Fig. 167).

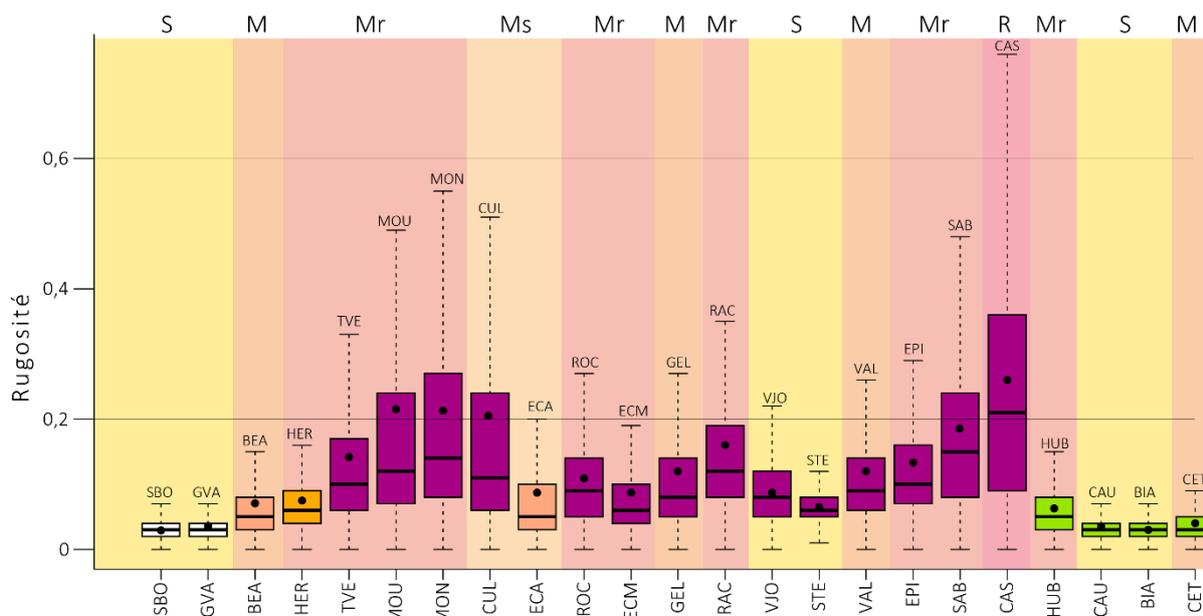


Fig. 167 : Box plot des rugosités des estrans des zones sélectionnées en fonction de la lithologie et du type de côte. La moyenne est symbolisée par un trait plein, la médiane par un point.

Les couleurs du jaune au rouge en arrière-plan montrent le type d'estran **S** : sédimentaire, **Ms** : Mixte à tendance sédimentaire, **M** : Mixte, **Mr** : Mixte à tendance rocheux et **R** : rocheux. La couleur des points représentant la largeur de l'estran correspond à la lithologie rencontrée (noir : pas de plateforme rocheuse, orange clair : grès et schistes indifférenciés, orange : grès et violet granites, vert clair : schistes briovériens).

– Hauteur des falaises surplombant les estrans étudiés

Les estrans étudiés se trouvent soit sur des côtes basses (absence de falaises) comme pour les estrans SBO GVA soit sur des côtes à falaises. Ces dernières peuvent culminer jusqu'à 40 m d'altitude (Fig. 168 et Tableau 25). Les falaises les plus hautes sont situées au Nord de l'anse de Vauville jusqu'à la baie d'Ecalgrain et dans la baie d'Urville. Les falaises les plus basses sont situées au cap de la Hague et à l'Est d'Urville Nacqueville.

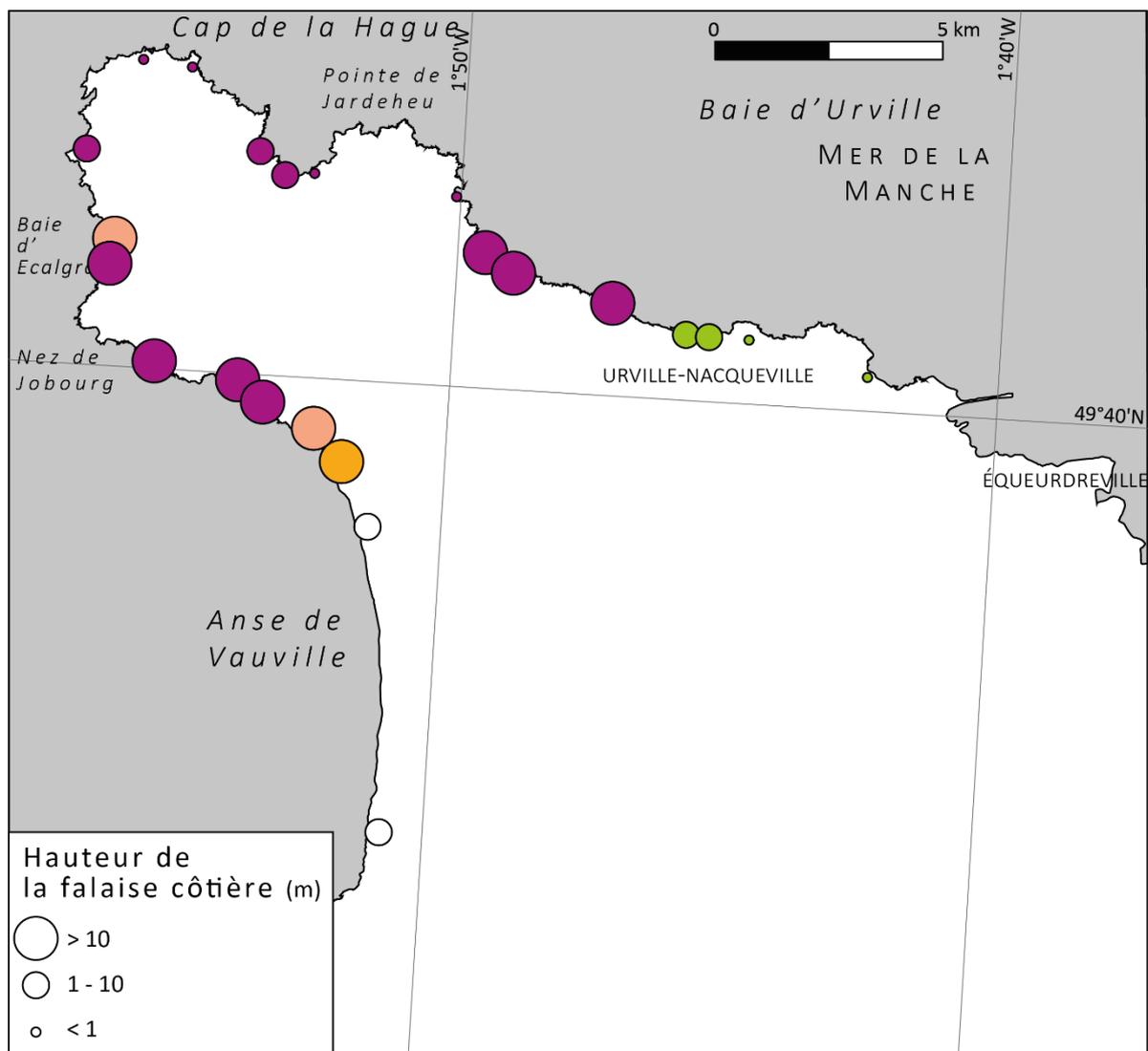


Fig. 168 : Hauteur de la falaise côtière en fonction de la lithologie. La hauteur est représentée en point dont la taille varie avec la hauteur de la falaise, la lithologie est représentée par la couleur du point (blanc : pas de plateforme rocheuse, orange clair : grès et schistes indifférenciés, orange : grès et violet granites, vert clair : schistes briovériens)

Il ne semble pas y avoir de lien direct entre lithologie et hauteur des falaises. Par exemple les falaises associées aux estrans rocheux à plateformes littorales sculptées dans des granites sont à la fois les plus hautes (entre 28 et 31 m pour MON, MOU, TVE) et les plus basses (1 m pour ECM et GEL). Cependant, les falaises les plus hautes (MON, HER) sont généralement associées à des estrans rocheux à mixtes à tendances sédimentaires Fig. 169). Les falaises les plus basses correspondent à des estrans sédimentaires (BIA) à mixtes (GEL). Il ne semble donc pas y avoir de lien entre la lithologie, le type de côte et la hauteur des falaises.

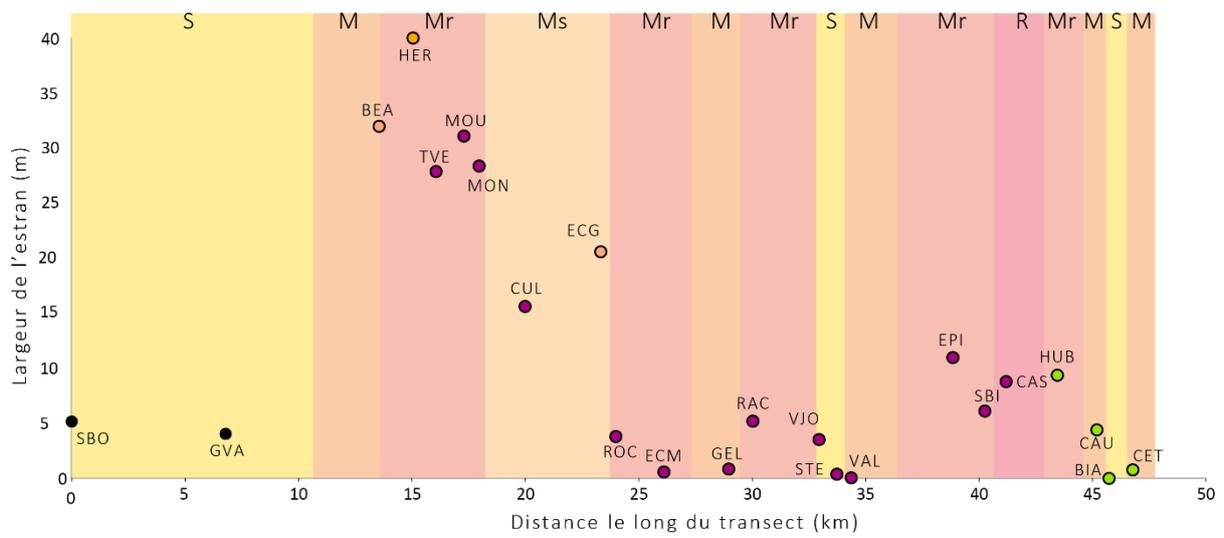


Fig. 169 : Hauteur des falaises côtières en fonction de la distance le long d'un transect suivant le trait de côte. Le transect est orienté SO- NE entre Flamanville et Cherbourg. Les couleurs du jaune au rouge en arrière-plan montrent le type d'estran **S** : sédimentaire, **Ms** : Mixte à tendance sédimentaire, **M** : Mixte, **Mr** : Mixte à tendance rocheux et **R** : rocheux. La couleur des points représentant la largeur de l'estran correspond à la lithologie rencontrée (noir : pas de plateforme rocheuse, orange clair : grès et schistes indifférenciés, orange : grès et violet granites, vert clair : schistes briovériens)

3.2.2 Analyse des plateformes rocheuses de la pointe de la Hague

– Résistance des roches

Les résistances des roches érodées sur la plateforme littorale sur le pourtour de la pointe de la Hague, assimilés aux valeurs de l'indice R moyen, varient entre 20,52 (friables selon Goudie (2006)) et 70,55 (roches très dures selon Goudie (2006)). Les roches formant les estrans rocheux du littoral de la pointe de la Hague sont dures à très dures, hormis dans la baie d'Ecalgrain et à Urville Nacqueville où elles sont friables (Fig. 170).

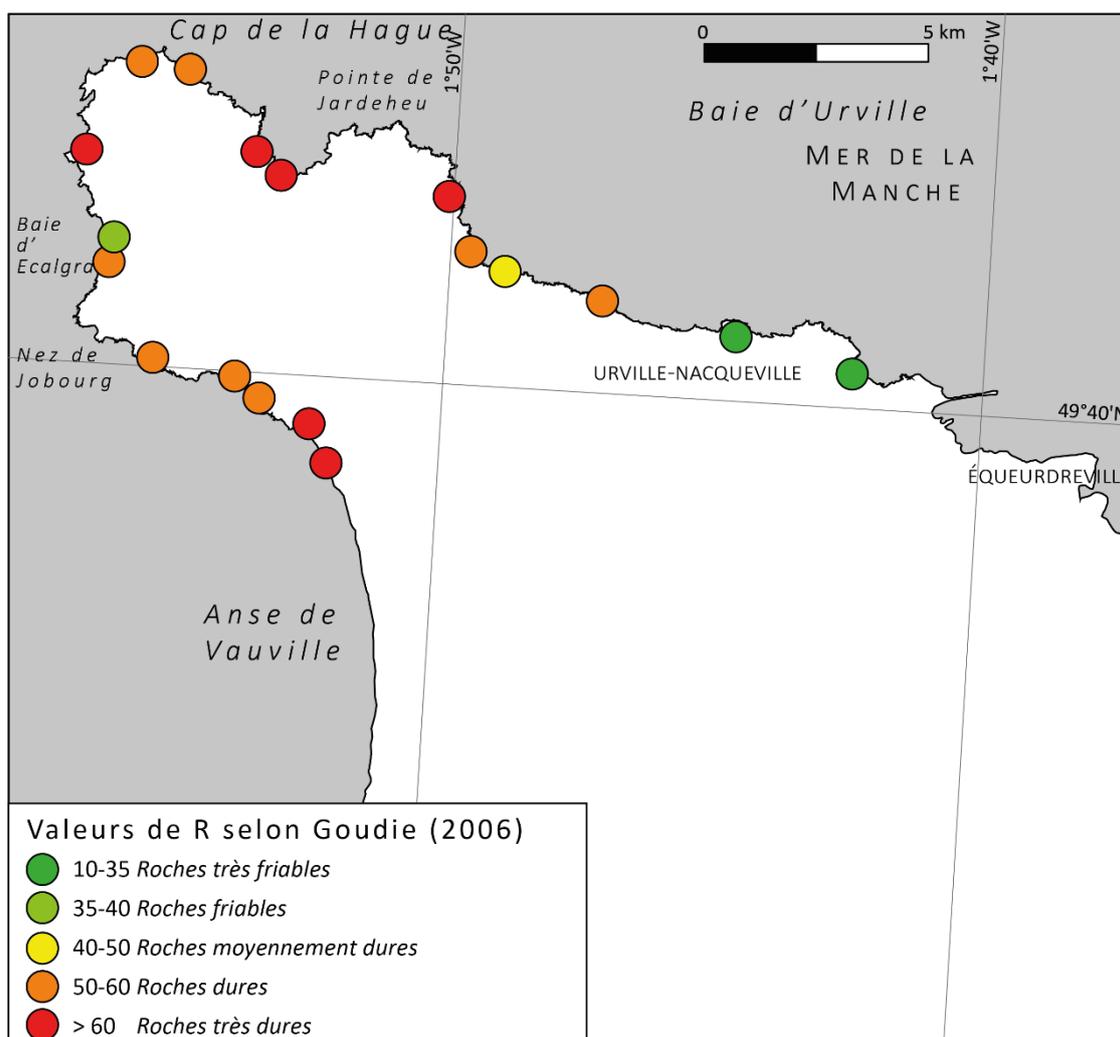


Fig. 170 : Résistances des roches des plateformes rocheuses de la pointe de la Hague. Ces résistances sont représentées par des valeurs d'indice R et la couleur des points correspond aux classes de résistance des roches définies par Goudie (2006).

De manière plus précise, il apparaît que les plateformes rocheuses entaillées dans des granites ont des valeurs moyennes de R comprises entre 50 et 70 (Fig. 170). Lorsque ces plateformes se développent dans des grès et schistes indifférenciés, les valeurs de R sont comprises entre 35 et 67.

La plateforme rocheuse sculptée dans des grés présente des valeurs de R de 67 tandis que les chloritoschistes ont des valeurs de R comprises entre 20 et 30.

Les granites, les schistes et les grés sont les roches les plus résistantes, les schistes briovériens les moins résistantes.

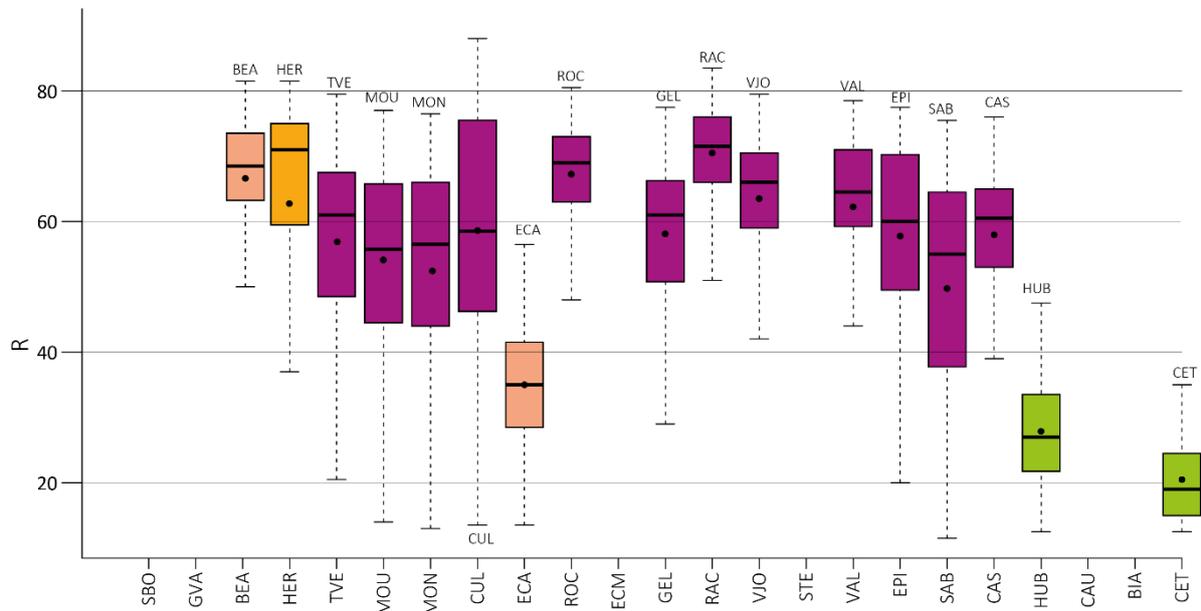


Fig. 171 : Box plot de la résistance (valeurs de R) des roches formant les plates formes rocheuses le long du littoral de la pointe de la Hague. Les moyennes de résistance sont symbolisées par un trait plein, les médianes par des points. La couleur des boîtes correspond à la lithologie rencontrée (orange clair : grés et schistes indifférenciés, orange : grés et violet granites, vert clair : schistes briovériens)

Le type de côte (sédimentaire ou rocheux) influence la rugosité de l'estran : plus l'estran est rocheux plus la rugosité augmente. La lithologie influence elle aussi la rugosité des estrans étudiés. Les plateformes rocheuses sculptées dans des granites sont plus rugueuses que les plateformes sculptées dans des schistes. Les estrans les plus larges ne contiennent pas de plateformes rocheuses. Ainsi les estrans les plus larges sont sédimentaires tandis que les estrans ayant des largeurs minimales sont rocheux. Les résistances des roches composant les plateformes littorales dépendent de leur nature lithologique : les grés et les granites sont plus durs que les schistes.

En conclusion, à l'échelle de l'estran, la lithologie, la rugosité, le type de côte, la largeur de l'estran et la résistance des roches sont intimement liés.

3.3 Analyse à l'échelle des baies

Chaque baie sélectionnée est située à l'embouchure des 23 bassins versants sélectionnés.

Les aires des baies en fonction des lithologies des plateformes rocheuses et des types d'estrans sont représentée Fig. 172.

Les estrans situés dans les baies plus grandes sont sédimentaires (SBO, GVA, VJO, STE, BIA et CET). Au contraire, les estrans rocheux et mixtes à tendance rocheux sont localisés préférentiellement dans les baies les plus petites.

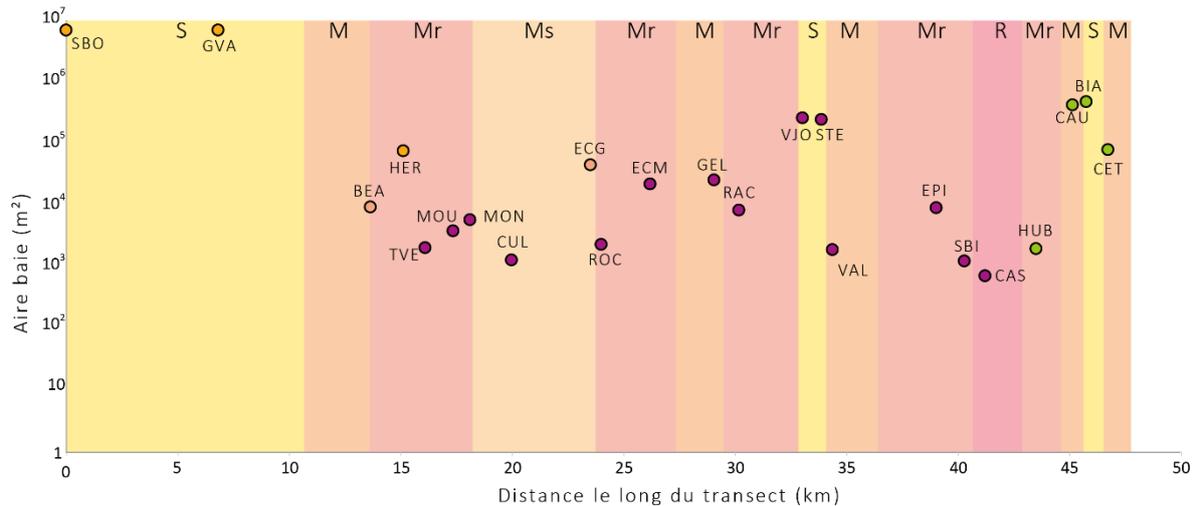


Fig. 172 : Aire des baies en fonction de la distance le long du trait de côte partant du SO (Flamanville) jusqu'au NE (Cherbourg). Les couleurs du jaune au rouge en arrière-plan montrent le type d'estran **S** : sédimentaire, **Ms** : Mixte à tendance sédimentaire, **M** : Mixte, **Mr** : Mixte à tendance rocheux et **R** : rocheux. La couleur des points représentant la largeur de l'estran correspond à la lithologie rencontrée (noir : pas de plateforme rocheuse, orange clair : grès et schistes indifférenciés, orange : grès et violet granites, vert clair : schistes briovériens)

4 Corrélations entre les différents indices morphométriques extraits pour la partie terrestre et côtière

Quatorze indices morphométriques ont été choisis pour réaliser une matrice de corrélation de Pearson (Tableau 26). Les paramètres contenant des angles n'ont pas été retenus car difficilement corrélables avec des entités numériques. La comparaison se fait entre les indices morphométriques des bassins versants et ceux de leur estran associés. Par conséquent, ces quatorze indices correspondent à 1) aire drainée, relief moyen, intégrale hypsométrique, facteur de forme, asymétrie, relief résiduel, incision, SL et le k_{sn} extraits pour les 23 bassins versants étudiés, 2) largeur de l'estran, rugosité, hauteur de la falaise, résistance, aire des baies extraits pour les 23 zones d'estrans étudiées. Les types de côte et les lithologies qui sont des valeurs littérales sont représentés respectivement par les rugosités et les résistances des roches des plateformes rocheuses. Les résultats de cette matrice de corrélation de Pearson sont présentés dans le Tableau 26.

Cette matrice de corrélation montre que, l'aire des bassins versants est moyennement corrélée au relief moyen, faiblement corrélée à la largeur de l'estran et fortement corrélées à l'aire des baies (Tableau 26). Le relief moyen est faiblement corrélé au facteur de forme des bassins versants. L'intégrale hypsométrique est faiblement corrélée au facteur de forme et au relief résiduel mais fortement corrélée à la hauteur des falaises. Le facteur de forme est quant à lui modérément corrélé au relief résiduel et à l'incision et faiblement corrélé au facteur de forme des bassins versants. L'asymétrie des bassins versants est corrélée avec les indices de pentes des drains que sont le SL et le k_{sn} . Le relief résiduel est corrélé à la hauteur des falaises et fortement corrélé à l'incision. L'incision est faiblement corrélée au SL . Le SL et le k_{sn} sont fortement corrélés. La largeur de l'estran est faiblement reliée à l'aire des baies et est corrélée négativement avec la rugosité.

Ainsi quatre groupes d'indices morphométriques se distinguent (Tableau 26) :

- aire drainée, aire des baies, largeur de l'estran et rugosité,
- intégrale hypsométrique, hauteur des falaises, facteur de forme, relief résiduel et incision,
- asymétrie et indices de pentes des drains,
- résistance des roches.

Ainsi, les estrans associés à de grands bassins versants sont sédimentaires (et donc peu rugueux), larges, présent dans de grandes baies. Au contraire, les estrans associés à de petits bassins versants sont rocheux (donc plus rugueux), étroits et localisés dans des petites baies. De la même manière, les bassins versants ayant des intégrales hypsométriques fortes sont circulaires et très

incisés. En aval de ces bassins versants, les falaises côtières sont relativement élevées. Au contraire, les bassins versants ayant de faibles intégrales hypsométriques sont allongés, et peu incisés et les falaises côtières situés en leur aval sont généralement basses. De manière générale, sur la zone d'étude, les bassins dissymétriques ont de fortes pentes. Enfin, de manière un peu contre intuitive les résultats de cette matrice de corrélation, suggèrent que la résistance des roches n'est corrélée avec aucun paramètre.

		Bassins versants									Estrans, plateformes rocheuses et baies				
		Aire	Relief moy.	Intégrale hypso.	Facteur de forme	Asymétrie	Relief résiduel	Incision	SL	K _{sn}	Largeur de l'estran	Rugosité	Hauteur des falaises	Résistance	Aire baies
Bassins versants	Aire	1													
	Relief moy.	0,521 *	1												
	Intégrale hypso.	-0,273	0,223	1											
	Facteur de forme	0,104	0,482 *	0,458 *	1										
	Asymétrie	0,017	0,204	-0,094	0,192	1									
	Relief résiduel	0,027	0,241	0,456 *	0,617 **	0,004	1								
	Incision	0,183	0,402	0,323	0,658 **	0,100	0,940 ***	1							
	SL	-0,113	0,269	0,255	0,387	0,592 **	0,330	0,434 **	1						
	K _{sn}	-0,234	0,237	0,326	0,317	0,520 *	0,327	0,395	0,933 ***	1					
Estrans, plateformes rocheuses et baies	Largeur de l'estran	0,468 *	-0,257	-0,410	-0,324	0,028	-0,226	-0,244	-0,045	-0,216	1				
	Rugosité	-0,404	-0,198	0,362	0,143	-0,300	0,126	0,058	-0,017	0,104	-0,562 **	1			
	Hauteur des falaises	-0,320	0,042	0,659 **	0,478 *	-0,196	0,517 *	0,354	0,302	0,409	-0,245	0,321	1		
	Résistance	-0,455	-0,211	0,031	0,263	0,096	0,046	-0,141	-0,239	-0,172	-0,206	0,300	0,128	1	
	Aire des baies	0,755 ***	0,345	-0,070	0,141	0,209	0,226	0,281	0,181	0,016	0,533 **	-0,407	-0,194	0,006	1

Tableau 26 : Matrice de corrélation des différents paramètres morphométriques analysés. Paramètres inhérents aux bassins versants : aire de drainage, relief moyens, intégrale hypsométrique, facteur de forme, asymétrie, relief résiduel, incision, SL, k_{sn}. Paramètres inhérents aux estrans : largeur, rugosité, hauteur des falaises, résistance de la plateforme rocheuse et aire des baies. Les astérisques indiquent les seuils de significativité : p<0,001 = ***, p < 0,01 = **, p < 0,05 = *. Les cases en bleu indiquent les corrélations négatives et les cases en vert les corrélations positives

Chapitre 4 Discussion

Cette discussion s'articule autour de six questionnements majeurs issus d'études géomorphologiques et morphométriques du réseau de drainage développé sur la séquence de lignes de rivages fossiles du Nord Cotentin. De manière générale, ces questions traitent de l'évolution des reliefs côtiers en fonction de la tectonique et des variations climatiques et eustatiques tardicénozoïques mais à des échelles différentes : de la forme des baies (échelle 100 m – au km) à l'héritage paléogéographique de la péninsule du Cotentin.

1 Nord Cotentin et golfe Normand Breton, un archipel en soulèvement ?

Avec l'étude de la séquence de terrasses marines de la pointe de la Hague, des taux de soulèvement ont pu être calculés, mais ces taux de soulèvement sont-ils en accord avec les taux calculés par d'autres auteurs sur le littoral du golfe Normand-Breton ? L'extrapolation de ces taux de soulèvement peut-elle permettre l'établissement d'une évolution paléogéographique de la partie Nord Cotentin ? Ce sont les questions qui sont posées dans cette partie.

1.1 Comparaison des taux de soulèvement du golfe Normand-Breton

Les séquences de terrasses marines et rasas sont présentes sur les côtes occidentales françaises, normandes et bretonnes et du Sud de l'Angleterre et des îles Anglo-Normandes. Dans cette zone dans laquelle se trouve le golfe Normand-Breton, Pedoja et al. (2011, 2014) ont recensé un minimum de 45 séquences incluant une terrasse marine corrélée au maximum du dernier interglaciaire (SI 5e). De manière plus précise, 19 séquences sont situées sur les pourtours du golfe Normand-Breton (Fig. 127, Chapitre 1 3). Il n'est pas possible d'utiliser ces taux de soulèvement car ils ont été calculés à partir d'altitude NGF de 3 à 4 m supérieurs aux altitudes prises à partir du niveau zéro morphologique. Ainsi les taux de soulèvement calculés à partir de ces altitudes sont surestimés d'environ 0,03 mm/an soit la moitié du taux de soulèvement.

Dans le golfe Normand-Breton, deux études se sont intéressées aux taux de soulèvement calculés à partir des terrasses marines associées aux hauts niveaux marins corrélés aux stades isotopiques 5e à 13 : Coutard et al. (2006) dans le Val de Saire (stades isotopiques 5e à 11) et Renouf et James (2011) sur les îles de Jersey et Guernesey (stades isotopiques 5e à 13) (Tableau 27). Ces auteurs sont les seuls qui publient une altitude mesurée à partir du niveau zéro morphologique. Ces auteurs mettent en évidence un ralentissement du taux de soulèvement entre le stade isotopique 7 et le 5e. Les taux de soulèvement sont compris entre 0 (Renouf et James, 2011) et 0,035 mm/an (cette étude) pour le stade isotopique 5e. Ces différences résident dans la méthode de calcul car les dépôts sont situés à la même altitude à Jersey, sur la pointe de la Hague et dans le Val de Saire (\approx 2 m au-dessus du niveau zéro morphologique) (Tableau 27). Renouf et James (2011) calculent des taux de soulèvement corrigés, prenant en compte les corrections eustatiques tandis que Coutard et al. (2006) et cette étude utilise des taux de soulèvement apparents. Le choix du marqueur du niveau zéro a été différent selon les études : Renouf et James (2011) et Coutard et al. (2006) utilisent les dépôts comme marqueur chronologique pour calculer des taux de soulèvement alors que dans cette étude, les pieds de falaises ont été choisis. Enfin, les calculs réalisés dans les deux études sur les séquences de terrasses marines des îles anglo-normandes et le Val de Saire ne montrent pas de marge d'erreur contrairement à cette étude.

<i>Stade isotopique corrélé à la terrasse marine</i>	îles Anglo- Normandes Renouf et James (2011)	Val de Saire Coutard et al. (2006)	pointe de la Hague cette étude et Cliquet et al. (2003)
<i>SI 5e</i>	2 m	2 m	2 \pm 1 m
<i>SI 7</i>	13 m	15 m	11 \pm 2 m
<i>SI 9</i>	21 \pm 5 m	23 m	23
<i>SI 11</i>	26 \pm 5 m	31 m	-
<i>SI 13</i>	36 \pm 5 m	-	-

Tableau 27 : Altitudes des plages perchées situées sur le littoral du golfe Normand-Breton

Pour le stade 7, les plages perchées sont situées à 12 ± 3 m (Tableau 27). D'après les calculs réalisés, les taux de soulèvement pour les stades isotopiques 7 à 13 pour le golfe Normand-Breton sont donc de $0,064 \pm 0,008$ mm/an. D'après ces estimations, le Nord Cotentin et les îles Anglo-Normandes se soulèvent donc à la même vitesse.

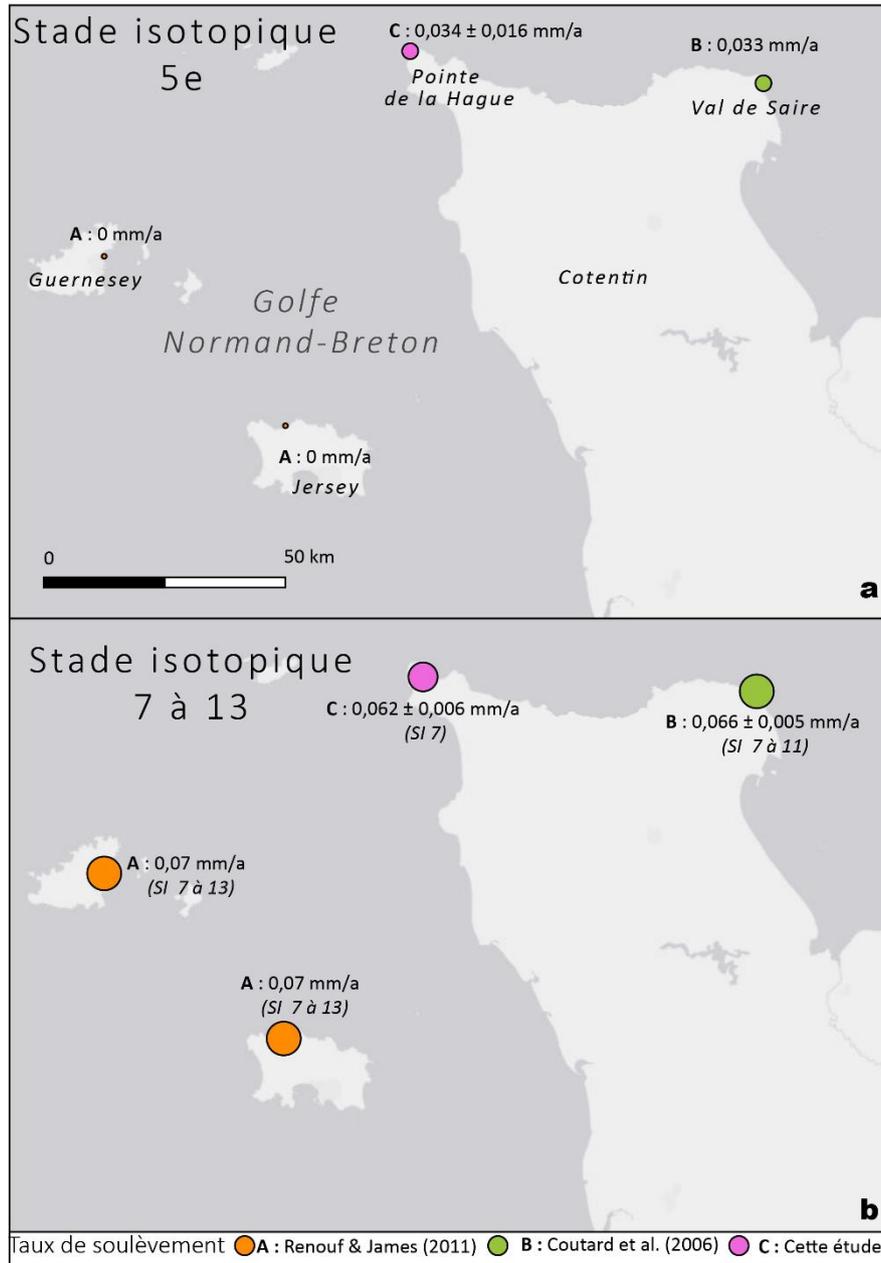


Fig. 173 : Taux de soulèvement côtier du golfe Normand Breton calculés à partir des terrasses marines associées au haut niveau marin corrélé au a) stade isotopique 5e, b) stades isotopiques 7 à 13.

1.1 Chronologie préliminaire de l'émergence du Nord Cotentin

L'étude des séquences de lignes de rivages (terrasses et rasas) est souvent limitée quant à l'obtention de datations pour les périodes de temps plus anciennes que les derniers 500 ka. Par conséquent, à l'échelle globale, le haut des séquences, constitué le plus souvent de rasas, est négligé

(cf. Chapitre 1 3.1) (Pedoja et al., 2014). Une hypothèse de travail classique pour proposer un âge pour l'émergence de chaque terrasses marines et de chaque rases dans les séquences consiste à extrapoler les taux de soulèvement récents (Lajoie, 1986; Pedoja et al., 2014). Ces extrapolations reposent sur le postulat que les taux de surrection sont constants dans le temps ; ce qui n'est pas toujours le cas (Saillard et al., 2009).

Les taux de soulèvement sont constants à partir de SI 7 et au moins jusqu'au SI 13 (≈ 470 ka) sur la pointe de la Hague, dans le Val de Saire et dans les îles Anglo-Normandes. Nous avons donc choisi d'utiliser ce taux calculé pour la pointe de la Hague ($0,062 \pm 0,006$ mm/an) pour réaliser les extrapolations permettant de déterminer des âges d'émergence des rases. Les âges ainsi proposés à partir de ces extrapolations sont exposés dans le Tableau 28. L'âge d'émergence proposé pour la rasa 1 est de $1,5 \pm 0,3$ Ma, pour la rasa 2 est de $2,2 \pm 0,3$ Ma, pour la rasa 3 $2,5 \pm 0,3$ Ma et pour la rasa 4 de $2,9 \pm 0,4$ Ma.

Rasa	Séquence de Rasa			Correspondance dans les marais de Carentan	
	Altitude de la rasa	Taux de soulèvement	Age estimé de la rasa	Dépôt marin correspondant	Environnement
I	90 ± 10 m	$0,062 \pm 0,006$ mm/an	$1,5 \pm 0,3$ Ma	Sables de Saint Vigor	Plateforme Subtidale
II	133 ± 7 m	$0,062 \pm 0,006$ mm/an	$2,2 \pm 0,3$ Ma	?	?
III	155 ± 5 m	$0,062 \pm 0,006$ mm/an	$2,5 \pm 0,3$ Ma	?	?
IV	175 ± 5 m	$0,062 \pm 0,006$ mm/an	$2,9 \pm 0,4$ Ma	Grés de Marchésieux	Plateforme subtidale

Tableau 28 : Age des rases calculé à partir du taux de soulèvement supposés constants ($0,062 \pm 0,006$ mm/an) établi à partir de l'âge des terrasses marines, et nom et environnement des dépôts marins présents dans les marais de Carentan associés à chaque rasa d'après Dugué et al. (2009).

La chronologie proposée à partir de l'extrapolation des taux de surrection Pléistocène Moyen et Supérieur permet de proposer un scénario de l'émergence de l'ensemble NO du golfe Normand Breton et plus particulièrement du Nord Cotentin.

Stade 1 (Fig. 174) : à $2,9 \pm 0,4$ Ma, ce qui deviendra le sommet de la pointe de la Hague (rasa 4 - ≈ 180 m d'altitude) est très probablement un haut fond, à fleur d'eau comme l'archipel des Minquiers (Sud de Jersey), comprenant de nombreux écueils séparés par des chenaux de marées. Durant ce stade, les sables de Marchésieux se sont déposés dans les Marais de Carentan.

Stade 2 (Fig. 175) : à $2,5 \pm 0,3$ Ma, les écueils développés au Stade 1 sont émergés et forment des îlots entourés de récifs. Au niveau morphologique ce stade est similaire à l'archipel de Chausey qui culmine à une altitude inférieure à 15 m et qui présente une topographie érodée par le dernier niveau marin interglaciaire (SI 5e) (Regnauld et al., 2003).

Stade 3 (Fig. 176) : à $2,2 \pm 0,3$ Ma, les îlots deviennent des îles entourés de plusieurs îlots, plateforme rocheuse. Au niveau morphologique ce stade est semblable à l'île d'Herm et des îlots qui l'entourent à l'Est de Jersey. Cette île culmine à une cinquantaine de mètres. La faible extension de l'île ne permet pas le développement de cours d'eau bien développés.

Stade 4 (Fig. 177) : à $1,5 \pm 0,3$ Ma, les îles se rejoignent formant une île importante correspondant au point de vue morphologique à l'île de Jersey culminant à 100 m et d'extension de 10 X 15 km. A ce stade, le réseau de drainage à ≈ 1 Ma et date du Pléistocène Inférieur ($\approx 2,5$ Ma). Les chenaux de marées soulevés sont des dépressions empruntées par les cours d'eau. Les dépôts du bassin de Carentan corrélés à ce stade sont les sables de St Vigor (Baize et al., 1998; Dugué et al., 2009).

Transgression Pliocène supérieur ($2,9 \pm 0,4$ Ma)
Stade 1 : L'archipel des Minquiers

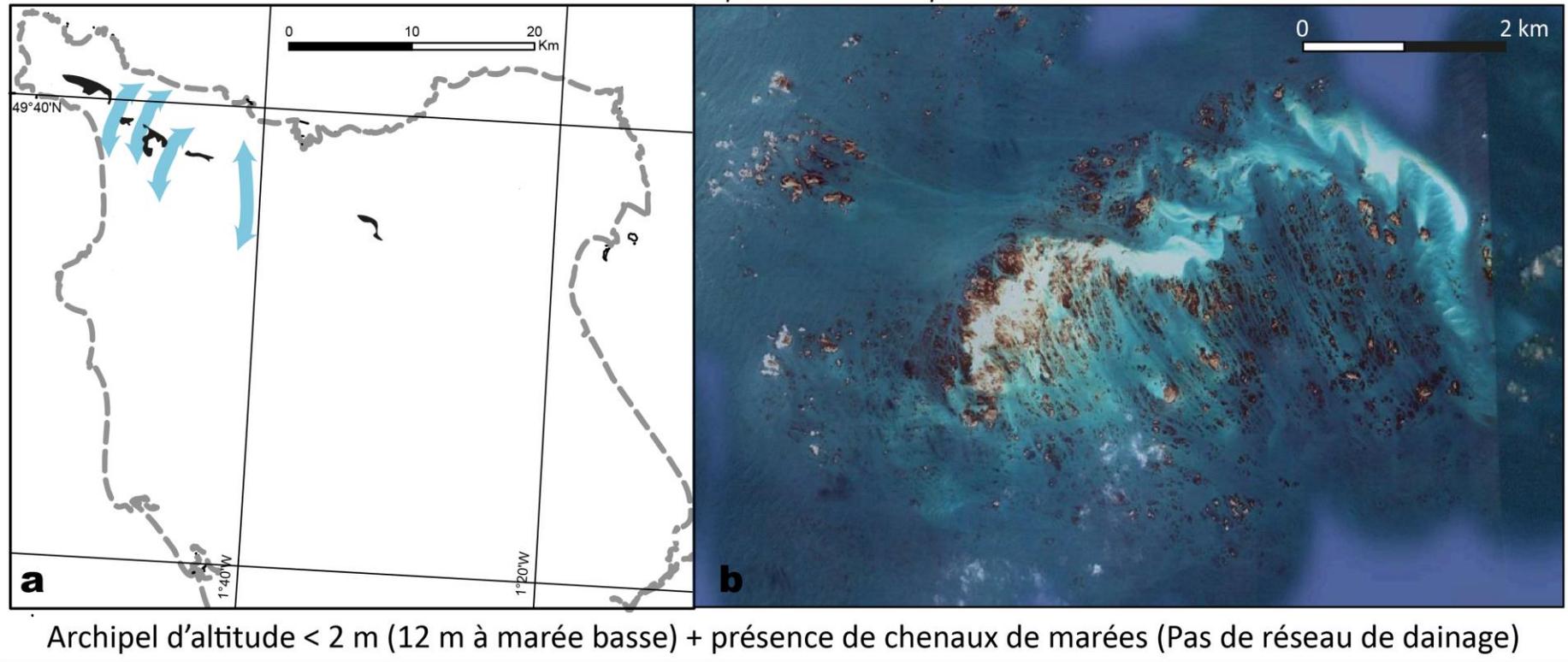
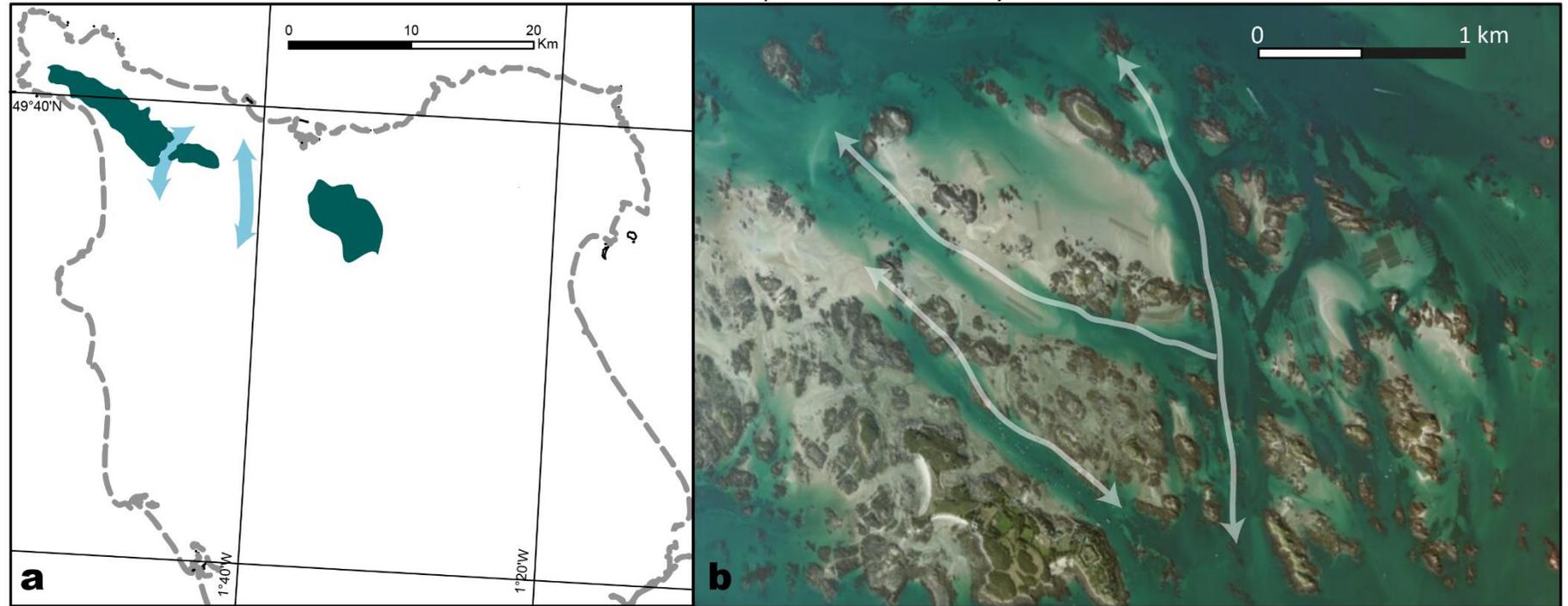


Fig. 174 : Stade 1 ($2,9 \pm 0,4$ Ma) a) Carte du Nord Cotentin, les îlots sont représentés en noir et les chenaux de marée avec des flèches bleues, le trait de côte actuel est représenté en pointillé, b) Image satellite de l'archipel des Minquiers qui correspondent au style d'archipel de la pointe de la Hague à ce stade.

Transgression Pliocène supérieur ($2,5 \pm 0,3$ Ma)
Stade 2 : Archipel de Chausey



Archipel d'altitude < 15 m (30 m à marée basse) + présence de chenaux de marées (Pas de réseau de drainage)

Fig. 175 : Stade 2 ($2,5 \pm 0,3$ Ma), a) Carte du Nord Cotentin, les îlots sont représentés en noir et les chenaux de marée avec des flèches bleues, le trait de côte actuel est représenté en pointillé, b) Image satellite de l'archipel de Chausey qui correspondent au style d'archipel de la pointe de la Hague à ce stade.

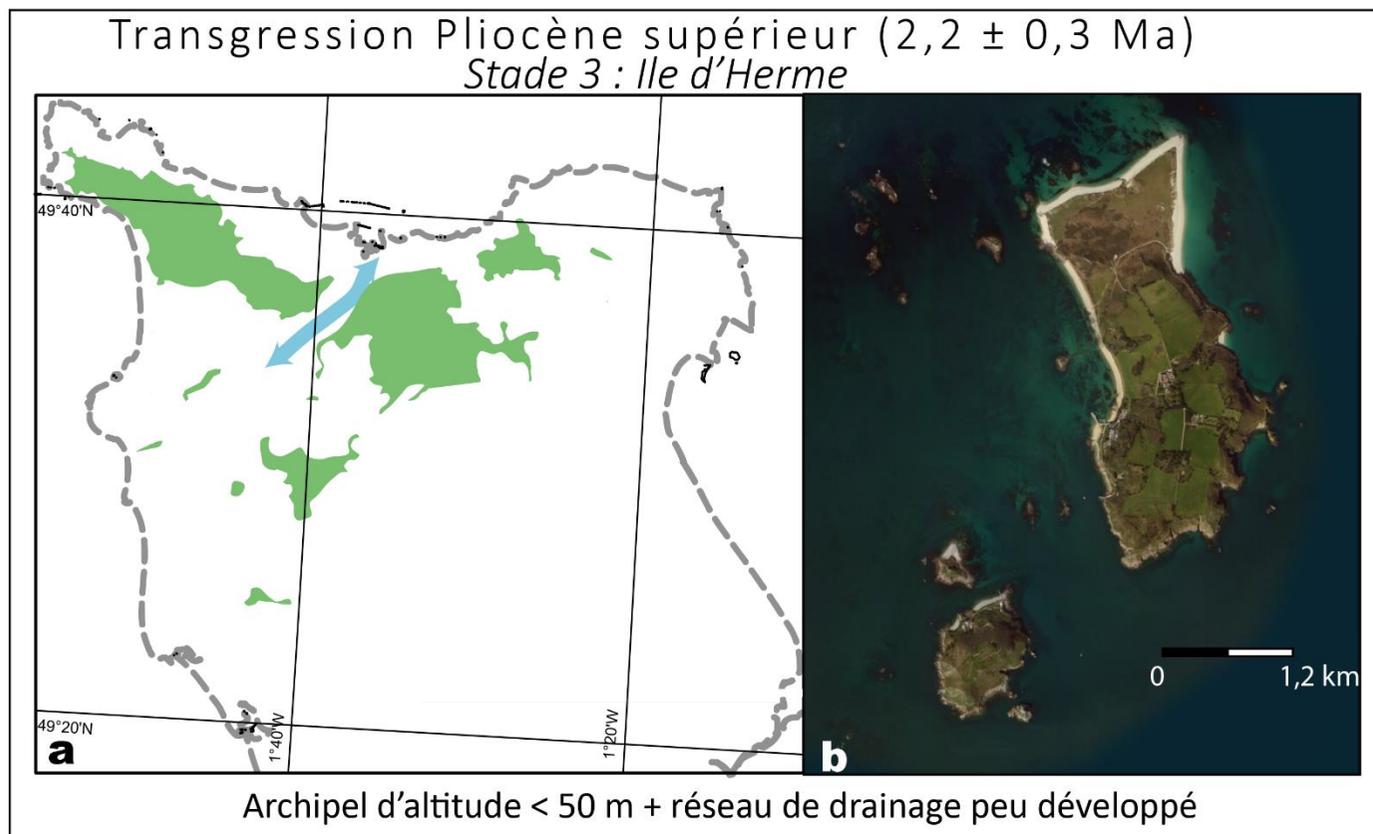
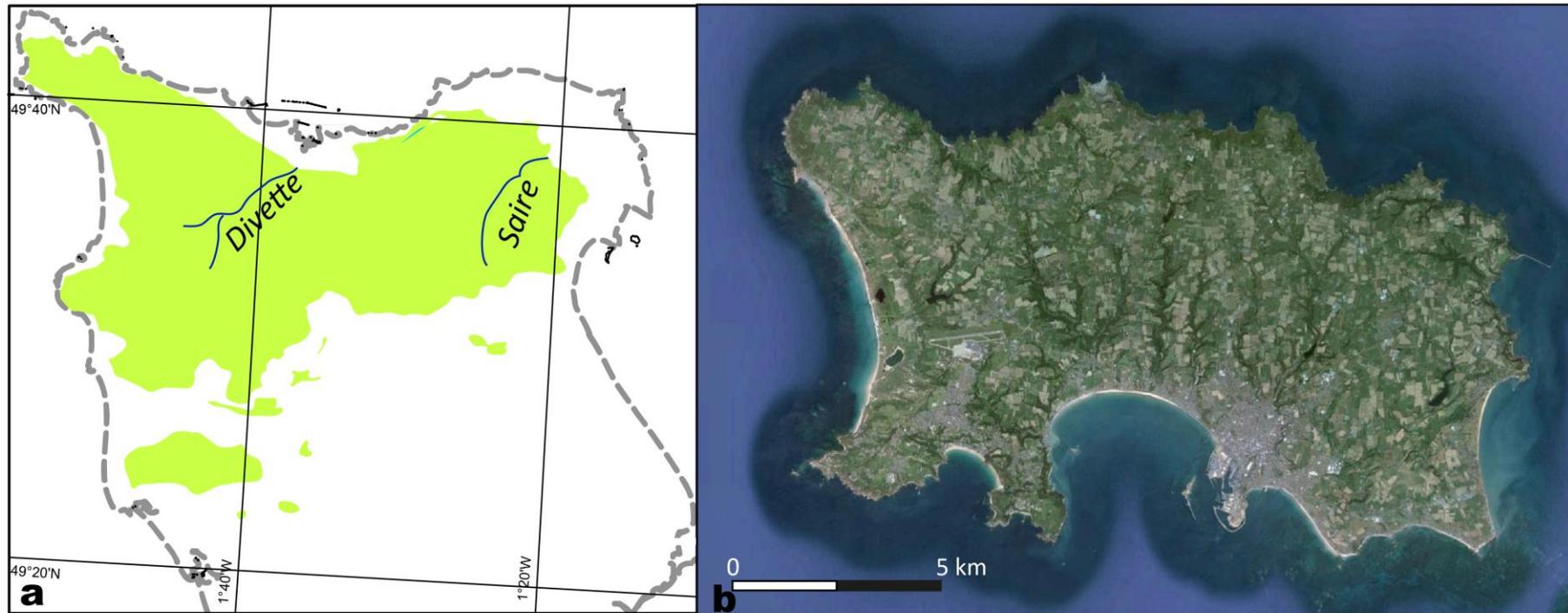


Fig. 176 : Stade 3 ($2,2 \pm 0,3$ Ma) a) Carte du Nord Cotentin, les îlots sont représentés en vert et les chenaux de marée avec des flèches bleues, le trait de côte actuel est représenté en pointillé, b) Image satellite de l'île d'Herme qui correspond au style d'archipel de la pointe de la Hague à ce stade.

Transgression Pleistocène inférieur ($1,5 \pm 0,3$ Ma)
Stade 4 : Ile de Jersey



Archipel d'altitude < 90 m + réseau de drainage bien développé dans les anciens chenaux de marée (ex : Divette)

Fig. 177 : Stade 4 ($1,5 \pm 0,3$ Ma), a) Carte du Nord Cotentin, l'île est représentée en vert clair et les surfaces d'aplanissement du vert clair au foncé, les cours d'eau sont représentés en bleu avec leur nom en italique. , b) Image satellite de l'île de Jersey au style d'île de la pointe de la Hague à ce stade.

1 La morphologie et taille des baies : un héritage des bassins versants de l'Optimum Glaciaire ?

D'après les corrélations (cf. Matrice de Pearson Tableau 26, Chapitre 2 4), plus les aires des bassins versants sont importantes, plus les baies dans lesquelles ils débouchent sont vastes et ouvertes. Les bassins versants adaptent leurs lignes de partage des eaux pour répondre à la chute du niveau marin lors des phases de refroidissement. Les bassins versants fusionnent créant ainsi des bassins plus vastes, leurs exutoires migrent vers l'aval en réponse (Fig. 178 a). La remontée du niveau marin crée une diminution de l'aire drainée et une multiplication des bassins versants (Fig. 178 b). Les interfluves amont des bassins versants restent fixes lors des variations du niveau marin alors que les interfluves aval des bassins migrent. Ainsi les plus grands bassins versants des périodes interglaciaires sont l'héritage des bassins versants les plus grands lors des périodes glaciaires. Les interfluves aval lors des périodes glaciaires correspondent aux caps qui délimitent les baies lors des périodes interglaciaires. Pour conclure, la morphologie des baies actuelles est l'héritage des bassins versants du dernier Optimum Glaciaire.

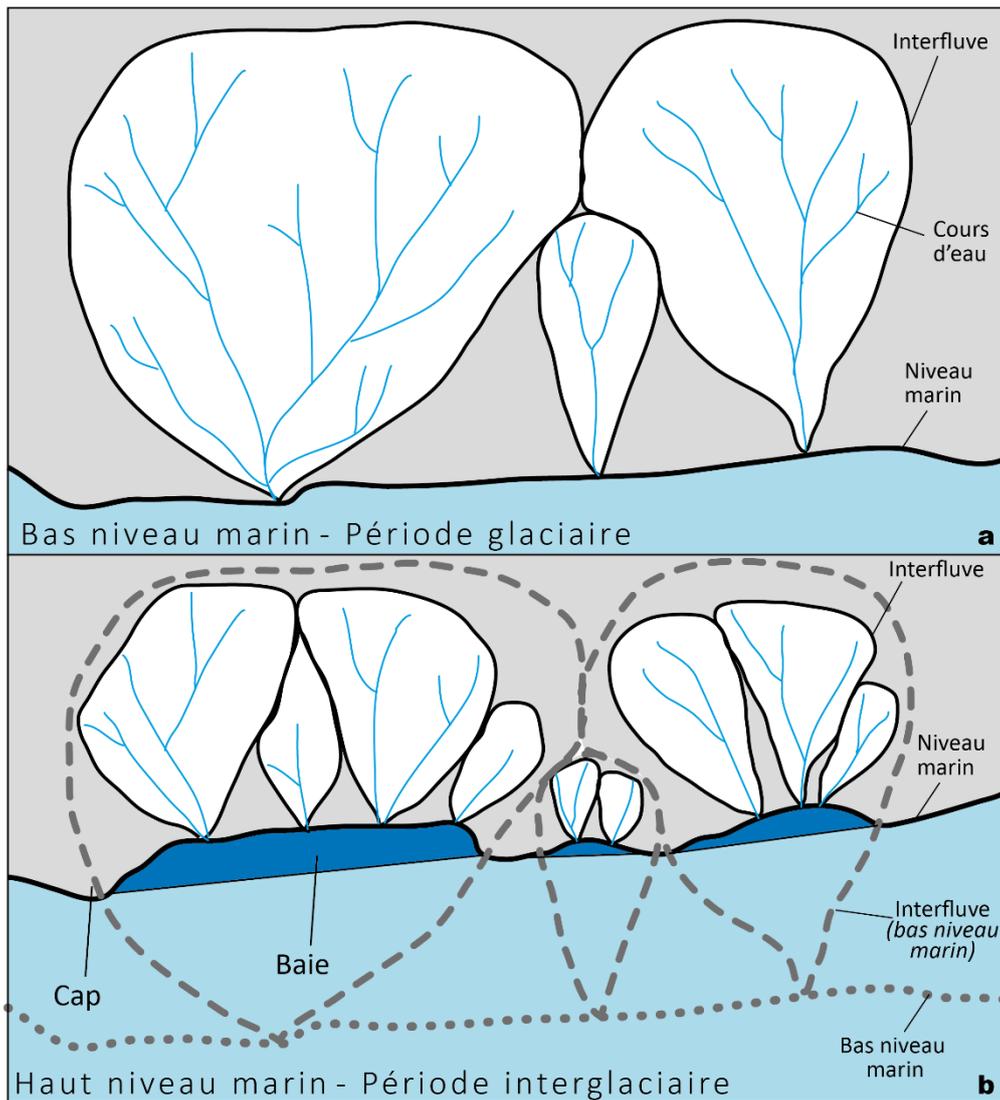


Fig. 178 : Relations théoriques entre les limites des bassins versants et les aires des baies au cours des cycles glaciaires/interglaciaire a) en période de bas niveau marin, les bassins versants ont une aire maximale, b) en période de haut niveau marin les bassins versants ont une aire minimale et sont plus nombreux. Les caps délimitant les baies correspondent aux interfluves des bassins versants du dernier optimum glaciaire.

2 Quelle est la sensibilité temporelle des indices morphométriques ?

Certains bassins versants ont une forme circulaire et une aire drainée importante, ils montrent un relief mature mais ont des valeurs d'indices de pentes, d'intégrales hypsométriques et un relief moyen fort qui sont représentatifs d'un relief immature. Les indices morphométriques n'enregistrent donc pas le même pas de temps d'évolution. Certains indices sont donc sensibles à l'aval du bassin comme la pente, le relief moyen et l'intégrale hypsométrique et d'autres sont plus sensibles à l'amont comme l'aire et le facteur de forme. L'amont s'est développé depuis au moins 3 Ma. Il s'agit donc d'un relief plus évolué que la partie aval qui est émergée seulement depuis le Pléistocène Moyen, moins mature que l'amont. Ainsi, l'aire et le facteur de forme reflètent l'histoire long terme du bassin versant tandis que la pente, l'incision, l'intégrale hypsométrique, le relief moyen et la pente des drains sont plus sensibles à l'histoire court terme (Pléistocène).

3 La dissymétrie du relief de la pointe de la Hague : une origine tectonique ?

La pointe de la Hague est fortement dissymétrique avec une partie NE basse et une partie SO plus élevée.

Elhaï (1963) a interprété cette dissymétrie comme le résultat du basculement tectonique de la pointe vers le NE, le long d'une faille varisque qui aurait été réactivée. Lagarde et al. (2000) proposent eux aussi un basculement de bloc mis en évidence par des knickzones présentes en aval des cours d'eau de la côte Ouest du Cotentin (e.g. Herquemoulin) et les fortes intégrales hypsométriques des bassins versants situés sur la côte Ouest. Ils expliquent eux aussi ce basculement par l'activité au Quaternaire de la faille de la Hague d'orientation NO SE parallèle au trait de côte du Nord de l'anse de Vauville.

L'étude de la séquence de terrasses marines et de rasas et morphométrie du relief et du réseau de drainage réalisée dans ce travail a permis d'infirmer cette hypothèse :

- La répartition altitudinale, et la chronostratigraphie des terrasses marines et des rasas de part et d'autre ces failles, est identique. Les taux de soulèvement pléistocènes supérieurs sont les mêmes sur la côte Nord et sur la côte Ouest de la pointe de la Hague.
- Les pieds de falaises des rasas d'une altitude supérieure à 125 m sont concentriques et d'altitude constante autour de la rasa sommitale qui culmine à 180 m. Ces évidences morphologiques démontrent plus probablement un soulèvement homogène de la pointe et ce, pour des périodes de temps couvrant la formation de la séquence de terrasses marines et rasas (≈ 3 Ma).
- Le fort relief (intégrales hypsométrique, relief moyen, incision, relief résiduel) est corrélé à la hauteur des falaises. Cette hauteur des falaises dépend de la hauteur des heads.
- La répartition des knickzones sur les profils en long des cours d'eau de la côte ouest de la pointe de la Hague sont parallèles au trait de côte.

En bref, la dissymétrie s'observe pour la partie de la séquence inférieure à 100 m d'altitude. Cette dissymétrie serait donc liée au relief inférieur à 100 m : la plaine côtière comprenant une séquence de terrasses marines recouvertes de dépôts continentaux (heads, lœss). La séquence de terrasses marines culmine à la même altitude tout autour du trait de côte. C'est donc l'épaisseur des dépôts continentaux couvrant la séquence qui conditionne cette dissymétrie.

4 Hétérogénéité de l'épaisseur des heads sur la plaine côtière

L'épaisseur des heads conditionne donc tout le relief côtier de la pointe de la Hague, des bassins versants aux profils des cours d'eau. L'épaisseur de ces heads dépend de la surface du substrat situé sous ces heads et du matériel gélifracté et géliflué.

Sous les heads se trouve la séquence de terrasses marines dont la surface est conditionnée par l'hydrodynamique et la lithologie. Plus un estran est large plus sa pente et sa rugosité est faible moins les heads sont épais. La morphologie de cet estran est conditionné à la fois par la lithologie et l'hydrodynamique (Taylor, 2003). Par exemple la baie de Moncaneval est marquée par une importante épaisseur de heads, de hautes falaises mais aussi une plateforme rugueuse et de roches résistantes tandis que la baie d'Urville a un estran large et peu rugueux et une épaisseur de heads inférieure à 3 m.

La gélifraction et la gélifluxion qui se déroulent durant l'Optimum glaciaire conditionne l'apport de matière solide et contrôle aussi l'épaisseur des heads. Ces deux mécanismes dépendent de l'orientation des reliefs face 1) aux vents qui conditionnent les phases de dépôts éoliens (lœss), 2) au Soleil conditionnant la gélifraction et la gélifluxion. Cependant, l'exposition des bassins versants semble avoir un faible impact sur l'épaisseur des heads. Les heads les plus épais se trouvent dans des bassins versants orientés vers le SO et vers le NNE et les heads les moins épais (anse de Vauville, cap de la Hague, baie d'Urville) se trouvent dans des bassins orientés SO, N et NNE.

La largeur de la plaine côtière semble influencer l'épaisseur des heads.

5 La largeur de la plaine côtière et de la séquence de terrasses marines, un facteur principal de l'épaisseur des heads ?

L'aval des bassins versants correspond à la plaine côtière qui est plus ou moins étendue. Cette plaine côtière réagit selon deux modes d'évolution qui dépendent de sa largeur. Deux types de plaines côtières ont ainsi été mis en évidence au cours de cette étude sur la côte de la pointe de la Hague (Fig. 179) :

- Les plaines côtières étroites (20-100 m de large) sont fortement incisées, ont un fort relief résiduel, de fortes valeurs intégrales hypsométriques, de relief moyen, des drains fortement pentés, de hautes falaises côtières (> 5 m) et par extension une épaisseur de heads importante. L'estran actuel associé à ces plaines côtières est rugueux et mixte à rocheux. Aucune morphologie en marches d'escalier représentant une séquence de terrasses marines n'est visible. Seuls quelques dépôts de plage coincés entre la plateforme fossile et les heads apparaissent à la base de la falaise côtière. Ces plaines étroites sont présentes du Nord de l'anse de Vauville au cap de la Hague et d'Omonville la Rogue au Landemer (Fig. 179).
- Les plaines côtières étendues (150 m – 2 km de large) sont faiblement incisées, présentent de faibles valeurs de relief résiduel, d'intégrales hypsométriques, de relief moyen et leur drains sont faiblement pentés. Les falaises côtières associées à ces plaines surplombent un estran peu rugueux mixte à sableux sont basses voire absentes dans la plupart des cas. Ces falaises côtières lorsqu'elles sont présentes ne montrent qu'une faible épaisseur de heads (< 2 m). Ces plaines côtières étendues sont présentes dans l'anse de Vauville, sur le cap de la Hague et la pointe de Jardeheu, et dans l'Est de la baie d'Urville. Dans certains endroits cette plaine côtière laisse entrevoir la séquence de terrasses marines notamment au cap de la Hague. Cette séquence atteint 50 m d'altitude.

L'évolution des plaines côtières étroites (Cas 1) et étendues (Cas 2) face aux variations eustatiques et climatiques est représentée dans les Fig. 180 et 181. Le pas de temps d'étude de ces évolutions comprend un cycle interglaciaire/glaciaire/interglaciaire.

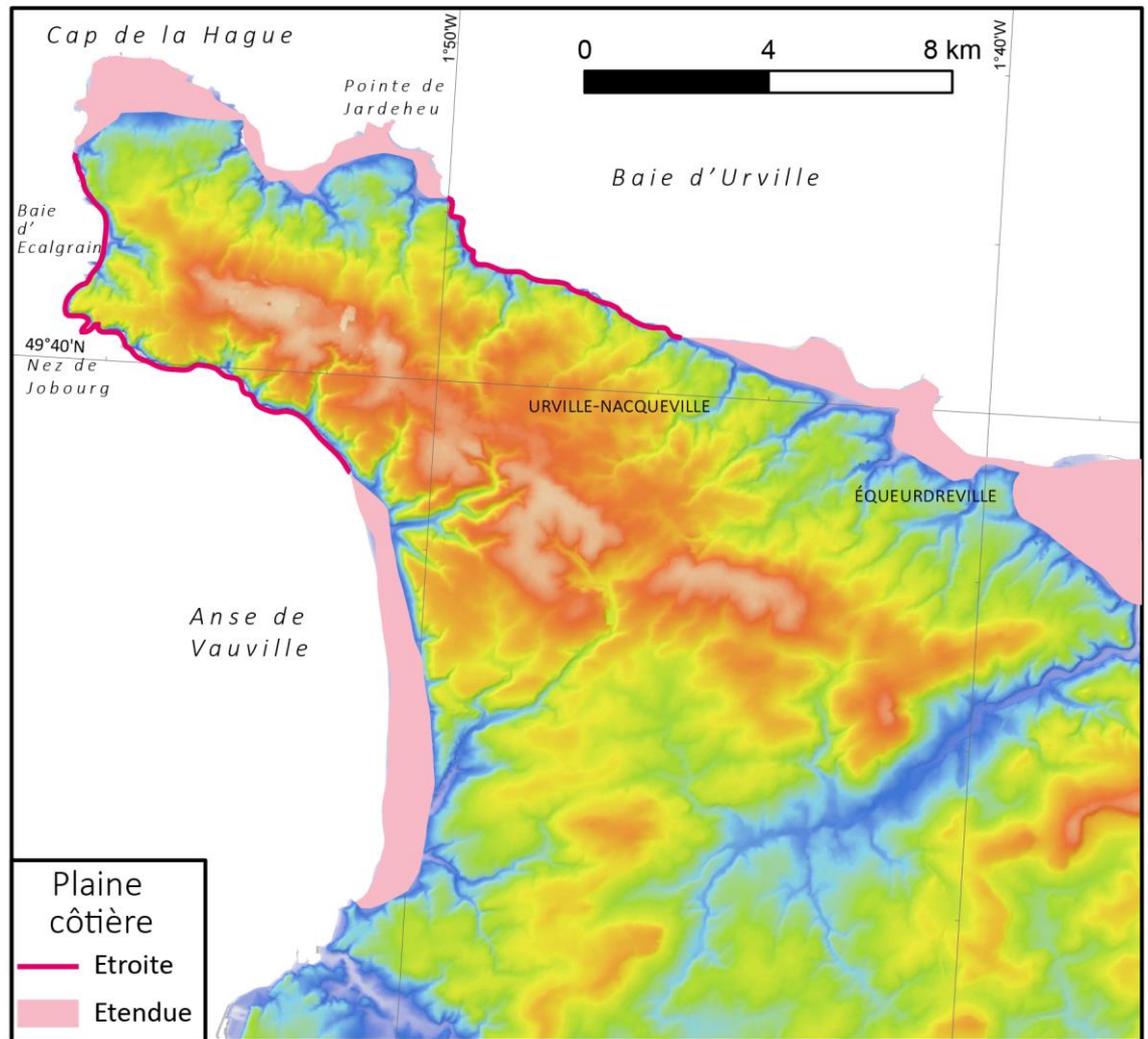


Fig. 179 : Les différents types de plaines côtières : étendue (> 150 m de large) ou étroite (< 100 m de large)

5.1 Plaine côtière étroite

Durant la première période interglaciaire, la plaine côtière recouverte d'une épaisseur importante de heads surplombe un estran rugueux par une haute falaise côtière (Fig. 180 a). Les précipitations importantes permettent le développement d'un réseau de drainage.

Au cours du refroidissement (jusqu'à 75 ka), les précipitations augmentent légèrement et le niveau marin chute (e.g. Lautridou, 1984) (Fig. 180 b). Cette chute du niveau marin permet la fossilisation de la permanence du haut niveau marin associé à l'interglaciaire précédent. Combinée aux fortes précipitations, cette chute induit une forte incision.

L'optimum glaciaire est une période d'accumulation. Le niveau marin est bas (- 120 m), la pluviométrie diminue fortement et la gélifraction et gélifluxion sont les principaux modes d'érosion

des reliefs. Cette période plus sèche est associée à une faible pluviométrie (e.g. Lautridou, 1984). Cette accumulation sous forme de coulées de gélifluxion provoque le drapage de la plaine côtière et de l'estran mis à nu lors du dernier interglaciaire.

Lors de la phase de réchauffement, la pluviométrie augmente. L'augmentation de la température provoque une baisse de la quantité de gélifractions et donc de matière solide. Un réseau de drainage se développe en incisant les heads précédemment formés. Ce réchauffement généralisé provoque une remontée rapide du niveau marin jusqu'à 8,3 ka.

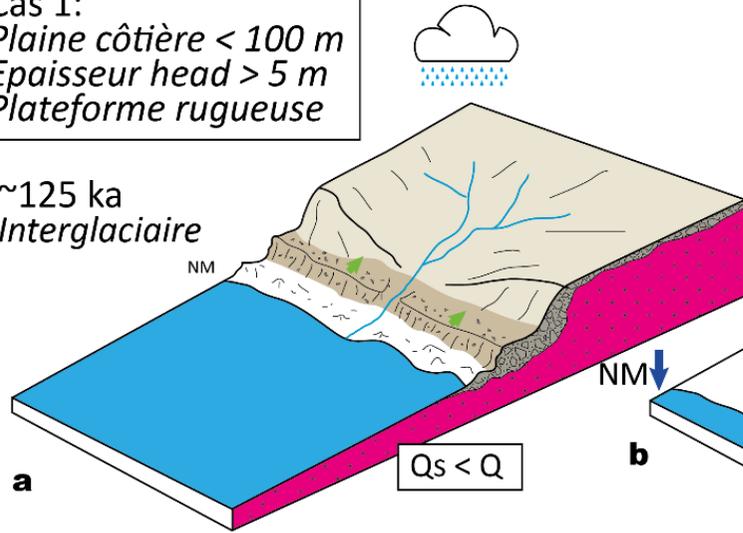
Au fur et à mesure de son avancée, la mer érode les dépôts périglaciaires formant un estran. A 8,3 ka, lors du ralentissement de la remontée du niveau marin, le relief côtier est dans un état transitoire. La mer érode les heads créant une falaise côtière d'une hauteur considérable surplombant un estran. Les cours d'eau s'adaptent en incisant les heads. Cette incision se propage de l'aval vers l'amont et se matérialise de différentes façons. Pour les cours d'eau CUL et ECA (côte Ouest) et les cours d'eau EPI à HUB (côte NE), la propagation correspond à une pente forte du cours d'eau surplombée par une vallée perchée en amont où le cours d'eau a une pente plus faible et le relief très faiblement incisé (Fig. 180 e et 181). Pour les cours d'eau situés sur la côte Ouest entre BEA et MON, le passage à la vallée perchée se matérialise par un knickpoint d'une hauteur supérieure à 5 m. Ce knickpoint se situe à une distance variable du rivage. Ce knickpoint peut être lié à la rugosité de la plateforme et à la présence d'écueils fossiles mis à l'affleurement par la surimposition. Pour les rivières BEA, HER et MON, ce knickpoint se situe à une distance comprise entre 50 et 150 m de la ligne de rivage et surplombe une zone de forte pente. Pour la rivière TVE et les drains plus petits situés entre TVE et CUL, le knickpoint est situé sur la falaise. La distance de ce knickpoint dépend de plusieurs paramètres :

- de l'aire drainée du bassin versant et donc du débit des cours d'eau permettant l'érosion efficace ou non,
- de la lithologie du substrat rencontré,
- de la rugosité de l'estran qui conditionne la présence d'écueils rocheux.

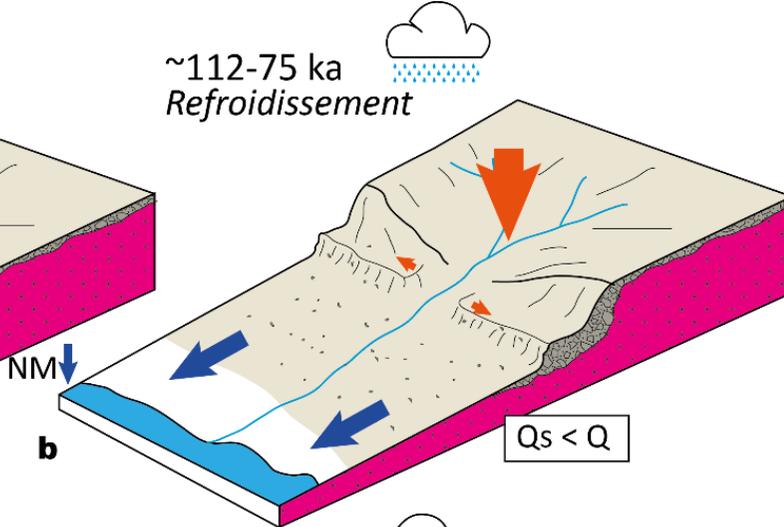
L'aval des drains est donc caractérisé par des indices morphométriques reflétant un relief en état transitoire (intégrale hypsométrique forte, pente forte, incision forte, et relief moyen important) dans le cas de ces plaines côtières étroites.

Cas 1:
 Plaine côtière < 100 m
 Epaisseur head > 5 m
 Plateforme rugueuse

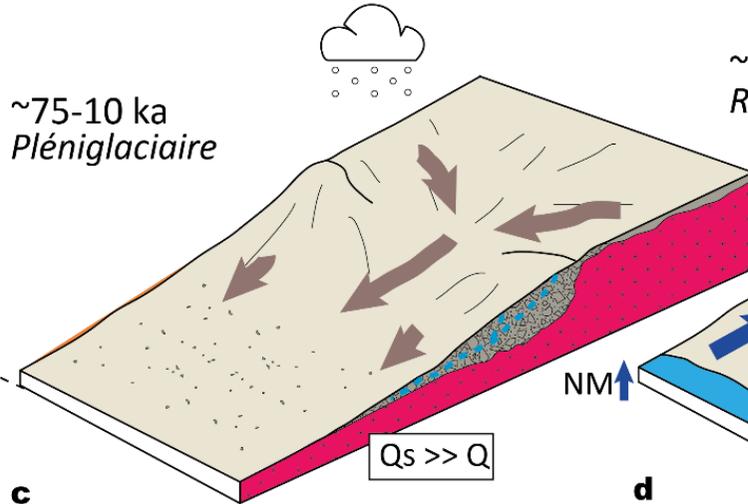
~125 ka
 Interglaciaire



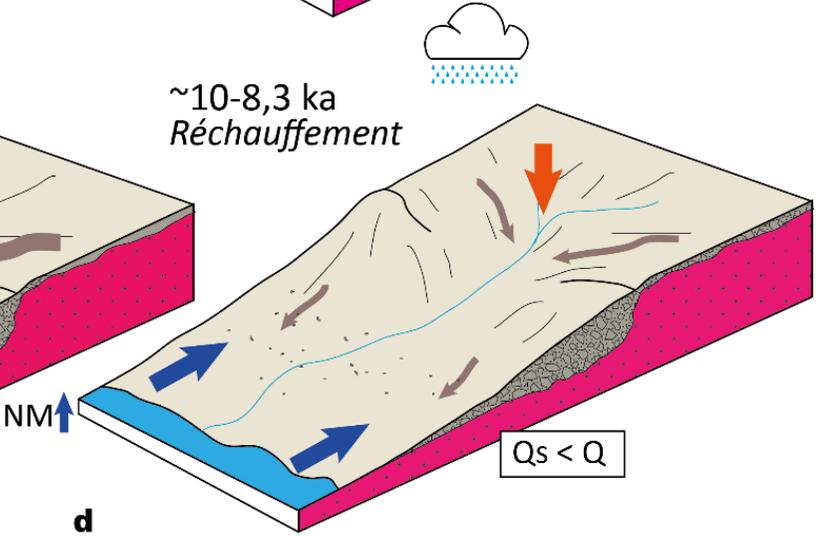
~112-75 ka
 Refroidissement



~75-10 ka
 Pléniglaciaire



~10-8,3 ka
 Réchauffement



Incision ↓ ↑ Variations du niveau marin → Gélifluxion Gélifraction → Erosion côtière ■ Heads ■ Socle □ Estran ■ Plaine côtière

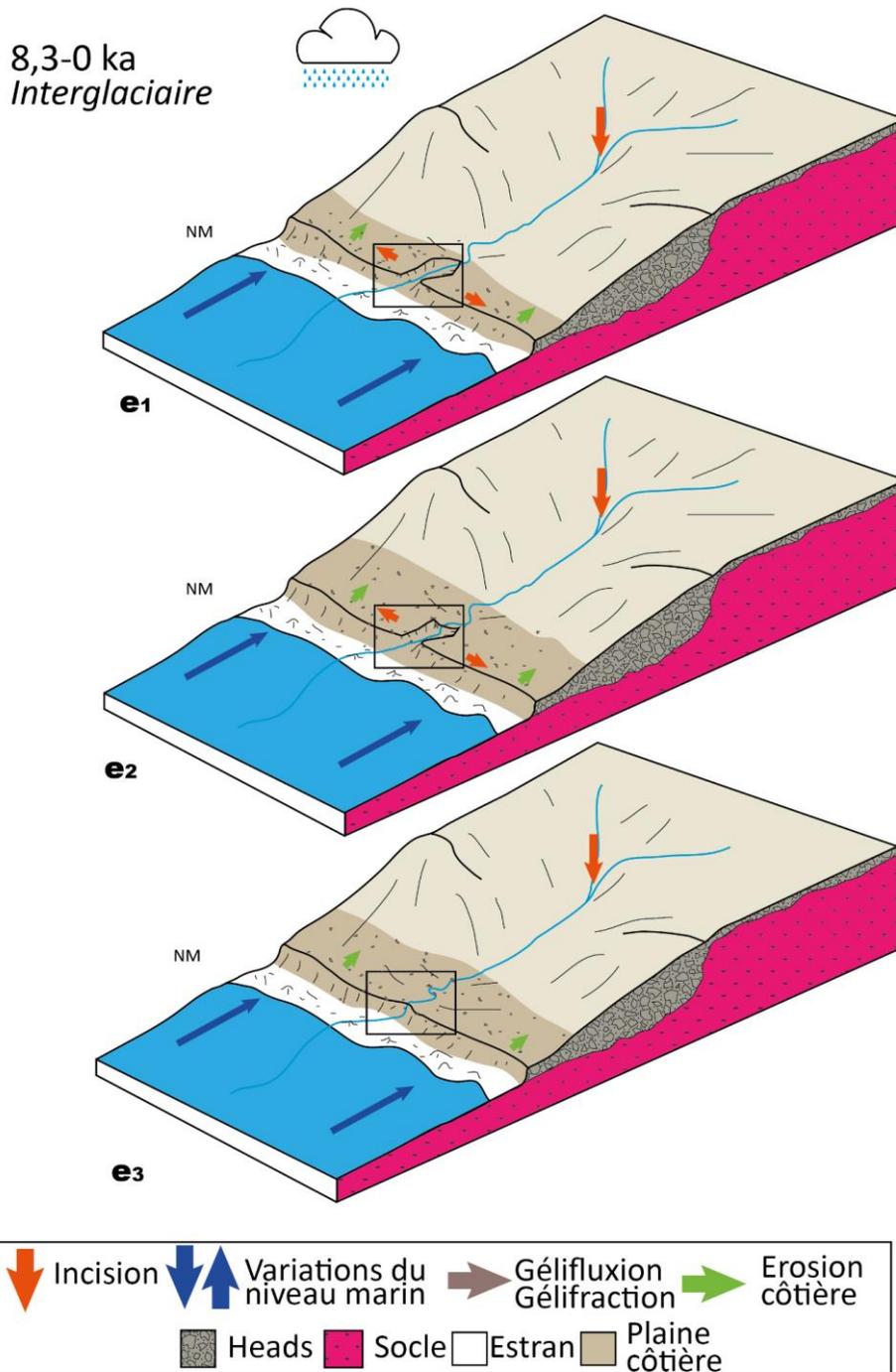


Fig. 180 : Evolution d'un bassin versant côtier de la pointe de la Hague soumis aux variations climatiques et eustatiques Cas 1 : bassins de l'Ouest (BEA à ECA) et du Nord (EPI à HUB) de la pointe de la Hague dont les falaises qui surplombent leur embouchure est > 5 m et sont principalement composées de heads. a) Période interglaciaire, le cours d'eau a atteint son profil d'équilibre, la falaise de Head est d'une hauteur considérable, b) Chute du niveau marin forte incision verticale et érosion latérales des berges formées de heads, c) Optimum glaciaire : peu de précipitations, érosion par gélifraction et gélifluxion car le débit solide devient supérieur au débit liquide. Les dépôts de heads drapent l'estran fossile, d) Réchauffement : remontée du niveau marin et fortes précipitations, l'incision des heads formés reprend e) A l'actuel : stabilisation du niveau marin, érosion de la falaise côtière et incision des heads à l'aval des cours d'eau; e₁) cas des bassins du Nord (EPI à HUB) et du NO(ECA et CUL) de la pointe de la Hague; e₂) cas des bassins de l'Ouest de la pointe de la Hague (BEA, HER, MON); e₃) cas des bassins de l'Ouest de la pointe de la Hague (TVE) et toutes les vallées perchées situées entre TVE et MON. Les encadrés représentent les zooms de la figure suivante.

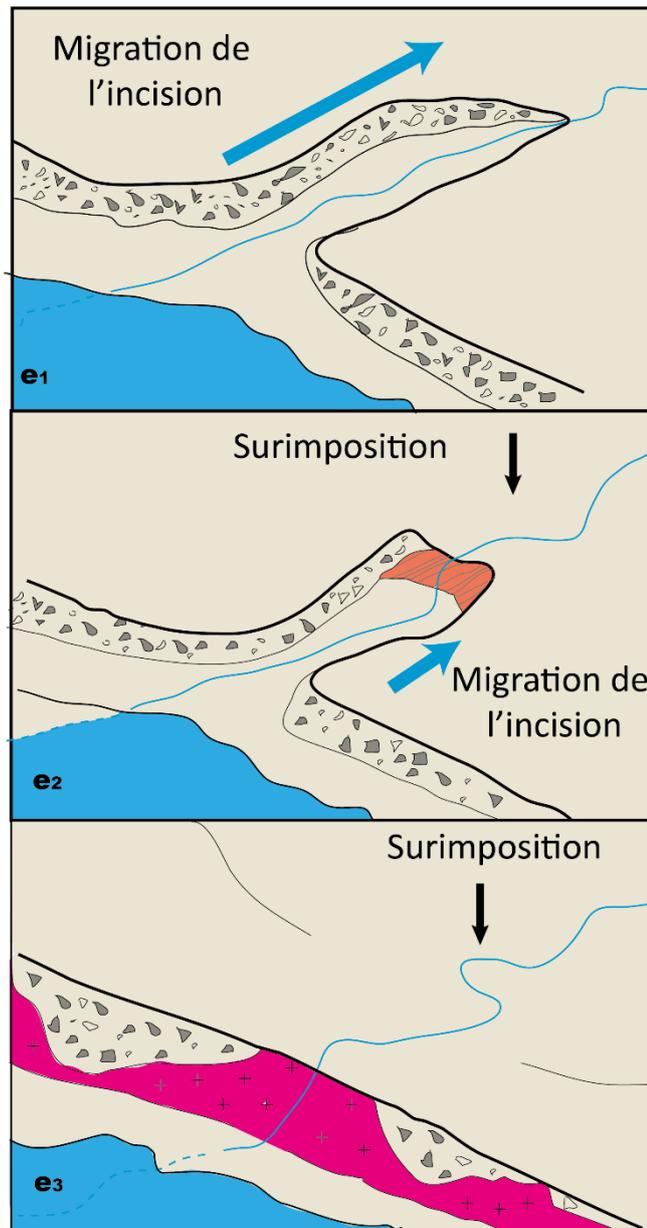


Fig. 181 : Zoom sur l'aval des bassins versants côtiers de la pointe de la Hague dont la hauteur des falaises côtières surplombant leur embouchure est supérieure à 5 m est composée principalement de heads. e₁) Cas des bassins de la côte Nord (EPI à HUB) et des bassins de la côte NO (CUL et ECA), l'incision se propage vers l'amont à une vitesse assez rapide (vallée perchée situé à une distance > 100 m de l'embouchure), la pente des cours d'eau est forte mais ne présente pas de knickpoints importants, e₂) Cas des bassins de la côte Ouest de la pointe de la Hague (BEA, HER et MON), l'incision se propage vers l'amont à une vitesse rapide (vallée perchée située entre 50 et 100 m de l'embouchure) mais elle est stoppée par la présence d'un écueil rocheux fossile dégagé par le phénomène de surimposition. Cet écueil fossile crée un knickpoint (> 5 m) entre la vallée perchée et l'aval du cours d'eau. e₃) cas du bassin de TVE et des vallées perchées entre TVE et MON, la vallée perchée est située à quelques mètres du trait de côte, l'incision ne s'est pas propagée vers l'amont à cause d'un écueil rocheux fossile créant un knickpoint (> 10 m) sur la falaise côtière.

5.2 Plaine côtière large

Les plaines côtières étendues sont couvertes d'une faible épaisseur de heads même si elles sont soumises aux mêmes variations climatiques et eustatiques et donc aux mêmes processus. Soit l'apport solide est moins important soit la grande largeur de la plaine côtière permet l'étalement des heads sur plusieurs centaines de mètres. Cette faible épaisseur de heads (1 à 5 m) permet la préservation des morphologies des terrasses marines. Les réseaux de drainage qui se mettent en place après l'optimum glaciaire incisent faiblement les dépôts et la remontée du niveau marin permet la mise en place d'un estran peu rugueux surmontée ou non par une falaise côtière basse. Le réseau de drainage érode rapidement la faible épaisseur de heads et les cours d'eau se retrouvent au contact de la séquence de terrasses marines ayant une morphologie en marche d'escalier.

Les drains retrouvent ainsi rapidement leur équilibre sur cette plaine. Les indices morphométriques sensibles aux variations climatiques et eustatiques tels que l'intégrale hypsométrique, la pente ont donc des valeurs faibles reflétant un relief mature.

Cas 2 :
 Plaine côtière > 200 m
 Epaisseur head < 2 m
 Terrasses marines
 Plateforme peu rugueuse

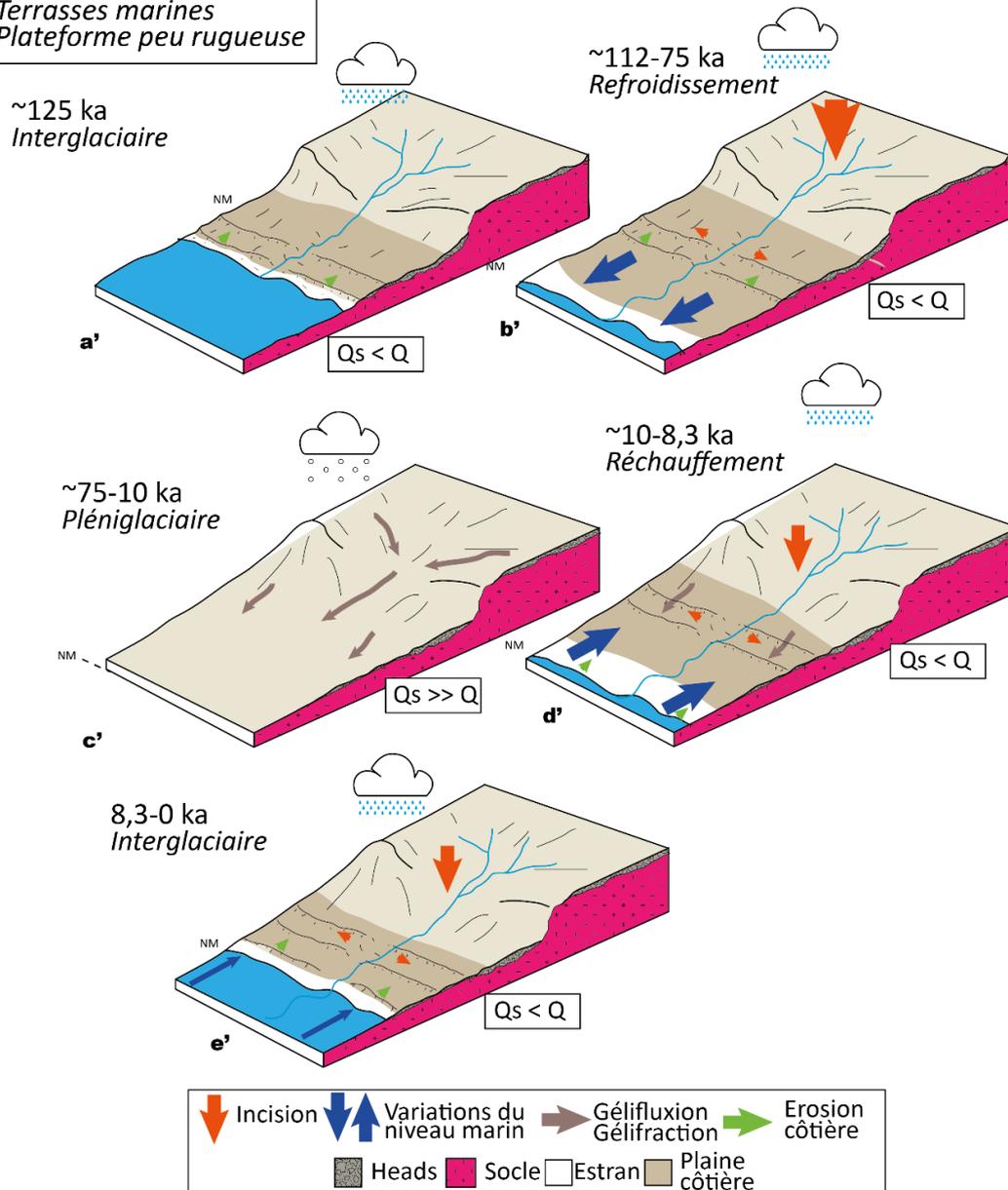


Fig. 182 : Evolution d'un bassin versant côtier de la pointe de la Hague soumis aux variations climatiques et eustatiques Cas 2 : bassins du SO (GVA), du NO (ROC à VAL) et du NE (CAU à CET) de la pointe de la Hague dont les falaises qui surplombent leur embouchure est < 2 m voire absente. La plaine côtière sur lesquels ces bassins versants est bien développée (> 200 mètres) et présente des terrasses marines plus ou moins masquées par les heads. a) Période interglaciaire, le cours d'eau a atteint son profil d'équilibre, une terrasse marine est présente, b) Chute du niveau marin forte incision verticale et fossilisation de la terrasse marine, c) Optimum glaciaire : peu de précipitations, érosion par gélifraction et gélifluxion car le débit solide devient supérieur au débit liquide. Les dépôts de heads drapent l'estran fossile et s'étalent sur la plaine côtière ne permettant le dépôt d'une épaisseur de quelques mètres seulement, d) Réchauffement : remontée du niveau marin et forte précipitations, l'incision des heads formés, e) Haut niveau interglaciaire : l'incision se poursuit, mais est réduite du fait de la faible épaisseur de head, création d'une nouvelle falaise côtière basse et préservation des terrasses marines

Conclusion

L'analyse morphométrique développée pour la pointe de la Hague utilise 14 indices morphométriques pour étudier le drainage, le relief et la côte actuelle de cette zone située en contexte de marge passive. Cette étude a permis de mettre en évidence des relations étroites entre la côte actuelle et le relief.

- L'aire baies et l'aire des bassins versants semblent étroitement liées car la morphologie des baies correspondrait à la morphologie des bassins versants de périodes glaciaires. Ainsi les caps délimitant les baies sont les reliques des interfluves des bassins versants de périodes glaciaires.
- La dysmétrie de la pointe de la Hague longtemps expliquée par une origine tectonique est plus probablement liée à une hétérogénéité de l'épaisseur des heads sur la séquence de terrasses marines. Cette épaisseur est liée à la largeur de cette séquence de terrasses marines.

Il a aussi été souligné que les indices morphométriques ne reflètent pas la même histoire. Certains enregistrent les variations du relief du dernier cycle glaciaire (indice de pente, incision, relief résiduel, relief moyen, intégrales hypsométriques) et d'autres enregistrent l'histoire depuis la mise en place du drainage (forme et aire des bassins versants).

Enfin, un résultat collatéral de cette étude morphométrique a été l'extension de la cartographie des lignes de rivages à tous le Nord Cotentin et la mise en évidence de rasas. Cette cartographie a permis d'établir une chronologie de l'émergence d'un archipel estimé à ≈ 3 Ma formant actuellement le Cotentin.

Existe-t-il une organisation caractéristique du réseau de drainage développé sur les séquences de lignes de rivages fossiles ?

La réponse à cette question repose sur des exemples indonésiens, papouasiens et du Nord Cotentin mais aussi sur des exemples sélectionnés à travers le Monde.

Les études réalisées en Indonésie, Papouasie-Nouvelle-Guinée, et dans le Nord Cotentin ont montré qu'à grande échelle le réseau de drainage emprunte des morphologies préexistantes sculptées par la mer. Dans le cas des terrasses coralliennes, le réseau de drainage emprunte les passes fossilisées. Dans le Nord Cotentin, les drains empruntent les chenaux de marées situés entre les îles de l'archipel.

A plus petite échelle, la surface de la plateforme rocheuse et du récif corallien fossile modifie l'organisation des cours d'eau. Dans le Nord Cotentin, la rugosité de la plateforme rocheuse et la présence d'écueils rocheux influencent la pente des drains en créant des knickpoints lors du dégagement par surimposition par ceux-ci. Le récif corallien de Palau Lekon (îles de Mentawai, Indonésie) a été émergé lors du séisme du 26 décembre 2004 et est donc un bon exemple pour observer le développement d'un réseau de drainage (Fig. 183). Dans cette optique deux images satellites, une prise 1 an après l'émergence du récif et une prise 9 ans après, permettent de mettre en évidence l'évolution de ce réseau de drainage. Sur l'image prise un an après le soulèvement, les sillons présents dans l'avant récif provoqués par les courants de retours sont fossilisés et forment des dépressions perpendiculaires au trait de côte. Le drainage s'initie dans cette dépression fossilisée. Sur l'image prise neuf ans après le soulèvement, le drainage a incisé ces sillons. La croissance du réseau de drainage se fait par érosion régressive qui ici est de 50 m en neuf ans. Ce réseau de drainage primitif est de type parallèle.

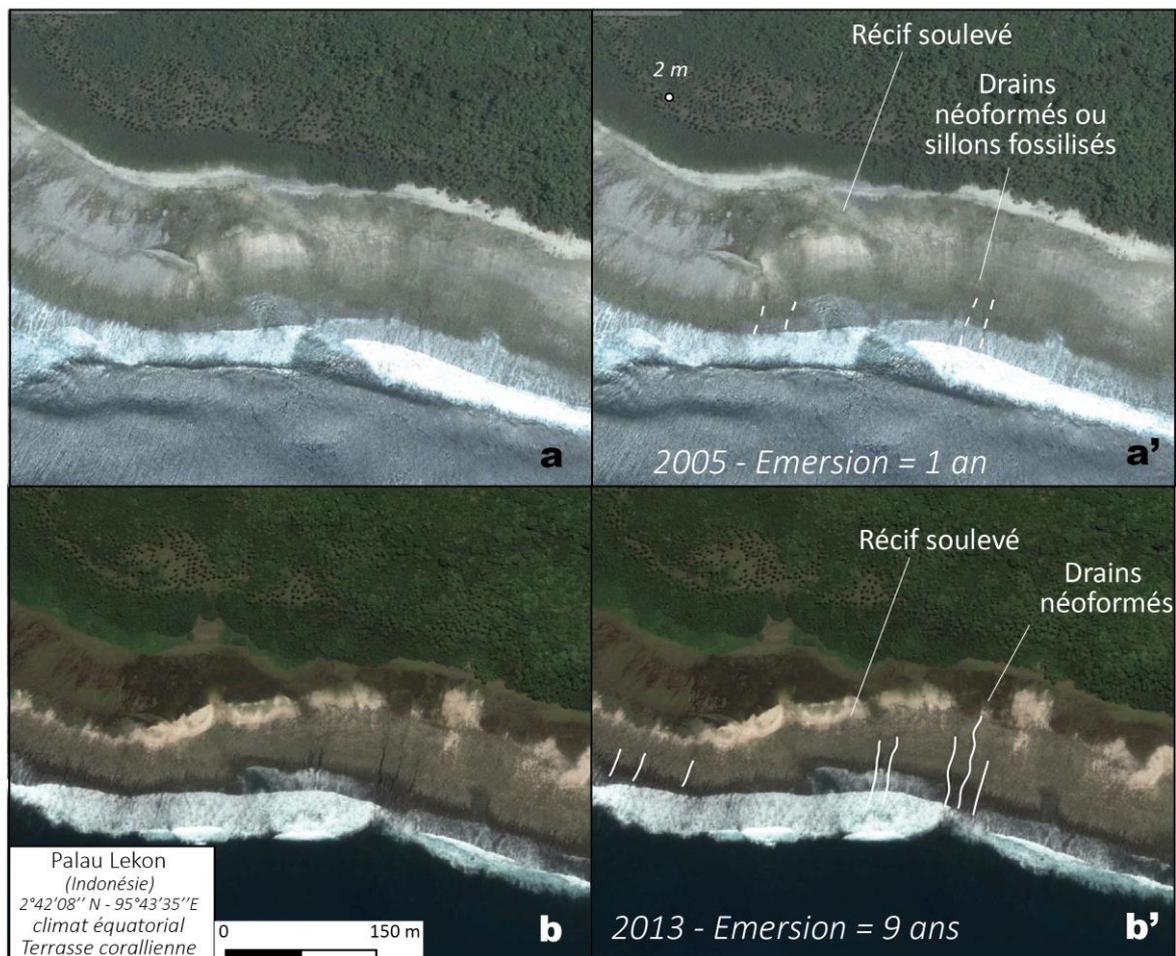


Fig. 183 : Récif corallien émergé lors du séisme de Sumatra du 26 décembre 2004, a et a') images satellites du récif datant de septembre 2005 un an après son soulèvement, les éperons et sillons du récif corallien fossilisé sont visibles, b et b') images satellites du récif datant de septembre 2013, neufs ans après son soulèvement, les éperons et sillons du récif corallien fossilisé sont toujours visibles, les sillons sont réincisés par un réseau de drainage

Dans cette étude, cette organisation parallèle a été identifiée pour les drains développés sur les terrasses marines les plus récentes. Ce réseau de drainage évolue ensuite vers un réseau dendritique à fur et à mesure de l'émersion de la séquence de terrasses coralliennes. Cette dendritisation se met en place après un pas de temps variable selon les conditions de la séquence de terrasses marines (pluviométrie, soulèvement, lithologie...). Sur l'île de Sumba, le réseau de drainage se dendritise à partir de 400 ka alors qu'il se dendritise à partir de 125 ka sur la péninsule de Huon. La péninsule de Huon est un cas particulier, le réseau de drainage est parallèle sur la terrasse holocène mais son organisation change pour une organisation en treillis après 8,3 ka. Cette organisation en treillis est due à la capture des drains néoformés par des drains antécédents à la séquence de terrasses coralliennes. Cette capture est causée par un basculement. Sur la pointe de la Hague, il est difficile de faire de telles conclusions car à chaque période glaciaire, le heads recouvre

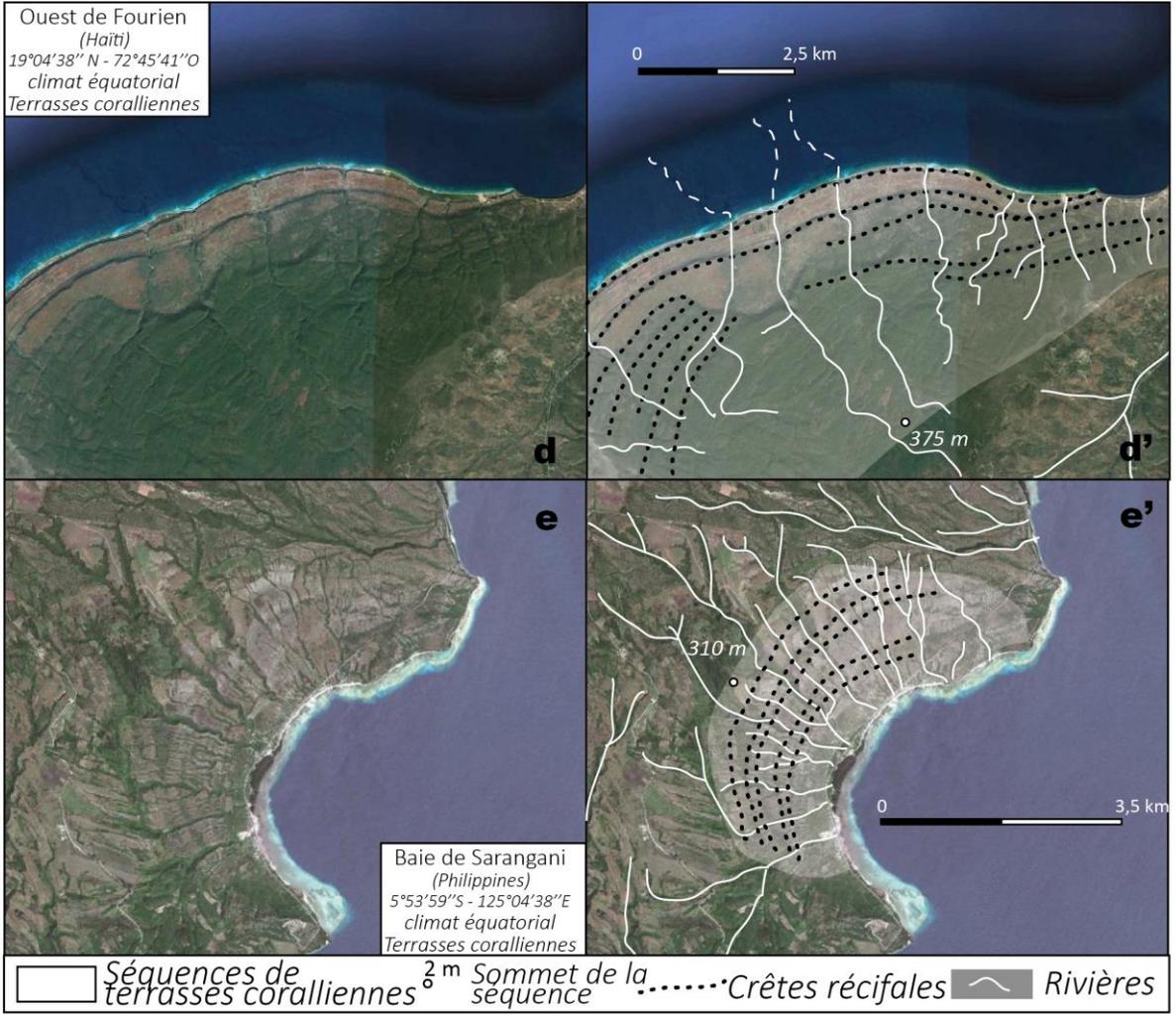
l'incision précédemment formée. Le drainage situé sur la séquence de terrasses marine est donc uniquement parallèle.

Cette tendance, drains parallèles qui se dendritisent à partir d'un pas de temps qui est fonction de conditions externes, est-elle applicable à d'autres séquences de terrasses marines ? Pour tenter de répondre à cette question, huit exemples de réseaux de drainage développés sur des séquences de lignes de rivage fossiles ont été sélectionnés illustrant divers contextes climatiques et tectoniques. Pour ces huit exemples et les trois sites d'études, les réseaux de drainages sont parallèles en aval des séquences de terrasses marines et coralliennes et ceux quel que soit le climat (aride, périglaciaire, équatorial ou tempéré) et pour toutes les gammes de taux de soulèvement considérés de 0,05 à 4 mm/an.

La séquence de terrasses marines de la péninsule Kamchatsky (Kamchatka, Russie) a été étudiée par Pedoja et al. (2013). La séquence est composée de cinq terrasses marines corrélées de l'holocène au stade isotopique 11 (400 ka). Les taux de soulèvement associés à cette séquence de terrasses marines sont compris entre 1,9 et $2,7 \pm 0,3$ mm/an. Le réseau de drainage développé sur ces terrasses marines est parallèle jusqu'à la terrasse marine corrélée au stade isotopique 5e où il devient dendritique.

Dans les zones désertiques (Libye, Maroc, et Pérou), le réseau de drainage est parallèle sur toute la séquence de terrasses marines. C'est dans les zones périglaciaires comme le Kamchatka, que le réseau de drainage est dendritique dès la première terrasse marine. Dans les zones de climat équatorial (Indonésie, Philippines, Papouasie-Nouvelle-Guinée, Haïti) tout comme dans les régions tempérées (Californie), les drains développés sur les séquences de terrasses marines et coralliennes deviennent dendritiques à partir d'un certain point. Le climat semble être un facteur primordial qui influence la croissance du réseau de drainage.





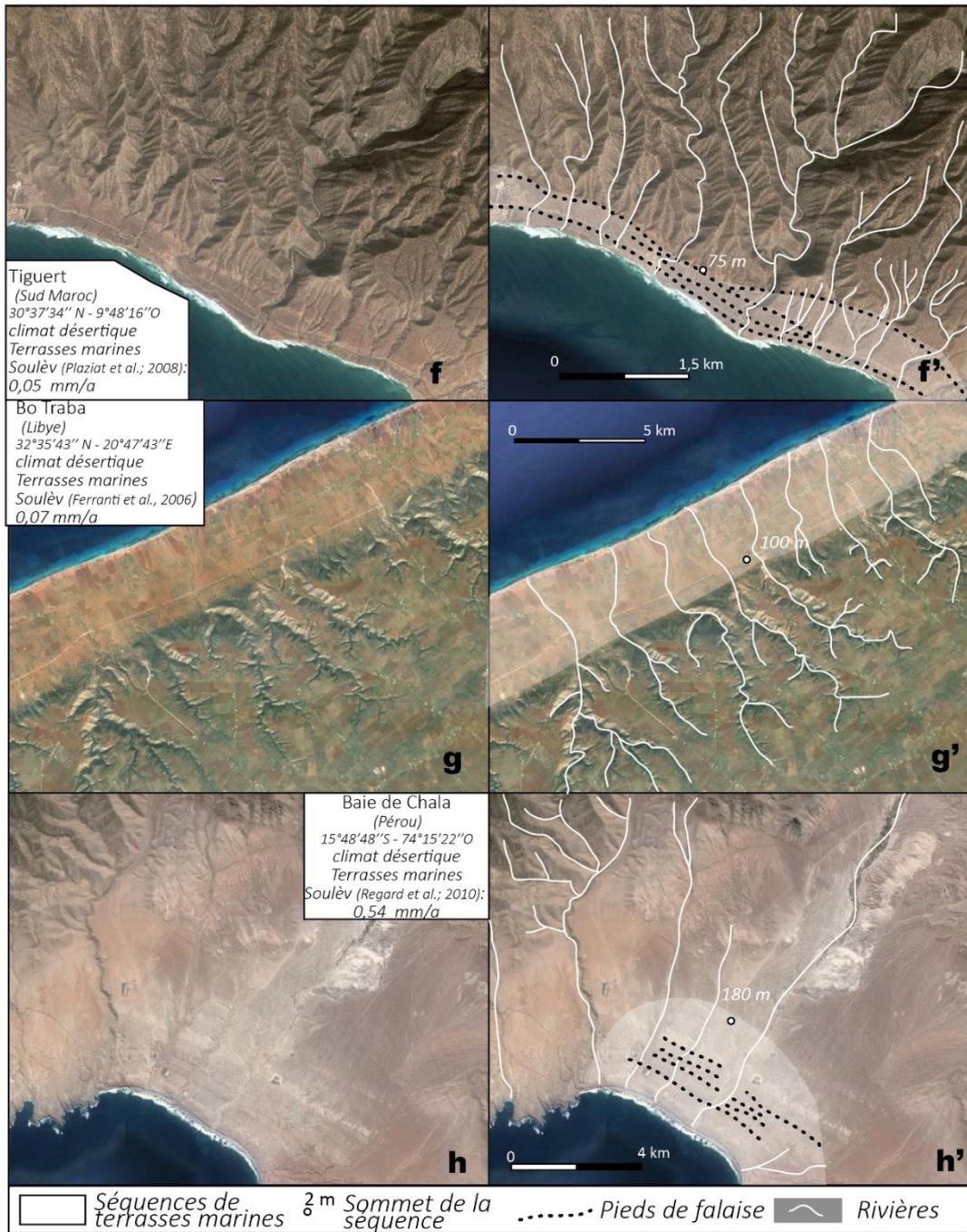


Fig. 184 : Exemples de réseaux de drainage développés sur des séquences de terrasses marines et coralliennes a) exemple de la séquence de terrasses marines de la péninsule Kamchatsky (Kamchatka, Russie), corrélations au stades isotopiques et taux de soulèvement établis par Pedoja et al (2013), b) exemple de la séquence de terrasses marines de la côte Californienne (Elk, Etats-Unis), corrélations au stades isotopiques et taux de soulèvement établis par Hampton (2000), c) exemple de la séquence de terrasses marines de l'île de San Miguel (Californie, Etats-Unis), d) exemple de la séquence de terrasses coralliennes de la côte Ouest de l'île d'Haïti (Fourien, Haïti), e) exemple de la séquence de terrasses coralliennes de la baie de Sarangani (Philippines), f) exemple de la séquence de terrasses marines du cap Rhir (Tigert, Maroc), taux de soulèvement calculés par Plaziat et al., (2008), g) exemple de la séquence de terrasses marines de la côte Est Libyenne (Bo Traba, Libye), calculs des taux de soulèvement par Ferranti et al. (2006), h) exemple de la séquence de terrasses marines la baie de Chala (Pérou), corrélations taux de soulèvement calculés par Regard et al. (2010)

La méthode d'analyse des réseaux de drainages développés sur les séquences de lignes de rivages fossiles mise au point durant cette thèse pourrait s'étendre à d'autres zones et d'autres contextes. En effet, les séquences de lignes de rivages fossiles sont développées sur la plupart des côtes du monde. Pour avoir une vision globale de la façon dont les réseaux de drainage évoluent à la surface des séquences de lignes de rivage fossiles, cette méthode pourrait être appliquée à d'autres contextes climatiques :

- semi-désertiques : par exemple la Lybie (Fig. 184 g), le Pérou (Fig. 184 h) ou le Maroc (Fig. 184 f),
- froids : comme la séquence de terrasses marine du cap Kamchatsky au Kamchatka (Fig. 184 a),

d'autres contextes géodynamiques :

- zones de failles transformantes,
- zone subissant le rebond postglaciaire
- soulèvement cosismique (Fig. 183).

Enfin, l'utilisation des séquences de lignes de rivages fossiles peut permettre de quantifier le taux de karstification et d'érosion périglaciaire.

Les analyses réalisées dans différents contextes pourraient faire l'objet d'un modèle numérique

Conclusion

Une analyse morphométrique novatrice a été mise au point pour analyser à l'aide d'une quinzaine d'indices morphométriques d'étudier le relief, le réseau de drainage, les bassins versants et la côte actuelle. Cette analyse a permis d'apporter des éléments de réponse aux questions initialement posées.

Question 1 : Les indices morphométriques sont-ils directement corrélés aux taux de soulèvement côtier ?

Sur l'île de Sumba et la pointe de la Hague, les séquences de lignes de rivages fossiles sont des reliefs en état transitoire. Cet état transitoire rend les corrélations infructueuses entre certains indices morphométriques (incision, relief résiduel, relief moyen...) et le taux de soulèvement. Sur l'île de Sumba, le karst, la pluviométrie moyenne et la pente des drains ne permettent pas un débit suffisant pour inciser les récifs coralliens. Le relief est donc dans un état transitoire et l'incision n'est pas corrélée au taux de soulèvement. Dans la pointe de la Hague, l'état transitoire est causé par l'apport important de matières solides durant les périodes glaciaires qui recouvrent la séquence de terrasses marines. Sur la péninsule de Huon, de grands drains antécédents à la séquence de terrasses coralliennes ont un débit suffisant (fort relief et forte pluviométrie) pour inciser la séquence aux même taux que le soulèvement.

Sur l'île de Sumba et la péninsule de Huon plus la pente des cours d'eau est importante plus le taux de soulèvement augmente. Sur l'île de Sumba, les fortes pentes des drains sont localisées sur les falaises côtières fossiles s'accompagnent de taux de soulèvement forts.

Question 2 : Quels sont les paramètres influençant la dégradation des séquences de lignes de rivages fossiles ?

Les réseaux de drainage développés sur les séquences de lignes de rivages fossiles permettant leur incision sont influencés par différents paramètres.

Les relations entre la morphologie de la côte et du réseau de drainage ont montré que l'aire des baies est fortement corrélée à l'aire des bassins versants. Les interfluves lors des bas niveaux marins glaciaires correspondent à des caps délimitant les baies en période interglaciaire. La présence, la morphologie et la distance au trait de côte des knickpoints situés en aval des cours d'eau dépend de la morphologie de l'estran (rugosité).

La chronologie de l'établissement d'un réseau de drainage a été établie. Sur l'île de Sumba, le réseau de drainage devient dendritique à partir de 390 ka, sur la péninsule de Huon, cette

dendritisation se réalise à partir de 125 ka. Dans le Nord Cotentin, l'âge de cette forte ramification est difficile à quantifier. Cette évolution peut être quantifiée pour d'autres séquences de lignes de rivages fossiles.

Des résultats "collatéraux" ont été mis en évidence lors de cette thèse. L'extension de la cartographie des terrasses coralliennes de l'île de Sumba a permis d'étendre le calcul des taux de soulèvement sur les 250 km de fange littorale de l'île. La mise en évidence d'une séquence de rasas surplombant la séquence de terrasses marines dans le Nord Cotentin et sa cartographie a permis l'établissement de la chronologie de son évolution paléogéographique. Le Nord Cotentin est un ancien archipel soulevé.

Pour conclure, certains facteurs sont sensibles aux taux de soulèvement comme la pente des cours d'eau et la forme des bassins versants (Fig. 3). Le relief moyen, l'incision et le relief résiduel sont sensibles à la fois au débit des drains, aux taux de soulèvement ainsi qu'à l'alternance des périodes glaciaires/interglaciaires. Les intégrales hypsométriques quant à elles sont sensibles à cette cyclicité ainsi qu'à l'âge relatif des bassins versants par rapport à la séquence de lignes de rivages fossiles. L'aire des bassins versants est aussi très sensible à ce paramètre ainsi qu'à la morphologie des séquences de lignes de rivages fossiles et de la côte actuelle. Enfin ce dernier paramètre influence la pente des cours d'eau et l'organisation du réseau de drainage.

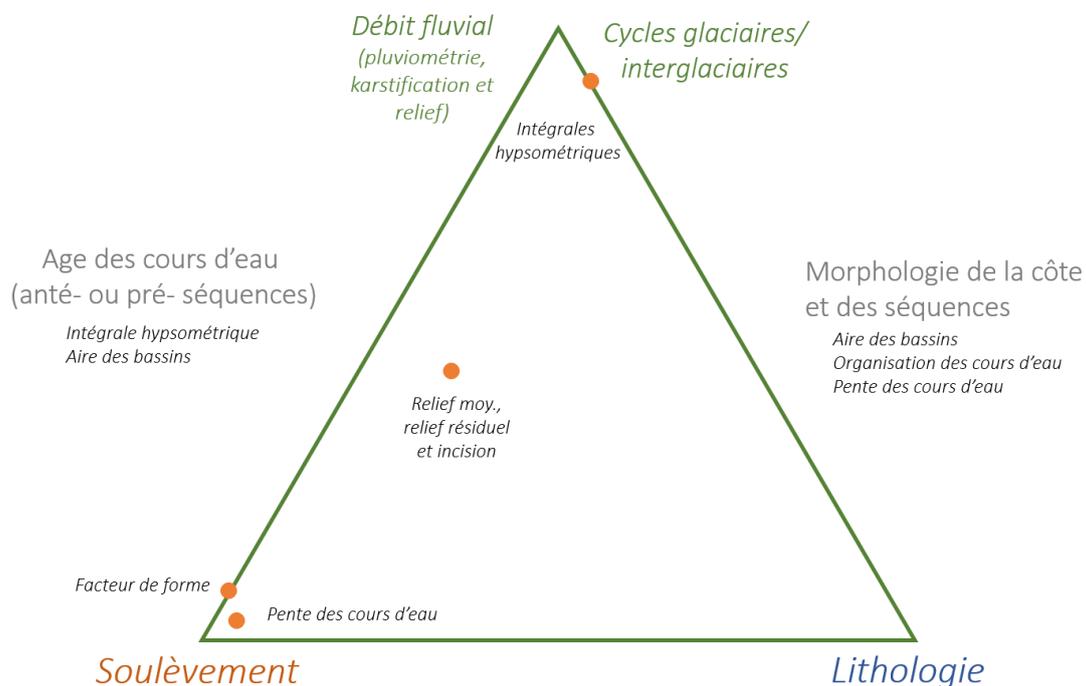


Fig. 3 Les différents indices morphométriques en fonction des paramètres étudiés

Toutes les méthodes développées dans cette thèse peuvent être appliquées à des séquences de lignes de rivage fossiles situées dans des contextes différents (semi-aride, autres lithologies...)

pour continuer d'acquérir des données quantifiées permettant de mieux appréhender l'évolution de ces réseaux de drainage côtiers.

Références citées

A

- Abbott, L.D., 1995. Neogene tectonic reconstruction of the Adelbert-Finisterre-New Britain collision, northern Papua New Guinea. *J. Southeast Asian Earth Sci.* 11, 33–51.
- Abbott, L.D., Silver, E.A., Galewsky, J., 1994. Structural evolution of a modern arc-continent collision in Papua New Guinea. *Tectonics* 13, 1007–1034.
- Abdullah, C.I., Rampnoux, J.-P., Bellon, H., Maury, R.C., Soeria-Atmadja, R., 2000. The evolution of Sumba Island (Indonesia) revisited in the light of new data on the geochronology and geochemistry of the magmatic rocks. *J. Asian Earth Sci.* 18, 533–546.
- Abreu, V.S., Anderson, J.B., 1998. Glacial eustasy during the Cenozoic: sequence stratigraphic implications. *AAPG Bull.* 82, 1385–1400.
- Aharon, P., Chappell, J., 1986. Oxygen isotopes, sea level changes and the temperature history of a coral reef environment in New Guinea over the last 100 000 years. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 56, 337–379.
- Ahnert, F., 1970. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins. *Am. J. Sci.* 268, 243–263.
- Ahnert, F., 1984. Local relief and the height limits of mountain ranges. *Am. J. Sci.* 284, 1035–1055.
- Anderson, J.B., Shipp, S.S., Lowe, A.L., Wellner, J.S., Mosola, A.B., 2002. The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: a review. *Quat. Sci. Rev.* 21, 49–70.
- Anderson, R.S., Densmore, A.L., Ellis, M.A., 1999. The generation and degradation of marine terraces. *Basin Res.* 11, 7–19.
- Aydin, A., Basu, A., 2005. The Schmidt hammer in rock material characterization. *Eng. Geol.* 81, 1–14.

B

- Baas, A.C., 2002. Chaos, fractals and self-organization in coastal geomorphology: simulating dune landscapes in vegetated environments. *Geomorphology* 48, 309–328.
- Baize, S., 1998. Tectonique, eustatisme et climat dans un système geomorphologique cotier. Le Nord Ouest de la France au Plio-Pleistocène: Exemple du Cotentin (Normandie). Université de Caen.
- Baize, S., Lagarde, J.-L., Laville, E., Dugue, O., 1998. Geomorphologie d'un plateau littoral (Cotentin-Normandie); enregistrements des signaux tectoniques et climatiques. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 169, 851–866.
- Bard, E., Jouannic, C., Hamelin, B., Pirazzoli, P., Arnold, M., Faure, G., Sumosusastro, P., 1996. Pleistocene sea levels and tectonic uplift based on dating of corals from Sumba Island, Indonesia. *Geophys. Res. Lett.* 23, 1473–1476.
- Barrows, T.T., Stone, J.O., Fifield, L.K., Cresswell, R.G., 2002. The timing of the last glacial maximum in Australia. *Quat. Sci. Rev.* 21, 159–173.

- Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N.J., Lancelot, Y., 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.* 126, 91–108.
- Bates, M.R., Keen, D.H., Lautridou, J.-P., 2003. Pleistocene marine and periglacial deposits of the English Channel. *J. Quat. Sci.* 18, 319–337.
- Bentley, M.J., 1999. Volume of Antarctic ice at the Last Glacial Maximum, and its impact on global sea level change. *Quat. Sci. Rev.* 18, 1569–1595.
- Berger, A.L., 1992. Astronomical theory of paleoclimates and the last glacial-interglacial cycle. *Quat. Sci. Rev.* 11, 571–581.
- Berger, A., Loutre, M.F., 2002. An exceptionally long interglacial ahead? *Science* 297, 1287.
- Bigot, A., 1897. Sur les dépôts pléistocènes et actuels du littoral de la Basse-Normandie. *CR Ac Se Paris* 115, 380.
- Bigot, A., 1930. Les terrasses pléistocènes du littoral du Cotentin. *Livre Jubil. Soc. Geol. Fr.* 133–148.
- Bird, E.C.F., 2008. *Coastal geomorphology: an introduction*. Wiley, Chichester, England; Hoboken, NJ.
- Bishop, P., Hoey, T.B., Jansen, J.D., Artza, I.L., 2005. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. *Earth Surf. Process. Landf.* 30, 767–778.
- Blanco-Chao, R., Pedoja, K., Witt, C., Martinod, J., Husson, L., Regard, V., Audin, L., Nexer, M., Delcaillau, B., Saillard, M., Melnick, D., Dumont, J.F., Santana, E., Navarrete, E., Martillo, C., Pappalardo, M., Ayala, L., Araya, J.F., Feal-Perez, A., Correa, D., Arozarena-Llopis, I., 2014. Chapter 10 The rock coast of South and Central America. *Geol. Soc. Lond. Mem.* 40, 155–191.
- Bloom, A.L., Broecker, W.S., Chappell, J.M.A., Matthews, R.K., Mesoilella, K.J., 1974. Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: New $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quat. Res.* 4, 185–205.
- Borch, C.C. Von der, Grady, A.E., Hardjoprawiro, S., Prasetyo, H., Hadiwisastra, S., 1983. Mesozoic and late Tertiary submarine fan sequences and their tectonic significance, Sumba, Indonesia. *Sediment. Geol.* 37, 113–132.
- Brocklehurst, S.H., Whipple, K.X., 2004. Hypsometry of glaciated landscapes. *Earth Surf. Process. Landf.* 29, 907–926.
- Bullard, T.F., Lettis, W.R., 1993. Quaternary fold deformation associated with blind thrust faulting, Los Angeles Basin, California. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 1978–2012 98, 8349–8369.
- Bull, W.B., 2009. *Tectonically Active Landscapes*. Wiley-Blackwell.
- Bull, W.B., McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. *Geomorphol. Arid Reg.* 115–138.
- Burbank, D., Anderson, R.S., 2012. *Tectonic Geomorphology*. Wiley Blackwell.

C

- Cabioch, G., Ayliffe, L.K., 2001. Raised Coral Terraces at Malakula, Vanuatu, Southwest Pacific, Indicate High Sea Level During Marine Isotope Stage 3. *Quat. Res.* 56, 357–365.
- Carter, R.W.G., 1988. *Coastal Environments: An Introduction to the Physical, Ecological, and Cultural Systems of Coastlines*. Elsevier.
- Carter, R.W.G., Woodroffe, C.D., 1997. *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press.
- Castillo, M., Bishop, P., Jansen, J.D., 2013. Knickpoint retreat and transient bedrock channel morphology triggered by base-level fall in small bedrock river catchments: The case of the Isle of Jura, Scotland. *Geomorphology* 180-181, 1–9.
- Castillo, M., Muñoz-Salinas, E., Ferrari, L., 2014. Response of a landscape to tectonics using channel steepness indices (ksn) and OSL: A case of study from the Jalisco Block, Western Mexico. *Geomorphology* 221, 204–214.
- Chamalaun, F.H., Grady, A.E., Borch, C.C. Von der, Hartono, H.M.S., 1982. Banda Arc tectonics: the significance of the Sumba Island (Indonesia). *Stud. Cont. Mar. Geol. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* 34, 361–375.
- Champagnac, J.-D., Valla, P.G., Herman, F., 2014. Late-Cenozoic relief evolution under evolving climate: A review. *Tectonophysics* 614, 44–65. doi:10.1016/j.tecto.2013.11.037
- Chappell, 1974a. Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: A study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 85, 553–570.
- Chappell, 1974b. The geomorphology and evolution of small valleys in dated coral reef terraces, New Guinea. *J. Geol.* 795–812.
- Chappell, 1974c. Upper mantle rheology in a tectonic region: Evidence from New Guinea. *J. Geophys. Res.* 79, 390–398.
- Chappell, J., 1973. Stress Field Associated with a Dense Fault Pattern in New Guinea. *J. Geol.* 81, 705–716.
- Chappell, J., Ota, Y., Berryman, K., 1996. Late Quaternary coseismic uplift history of Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Quat. Sci. Rev.* 15, 7–22.
- Chappell, J., Veeh, H.H., 1978. Late Quaternary tectonic movements and sea-level changes at Timor and Atauro Island. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 356–368.
- Charlton, T.R., 2000. Tertiary evolution of the eastern Indonesia collision complex. *J. Asian Earth Sci.* 18, 603–631.
- Cheng, K.-Y., Hung, J.-H., Chang, H.-C., Tsai, H., Sung, Q.-C., 2012. Scale independence of basin hypsometry and steady state topography. *Geomorphology* 171-172, 1–11.
- Clark, P.U., Mix, A.C., 2002. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* 21, 1–7.
- Clet, M., 1983. *Le Plio-Pléistocène en Normandie: apport de la palynologie*. Université de Caen.
- Clet-Pellerin, M., Dupeuble, P., Helluin, M., Lefebvre, D., Pellerin, J., Brebion, P., Lauriatrage, A., Lautridou, J.P., Rioult, M., 1987. Les Formations marines et continentales du Pléistocène récent dans la région d'Asnelles-Saint-Côme-de-Fresné (Calvados). *Bull. Cent. Géomorphologie Caen* 32, 71–98.

- Cliquet, D., 1994. Le gisement moustérien de Saint-Germain-des-Vaux/Port-Racine (Manche). Essai paléontologique. Liège: ERAUL.
- Cliquet, D., Lautridou, J.-P., Lamothe, M., Mercier, N., Schwenninger, J.-L., Alix, P., Vilgrain, G., 2009. Nouvelles données sur le site majeur d'Ecalgrain: datations radiométriques et occupations humaines de la Pointe de la Hague (Cotentin, Normandie). *Quaternaire* 20, 345–359.
- Cliquet, D., Mercier, N., Valladas, H., Froget, L., Michel, D., Van Vliet-Lanoë, B., Vilgrain, G., 2003. Apport de la thermoluminescence sur silex chauffés à la chronologie de sites paléolithiques de Normandie : nouvelles données et interprétations [Thermoluminescence dating of burnt flints from Palaeolithic sites of Normandy recent advances]. *Quaternaire* 14, 51–64.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.X., 2015. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, 36, 199–204.
- Coombes, M.A., 2014. Chapter 5 The rock coast of the British Isles: weathering and biogenic processes. *Geol. Soc. Lond. Mem.* 40, 57–76.
- Coutard, J.P., 1979. Les bas-niveaux marins émiens et pré-émiens de Grandcamp les Bains. *Bull. Société Linn. Normandie* 107, 11–20.
- Coutard, J.P., Helluin, M., Lautridou, J.P., Ozouf, J.C., Pellerin, J., Clet, M., 1979. Dynamique et stratigraphie des heads de La Hague (Basse Normandie). *Bull. Cent. Géomorpho Caen* 24, 131–158.
- Coutard, J.P., Helluin, M., Ozouf, J.C., Pellerin, J., 1981. Le Quaternaire marin et continental du cap Lévi et de ses abords (Fermanville, Manche). *Bull. Société Linn. Normandie* 108, 7–22.
- Coutard, J.P., Lautridou, J.P., 1975. Le Quaternaire de Grandcamp-les-bains (Calvados), Loess et plage marine normandienne. Un problème de datation. *Bull. Société Linéenne Normandie* 104, 136–144.
- Coutard, S., 2003. Formations quaternaires en bordure d'une mer épicontinentale, la Manche: tectonique, eustatisme, climat et occupations humaines. Exemple du Val de Saire (Normandie, France). Caen.
- Coutard, S., Lautridou, J., Rhodes, E., Clet, M., 2006. Tectonic, eustatic and climatic significance of raised beaches of Val de Saire, Cotentin, Normandy, France. *Quat. Sci. Rev.* 25, 595–611.
- Crook, K.A.W., 1989. Suturing history of an allochthonous terrane at a modern plate boundary traced by flysch-to-molasse facies transitions. *Sediment. Geol.* 61, 49–79.
- Crosby, B.T., Whipple, K.X., Gasparini, N.M., Wobus, C.W., 2007. Formation of fluvial hanging valleys: Theory and simulation. *J. Geophys. Res.* 112.
- Cyr, A.J., Granger, D.E., 2008. Dynamic equilibrium among erosion, river incision, and coastal uplift in the northern and central Apennines, Italy. *Geology* 36, 103–106.
- Cyr, A.J., Granger, D.E., Olivetti, V., Molin, P., 2014. Distinguishing between tectonic and lithologic controls on bedrock channel longitudinal profiles using cosmogenic ¹⁰Be erosion rates and channel steepness index. *Geomorphology* 209, 27–38.

D

- Davies, H.L., Lock, J., Tiffin, D.L., Honza, E., Okuda, Y., Murakami, F., Kisimoto, K., 1987. Convergent tectonics in the Huon Peninsula region, Papua New Guinea. *Geo-Mar. Lett.* 7, 143–152.
- Davis, W.M., 1889. *The rivers and valleys of Pennsylvania*. Washington.
- Davis, W.M., 1899. The geographical cycle. *Geogr. J.* 14, 481–504.
- Davis, W.M., 1909. The systematic description of land forms. *Geogr. J.* 34, 300–318.
- Delcaillau, B., 2011. *Géomorphologie : interaction tectonique, érosion, sédimentation*.
- Delcaillau, B., Ozouf, J.-C., Masiée, D., Laville, E., Coutard, J.-P., 1998. Évolution géomorphologique d'un bassin versant côtier: l'exemple de la Touques (Basse-Normandie). *Comptes Rendus Académie Sci.-Ser. IIA-Earth Planet. Sci.* 326, 609–615.
- Delunel, R., van der Beek, P.A., Carcaillet, J., Bourlès, D.L., Valla, P.G., 2010. Frost-cracking control on catchment denudation rates: Insights from in situ produced ^{10}Be concentrations in stream sediments (Ecrins–Pelvoux massif, French Western Alps). *Earth Planet. Sci. Lett.* 293, 72–83.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.* 181, 1–80.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.* 101, 425–478.
- Denton, G.H., Hughes, T.J., 2002. Reconstructing the Antarctic ice sheet at the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* 21, 193–202.
- Dossier de demande d'autorisation de modification - établissement de la Hague, 2013. . Areva.
- Dott, R.H., 1992. Eustasy: the historical ups and downs of a major geological concept. *Geological Society of America*.
- Dugué, O., 2007. *Le Massif Armoricaïn Dans L'évolution Mésozoïque Et Cénozoïque Du Nord-ouest de L'Europe: Contrôles Tectonique, Eustatique Et Climatique D'un Bassin Intracratonique (Normandie, Mer de la Manche, France)*.
- Dugué, O., Lautridou, J.-P., Quesnel, F., Clet, M., Poupinet, N., Bourdillon, C., 2009. Évolution sédimentaire cénozoïque (Paléocène à Pléistocène inférieur) de la Normandie. *Quaternaire* 20, 275–303.
- Dugué, O., Lautridou, J.P., Quesnel, F., Poupinet, N., Clet, M., Camuzard, J.P., Coutard, S., Bourdillon, C., Freslon, M., Auffret, J.P., others, 2005. Le Cotentin du Mésozoïque au Cénozoïque. *Bull. D'Information Géologues Bassin Paris* 42, 6–68.
- Dunlop, A., 1893. On raised beaches and rolled stones at high levels in Jersey. *Q. J. Geol. Soc.* 49, 523–530.
- Dupret, L., Dissler, E., 1986. Existence d'une structuration cadomienne dans le Briovénien inférieur du Nord-Cotentin (Normandie, NE du Massif armoricaïn): la coupe-référence de Bretteville-en-Saire. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 302, 191–196.
- Duvall, A., Kirby, Burbank, 2004. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *J. Geophys. Res.* 109.

E

- Effendi, A.C., Apandi, T., 1981. Geological map of Sumba quadrangle. Base Compil. Geol. Res. Dev. Cent. U. S. Army Map Serv. Ser. SC 50–8.
- Elhäi, H., 1960. A propos des niveaux marins quaternaires en Normandie. *Bull. Société Linn. Normandie* 1, 137–145.
- Elhäi, H., 1963. La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normand-breton. Étude morphologique. *Inf. Géographique* 27, 180–182.
- Emiliani, C., 1955. Pleistocene temperatures. *J. Geol.* 538–578.
- Emiliani, C., 1966. Paleotemperature analysis of Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425,000 years. *J. Geol.* 109–124.
- Emiliani, C., 1978. The cause of the ice ages. *Earth Planet. Sci. Lett.* 37, 349–354.
- Engdahl, E.R., van der Hilst, R., Buland, R., 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 88, 722–743.
- Engdahl, E.R., Villaseñor, A., 2002. 41 Global seismicity: 1900–1999. *Int. Geophys.* 81, 665–XVI.
- England, P., Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology* 18, 1173–1177.

F

- Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., others, 2007. The shuttle radar topography mission. *Rev. Geophys.* 45.
- Ferranti, L., Antonioli, F., Mauz, B., Amorosi, A., Dai Pra, G., Mastronuzzi, G., Monaco, C., Orrù, P., Pappalardo, M., Radtke, U., Renda, P., Romano, P., Sansò, P., Verrubbi, V., 2006. Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications. *Quat. Int., Quaternary sea-level changes: contributions from the 32nd IGC Quaternary Sea-level Changes: Contributions from the 32nd IGC* 145–146, 30–54.
- Fleming, K., Johnston, P., Zwart, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K., Chappell, J., 1998. Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far-and intermediate-field sites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 163, 327–342.
- Fleury, J.-M., Pubellier, M., de Urreiztieta, M., 2009. Structural expression of forearc crust uplift due to subducting asperity. *Lithos* 113, 318–330.
- Flint, J.J., 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resour. Res.* 10, 969–973.
- Fort, M., Bétard, F., Arnaud-Fassetta, G., 2015. Géomorphologie dynamique et environnement. Armand Colin.
- Frontier, S., Davoult, D., Gentilhomme, V., Lagadeuc, Y., 2001. *Statistique pour les sciences de la vie et de l'environnement*, Dunod. ed.
- Fryirs, K.A., Brierley, G.J., 2012. *Geomorphologic analysis of river systems: an approach to reading the landscape*. John Wiley et Sons.

G

- Gardner, T.W., 1983. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 664.
- Gilbert, 1877. *Geology of the Henry mountains* (Department of Interior U. S. Geographical and geological survey of the rocky mountain region).
- Giot, P.R., Monnier, J.L., 1972. Quelques sites du Quaternaire littoral de la Bretagne septentrionale. *Bull. Assoc. Fr. Pour l'étude Quat.* 9, 83–100.
- Goudie, A.S., 2006. The Schmidt Hammer in geomorphological research. *Prog. Phys. Geogr.* 30, 703–718.
- Graindor, M.J., 1963. Carte géologique de France à 1:150 000. Feuille 72. Cherbourg. BRGM.
- Graindor, M.J., 1973. Haute terrasse marine du Quaternaire ancien. *Bull. Société Linn. Normandie* 104, 25 – 30.
- Gresselin, F., 1990. Evolution varisque du Massif armoricain oriental: insertion dans une transversale ouest-européenne. Caen.
- Grün, R., Radtke, U., Omura, A., 1992. ESR and U-series analyses on corals from Huon Peninsula, New Guinea. *Quat. Sci. Rev., Proceedings of the 6th International Specialist Seminar on Thermoluminescence and Electron Spin Resonance Dating* 11, 197–202.
- Guilcher, A., 1948. Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine. H. Potier.
- Guilcher, A., 1950. Les récifs coralliens : formes et origines. *Inf. Géographique* 14, 183–196.
- Guilcher, A., 1974. Les «rasas»: un problème de morphologie littorale générale. *Ann. Géographie* 1–33.
- Gulliver, F.P., 1899. Shoreline topography, in: *Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences*. JSTOR, pp. 151–258.

H

- Hack, J.T., 1957. *Studies of Longitudinal Stream Profiles in Virginia and Maryland* (Geological Survey Professional Paper No. 294-B), *Shorter Contributions to General Geology*.
- Hack, J.T., 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *Bobbs-Merrill*.
- Hack, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *J. Res. US Geol. Surv.* 1, 421–429.
- Hack, J.T., 1975. Dynamic equilibrium and landscape evolution. *Theor. Landf. Dev.* 1, 87–102.
- Haghipour, N., Burg, J.-P., 2014. Geomorphological analysis of the drainage system on the growing Makran accretionary wedge. *Geomorphology* 209, 111–132.
- Hall, R., 2002. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations. *J. Asian Earth Sci.* 20, 353–431.
- Hall, R., 2012. Sundaland and Wallacea: geology, plate tectonics and palaeogeography. *Biot. Evol. Environ. Change Southeast Asia* 32–78.
- Hamilton, W.B., 1979. *Tectonics of the Indonesian region*. US Govt.

- Hampton, C., 2000. Deformation of the western edge of the North American plate in proximity to the San Andreas fault in north-central California as recorded in late Quaternary marine terraces. San Antonio.
- Hantoro, 1992. Etude des terrasses récifales quaternaires soulevées entre le détroit de la Sonde et l'île de Timor, Indonésie. Mouvements verticaux de la croûte terrestre et variations du niveau de la mer. Aix-Marseille II.
- Hantoro, W.S., Jouannic, C., Pirazzoli, P., 1989. Terrasses coralliennes quaternaires soulevées dans l'île de Sumba (Indonésie). *Photo Interprétation Paris* 28, 17–34.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156–1167.
- Hare, P.H., Gardner, T.W., 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along the converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica, in: *Tectonic Geomorphology*. pp. 75–104.
- Harris, R.A., 1991. Temporal distribution of strain in the active Banda orogen: a reconciliation of rival hypotheses. *J. Southeast Asian Earth Sci., Orogenesis In Action Tectonics and Processes at the West Equatorial Pacific Margin* 6, 373–386.
- Haslett, S., 2000. *Coastal Systems*. Routledge.
- Hearty, P.J., Aharon, P., 1988. Amino acid chronostratigraphy of late Quaternary coral reefs: Huon Peninsula, New Guinea, and the Great Barrier Reef, Australia. *Geology* 16, 579–583.
- Heine, K., 2000. Tropical South America during the Last Glacial Maximum: evidence from glacial, periglacial and fluvial records. *Quat. Int.* 72, 7–21.
- Hilley, G.E., Arrowsmith, J.R., 2008. Geomorphic response to uplift along the Dragon's Back pressure ridge, Carrizo Plain, California. *Geology* 36, 367.
- Hinschberger, F., Malod, J.-A., Réhault, J.-P., Dymont, J., Honthaas, C., Villeneuve, M., Burhanuddin, S., 2000. Origine et évolution du bassin Nord-Banda (Indonésie): apport des données magnétiques. *Comptes Rendus Académie Sci.-Ser. IIA-Earth Planet. Sci.* 331, 507–514.
- Hinschberger, F., Malod, J.-A., Réhault, J.-P., Villeneuve, M., Royer, J.-Y., Burhanuddin, S., 2005. Late Cenozoic geodynamic evolution of eastern Indonesia. *Tectonophysics* 404, 91–118.
- Holden, J., 2005. *An introduction to physical geography and the environment*. Pearson Education.
- Horton, R.E., 1932. Drainage-basin characteristics. *Trans. Am. Geophys. Union* 13, 350–361.
- Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.* 56, 275–370.
- Howard, A.D., 1967. Drainage Analysis in Geologic Interpretation: A Summation. *AAPG Bull.* 51, 2246–2259.
- Howard, A.D., 1990. Role of hypsometry and planform in basin hydrologic response. *Hydrol. Process.* 4, 373–385.
- Hulton, N.R., Purves, R.S., McCulloch, R.D., Sugden, D.E., Bentley, M.J., 2002. The last glacial maximum and deglaciation in southern South America. *Quat. Sci. Rev.* 21, 233–241.
- Hurtrez, J.E., Sol, C., Lucazeau, F., 1999. Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik Hills (Central Nepal). *Earth Surf. Process. Landf.* 24, 799–808.

Huybrechts, P., 2002. Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles. *Quat. Sci. Rev.* 21, 203–231.

I

International Seismological Centre, 2012. ISC Locations. On-line Bulletin.

J

James, N.P., Choquette, P.W., 1984. Diagenesis 9. Limestones-the meteoric diagenetic environment. *Geosci. Can.* 11.

Joly, F., 1939. Le littoral du Cotentin, étude de géographie physique. *Ann. Géographiques.*

Jouannic, Hantoro, W.S., Hoang, C.T., Fournier, M., Lafont, R., Ichtam, M.L., 1988. Quaternary raised reef terraces at cape Laundi, Sumba, Indonesia: geomorphological analysis and first radiometric Th/U and ¹⁴C age determinations, in: 6th Proceedings International Coral Reef Symposium, Edited by: Steneck, R. S., Choat, JH, Barnes, D., and Borowitzka, MA, Townsville, Australia. 441–447.

K

Kale, V.S., Shejwalkar, N., 2008. Uplift along the western margin of the Deccan Basalt Province: Is there any geomorphometric evidence? *J. Earth Syst. Sci.* 117, 959–971.

Keen, D.H., 1982. Depositional sequence, age and palaeoenvironment of raised beaches and head in the Channel Islands and the Central Channel. *Bull Assoc Francaise Etude Quat* 19, 3–11.

Keen, D.H., Van Vliet-Lanoë, B., Lautridou, J.P., 1996. Two long sedimentary records from Jersey, Channel Islands: Stratigraphie and pedological evidence for environmental change during the last 200 kyr [Deux longues séquences sédimentaires de Jersey (Iles Anglo-Normandes): Evidences stratigraphiques et pédologiques de changements environnementaux depuis 200 ka]. *Quaternaire* 7, 3–13.

Keller, E.A., Pinter, N., 1996. Active tectonics. Prentice Hall Upper Saddle River.

Keller, E.A., Pinter, N., 2000. Active tectonics: Earthquakes, uplift, and landscape. Prentice Hall Upper Saddle River.

Kelsey, H.M., Bockheim, J.G., 1994. Coastal landscape evolution as a function of eustasy and surface uplift rate, Cascadia margin, southern Oregon. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 840–854.

Kennedy, D.M., Stephenson, W.J., Naylor, L.A., 2014. Introduction to the rock coasts of the world. *Geol. Soc. Lond. Mem.* 40, 1–5.

Kirby, E., Whipple, K., 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology* 29, 415–418.

Kirby, E., Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *J. Struct. Geol.* 44, 54–75.

Klein, C., 1975. Massif armoricain et Bassin parisien. Fondation Baulig.

Kobor, J.S., Roering, J.J., 2004. Systematic variation of bedrock channel gradients in the central Oregon Coast Range: implications for rock uplift and shallow landsliding. *Geomorphology* 62, 239–256.

Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F., 2006. World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol. Z.* 15, 259–264.

L

Lagarde, J.-L., Baize, S., Amorese, D., Delcaillau, B., Font, M., Volant, P., 2000. Active tectonics, seismicity and geomorphology with special reference to Normandy (France). *J. Quat. Sci.* 15, 745–758.

Lajoie, K.R., 1986. Coastal tectonics, in: *Active Tectonics*. pp. 95–124.

Lambeck, K., Esat, T.M., Potter, E.-K., 2002a. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature* 419, 199–206.

Lambeck, K., Yokoyama, Y., Purcell, T., 2002b. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quat. Sci. Rev.* 21, 343–360.

Larsonneur, C., 1971. *Manche centrale et Baie de Seine: Géologie du substratum et des dépôts meubles*. Université de Caen.

Lautridou, J.P., 1982. *La Normandie*.

Lautridou, J.P., 1983. *Le Quaternaire de Normandie*. Département de géologie, U.E.R des Sciences, Rouen, Caen.

Lautridou, J.P., 1984. *Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie*. Université de Caen, Caen.

Lautridou, J.P., Auffret, J.P., Coutard, J.P., Lavolle, M., 2000. Synthèse sur les formations superficielles cénozoïques de Basse-Normandie (feuille de Caen à 1/250 000). *Géologie Fr.* 4, 57–69.

Lautridou, J.P., Baize, S., Clet, M., Coutard, J.P., Ozouf, J.C., 1999. Les séquences plio-pléistocènes littorales et estuariennes de Normandie [Littoral and estuarine plio-pleistocene sequences in Normandy (France)]. *Quaternaire* 10, 161–169.

Lautridou, J.-P., Cliquet, D., 2006. Le Pléistocène supérieur de Normandie et peuplements préhistoriques. *Quat. Rev. Assoc. Fr. Pour l'étude Quat.* 17, 187–206.

Lavé, J., Avouac, J.P., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. *J. Geophys. Res.* 106, 26561.

Leuliette, E.W., Nerem, R.S., Mitchum, G.T., 2004. Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason altimeter data to construct a continuous record of mean sea level change. *Mar. Geod.* 27, 79–94.

Lifton, N.A., Chase, C.G., 1992. Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California. *Geomorphology* 5, 77–114.

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20, n/a–n/a.

Litchfield, N., Berryman, K., 2006. Relations between postglacial fluvial incision rates and uplift rates in the North Island, New Zealand. *J. Geophys. Res.* 111.

Loget, N., Van Den Driessche, J., 2009. Wave train model for knickpoint migration. *Geomorphology* 106, 376–382.

- Loutre, M.-F., Berger, A., 2003. Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial. *Glob. Planet. Change* 36, 209–217.
- Lüschen, E., Müller, C., Kopp, H., Engels, M., Lutz, R., Planert, L., Shulgin, A., Djajadihardja, Y.S., 2011. Structure, evolution and tectonic activity of the eastern Sunda forearc, Indonesia, from marine seismic investigations. *Tectonophysics* 508, 6–21.
- Lytwyn, J., Rutherford, E., Burke, K., Xia, C., 2001. The geochemistry of volcanic, plutonic and turbiditic rocks from Sumba, Indonesia. *J. Asian Earth Sci.* 19, 481–500.

M

- Mandelbrot, B.B., 1967. How long is the coast of Britain. *Science* 156, 636–638.
- Maroukian, H., Gaki-Papanastassiou, K., Karymbalis, E., Vouvalidis, K., Pavlopoulos, K., Papanastassiou, D., Albanakis, K., 2008. Morphotectonic control on drainage network evolution in the Perachora Peninsula, Greece. *Geomorphology* 102, 81–92.
- Mayer, L., 1990. *Introduction to quantitative geomorphology: an exercise manual*. Prentice-Hall International, Inc.
- Melton, M.A., 1965. The Geomorphic and Paleoclimatic Significance of Alluvial Deposits in Southern Arizona. *J. Geol.* 73, 1–38.
- 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. Solid Earth* 1978–2012 99, 14031–14050.
- Merritts, D., Vincent, K.R., 1989. Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Medocino triple junction region, northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101, 1373–1388.
- Meybeck, M., Green, P., Vörösmarty, C., 2001. A New Typology for Mountains and Other Relief Classes: An Application to Global Continental Water Resources and Population Distribution. *Mt. Res. Dev.* 21, 34–45.
- Michel, D., Coutard, J.-P., Ozouf, J.-C., 1994. La Roche Gélétan, gisement structuré du paléolithique inférieur: Saint-Germain-des-Vaux (Manche). *Fondation Singer-Pollignac*.
- Miller, S.R., Sak, P.B., Kirby, E., Bierman, P.R., 2013. Neogene rejuvenation of central Appalachian topography: Evidence for differential rock uplift from stream profiles and erosion rates. *Earth Planet. Sci. Lett.* 369–370, 1–12.
- Molin, P., Pazzaglia, F.J., Dramis, F., 2004. Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, southern Italy. *Am. J. Sci.* 304, 559–589.
- Molnar, P., Cronin, T.W., 2015. Growth of the Maritime Continent and its possible contribution to recurring Ice Ages. *Paleoceanography* 30, 196–225.
- Molnar, P., England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature* 346.
- Monnier, J.L., Morzadec-Kerfourn, M.T., 1982. Formations périglaciaires et formations marines, Stratigraphie des sols. Biostratigraphie et Industries du Pléistocène du littoral breton. *Bull. Assoc. Fr. Pour l'étude Quat.* 19, 185–194.
- Monnier, J.L., Van Vliet-Lanoë, B., 1986. Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire d'après l'étude des coupes du littoral de la Baie de St-Brieuc. Apport de la lithologie, de la pédologie et de la malacologie. *Bull. Assoc. Fr. Pour l'étude Quat.* 23, 119–126.

- Montaggioni, L.F., 2007. Coraux et récifs: archives du climat. Vuibert.
- Montaggioni, L.F., Braithwaite, C.J.R., 2009. Developments in marine geology history, development processes and controlling factors Vol. 5, Vol. 5. Elsevier Science Ltd., Burlington, Mass.
- Montgomery, D.R., Brandon, M.T., 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth Planet. Sci. Lett.* 201, 481–489.
- Moses, C.A., 2014. The rock coast of the British Isles: shore platforms. *Geol. Soc. Lond. Mem.* 40, 39–56.
- Moucha, R., Forte, A.M., Mitrovica, J.X., Rowley, D.B., Quéré, S., Simmons, N.A., Grand, S.P., 2008. Dynamic topography and long-term sea-level variations: There is no such thing as a stable continental platform. *Earth Planet. Sci. Lett.* 271, 101–108.
- Murray-Wallace, C.V., Woodroffe, C.D., 2014. *Quaternary Sea-Level Changes: A Global Perspective*. Cambridge University Press.

N

- Nexer, M., Authemayou, C., Schildgen, T., Hantoro, W.S., Molliex, S., Delcaillau, B., Pedoja, K., Husson, L., Regard, V., 2015. Evaluation of morphometric proxies for uplift on sequences of coral reef terraces: A case study from Sumba Island (Indonesia). *Geomorphology* 241, 145–159.

O

- Olivetti, V., Cyr, A.J., Molin, P., Faccenna, C., Granger, D.E., 2012. Uplift history of the Sila Massif, southern Italy, deciphered from cosmogenic ¹⁰Be erosion rates and river longitudinal profile analysis. *Tectonics* 31, n/a–n/a.
- Ota, Y., Chappell, J., 1999. Holocene sea-level rise and coral reef growth on a tectonically rising coast, Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Quat. Int.* 55, 51–59.
- Ota, Y., Chappell, J., Berryman, K., Okamoto, Y., 1997. Late quaternary paleolandslides on the coral terraces of Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Geomorphology* 19, 55–76.
- Ota, Y., Chappell, J., Kelley, R., Yonekura, N., Matsumoto, E., Nishimura, T., Head, J., 1993. Holocene coral reef terraces and coseismic uplift of Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Quat. Res.* 40, 177–188.
- Ota, Y., Yamaguchi, M., 2004. Holocene coastal uplift in the western Pacific Rim in the context of late Quaternary uplift. *Quat. Int.* 120, 105–117.

P

- Pandolfi, J.M., 1996. Limited membership in Pleistocene reef coral assemblages from the Huon Peninsula, Papua New Guinea: constancy during global change.
- Pandolfi, J.M., 1999. Response of Pleistocene coral reefs to environmental change over long temporal scales. *Am. Zool.* 39, 113–130.
- Pandolfi, J.M., Best, M.M., Murray, S.P., 1994. Coseismic event of May 15, 1992, Huon Peninsula, Papua New Guinea: Comparison with Quaternary tectonic history. *Geology* 22, 239–242.

- Pedoja, K., Authemayou, C., Pinegina, T., Bourgeois, J., Nexer, M., Delcaillau, B., Regard, V., 2013. "Arc-continent collision" of the Aleutian-Komandorsky arc into Kamchatka: Insight into Quaternary tectonic segmentation through Pleistocene marine terraces and morphometric analysis of fluvial drainage. *Tectonics* 32, 827–842.
- Pedoja, K., Husson, L., Bezos, A., Nexer, M., Pastier, A.M., Imran, A.M., Dumoulin, C., Pons-Branchu, E., Elliot, M., Robert, X., Choblet, G., Hafidz, A., Delcaillau, B., Soumis. Sequences of coral reef terraces from Buton and Tukang Besi archipelagos, Southeast Sulawesi, Indonesia: the most comprehensive record of Plio-Quaternary highstands ?
- Pedoja, K., Husson, L., Johnson, M.E., Melnick, D., Witt, C., Pochat, S., Nexer, M., Delcaillau, B., Pinegina, T., Poprawski, Y., Authemayou, C., Elliot, M., Regard, V., Garestier, F., 2014. Coastal staircase sequences reflecting sea-level oscillations and tectonic uplift during the Quaternary and Neogene. *Earth-Sci. Rev.* 132, 13–38.
- Pedoja, K., Husson, L., Regard, V., Cobbold, P.R., Ostanciaux, E., Johnson, M.E., Kershaw, S., Saillard, M., Martinod, J., Furgerot, L., Weill, P., Delcaillau, B., 2011. Relative sea-level fall since the last interglacial stage: Are coasts uplifting worldwide? *Earth-Sci. Rev.* 108, 1–15.
- Pellerin, J., Dupeuble, P.A., 1979. Le bas niveau marin Eemien de Graye-sur-Mer (Calvados). *Bull. Société Linn. Normandie* 107.
- Penck, W., 1953. *Morphological analysis of land forms: a contribution to physical geology.* MacMillan and Company.
- Penck, W., Penck, A., 1924. *Die morphologische Analyse: ein Kapitel der physikalischen Geologie.* Engelhorn.
- Perron, J.T., Royden, L., 2013. An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surf. Process. Landf.* 38, 570–576.
- Peters, G., van Balen, R.T., 2007. Tectonic geomorphology of the northern Upper Rhine Graben, Germany. *Glob. Planet. Change* 58, 310–334.
- Pigram, C.J., Panggabean, H., 1984. Rifting of the northern margin of the Australian continent and the origin of some microcontinents in Eastern Indonesia. *Tectonophysics* 107, 331–353.
- Pillans, B., 1985. Drainage initiation by subsurface flow in South Taranaki, New Zealand. *Geology* 13, 262–265.
- Pirazzoli, P.A., 1993. *Les littoraux.*
- Pirazzoli, P.A., 1994. Tectonic shorelines, in: *Coastal Evolution, Late Quaternary Shoreline Morphodynamics.* Cambridge University Press, Cambridge. pp. 451–476.
- Pirazzoli, P.A., Radtke, U., Hantoro, W.S., Jouannic, C., Hoang, C.T., Causse, C., Best, M.B., 1991. Quaternary raised coral-reef terraces on Sumba Island, Indonesia. *Science* 252, 1834–1836.
- Pirazzoli, P.A., Radtke, U., Hantoro, W.S., Jouannic, C., Hoang, C.T., Causse, C., Best, M.B., 1993. A one million-year-long sequence of marine terraces on Sumba Island, Indonesia. *Mar. Geol.* 109, 221–236.
- Plaziat, J.-C., Aberkan, M., Ahmamou, M., Choukri, A., 2008. The Quaternary Deposits of Morocco, in: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Lamotte, D.F. de (Eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco, Lecture Notes in Earth Sciences.* Springer Berlin Heidelberg, pp. 359–376.
- Pugh, D.T., 1996. *Tides, surges and mean sea-level (reprinted with corrections).* John Wiley et Sons Ltd.

R

- Rapport de campagne Candhis, bouée de Cherbourg (extérieur) (Fiche synthétique No. 05008), 2014. . Cerema, PNA.
- Raymo, M.E., 1992. Global climate change: a three million year perspective, in: Start of a Glacial. Springer, pp. 207–223.
- Raymo, M.E., Mitrovica, J.X., O’Leary, M.J., DeConto, R.M., Hearty, P.J., 2011. Departures from eustasy in Pliocene sea-level records. *Nat. Geosci.* 4, 328–332. doi:10.1038/ngeo1118
- Regard, V., Saillard, M., Martinod, J., Audin, L., Carretier, S., Pedoja, K., Riquelme, R., Paredes, P., Hérail, G., 2010. Renewed uplift of the Central Andes Forearc revealed by coastal evolution during the Quaternary. *Earth Planet. Sci. Lett.* 297, 199–210.
- Regnaud, H., Mauz, B., Morzadec-Kerfourn, M.-T., 2003. The last interglacial shoreline in northern Brittany, western France. *Mar. Geol.* 194, 65–77.
- Renouf, J., James, L., 2011. High level shore features of Jersey (Channel Islands) and adjacent areas. *Quat. Int., Differences and Similarities in Quaternary Stratigraphy between Atlantic and Continental Europe Selected Papers from the SEQS 2008 Conference, Rennes, France* 231, 62–77.
- Riquelme, R., Martinod, J., Hérail, G., Darrozes, J., Charrier, R., 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics* 361, 255–275.
- Roberts, G.G., White, N., 2010. Estimating uplift rate histories from river profiles using African examples. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 115, B02406.
- Rohling, E.J., Fenton, M., Jorissen, F.J., Bertrand, P., Ganssen, G., Caulet, J.P., 1998. Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500,000 years. *Nature* 394, 162–165.
- Rosenbloom, N.A., Anderson, R.S., 1994. Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 1978–2012 99, 14013–14029.
- Rutherford, E., Burke, K., Lytwyn, J., 2001. Tectonic history of Sumba Island, Indonesia, since the Late Cretaceous and its rapid escape into the forearc in the Miocene. *J. Asian Earth Sci.* 19, 453–479.
- Rutherford, S., D’Hondt, S., 2000. Early onset and tropical forcing of 100,000-year Pleistocene glacial cycles. *Nature* 408, 72–75.
- Ryan, W.B., Carbotte, S.M., Coplan, J.O., O’Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R.A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., others, 2009. Global Multi-Resolution Topography synthesis. *Geochem. Geophys. Geosystems* 10.

S

- Saillard, M., Hall, S.R., Audin, L., Farber, D.L., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R.C., Bondoux, F., 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31 S) inferred from 10 Be dating. *Earth Planet. Sci. Lett.* 277, 50–63.
- Scherrer, B., 2008. *Biostatistique : Volume 1, 2e édition.* ed. Gaetan Morin, Montréal.

- Schildgen, T.F., Cosentino, D., Bookhagen, B., Niedermann, S., Yildirim, C., Echtler, H., Wittmann, H., Strecker, M.R., 2012. Multi-phased uplift of the southern margin of the Central Anatolian plateau, Turkey: A record of tectonic and upper mantle processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 317–318, 85–95.
- Schumm, S.A., Schumm, S.A., Dumont, J.F., Holbrook, J.M., 2002. *Active tectonics and alluvial rivers*. Cambridge University Press.
- Seidl, M.A., Dietrich, W.E., Kirchner, J.W., 1994. Longitudinal Profile Development into Bedrock: An Analysis of Hawaiian Channels. *J. Geol.* 102, 457–474.
- Seidl, M.A., Finkel, R.C., Caffee, M.W., Hudson, G.B., Dietrich, W.E., 1997. Cosmetic Isotope Analyses Applied to River Longitudinal Profile Evolution: Problems and Interpretations. *Earth Surf. Process. Landf.* 22, 195–209.
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1976. Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239 late Pliocene to latest Pleistocene. *Geol. Soc. Am. Mem.* 145, 449–464.
- Siddall, M., Chappell, J., Potter, E.-K., 2007. 7. Eustatic sea level during past interglacials. *Dev. Quat. Sci.* 7, 75–92.
- Silver, E.A., Abbott, L.D., Kirchoff-Stein, K.S., Reed, D.L., Bernstein-Taylor, B., Hilyard, D., 1991. Collision propagation in Papua New Guinea and the Solomon Sea. *Tectonics* 10, 863–874.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2000. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 112, 1250–1263.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2002. Interactions between onshore bedrock-channel incision and nearshore wave-base erosion forced by eustasy and tectonics. *Basin Res.* 14, 105–127.
- Spencer, T., 1985. Weathering rates on a Caribbean reef limestone: Results and implications. *Mar. Geol.* 69, 195–201.
- Stearns, R.G., 1967. Warping of the Western Highland Rim Peneplain in Tennessee by ground-water sapping. *Geol. Soc. Am. Bull.* 78, 1111–1124.
- Stein, M., Wasserburg, G.J., Aharon, P., Chen, J.-H., Zhu, Z.R., Bloom, A., Chappell, J., 1993. TIMS U-series dating and stable isotopes of the last interglacial event in Papua New Guinea. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 2541–2554.
- Stock, J.D., Montgomery, D.R., 1999. Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 104, 4983–4993.
- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geol. Soc. Am. Bull.* 63, 1117–1142.
- Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Civ Eng* 101, 1258–1262.
- Summerfield, M.A., 1991. *Global geomorphology*. Longman Scientific et Technical Harlow.
- Sunamura, T., 1992. *Geomorphology of rocky coasts*. John Wiley et Son Ltd.

T

- Taylor, A.J., 2003. Change and processes of change on shore platforms.
- Tregoning, P., Lambeck, K., Stolz, A., Morgan, P., McClusky, S.C., Beek, P., McQueen, H., Jackson, R.J., Little, R.P., Laing, A., 1998. Estimation of current plate motions in Papua

- New Guinea from Global Positioning System observations. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 1978–2012 103, 12181–12203.
- Troiani, F., Seta, M. Della, 2008. The use of the Stream Length–Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy. *Geomorphology* 102, 159–168.
- Tucker, G.E., Whipple, K.X., 2002. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 107, 2179.
- Twidale, C.R., 2004. River patterns and their meaning. *Earth-Sci. Rev.* 67, 159–218.

V

- van der Kaars, W.A., 1991. Palynology of eastern Indonesian marine piston-cores: a Late Quaternary vegetational and climatic record for Australasia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 85, 239–302.
- Van Vliet-Lanoë, B., Vandenberghe, N., Laurent, M., Laignel, B., Lauriat-Rage, A., Louwye, S., Mansy, J.-L., Mercier, D., Hallégouët, B., Laga, P., 2002. Palaeogeographic evolution of northwestern Europe during the Upper Cenozoic. *Geodiversitas* 24, 511–541.
- Van Vliet-Lanoë, (Prénom), 2013. *Cryosphère. Histoire et environnements de notre ère glaciaire, cours et exercices corrigés*, Vuibert. ed.
- Veeh, H.H., Chappell, J., 1970. Astronomical Theory of Climatic Change: Support from New Guinea. *Science* 167, 862–865.
- Verbeek, R.D.M., 1908. *Rapport sur les Moluques : reconnaissances géologiques dans la partie orientale de l'archipel des Indes orientales néerlandaises. Atlas / par R. D. M. Verbeek,...* Impr. de l'État (Batavia).
- Villeneuve, M., Martini, R., Bellon, H., Réhault, J.-P., Cornée, J.-J., Bellier, O., Burhannuddin, S., Hinschberger, F., Honthaas, C., Monnier, C., 2010. Deciphering of six blocks of Gondwanan origin within Eastern Indonesia (South East Asia). *Gondwana Res.* 18, 420–437.
- von Blanckenburg, F., 2005. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth Planet. Sci. Lett.* 237, 462–479.

W

- Wallace, A.R., 1860. On the zoological geography of the Malay Archipelago. *J. Proc. Linn. Soc. Lond. Zool.* 4, 172–184.
- Wallace, L.M., 2004. GPS and seismological constraints on active tectonics and arc-continent collision in Papua New Guinea: Implications for mechanics of microplate rotations in a plate boundary zone. *J. Geophys. Res.* 109.
- Wallace, L.M., McCaffrey, R., Beavan, J., Ellis, S., 2005. Rapid microplate rotations and backarc rifting at the transition between collision and subduction. *Geology* 33, 857–860.
- Webster, J.M., Wallace, L., Silver, E., Potts, D., Braga, J.C., Renema, W., Riker-Coleman, K., Gallup, C., 2004. Coralgall composition of drowned carbonate platforms in the Huon Gulf, Papua New Guinea; implications for lowstand reef development and drowning. *Mar. Geol.* 204, 59–89.

- Wensink, H., 1994. Paleomagnetism of rocks from Sumba: tectonic implications since the late Cretaceous. *J. Southeast Asian Earth Sci.* 9, 51–65.
- Whipple, K.X., 2001. Fluvial Landscape Response Time: How Plausible Is Steady-State Denudation? *Am. J. Sci.* 301, 313–325.
- Whipple, K.X., 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32, 151–185.
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 1978–2012 104, 17661–17674.
- Willett, S.D., Brandon, M.T., 2002. On steady states in mountain belts. *Geology* 30, 175–178.
- Willgoose, G., Hancock, G., 1998. Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. *Earth Surf. Process. Landf.* 23, 611–623.
- Wobus, Tucker, G.E., Anderson, R.S., 2006a. Self-formed bedrock channels. *Geophys. Res. Lett.* 33.
- Wobus, Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006b. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Spec. Pap.-Geol. Soc. Am.* 398, 55.
- Woodroffe, C.D., 2002. *Coasts: form, process and evolution*. Cambridge University Press.
- Wöppelmann, G., Allain, S., Bahurel, P., Lannuzel, S., Simon, B., 1999. Zéro hydrographique vers une détermination globale. *XYZ* 1–9.

Y

- Yildirim, C., Schildgen, T.F., Echtler, H., Melnick, D., Strecker, M.R., 2011. Late Neogene and active orogenic uplift in the Central Pontides associated with the North Anatolian Fault: Implications for the northern margin of the Central Anatolian Plateau, Turkey. *Tectonics* 30, n/a–n/a.
- Yokoyama, Y., Esat, T.M., Lambeck, K., 2001. Coupled climate and sea-level changes deduced from Huon Peninsula coral terraces of the last ice age. *Earth Planet. Sci. Lett.* 193, 579–587.
- Yoshida, H., Brumby, S., 1999. Comparisons of ESR ages of corals using different signals at X-and Q-band:: Re-examinations of corals from Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Quat. Sci. Rev.* 18, 1529–1536.

Liste des figures

Fig. 1 : Description des différents contextes des zones étudiées	13
Fig. 2 : Paramètres étudiés en fonction des différentes zones étudiées	14
Fig. 3 : Cycle géomorphologique de Davis (1889, 1899, 1909) : a) Stade jeune d'un relief récemment soulevé avec une incision récente et donc limitée, b) stade mature d'un relief avec des vallées profondes, c) stade ancien d'un relief érodé (redessiné par Holden, 2005).....	20
Fig. 4 : Les modèles classiques de forçage tectonique et des réponses du paysage. a) Modèle de Davis (1889, 1899, 1909), B) Modèle de Penck (1953) et c) Modèle de Hack (1975). Chaque cas est caractérisé par les différences dans la durée et le taux de soulèvement (rock uplift) (Burbank et Anderson, 2012).....	21
Fig. 5 : Scénarios de l'évolution d'un relief à travers le temps a) Augmentation du relief par enfoncement des vallées ce qui engendre une diminution de l'altitude moyenne par rapport au géoïde. b) Augmentation constante du relief (érosion uniforme), qui engendre une diminution du relief par rapport au géoïde, c) Diminution du relief (par érosion préférentielle des crêtes), qui engendre une diminution du relief par rapport au géoïde. Les traits en pointillés montrent le stade initial du relief et la courbe en trait plein le relief final (Champagnac et al., 2014).	23
Fig. 6 : Caractéristiques d'un relief à l'état de non-équilibre et l'état d'équilibre.	24
Fig. 7 : Différents types d'équilibre du relief illustré par l'altitude des chenaux en fonction de différentes échelles de temps : a) équilibre statique, b) équilibre stable, c) équilibre dynamique, d) équilibre de déclin. Les échelles varient par ordre de magnitude qui dépend du type de paysage considéré ainsi que de la nature et de l'intensité des processus géomorphologiques (Summerfield, 1991).....	25
Fig. 8 : Modes de migration des knickpoints déterminés à partir de tests réalisés en canal. a) mode de propagation par inclinaison dans un substrat homogène peu résistant (a1) et très résistant (a2); b) mode de retrait parallèle induit par un substrat non homogène peu résistant et résistant; c) mode de migration par remplacement de pente dans un substrat moyennement résistant (redessiné d'après Gardner (1983)).....	27
Fig. 9 : Relief résiduel et incision le long d'un profil topographique extrait sur l'île de Sumba. Le relief résiduel correspond à la différence entre surface enveloppe et surface subenveloppe. L'incision correspond à la différence entre surface enveloppe et topographie actuelle.	29
Fig. 10 : Taux d'érosion en fonction de l'amplitude du relief et de la pente a) pour des bassins versants de moyennes latitudes avec des taux d'érosion < 0,5 mm/an, b) a des taux d'érosion inférieurs à 0,5 mm/an, les taux sont linéaires mais quand la pente augmente, les taux ne sont plus corrélés avec la pente, c) dans des chaînes de montagnes s'érodant rapidement, la topographie ne prédit pas les taux d'érosion (de (Burbank et Anderson (2012) d'après (Ahnert, (1970) et Montgomery et Brandon (2002).	30
Fig. 11 : Différent type d'organisation du réseau de drainage (modifié d'après (Howard, 1967))	32

Fig. 12 : Les différents mécanismes de développement de cours d'eau formant des anomalies, exemples pris en Argentine au Sud de la Cordillère des Andes a) surimposition d'un réseau de drainage développé sur un pli anticlinal, b) antécédence d'un réseau de drainage sur un pli en formation	34
Fig. 13 : Asymétrie des bassins versants, At : Aire totale du bassin, Ag : aire de la rive gauche, As : facteur d'asymétrie. a) prédominance de la rive droite ($As < 0,4$) b) bassin symétrique ($0,4 < As < 0,6$), c) prédominance de la rive gauche ($As > 0,6$).....	36
Fig. 14 : Méthode de l'analyse hypsométrique (redessiné à partir de Strahler, (1957)).....	38
Fig. 15 : Calcul du <i>SL</i> (Hack, 1973).....	40
Fig. 16 : Echelle des temps tardi-cénozoïques d'après l'International Chronostratigraphic Chart (Cohen et al., 2015)	42
Fig. 17 : Relations entre les variations des paramètres orbitaux de la Terre (précession, obliquité, excentricité), variations du forçage solaire à 65°N en été, et stades de glaciation (Murray-Wallace et Woodroffe, 2014)	45
Fig. 18 : Variations du $\delta^{18}O$ benthique montrant l'allure de la variabilité climatique au cours des derniers 5 Ma figure de Raymo et al. (2011).....	47
Fig. 19 : Variations eustatiques pour les dernier 800 ka selon les données compilées par Siddall et al. (2007)	48
Fig. 20: Terminologie employée pour la partie côtière représentation du <i>MSL</i> , zéro morphologique et zéro hydrographique	53
Fig. 21 : Trois morphologies majeures des côtes rocheuses et leurs objets morphologiques a) plateforme plongeante, b) plateforme subhorizontale c) falaise plongeante (d'après Sunamura (1992) dans Holden (2005))	54
Fig. 22 : Exemples de morphologie présente sur les côtes rocheuses : a) Plateforme littorale rocheuse de la péninsule de Worm's Head (baie de Rhossili, Pays de Galles), b) Erosion différentielle entre un banc de grés et un banc de schistes (pointe du Houpret, cap de la Hague), c) Arche (pointe du Houpret, cap de la Hague), d) Eperon rocheux dans l'anse du Cul Rond (cap de la Hague, Cotentin).	56
Fig. 23 : Coupes théoriques de côtes à dominante sédimentaire de type plages a) microtidale qui comprend une barre sableuse marquant la zone de déferlement. En haut de plage une berme de haut de plage et une dune culminent. b) plage macrotidale comprenant seulement une crête.....	57
Fig. 24 : Exemples de côtes sédimentaires : a) <i>pocket beach</i> de sable fin de Loqueltas (île de Groix, Bretagne), b) plage plurikilométrique de l'anse de Vauville (Biville, La Hague, Cotentin) ; c) cordon de galets kilométrique de Goury (Auderville, la Hague, Cotentin) ; d) tombolo de l'anse de St Martin (Digulleville, la Hague, Cotentin).58	58
Fig. 25 : Succession zonale d'un récif frangeant (Montaggioni et Braithwaite (2009)	60
Fig. 26: Les 3 types classiques de récifs coralliens a) Récif frangeant (île de Buton, Sulawesi, Indonésie), b) Récif frangeant de l'île de Sumba (Indonésie, image google earth), c) Atoll de Maron (Papouasie-Nouvelle-Guinée, image google earth), d) récif barrière de l'île de Manus (Papouasie Nouvelle – Guinée, image google earth). ...	61
Fig. 27 : Exemple de côtes à plusieurs dominantes a) La baie d'Ecalgrain (Auderville, la Hague, Cotentin) côte à la fois rocheuse (plateformes rocheuses) et sédimentaire (plage de galets en haut de plage et de sables en bas de plage) ; b) Plage de l'île de Kadatua (Archipel de Buton, Indonésie), côte à la fois construite (récifs coralliens	

vivants), rocheuses (érosion des récifs coralliens holocènes soulevés) et sédimentaire (dépôt de débris récifaux)	63
Fig. 28 : Le paradoxe côtier, exemple de la péninsule du Cotentin : a) Echelle la péninsule du Cotentin (15 km), b) Echelle du NO Cotentin (10 km), c) Echelle de la Hague (2 km), d) Echelle de la pointe de Jardeheu (1 km), e) Echelle de la baie d'Ecuty (100 m), f) échelle des croissants de plage de la baie d'Ecuty (30 m).....	64
Fig. 29 : Rasas, séquences de terrasses marines, strandflat et plaines côtières soulevées, a) processus impliqués dans la formation de ce type de morphologies, b) morphologie d'une séquence de rasas et de terrasses marines (Pedoja et al., 2014)	66
Fig. 30 : Relations entre les variations du niveau marin (représentées en tant que courbe isotopique) et les enregistrements géomorphologiques situés sur les côtes en soulèvement (Pedoja et al., 2014).....	67
Fig. 31 : Les terrasses marines de la pointe de la Hague a) séquence de terrasses marines de la pointe du nez (Saint Germain des Vaux) chaque terrasse est soulignée par un pied de falaise marqueur d'un haut niveau marin, ici corrélés aux stades isotopiques 5e et 7 , b) Eperon fossile de la Roche corrélé au stade isotopique 7 (Auderville), c) Dépôt de plage perché de la pointe du nez corrélé au stade isotopique 5e (Saint Germain des Vaux).....	69
Fig. 32 : Bloc diagramme représentant une séquence de récifs frangeants soulevés surplombant un récif frangeant actuel (modifié de Hantoro (1992))	70
Fig. 33: Indicateurs de permanences de hauts niveaux marins interglaciaires pour des terrasses coralliennes (régions intertropicales), a) séquence de terrasses coralliennes de Bahari la séquence totale culmine à ≈ 420 m (archipel de Buton, Indonésie) (Corrélations de Pedoja et al. (Soumis)), b) Tridacne fossile cimenté dans le platier récifal d'une terrasses corallienne de l'île de Kadatua (archipel de Buton, Indonésie), c) encoche fossile dans une falaise fossile de Tira (archipel de Buton, Indonésie).....	71
Fig. 34 : Schéma conceptuel illustrant la formation d'une séquence de terrasses marines liée aux variations du niveau marin surimposées sur une côte en soulèvement (Murray-Wallace et Woodroffe, 2014)	72
Fig. 35 : Mode de formation des séquences de terrasses marines durant le Tardi-Cénozoïque. n = nombre de paléocôtes altitudes indicatives (Pedoja et al., 2014)	73
Fig.36 : Etude d'une séquence de terrasses marines sur la péninsule Kamchatsky (Kamchatka, Russie). Les basculements pour chaque terrasse marine ont été calculés à l'aide de MNT. Ces basculement sont liés à l'activité des failles régionales off- et on- shore. La séquence de terrasses marines permet de quantifier les rejets horizontaux et verticaux de ces failles (Pedoja et al., 2013).	76
Fig. 37 : Synthèse au niveau continental du soulèvement de l'Amérique du Sud, a) Répartition des séquences de terrasses marines et b) Taux de soulèvement calculés à partir de ces séquences de terrasses marines (Blanco-Chao et al., 2014)	77
Fig. 38 : Taux de surrection apparent déduit de l'altitudes des terrasses marines associées à la dernière permanence du haut niveau marin corrélée avec le stade isotopique 5e (Pedoja et al., 2011). La largeur des flèches indique le degré de confiance dans les données. Les nombres en italiques correspondent à des taux dont le calcul inclut	

une correction eustatique de $+ 3 \pm 3$ m (Siddall et al., 2007). 90 % de l'enregistrement correspond à des valeurs positives et donc à des séquences émergées.	78
Fig. 39 : Exemple de dégradation de la séquence de terrasses marine du Rocher du Calenfrier (Auderville, Cotentin). La crête des falaises fossiles est progressivement émoussée vers le haut de la séquence de terrasse par érosion tandis que des dépôts de pentes s'accumulent au pied de cette falaise.	79
Fig. 40 : Altération météorique des corps récifaux en milieu tropical, redessiné d'après James et Choquette (1984) ...	80
Fig. 41 : Les différents types de karst développés à la surface de la séquence de terrasses coralliennes de l'archipel de Buton, a) Epikarst situé à 5 m au-dessus du niveau de la mer (Pasarwajo, île de Buton, Indonésie, avril 2012), b) Epikarst situé à 100 m d'altitude (Nirwana, île de Buton, Indonésie, avril 2012), c) Pertes développées à la surface de la séquence de terrasses de l'île de Muna (Indonésie, avril 2012), d) Dolines développées dans un lagon fossile à Rongi (île de Buton, Indonésie, avril 2012).	81
Fig. 42 : Etat de l'art concernant les réseaux de drainage développés sur des séquences de terrasses marines ou coralliennes. Ces études sont représentées en fonction de l'indice morphométrique calculé.	85
Fig. 43 : Physiographie de l'Asie du SE, classification climatique Köppen-Geiger et répartition des séquences de terrasses coralliennes en Indonésie et Papouasie-Nouvelle-Guinée (d'après les données de Kottek et al., 2006; Pedoja et al., 2011, 2014).....	91
Fig. 44 : Profil topographique O-E de l'île de Sumba.....	92
Fig. 45 : Physiographie de l'île de Sumba. Fond de carte à partir du SRTM (90 m de résolution)	93
Fig. 46 : Diagramme ombro-thermique de l'île de Sumba	94
Fig. 47 : Les différents types de récifs coralliens de l'île de Sumba ; a) Récif frangeant, large au cap Undu ; b) Récif frangeant au cap Laundi (<i>images Google Earth</i>)	95
Fig. 48 : Physiographie de la péninsule de Huon ; Fond de carte SRTM (90 m de résolution) (Farr et al., 2007).....	96
Fig. 49 : Profil topographique SO/NE du Nord de la péninsule de Huon	97
Fig. 50 : Diagramme ombro-thermique de la péninsule de Huon, données collectées à l'aéroport de Finschhafen (SE de la péninsule).....	97
Fig. 51 : Eléments structuraux de l'Asie du SE d'après Abbott et al. (1994), Charlton (2000), Hirschberger et al. (2000, 2005), Hall (2002), Wallace (2004), Villeneuve et al. (2010), Model NUVEL 1 (DeMets et al., 1990, 2010), Fond de carte : Global Multi-Resolution Topography (GMRT) (Ryan et al., 2009).....	99
Fig. 52 : Eléments structuraux et sismicité (de 1900 à 2013) aux abords de l'île de Sumba. Données de sismicité : Centennial Earthquake Catalog (Engdahl et al., 1998; Engdahl et Villaseñor, 2002), The Preliminary Determination of Epicenters (PDE) Bulletin de l'USGS. Données structurales : (DeMets et al., 1990; Rutherford et al., 2001; Hirschberger et al., 2005; Fleury et al., 2009), Fond de carte : Global Multi-Resolution Topography (GMRT) (Ryan et al., 2009)	100
Fig. 53 : Structure géologique simplifiée de l'île de Sumba, géologie redessiné d'après Effendi et Apandi (1981) et structures d'après Effendi et Apandi (1981) et Fleury et al. (2009).	101

Fig. 54 : Soulèvement généralisé asymétrique de l'île de Sumba expliquant la formation des terrasses coralliennes au Nord et les failles normales au Sud (Fleury et al., 2009).....	102
Fig. 55 : Eléments structuraux et sismicité aux abords de la péninsule de Huon. Données de sismicité de 1900 à 2013: Centennial Earthquake Catalog (Engdahl et al., 1998; Engdahl et Villaseñor, 2002), The Preliminary Determination of Epicenters (PDE) Bulletin de l'USGS. Données structurales : (Crook, 1989; Silver et al., 1991; Abbott et al., 1994; Abbott, 1995; Tregoning et al., 1998; Wallace, 2004; Wallace et al., 2005), Fond de carte : Global Multi-Resolution Topography (GMRT) (Ryan et al., 2009), FTB : Fosse de Trobriand.	104
Fig. 56 : Géologie simplifiée de la partie nord de la péninsule de Huon, géologie redessinée d'après Abbott et al. (1994) et structures d'après Chappell (1974b).	105
Fig. 57 : Extrait de la carte géologique de l'île de Sumba dont les terrasses coralliennes sont représentées en bleu (Effendi et Apandi, 1981).....	106
Fig. 58 : Localisation des croquis 1 et 2 (Fig. 59) réalisés par Verbeek (1908) sur l'île de Sumba (Coupes AB-CD) ; encadré 1) les travaux réalisés au cap Laundi (Fig. 60; encadré 2) de la carte réalisée par Effendi et Apandi (1981) (Fig. 57).....	107
Fig. 59 : Croquis 1 (Coupe AB) du paysage de l'île de Sumba (Verbeek, 1908) entre la cap Batau Ata et le cap Laundi ; O correspond à Est et W à Ouest (Verbeek en 1908) ; Croquis 2 (Coupe CD) transversale réalisée par (Verbeek, 1908) du cap Undu ; Z correspond à Sud et N à Nord.....	107
Fig. 60 : Carte des terrasses coralliennes du cap Laundi (île de Sumba) réalisée par Pirazzoli et al. (1991), (Hantoro, 1992) et (Pirazzoli et al., 1993).	108
Fig. 61 : Coupe transversale simplifiée de la séquence de terrasse du cap Laundi (île de Sumba) réalisée par Pirazzoli et al. (1991), (Hantoro, 1992) et (Pirazzoli et al., 1993). A : terrasses principales, B : Stade isotopique, C : surface polygénique, D : prélèvements effectués.	108
Fig. 62 : Répartition des terrasses coralliennes de la péninsule de Huon (Chappell, 1974a) et transects réalisés par Bloom et al (1974); Chappell (1974a).....	111
Fig. 63 : Transects de la séquence de terrasses basses de la rivière Tewai (section A) et de Salium (section B) de la péninsule de Huon (Chappell, 1974a).....	112
Fig. 64 : Iso-soulèvement sur la séquence de terrasses de la péninsule de Huon (de 0,5 mm/an à 3 mm/an) et les isochrones correspondants aux stades isotopiques corrélés aux hauts niveaux marins de Huon qui leur sont associés (Chappell, 1974a).....	114
Fig. 65 : Variations d'altitudes des principales terrasses coralliennes de la péninsule de Huon (Chappell, 1974a; Murray-Wallace et Woodroffe, 2014).....	114
Fig. 66 : Protocole de cartographie des crêtes récifales au cap Laundi (île de Sumba), a) superposition de la carte des pentes et de l'ombrage réalisé à partir du MNT SRTM 90 m; b) comparaison de la carte des crêtes récifales obtenue à partir d'un levé topographique par Hantoro (1992) et de la carte obtenue à partir des cartes de pente et de l'ombrage.	119
Fig. 67 : Protocole de cartographie des crêtes récifales sur la péninsule de Huon, a) superposition de la carte des pentes et de l'ombrage réalisé à partir du MNT SRTM 90 m ; b) comparaison de la carte des crêtes récifales	

obtenue à partir d'un levé topographique par Chappell (1974) et de la carte obtenue à partir des cartes de pente et de l'ombrage.	121
Fig. 68 : Topographie et taux de soulèvement. a) Aire des 30 zones de séquences de terrasses coralliennes de l'île de Sumba rangées selon leur taux de soulèvement ; b) Longueur du trait de côte affecté par les différents taux de soulèvement sur l'île de Sumba ; c) Aire des 14 zones de séquences de terrasses coralliennes de la péninsule de Huon rangées selon leur taux de soulèvement ; d) Longueur du trait de côte affecté par les différents taux de soulèvement sur la péninsule de Huon	127
Fig. 69 : Localisation et géologie des 15 bassins versants sélectionnés sur l'île de Sumba	128
Fig. 70 : Localisation et géologie des 11 bassins versants sélectionnés sur la péninsule de Huon	129
Fig. 71 : Lithologie des bassins versants de l'île de Sumba et de la péninsule de Huon.....	130
Fig. 72 : Répartition des crêtes récifales de l'île de Sumba	132
Fig. 73 : Taux de soulèvement côtier de l'île de Sumba déduits par l'analyse de la crête récifale présente sur la terrasse datée du haut niveau marin corrélé avec le SI 11. a) Le taux de soulèvement moyen est symbolisé par un gradient allant du bleu au orange. La crête récifale de référence est indiquée en trait pointillé noir. Les failles gravitaires sont symbolisées en rouge, en pointillé pour celles qui ont été interprétées lors de cette étude, en trait plein pour l'étude de Fleury et <i>al.</i> (2009) ; b) Profils altitudinaux de la terrasse de référence, localisation des profils en a.....	133
Fig. 74 : Répartition des crêtes récifales et de leurs isochrones associés du Nord de la péninsule de Huon d'après la cartographie de Chappell (1974a).	134
Fig. 75 : Profils altitudinaux de la séquence de terrasses coralliennes de la péninsule de Huon réalisés à partir du MNT SRTM 90 m, les crêtes récifales sont numérotées en chiffres romains. Les isochrones sont placés à partir de la cartographie de Chappell (1974a). a) Profil de A à B (Salium); b) Profil de C à D (rivière Tewaï).	135
Fig. 76 : Taux de soulèvement côtier de la péninsule de Huon déduits par l'analyse de la crête récifale associée au SI 5e. a) Le taux de soulèvement moyen est symbolisé par un gradient allant du bleu au orange. La crête récifale de référence est indiquée en trait pointillé noir. Les failles cartographiées par Chappell (1974a) sont symbolisées en noir, en trait gras pour la faille majeure et en trait fin pour les failles secondaires ; b) Profil altitudinal de la terrasse de référence associée au SI 5e.	137
Fig. 77 : Analyse du relief de l'île de Sumba; a) Le relief résiduel est représenté par un dégradé allant du jaune (faible relief) au violet (fort relief), la limite entre le substrat et les terrasses coralliennes est représentée en gras; b) l'incision est représentée par un dégradé allant du jaune (faible relief) au violet (fort relief), la limite entre le substrat et les terrasses coralliennes est représentée en gras ; c) profils des valeurs du relief résiduel, en pointillé, et de l'incision en trait plein. WP : Plateau de Waikabubak, KC : Bassin versant de la rivière Kambaniru, KM : Massif de Kananggar.....	139
Fig. 78 : Le réseau de drainage de l'île de Sumba	140
Fig. 79 : Indice de pentes des drains de l'île de Sumba. a) Le SL , indiqué de bleu foncé à rouge ; b) Le k_{sn} , indiqué de bleu à rouge.....	142

Fig. 80 : Réseau de drainage développé sur les terrasses coralliennes du cap Laundi à Sumba (image Google Earth)	144
Fig. 81 : Gammes de taux de soulèvement de l'île de Sumba	145
Fig. 82 : Relief résiduel et Incision extrait selon des zones de soulèvement constant. a) Le relief résiduel, représenté de vert à rouge ; b) l'incision représentée de vert à rouge suivant les valeurs.	146
Fig. 83: Indices de pentes moyennées selon des zones de gamme de taux de soulèvement. a) SL , représenté de bleu clair à rose; b) κsn représenté de bleu clair à rose.	147
Fig. 84 : Valeurs des Indices morphométriques des bassins versants côtiers sélectionnés sur l'île de Sumba ; a) Aire ; b) Relief ; c) Intégrale hypsométrique ; d) Facteur de forme	149
Fig. 85 : Valeurs des indices morphométriques des bassins versants côtiers sélectionnés sur l'île de Sumba; a) Aire; b) Relief; c) Intégrale hypsométrique; d) Facteur de forme	150
Fig. 86 : Profils en long des cours d'eau principaux des 15 bassins versants selectionnés de Sumba et le taux de soulèvement associé affectant chacun de ces bassins. Les crêtes récifales sont marquées avec leur stade isotopique associé. La ligne horizontale représente la lithologie du substrat. Kr: Formation de Kananggar (calcaires et grès turbiditiques); RL: calcaires récifaux quaternaires; Wk: Formation de Waikabubak (calcaires)	152
Fig. 87 : Profils en long interprétés des cours d'eau principaux des 15 bassins versants sélectionnés de l'île de Sumba et le taux de soulèvement associé affectant chacun de ces bassins. Les knickzones liées au franchissement des falaises côtières fossiles associées chacune à un haut niveau marin corrélé à un stade isotopique (SI) sont symbolisées en couleur ; les knickzones liées au contact entre le substrat et la séquence de terrasses coralliennes sont symbolisées en gris.	153
Fig. 88 : Analyse du relief de la péninsule de Huon, a) relief résiduel ; b) incision ; c) profils des valeurs du relief résiduel et de l'incision	155
Fig. 89 : Organisation du réseau de drainage de la péninsule Huon	156
Fig. 90 : Indice de pente des drains, a) SL ; b) κsn	157
Fig. 91 : Le réseau de drainage développé sur la séquence de terrasses coralliennes de la Péninsule de Huon près de Salium	159
Fig. 92 : Les différentes zones de gammes de taux de soulèvement sont représentées du bleu au rouge.	160
Fig. 93 : Relief résiduel et incision extraits selon des zones de soulèvement constant à Huon. a) Le relief résiduel, représenté de vert à rouge ; b) L'incision représentée de vert à rouge suivant les valeurs.	161
Fig. 94 : Indices de pente moyennés par zone de taux de soulèvement constant à Huon. a) SL ; b) κsn	161
Fig. 95 : Indices morphométriques des bassins versants de Huon ; a) Aire ; b) Relief moyen ; c) Intégrale hypsométrique ; d) Facteur de forme.	163
Fig. 96: Indices morphométriques extraits par bassins versants à Huon ; a) Relief résiduel ; b) Incision ; c) SL ; d) κsn	164

Fig. 97: Profils en long des cours d'eau principaux des 11 bassins versants sélectionnés de Huon et le taux de soulèvement associé affectant chacun de ces bassins. Les isochrones (Chappell, 1974) sont marqués en couleurs. Ces isochrones sont la représentation des hauts niveaux marins et de leur stade isotopique associé corrélés aux crêtes récifales les plus marquées dans le paysage. Le cartouche horizontale représente la lithologie. CG: Calcaires de Gowop et CR: calcaires récifaux quaternaires	166
Fig. 98: Profils en long interprétés des cours d'eau principaux des 11 bassins versants sélectionnés de la péninsule de Huon et le taux de soulèvement associé affectant chacun de ces bassins. Les knickzones liées au franchissement des falaises côtières fossiles associées chacune à un haut niveau marin corrélé à un stade isotopique (SI) sont symbolisées en couleur ; les knickzones liées au contact entre le substrat et la séquence de terrasses coralliennes sont symbolisées en gris.....	167
Fig. 99 : Les indices morphométriques extraits par gammes de soulèvement en fonction des taux de soulèvement. La figure montre les valeurs des indices morphométriques associé à leur coefficient de corrélation. a) Relief résiduel ; b) Incision ; c) SL ; d) k_{sn}	169
Fig. 100 : Indices morphométriques extraits pour 15 bassins versants de l'île de Sumba en fonction du taux de soulèvement a) Aire ; b) Relief moyen ; c) Intégrale hypsométrique ; d) Facteur de forme ; e) Relief résiduel ; f) Incision ; g) SL ; h) k_{sn}	171
Fig. 101 : Taux de soulèvement de la péninsule de Huon en fonction des indices morphométriques extraits par domaines de taux de soulèvement. Les indices morphométriques sont associés à leurs coefficients de corrélation. a) Relief résiduel ; b) Incision ; c) SL , d) k_{sn}	172
Fig. 102 : Indices morphométriques extrait pour 11 bassins versants de la péninsule de Huon en fonction du taux de soulèvement a) Aire ; b) Relief moyen ; c) Intégrale hypsométrique ; d) Facteur de forme ; e) Relief résiduel ; f) Incision ; g) SL ; h) k_{sn}	174
Fig. 103 : Comparaison des aires des différentes échelles d'extraction (par bassin versants et par domaine de taux de soulèvement) sur l'île de Sumba et la péninsule de Huon	178
Fig. 104 : Taux de karstification (0,7 mm/an) en fonction du taux de soulèvement appliqué à une terrasse corallienne récente a) taux de soulèvement de 0,5 mm/an ; b) taux de soulèvement de 1 mm/an ; c) taux de soulèvement de 2 mm/an	182
Fig. 105 : Forme générale des profils en long des drains développés sur les séquences de terrasses coralliennes de l'île de Sumba et de la péninsule de Huon en fonction du taux de soulèvement a) Profils concaves, b) Profils linéaires et concavo-convexes, c) Profils convexes.....	184
Fig. 106 : Relations failles, crêtes récifales et bassins versants sur une zone choisie de la péninsule de Huon	187
Fig. 107 : Evolution du réseau de drainage développé sur les séquences de terrasses coralliennes de l'île de Sumba depuis le dernier million d'années.....	189
Fig. 108 : Chronologie de la mise en place du réseau de drainage de l'île de Sumba depuis 1 Ma.....	191
Fig. 109 : Evolution du réseau de drainage développé sur les séquences de terrasses coralliennes de la péninsule de Huon depuis le stade isotopique 11 (390 ± 30 ka).....	192

Fig. 110 : Chronologie de la mise en place du réseau de drainage de la péninsule de Huon depuis le stade isotopique 11	193
Fig. 111 : Evolution du réseau de drainage à la surface de la séquence de terrasses coralliennes de l'île de Sumba. ...	195
Fig. 112 : Evolution du réseau de drainage à la surface de la séquence de terrasses coralliennes de la Péninsule de Huon.	196
Fig. 113 : Localisation de la pointe de la Hague	202
Fig. 114 : Toponymie de la pointe de la Hague, en noir le nom des localités, en bleu italique la physiographie de la côte, en bleu le nom des cours d'eau majeurs. Les encarts A, B et C correspondent aux zooms réalisés pour les Fig. 115, 116 et 117 . Les transects altitudinaux AB, CD et EF sont représentés Fig. 118.	203
Fig. 115 : Toponymie du cap de la Hague, en noir le nom des localités, en bleu italique la physiographie de la côte, en bleu le nom des cours d'eau majeurs, en noir italique le nom des lieux remarquables.	204
Fig. 116 : Toponymie de La baie d'Urville, en noir le nom des localités, en bleu italique la physiographie de la côte, en bleu le nom des cours d'eau majeurs, en noir italique le nom des lieux remarquables.	205
Fig. 117 : Toponymie de l'anse de Vauville, en noir le nom des localités, en bleu italique la physiographie de la côte, en bleu le nom des cours d'eau majeurs, en noir italique le nom des lieux remarquables.	205
Fig. 118 : Transects altitudinaux réalisés sur la pointe de la Hague, a) Transect NO-SE entre le cap de la Hague et Martinvast, b) Transect NE-SO entre Port-Racine et la baie de Moncaneval, c) Transect NE-SO entre Urville et l'anse de Vauville	207
Fig. 119 : Fréquence des directions du vent (en %) pour l'année 2010. Données provenant de la station météo AREVA située à Jobourg à 170 m d'altitude (<i>Dossier de demande d'autorisation de modification - établissement de la Hague</i> , 2013)	208
Fig. 120 : Direction et intensité des courants marins moyen sur la verticale une 1 h avant la pleine mer à Cherbourg d'un coefficient de 118 où le courant de flot est le plus fort et 2 h avant la basse mer à Cherbourg d'un coefficient de 118 où le courant de jusant est le plus fort.	210
Fig. 121 : Localisation des bouées du projet Candhis dans le golfe Normand Breton.	211
Fig. 122 : Répartition des hauteur de houle en fonction des directions de provenance des houles, données du projet Candhis, a) bouée situé au large de Cherbourg et b) bouée située au Sud de Jersey (<i>Rapport de campagne Candhis, bouée de Cherbourg (extérieur)</i> , 2014)	211
Fig. 123 : Géologie de la pointe de la Hague (synthèse des cartes de Graindor, (1963) et Dupret et Dissler (1986)).	213
Fig. 124 : Paléogéographie de la Manche au Mio-Pliocène, les paléo-courants sont indiqués par des flèches et les indications en mètres sont les paléo-niveaux marins (Van Vliet-Lanoë et al., 2002) a) Tortonien ($\approx 8,5$ Ma), b) Zancleén (≈ 4 Ma), c) Messinien ($\approx 5,3$ Ma) et d) Piancèzien (≈ 3 Ma).....	214
Fig. 125 : Coupe synthétique de la série crétacée et cénozoïque du Cotentin et lacune de sédimentation ou d'érosion associées (Dugué et al., 2009).	216
Fig. 126 : Différenciation entre séquence de terrasses marines "Bas-Pays" et de rasas "Plateaux" (Coutard et al., 2006)	218

Fig. 127 : Altitudes NGF des plages perchées associées au haut niveau marin corrélé au stade isotopique 5e (synthèse de Pedoja et al., 2011, 2014). Les chiffres correspondent aux dépôts de plages perchées exposées dans le Tableau 16.	219
Fig. 128 : La séquence de terrasses marines du Val de Saire, l'encadré montre le profil topographique de la pointe de la Hague. Les différents motifs représentent les différentes terrasses marines associées aux stades isotopiques (SI). Les losanges représentent les différentes plages perchées (Coutard et al., 2006).	221
Fig. 129 : Morphologie littorale du NO du Cotentin (Elhaï, 1963). Sur cette carte, sont représentés les dépôts de plages perchées mis en évidence par Elhaï (1963).	223
Fig. 130 : Dépôts de plages perchées étudiés et corrélés à des stades isotopiques. Les numéros correspondent au tableau 16.	224
Fig. 131 : Mise à l'affleurement de la plage perchée de la baie d'Ecalgrain associée au stade isotopique 7. Les galets noirs correspondent au haut niveau marin associé au stade isotopique 5e (éémien) sont montrés, les galets correspondant à la plage actuelle sont blanc, le socle est symbolisé en hachuré et le head en une succession de dépôts. (Clet, 1983).....	225
Fig. 132 : Plage perchée de Port Racine datant du dernier interglaciaire (SI 5e, éémien) et séquence head-lœss datant de la dernière période glaciaire (Weichsélien) (Cliquet et al., 2009).	227
Fig. 133 : Plage perchée et séquence head-lœss de Port Racine	228
Fig. 134 : interprétation structurale du Cotentin au Pléistocène. LHF : faille de la Hague. Les zones en subsidence sont représentées en noires (Lagarde et al., 2000).	231
Fig. 135 : Carte géologique simplifiée de la zone d'étude. Les bassins versants sont repérés par trois lettres.	235
Fig. 136 : Valeurs d'exposition.....	236
Fig. 137: Proportion des différentes lithologies drainées par les 23 bassins versants.....	240
Fig. 138 : Calcul de la rugosité, H max : altitude maximale de la fenêtre flottante, H min : altitude minimal de la fenêtre flottante, A : aire de la fenêtre flottante	245
Fig. 139 : Calcul de la largeur de l'estran.....	247
Fig. 140 : Classification des roches selon leur résistance et leur valeur de rebond (R) mesuré à partir d'un Marteau de Schmidt (Goudie, 2006).....	248
Fig. 141 : Exemple de baie à l'embouchure de la rivière de l'Epine (EPI), le trait de côte est représenté en trait noir pointillé, les caps rocheux en hachurés, le diamètre de la baie en pointillés blancs et l'orientation de la baie avec une flèche orange.....	249
Fig. 142 : Escarpements entre la séquence de rasas et la séquences de terrasses marines a) au Landemer (Urville-Nacquerville), où un escarpement de 80 m est présent, b) au nez des Voidries, où un escarpement de 110 m correspondant à la falaise côtière est présent, c) dans l'anse Saint Martin, où un escarpement de 60 m est présent.	252

Fig. 143 : Séquence de lignes de rivages fossiles (rasas et terrasses marines) du Nord Cotentin, a) Séquence extraite à partir des modèles numérique de terrain, b) Répartition schématique des îles et îlots fossiles constituant le sommet de la séquence de lignes de rivages.....	254
Fig. 144 : Transects altitudinaux de la pointe de la Hague. Ces transects illustrent la séquence de terrasses marines et de rasas.....	255
Fig. 145 : Séquence de terrasses marines et rasas de la Pointe de la Hague. La séquence de rase est symbolisée en nuances de bleu, la séquence de terrasses marines en vert, les dunes en jaune. Les dépôts de terrasses (i.e. plages perchées) sont symbolisés par une pastille de couleur, blanc pour les dépôts associé au stade isotopique 5e : noir pour les dépôts corrélés au stade isotopique 7. L'indice de confiance dans cette corrélation est symbolisé avec une pastille bleue : du bleu clair (IC : 2) au bleu foncé : (IC : 5). Le n° du dépôt correspond au numéro du tableau suivant.	257
Fig. 146 : Différents dépôts de plages perchées de la pointe de la Hague : a) plage de galets centimétriques à la pointe du Nez (dépôt 13), b) plage de galets décimétriques de Port Racine (dépôt 16), c) poche de galets centimétriques à décimétrique près du Landemer (dépôt 4) et d) poche de galets centimétriques à décimétriques pointe du Houpret (dépôt 22).	258
Fig. 147 : Séquence de terrasses marines et de rasas du Cap de la Hague et transect associé. Les trois terrasses sont symbolisées en bleu et leurs pieds de falaises associés en blanc : pointillés pour des pieds de falaises cartographiés avec un faible indice de confiance, en trait plein pour les pieds de falaises cartographiés avec un indice de confiance supérieur à 3. Les écueils fossiles sont symbolisés avec un triangle bleu. Les dépôts sont symbolisés avec des pastilles blanches. Le transect montre les trois terrasses et la rase 1 ainsi que l'estran.....	260
Fig. 148 : Analyse du relief de la pointe de la Hague ; a) Le relief résiduel est représenté par un dégradé allant du jaune (faible relief) au violet (fort relief), b) L'incision est représentée par un dégradé allant du jaune (faible relief) au violet (fort relief), les profils AB-AC-AD (Fig. 149) sont symbolisés en trait plein.	264
Fig. 149 : Profils transversaux du relief résiduel (en pointillé) et de l'incision (en trait plein), AB profil NO SE de la côte Nord de la pointe de la Hague, AC profil NO SE de la ligne de crête de la pointe de la Hague, AD profil NS de la côte Ouest de la pointe de la Hague. Ces profils sont localisés Fig. 148.	265
Fig. 150 : Exposition du relief de la pointe de la Hague. La direction de la pente descendante est symbolisée du rouge au violet : rouge pour pente vers le Nord. Jaune : pente vers le NE. Vert clair : pente vers l'Est, Vert foncé : pente vers le SE, Bleu clair : pente vers le Sud. Bleu foncé : pente vers le SO, Violet : pente vers l'Ouest. Rose : pente vers le NO.....	267
Fig. 151 : Organisation du réseau de drainage de la pointe de la Hague.....	268
Fig. 152 : Indices de pente des drains de la pointe de la Hague. a) le SL, indiqué de bleu foncé à rouge ; b) le ksn, indiqué de bleu foncé (valeur faible) à rouge (valeurs fortes).....	270
Fig. 153 : Indices morphométriques des 23 bassins versants sélectionnés, a) aire drainée, b) relief moyen des bassins versants, c) intégrale hypsométrique, d) facteur de forme.....	273

- Fig. 154 : Asymétrie des bassins versants de la pointe de la Hague, en jaune les bassins symétriques (asymétrie comprise entre 0,5 et 0,55), en rose rive droite plus développée que la gauche et en vert rive gauche plus étendues que la droite.274
- Fig. 155 : Diagrammes radars des expositions des versants des 23 bassins étudiés.....275
- Fig. 156 : Indices morphométriques des bassins versants étudiés : a) relief résiduel moyen, b) incision moyenne, c) SL moyen, b) ksn moyen.....277
- Fig. 157 : Orientation moyenne des drains en coordonnées polaires des 23 bassins versants étudiés. La couleur des points renseigne sur la lithologie principale drainée par les bassins versants correspondants. Orange : grés, rose : schistes et grés indifférenciés, violet : granites.....278
- Fig. 158 : Profils en long des 23 drains étudiés et lithologies associées. Les portions de drains anthropisés (i.e. barrages, buses et chenalisation) sont représentées en trait pointillés, les portions de drains côtiers étudiés au DGPS sont encadrées en gris.281
- Fig. 159 : Profils DGPS en long de la partie aval de neuf drains étudiés. Les segments de drains incisant les dépôts quaternaires (heads) et les dépôts de plage actuelles (galets) ("alluvial chanel") sont indiqués par un 1 et ceux qui incisent le socle ("bedrock chanel") par un 2. Une portion des profils en long est située la zone d'estran recouverte à marée haute. La limite d'action de la mer par beau temps est symbolisée par un trait plein.283
- Fig. 160 : Classification des estrans de la pointe de la Hague.286
- Fig. 161 : Rugosité des estrans de la pointe de la Hague. L'intensité de la rugosité est représentée par un code couleur du jaune au violet. Le marqueur 1 est la baie de Moncaneval, un estran très rugueux. Le marqueur 2 représente l'estran de la baie de Carrie, moyennement rugueux. Le marqueur 3 représente l'estran de la baie d'Urville, peu rugueux.287
- Fig.162 : Estran de la baie de Moncaneval (Rugosité maximale = 3,5) ; a) Reconstruction 3D à partir des données Litto3D de la plateforme rocheuse de la baie. Les altitudes de la partie terrestre sont représentées en ton pâles, tandis que les altitudes de la plateforme rocheuse sont représentées en couleurs vives ; b) Vue de l'estran de la baie de Moncaneval (Photo à mi-marée d'un coefficient de 98) au premier plan, la plateforme littorale rocheuse de la baie de Moncaneval, au second plan, un dépôt de galets et en arrière-plan, la falaise qui est composé dans cette zone d'un dépôt de heads.288
- Fig. 163: Estran de l'anse de Carrie (Rugosité maximale =1) ; a) Reconstruction 3D à partir des données Litto3D de l'IGN, les altitudes de la partie terrestre sont représentées en ton pâles, tandis que les altitudes de l'estran sont représentées en couleurs vives ; b) Vue de l'estran de la baie de Moncaneval (Photo prise à marée basse d'un coefficient de 119) au premier plan, les dépôts de galets, au second plan, la plateforme littorale rocheuse.289
- Fig.164 : Estran de la baie d'Urville (Rugosité maximale = 0,1) ; a) Reconstruction 3D à partir des données Litto3D de l'IGN, les altitudes de la partie terrestre sont représentées en ton pâles, tandis que les altitudes de l'estran représentées en couleurs vives.....290
- Fig. 165 : Largeur de l'estran en fonction de la distance le long d'un transect suivant le trait de côte partant du SO (Flamanville) jusqu'au NE (Cherbourg). Les couleurs du jaune au rouge en arrière-plan montrent le type d'estran **S** : sédimentaire, **Ms** : Mixte à tendance sédimentaire, **M** : Mixte, **Mr** : Mixte à tendance rocheux et **R** :

rocheux. La couleur des points représentant la largeur de l'estran correspond à la lithologie rencontrée (noir : pas de plateforme rocheuse, orange clair : grès et schistes indifférenciés, orange : grès et violet granites, vert clair : schistes briovériens).....	293
Fig. 166 : Rugosités des estrans en fonction de la lithologie de la plateforme rocheuse.	294
Fig. 167 : Box plot des rugosités des estrans des zones sélectionnées en fonction de la lithologie et du type de côte. La moyenne est symbolisée par un trait plein, la médiane par un point.	295
Fig. 168 : Hauteur de la falaise côtière en fonction de la lithologie. La hauteur est représentée en point dont la taille varie avec la hauteur de la falaise, la lithologie est représentée par la couleur du point (blanc : pas de plateforme rocheuse, orange clair : grès et schistes indifférenciés, orange : grès et violet granites, vert clair : schistes briovériens).....	296
Fig. 169 : Hauteur des falaises côtières en fonction de la distance le long d'un transect suivant le trait de côte. Le transect est orienté SO- NE entre Flamanville et Cherbourg. Les couleurs du jaune au rouge en arrière-plan montrent le type d'estran S : sédimentaire, Ms : Mixte à tendance sédimentaire, M : Mixte, Mr : Mixte à tendance rocheux et R : rocheux. La couleur des points représentant la largeur de l'estran correspond à la lithologie rencontrée (noir : pas de plateforme rocheuse, orange clair : grès et schistes indifférenciés, orange : grès et violet granites, vert clair : schistes briovériens)	297
Fig. 170 : Résistances des roches des plateformes rocheuse de la pointe de la Hague. Ces résistance sont représentées par des valeur d'indice R et la couleur des points correspond aux classes de résistance des roches définies par Goudie (2006).....	298
Fig. 171 : Box plot de la résistance (valeurs de R) des roches formant les plates formes rocheuses le long du littoral de la pointe de la Hague. Les moyennes de résistance sont symbolisées par un trait plein, les médianes par des points. La couleur des boîtes correspond à la lithologie rencontrée (orange clair : grès et schistes indifférenciés, orange : grès et violet granites, vert clair : schistes briovériens)	299
Fig. 172 : Aire des baies en fonction de la distance le long du trait de côte partant du SO (Flamanville) jusqu'au NE (Cherbourg). Les couleurs du jaune au rouge en arrière-plan montrent le type d'estran S : sédimentaire, Ms : Mixte à tendance sédimentaire, M : Mixte, Mr : Mixte à tendance rocheux et R : rocheux. La couleur des points représentant la largeur de l'estran correspond à la lithologie rencontrée (noir : pas de plateforme rocheuse, orange clair : grès et schistes indifférenciés, orange : grès et violet granites, vert clair : schistes briovériens)	300
Fig. 173 : Taux de soulèvement côtier du golfe Normand Breton calculés à partir des terrasses marines associées au haut niveau marin corrélé au a) stade isotopique 5e, b) stades isotopiques 7 à 13.	306
Fig. 174 : Stade 1 ($2,9 \pm 0,4$ Ma) a) Carte du Nord Cotentin, les îlots sont représentés en noir et les chenaux de marée avec des flèches bleues, le trait de côte actuel est représenté en pointillé, b) Image satellite de l'archipel des Minquiers qui correspondent au style d'archipel de la pointe de la Hague à ce stade.	309
Fig. 175 : Stade 2 ($2,5 \pm 0,3$ Ma), a) Carte du Nord Cotentin, les îlots sont représentés en noir et les chenaux de marée avec des flèches bleues, le trait de côte actuel est représenté en pointillé, b) Image satellite de l'archipel de Chausey qui correspondent au style d'archipel de la pointe de la Hague à ce stade.....	310

- Fig. 176 : Stade 3 ($2,2 \pm 0,3$ Ma) a) Carte du Nord Cotentin, les îlots sont représentés en vert et les chenaux de marée avec des flèches bleues, le trait de côte actuel est représenté en pointillé, b) Image satellite de l'île d'Herm qui correspond au style d'archipel de la pointe de la Hague à ce stade.....311
- Fig. 177 : Stade 4 ($1,5 \pm 0,3$ Ma), a) Carte du Nord Cotentin, l'île est représentée en vert clair et les surfaces d'aplanissement du vert clair au foncé, les cours d'eau sont représentés en bleu avec leur nom en italique. , b) Image satellite de l'île de Jersey au style d'île de la pointe de la Hague à ce stade.312
- Fig. 178 : Relations théoriques entre les limites des bassins versants et les aires des baies au cours des cycles glaciaires/interglaciaire a) en période de bas niveau marin, les bassins versants ont une aire maximale, b) en période de haut niveau marin les bassins versants ont une aire minimale et sont plus nombreux. Les caps délimitant les baies correspondent aux interfluves des bassins versants du dernier optimum glaciaire.....314
- Fig. 179 : Les différents types de plaines côtières : étendue (> 150 m de large) ou étroite (< 100 m de large).....319
- Fig. 180 : Evolution d'un bassin versant côtier de la pointe de la Hague soumis aux variations climatiques et eustatiques Cas 1 : bassins de l'Ouest (BEA à ECA) et du Nord (EPI à HUB) de la pointe de la Hague dont les falaises qui surplombent leur embouchure est > 5 m et sont principalement composées de heads. a) Période interglaciaire, le cours d'eau a atteint son profil d'équilibre, la falaise de Head est d'une hauteur considérable, b) Chute du niveau marin forte incision verticale et érosion latérales des berges formées de heads, c) Optimum glaciaire : peu de précipitations, érosion par gélifraction et gélifluxion car le débit solide devient supérieur au débit liquide. Les dépôts de heads drapent l'estran fossile, d) Réchauffement : remontée du niveau marin et fortes précipitations, l'incision des heads formés reprend e) A l'actuel : stabilisation du niveau marin, érosion de la falaise côtière et incision des heads à l'aval des cours d'eau; e1) cas des bassins du Nord (EPI à HUB) et du NO(ECA et CUL) de la pointe de la Hague; e2) cas des bassins de l'Ouest de la pointe de la Hague (BEA, HER, MON); e3) cas des bassins de l'Ouest de la pointe de la Hague (TVE) et toutes les vallées perchées situées entre TVE et MON. Les encadrés représentent les zooms de la figure suivante.322
- Fig. 181 : Zoom sur l'aval des bassins versants côtiers de la pointe de la Hague dont la hauteur des falaises côtières surplombant leur embouchure est supérieure à 5 m est composée principalement de heads. e1) Cas des bassins de la côte Nord (EPI à HUB) et des bassins de la côte NO (CUL et ECA), l'incision se propage vers l'amont à une vitesse assez rapide (vallée perchée situé à une distance > 100 m de l'embouchure), la pente des cours d'eau est forte mais ne présente pas de knickpoints importants, e2) Cas des bassins de la côte Ouest de la pointe de la Hague (BEA, HER et MON), l'incision se propage vers l'amont à une vitesse rapide (vallée perchée située entre 50 et 100 m de l'embouchure) mais elle est stoppée par la présence d'un écueil rocheux fossile dégagé par le phénomène de surimposition. Cet écueil fossile crée un knickpoint (> 5 m) entre la vallée perchée et l'aval du cours d'eau. e3) cas du bassin de TVE et des vallées perchées entre TVE et MON, la vallée perchée est située à quelques mètres du trait de côte, l'incision ne s'est pas propagée vers l'amont à cause d'un écueil rocheux fossile créant un knickpoint (> 10 m) sur la falaise côtière.....323
- Fig. 182 : Evolution d'un bassin versant côtier de la pointe de la Hague soumis aux variations climatiques et eustatiques Cas 2 : bassins du SO (GVA), du NO (ROC à VAL) et du NE (CAU à CET) de la pointe de la Hague dont les falaises qui surplombent leur embouchure est < 2 m voire absente. La plaine côtière sur lesquels ces bassins versants est bien développée (> 200 mètres) et présente des terrasses marines plus ou moins masquées par les heads. a) Période interglaciaire, le cours d'eau a atteint son profil d'équilibre, une

terrasse marine est présente, b) Chute du niveau marin forte incision verticale et fossilisation de la terrasse marine, c) Optimum glaciaire : peu de précipitations, érosion par gélifraction et gélifluxion car le débit solide devient supérieur au débit liquide. Les dépôts de heads drapent l'estran fossile et s'étalent sur la plaine côtière ne permettant le dépôt d'une épaisseur de quelques mètres seulement, d) Réchauffement : remontée du niveau marin et forte précipitations, l'incision des heads formés, e) Haut niveau interglaciaire : l'incision se poursuit, mais est réduite du fait de la faible épaisseur de head, création d'une nouvelle falaise côtière basse et préservation des terrasses marines.....325

Fig. 183 : Récif corallien émergé lors du séisme de Sumatra du 26 décembre 2004, a et a') images satellites du récif datant de septembre 2005 un an après son soulèvement, les éperons et sillons du récif corallien fossilisé sont visibles, b et b') images satellites du récif datant de septembre 2013, neufs ans après son soulèvement, les éperons et sillons du récif corallien fossilisé sont toujours visibles, les sillons sont réincisés par un réseau de drainage.....330

Fig. 184 : Exemples de réseaux de drainage développés sur des séquences de terrasses marines et coralliennes a) exemple de la séquence de terrasses marines de la péninsule Kamchatsky (Kamchatka, Russie), corrélations au stades isotopiques et taux de soulèvement établis par Pedoja et al (2013), b) exemple de la séquence de terrasses marines de la côte Californienne (Elk, Etats-Unis), corrélations au stades isotopiques et taux de soulèvement établis par Hampton (2000), c) exemple de la séquence de terrasses marines de l'île de San Miguel (Californie, Etats-Unis), d) exemple de la séquence de terrasses coralliennes de la côte Ouest de l'île d'Haïti (Fourien, Haïti), e) exemple de la séquence de terrasses coralliennes de la baie de Sarangani (Philippines), f) exemple de la séquence de terrasses marines du cap Rhir (Tigert, Maroc), taux de soulèvement calculés par Plaziat et al., (2008), g) exemple de la séquence de terrasses marines de la côte Est Libyenne (Bo Traba, Libye), calculs des taux de soulèvement par Ferranti et al. (2006), h) exemple de la séquence de terrasses marines la baie de Chala (Pérou), corrélations taux de soulèvement calculés par Regard et al. (2010)334

Fig. 185 : Diagramme triangulaire représentant les différents indices morphométriques en fonction des paramètres étudiés338

Liste des tableaux

Tableau 1 : Motifs de réseau de drainage et leurs significations géologiques d'après Howard (1967).....	31
Tableau 2 : Age des stades isotopiques des haut niveaux marins interglaciaires et altitude du niveau marin associé par rapport au niveau zéro actuel (d'après la synthèse de Murray-Wallace et Woodroffe (2014).	49
Tableau 3 : Synthèse des différentes études concernant le réseau de drainage développé sur des séquences de terrasses marines. N° : correspond aux chiffres de la carte de synthèse. Geod : données de géodynamique d'après Pedoja et al. (2014) (T : transformante, CC : continent-continent, OC : océan-continent, MP : marge passive), U : taux de soulèvement (mm/an), SI : stade isotopique utilisé pour le calcul du taux de soulèvement, Indicateur : type de terrasse rencontré TC : terrasses coralliennes, TM : terrasses marines, Enregistrement : durée d'enregistrement de la séquence de terrasses marines ou corallienne, Indices : indices morphométriques calculés, objectif : objectif principal de l'étude	86
Tableau 4 : Description des terrasses coralliennes du cap Laundi (île de Sumba) d'après les études de (Pirazzoli et al., 1991, 1993).....	110
Tableau 5 : Description de la séquence de terrasses du transect de la rivière Tewai (péninsule de Huon) d'après Veeh et Chappell, (1971) et Chappell (1974a).....	113
Tableau 6 : Description de la séquence de terrasses du transect de Salium (péninsule de Huon) d'après Veeh et Chappell, 1970 et Chappell (1974a).....	113
Tableau 7 : Comparaison des taux de soulèvement moyen Holocène et Pléistocène supérieur de la péninsule de Huon (Ota et al., 1993).....	115
Tableau 8 : Comparaison récapitulative des contextes climatiques, géologiques, géomorphologiques et climatiques de l'île de Sumba et de la péninsule de Huon	117
Tableau 9 : Description de la séquence de terrasses au profil AB (Salium)	135
Tableau 10 : Description de la séquence de terrasses au profil BC (près de la rivière Tewai)	136
Tableau 11 : Les 12 domaines de taux de soulèvement sélectionnés et leurs valeurs d'indices morphométriques.....	148
Tableau 12 : Les 15 bassins versants, leur valeurs d'indices morphométriques et leur taux de soulèvement associé.	150
Tableau 13 : Les 12 gammes de taux de soulèvement sélectionnées à Huon et leurs indices morphométriques associés	162
Tableau 14 : Indices morphométriques et taux de soulèvement des 11 bassins versants sélectionnés sur la péninsule Huon	165
Tableau 15 : Valeurs des différents indices morphométriques à Sumba et Huon en fonction de leurs échelles d'extraction.....	176
Tableau 16 : Les différents sites comportant des plages perchées associées au haut niveau marin corrélé au stade isotopique 5e et leurs altitudes par rapport au NGF (données Pedoja et al., 2011, 2014).	220

Tableau 17 : Les différents dépôts de plages perchées de la Pointe de la Hague, leur altitude, leur corrélation aux stades isotopiques et leurs méthodes de datations.....	224
Tableau 18 : Caractéristiques et hauteurs de knickpoints des rivières de la côte Ouest de la pointe de la Hague entre Herquemoulin et la baie de Moncaneval (d'après les observations d'Elhaï, 1963).....	229
Tableau 19 : Liste des bassins versants étudiés présentant leurs acronymes, leurs aires drainées et la résolution à laquelle ils ont été étudiés.....	239
Tableau 20 : Profils en long de l'aval des rivières étudiées à l'aide d'un DGPS (X) et non étudiées (-).....	243
Tableau 21 : Aire et lithologie des estrans étudiés.....	246
Tableau 22 : Dépôts de terrasses marines (i.e. plage perchées) de la pointe de la Hague. Ce tableau inclut pour chaque dépôts étudié sa localisation, son altitude (au-dessus du niveau zéro morphologique) et marge d'erreur (ME) correspondante, son type et l'intensité de son remaniement. Le remaniement par des dépôts périglaciaire est classé sur une échelle de 1 à 5. 5 étant complètement remaniés. Le tableau inclut aussi le stade isotopique corrélé à la permanence du haut niveau marin auquel les dépôts de terrasses marines sont associés. La méthode de détermination de ce stade isotopique (Palyno. : palynologie, Archéo. : archéologie) est indiqué. L'indice de confiance de cette corrélation est classé 1 à 5. 5 étant une datation absolue. La source de la position de ce dépôt est indiquée par T : terrain ou un B : bibliographie.	262
Tableau 23 : Calculs des taux de soulèvement apparents et corrigés à partir de l'altitude des pieds de falaise des terrasses datées du bas de la séquence au cap de la Hague (extrémité NO de la pointe du même nom).	262
Tableau 24 : Caractéristiques morphométriques des 23 bassins versants étudiés (aire, relief moyen, intégrale hypsométrique, facteur de forme, asymétrie, relief résiduel, incision, SL et ksn).....	272
Tableau 25 : Caractéristiques morphologiques des 23 zones d'estrans étudiées : Aire, largeur, type et rugosité. Pour les estrans incluant des plateformes rocheuses les lithologies, résistance, azimuth au Nord des structures ont été déterminés.....	291
Tableau 26 : Matrice de corrélation des différents paramètres morphométriques analysés. Paramètres inhérents aux bassins versants : aire de drainage, relief moyens, intégrale hypsométrique, facteur de forme, asymétrie, relief résiduel, incision, SL, ksn. Paramètres inhérents aux estrans : largeur, rugosité, hauteur des falaises, résistance de la plateforme rocheuse et aire des baies. Les astérisques indiquent les seuils de significativité : $p < 0,001 = ***$, $p < 0,01 = **$, $p < 0,05 = *$. Les cases en bleu indiquent les corrélations négatives et les cases en vert les corrélations positives.....	303
Tableau 27 : Altitudes des plages perchées situées sur le littoral du golfe Normand-Breton.....	305
Tableau 28 : Age des rasas calculé à partir du taux de soulèvement supposés constants ($0,062 \pm 0,006$ mm/an) établi à partir de l'âge des terrasses marines, et nom et environnement des dépôts marins présents dans les marais de Carentan associés à chaque rasa d'après Dugué et al. (2009).	307