



HAL
open science

Etude du couplage Tectonique / Erosion / Eustatisme sur la morphogenèse des séquences de terrasses de récifs coralliens du Cap Laundi (île de Sumba, Indonésie)

Denovan Chauveau

► **To cite this version:**

Denovan Chauveau. Etude du couplage Tectonique / Erosion / Eustatisme sur la morphogenèse des séquences de terrasses de récifs coralliens du Cap Laundi (île de Sumba, Indonésie). Géomorphologie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2021. Français. NNT : 2021BRES0019 . tel-03613575v2

HAL Id: tel-03613575

<https://theses.hal.science/tel-03613575v2>

Submitted on 18 Mar 2022

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.

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE

ECOLE DOCTORALE N° 598

Sciences de la Mer et du littoral

Spécialité : *Géosciences marines*

Par

Denovan CHAUVEAU

Étude du couplage Tectonique/Érosion/Eustatisme sur la morphogenèse de la séquence de terrasses de récifs coralliens du Cap Laundi (île de Sumba, Indonésie)

Thèse présentée et soutenue à Plouzané, le 15 mars 2021

Unité de recherche : LGO UMR6538

Rapporteurs avant soutenance :

Vincent REGARD Maître de
 Conférences –
 Université Toulouse III –
 Paul Sabatier

Nathalie FEUILLET Directrice de
 recherche CNRS –
 IPGP

Composition du Jury :

Président du Jury :

Jacques DÉVERCHÈRE

Professeur - Université de Bretagne Occidentale

Examineurs :

Vincent REGARD

Maître de Conférences – Université Toulouse III Paul Sabatier

Nathalie FEUILLET
Carole PETIT

Directrice de recherche CNRS – IPGP
Professeure – Geoazur / Université de Nice

Frédérique LECLERC

Professeure assistante – Geoazur / Université de Nice

Directrice de thèse :

Christine AUTHEMAYOU

Maître de Conférences - Université de Bretagne Occidentale

Invités :

Bernard DELCAILLAU

Maître de Conférences – Université de Caen Normandie

Kevin PEDOJA

Maître de Conférences – Université de Caen Normandie

Stephan JORRY

Chercheur – IFREMER

TABLE DES MATIÈRES

ABBREVIATION.....8

AVANT-PROPOS9

 Cadre de thèse9

 Manuscrit de thèse9

 Note de l’auteur10

PARTIE 1 : INTRODUCTION GÉNÉRALE14

Chapitre 1 : État des connaissances.....18

 1.1.1. Les variations eustatiques et climatiques quaternaires19

 1.1.1.1. Le Quaternaire20

 1.1.1.2. Les paramètres astronomiques22

 1.1.1.3. Les stades isotopiques marins (MIS).....24

 1.1.2. Les paléo-côtes émergées quaternaires28

 1.1.2.1. Les types de paléo-côtes28

 1.1.2.2. L’émersion des séquences des paléo-côtes30

 1.1.3. Les récifs coralliens et les terrasses de récifs coralliens34

 1.1.3.1. Les récifs coralliens34

 1.1.3.2. Les coraux et leur distribution39

 1.1.3.3. Morphologie des récifs coralliens42

 1.1.3.4. Modes de croissance des récifs coralliens45

 1.1.3.5. Les séquences de terrasses de récifs coralliens émergées quaternaires47

 1.1.3.5.1. Les séquences de terrasses de récifs coralliens émergées à travers le monde47

 1.1.3.5.2. Morphologie des séquences de terrasses de récifs coralliens émergées48

 1.1.3.5.3. Problématique de la thèse sur la morphogenèse des terrasses de récifs coralliens52

 1.1.5. Les marqueurs de l’érosion des terrasses de récifs coralliens54

 1.1.5.1. Érosion marine et sédimentation54

 1.1.5.2. Érosion chimique57

 1.1.5.3. Érosion fluviale et colluviale59

Chapitre 2 : Site d’étude : Cap Laundi, Île de Sumba, Indonésie62

 1.2.1. L’Indonésie63

 1.2.1.1. Variabilité climatique moderne des régions indonésiennes63

 1.2.1.2. La géodynamique globale de l’Indonésie65

 1.2.2. L’île de Sumba.....67

TABLE DES MATIERES

1.2.2.1. Ethnologie	67
1.2.2.2. Géomorphologie globale de l'île de Sumba	69
1.2.2.3. Hydrodynamique	70
1.2.2.4. Climatologie	71
1.2.2.5. Les récifs coralliens.....	72
1.2.2.6. Cadre géologique	72
1.2.2.6.1. Contexte géodynamique	72
1.2.2.6.2. Histoire géologique de l'île de Sumba	73
1.2.2.6.3. Contexte tectonique et sismique.....	74
1.2.2.6.4. Structures et lithologies de l'île de Sumba	75
1.2.3. Le Cap Laundi	78
1.2.3.1. Physiographie	78
1.2.3.2. Interprétations antérieures de la séquence de terrasses de récifs coralliens du cap Laundi	84
1.2.2.3. Évidences d'un diachronisme temporel sur les terrasses de récifs coralliens du cap Laundi	86
Chapitre 3: Méthodologie	90
1.3.1. L'isotope cosmogénique ^{36}Cl	91
1.3.1.1. Le rayonnement cosmique et la production du cosmonucléide ^{36}Cl	91
1.3.1.2. Influence des facteurs externes sur le taux de production des cosmonucléide	94
1.3.1.3. Temps d'exposition et taux de dénudation	95
1.3.1.4. Historique de développement de la méthode du ^{36}Cl	97
1.3.1.5. Protocole de préparation d'échantillons de carbonate en vue des analyses de la concentration en isotope cosmogénique ^{36}Cl	98
1.3.1.6. Analyse de la concentration en isotope cosmogénique ^{36}Cl	99
1.3.2. Chronologie : Datation $^{230}\text{Th}/\text{U}$	100
1.3.2.1. Concept de la radio-chronologie du $^{230}\text{Th}/\text{U}$	100
1.3.2.2. Échantillonnage	103
1.3.2.3. Préparation mécanique des échantillons	103
1.3.2.4. Préparation chimique des échantillons	105
1.3.2.5. Préparation mécanique des échantillons (2)	106
1.3.2.6. Analyse X-ray Diffraction (XRD)	106
1.3.2.7. Analyses des isotopes U et Th	106
1.3.2.8. Protocole de préparation des coraux en vue de datation $^{230}\text{Th}/\text{U}$	107
1.3.3. Modélisation des séquences de terrasses de récifs coralliens	108
1.3.3.1. Croissance des récifs	108
1.3.3.2. Érosion	111
1.3.3.3. Sédimentation	112

TABLE DES MATIERES

1.3.3.4. Niveau marin absolu et topographie initiale	113
PARTIE 2: GÉNÉRATION D'UNE SÉQUENCE DE TERRASSES DE RÉCIFS CORALLIENS	114
Résumé	116
Modeling the coral reef terraces of Cape Laundi (Sumba Island, Indonesia) reveals complexity of MIS 5	117
Abstract	118
2.1.1. Introduction	119
2.1.2. Morphogenesis of coral reef terraces sequence	120
2.1.3. Sumba Island	122
2.1.3.1. Tectonic and geologic setting	122
2.1.3.2. The sequence of coral reef terraces at Cape Laundi	123
2.1.4. Methods	125
2.4.1. Onshore and offshore mapping	125
2.4.2. Modeling coral reef terrace sequences	127
2.1.5. Results	130
2.1.5.1. New sequence nomenclature	130
2.1.5.2. Modeling of coral reef terraces sequence at Cape Laundi	132
2.1.5.2.1. Modeling parameters	132
2.1.5.2.2. The simulations of the lower part of the Cape Laundi sequence	132
2.1.5.2.3. The best-fit simulation to the Cape Laundi sequence.....	135
2.1.6. Discussion	137
2.1.6.1. The sequence of coral reef terraces at Cape Laundi revisited	137
2.1.6.2. Formation of the multiple coral reef terraces during the MIS 5e	139
2.1.6.3. Evidence of reoccupation during MIS 5c and 5a	142
2.1.6.4. Modeling the morphology of the Cape Laundi : implications for eustatic reconstructions	144
2.1.7. Conclusions	147
Acknowledgements	148
PARTIE 3 : DÉGRADATION D'UNE SÉQUENCE DE TERRASSES DE RÉCIFS CORALLIENS	150
Chapitre 1: Sur la génération et la dégradation des séquences de terrasses de récifs coralliens émergées : première analyse cosmogénique du ³⁶Cl au cap Laundi, île de Sumba (Indonésie).	152
Résumé	153
On the generation and degradation of emerged coral reef terrace sequences: first cosmogenic ³⁶Cl analysis at Cape Laundi, Sumba Island (Indonesia)	154
Abstract	155
3.1.1. Introduction	155

TABLE DES MATIERES

3.1.2. Background	157
3.1.2.1. Emerged coral reef terrace sequences	157
3.1.2.2. Sumba Island	159
3.1.2.2.1. Tectonic and geologic setting	159
3.1.2.2.2. Climate and hydrodynamics	160
3.1.2.2.3. Previous studies on the Cape Laundi emerged coral reef terraces sequence	160
3.1.3. Methods	163
3.1.3.1. Mapping, bathymetry, and sampling	163
3.1.3.1.1. Onshore and offshore mapping	163
3.1.3.1.2. Sampling strategy	163
3.1.3.2. Cosmogenic nuclides	165
3.1.3.3. ²³⁰ Th/U dating	167
3.1.4. Results	168
3.1.4.1. Cape Laundi revisited: offshore and onshore landforms	168
3.1.4.2. ²³⁰ Th/U dating of the Holocene CRT	170
3.1.4.3. Distribution of ³⁶ Cl concentration at the scale of the emerged coral reef terraces sequence	172
3.1.4.4. Denudation rates	172
3.1.5. Discussion	175
3.1.5.1. Comparison with global trends of carbonate denudation rates	175
3.1.5.2. Spatial variations of denudation rates across the sequence as well as individual CRT ..	177
3.1.5.2.1. Roughness versus ³⁶ Cl concentrations	177
3.1.5.2.2. CRT morphology versus ³⁶ Cl concentrations	179
3.1.5.2.3. Soils and sand cover versus ³⁶ Cl concentrations	181
3.1.5.3. The genesis of the lowermost main CRT (I)	182
3.1.5.3.1. Evidence of the abandonment of the main CRT (I) in a single eustatic event	182
3.1.5.3.2. Reefal limestone units overlapping	182
3.1.5.3.3. Evidence for marine erosion and constructive reoccupation.....	185
3.1.6. Conclusions	186
Acknowledgements	186
Chapitre 2 : Dynamique des knickpoints eustatiques dans une séquence de terrasses de récifs coralliens, île de Sumba, Indonésie.	188
Résumé	189
Eustatic knickpoint dynamics in an uplifting sequence of coral reef terraces, Sumba Island, Indonesia	190
Abstract	191
3.2.1. Introduction	191

TABLE DES MATIERES

3.2.2. Settings	195
3.2.3. Methods	197
3.2.3.1. Quantifications of knickpoint incisions	197
3.2.3.2. Denudation rate inferred from terrestrial Cosmogenic Nuclide ³⁶ Cl Concentration (CNC)	200
3.2.3.3. Catchment metric and finite eroded volume of the emerged coral reef terraces sequence	203
3.2.4. Results	204
3.2.4.1. Catchment D: Morphological characteristics and knickpoints	204
3.2.4.2. Denudation rates inferred from Cosmogenic Nuclide ³⁶ Cl Concentration (CNC)	206
3.2.4.3. Finite eroded volume and vertical incision	206
3.2.4.4. Morphological and environmental parameters of catchments	208
3.2.5. Discussion	211
3.2.5.1. Eustatic knickpoints on coral reef terraces sequence	211
3.2.5.1.1. Making the case for eustatic knickpoints	211
3.2.5.1.2. Dynamics of eustatic knickpoints	214
3.2.5.1.3. Timescale of eustatic knickpoint retreat	217
3.2.5.2. Dynamics of coastal stream denudation	217
3.2.5.2.1. Vertical incision along the stream	217
3.2.5.2.2. Catchment scale denudation rates	218
3.2.5.2.3. Eroded volume at the catchment scale	220
3.2.6. Conclusion	222
Acknowledgements	222
3.2.7. Vitesse de propagation des knickpoints à l'échelle mondiale	223
PARTIE 4: DISCUSSIONS, CONCLUSIONS, PERSPECTIVES	226
4.1. Discussion finale	227
4.1.1. Forçages et processus impliqués dans la morphogenèse de la terrasse holocène de l'île de Sumba	228
4.1.2. La dénudation continentale des séquences de terrasses de récifs coralliens	236
4.1.2.1. Rapport entre érosion chimique et alluviale	236
4.1.2.2. Implication de la dénudation sur les calculs de taux de soulèvement	240
4.2. Conclusion générale	242
4.3. Perspectives	246
4.3.1. Développement et applications de la modélisation des séquences de terrasses de récifs coralliens	246
4.3.2. L'analyse du cosmonucléide ³⁶ Cl dans les terrasses de récifs coralliens	247
4.3.3. Développement de la quantification de l'érosion marine	247
4.3.4. Étude stratigraphique dans les canyons du cap Laundi	247

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS	249
BIBLIOGRAPHIE	255
TABLE DES FIGURES	285
TABLE DES TABLEAUX	293
ANNEXES	295
Annexe 1. Protocole de préparation d'échantillons de carbonate en vue d'analyses de la concentration en isotope cosmogénique ^{36}Cl	296
Annexe 2. Protocole de preparation de coraux en vue de datation $^{230}\text{Th}/\text{U}$	303
Annexe 3. Données supplémentaires à la Partie 2	310
Annexe 4. Données supplémentaires à la Partie 3 – Chapitre 1	318
Annexe 5. Données supplémentaires à la Partie 3 – Chapitre 2	325
Annexe 6. DGPS et imagerie satellitaire Pléiades	327
RÉSUMÉ/ABSTRACT	329

ABBREVIATIONS

ABBREVIATIONS

Terrasse de Récifs Coralliens (TRC); Coral Reef Terrace (CRT); Marine Isotopic Stage (MIS); Marine Isotopic Substage (MIS); Relative Sea Level (RSL); Glacial Isostatic Adjustment (GIA); Electron Spin Resonance (ESR); Cosmogenic Nuclide ^{36}Cl Concentration (CNC); Modèle Numérique de Terrain (MNT); Digital Elevation Model (DEM); Système d'Information Géographique (SIG); Differential Global Positioning Systems (DGPS).

AVANT-PROPOS

Cadre de thèse

La thèse de doctorat présentée ci-dessous a débuté en octobre 2017 et a été financée par « ARED Labex – Région Bretagne » et par l'Université de Bretagne Occidentale. Elle a été réalisée au Laboratoire Géosciences Océan de l'Institut Universitaire Européen de la Mer à Plouzané dans le département Finistère (France). Cette thèse est née d'une idée originale de Christine Authemayou, directrice de projet de thèse, et de Kevin Pedoja. Ces derniers, durant la dernière journée de terrain d'une mission en juin 2017 sur l'île de Sumba, à l'aide d'une lampe torche, ont ramassé les échantillons qui ont donné naissance à la présente étude. Les résultats et interprétations présentés au cours de ce manuscrit ont fait l'objet d'une présentation poster internationale (AGU 2019), orale nationale (RST 2018) et de trois articles scientifiques soumis ou en cours de préparation.

Manuscrit de thèse

Ce manuscrit de thèse se présente sous la forme de quatre grandes parties : 1) Introduction ; 2) Génération d'une séquence de terrasses de récifs coralliens ; 3) Dégénération d'une séquence de terrasses de récifs coralliens ; 4) Discussions, conclusions et perspectives. Ces parties sont divisées en chapitres. La première partie comprend les chapitres : État des connaissances ; Site d'étude : Cap Laundi, île de Sumba, Indonésie ; Méthodologie. La deuxième partie prend la forme d'un premier article scientifique (« *Modeling the coral reef terraces of Cape Laundi (Sumba Island, Indonesia) reveals complexity of MIS 5* ») en cours de préparation, tout comme la troisième partie qui est composée de deux autres articles scientifiques, les deux étant soumis à des revues différentes (« *On the generation and degradation of emerged coral reef terrace sequences: first cosmogenic ³⁶Cl analysis at Cape Laundi, Sumba Island (Indonesia)* » soumis à « *Quaternary science review* » et « *Eustatic knickpoint dynamics in an uplifting sequence of coral reef terraces, Sumba Island, Indonesia* » à « *Geomorphology* »). La quatrième et dernière partie est divisée en trois sous-parties concluant le travail.

Dans cette thèse, puisque son cœur même se compose d'articles scientifiques, certaines sous-parties seront redondantes entre-elles. Par exemple, la présentation du site d'étude est faite de manière succincte dans chaque article (sous-parties « 2.1.3.1. », « 3.1.2.2.1. » et « 3.2.2. »), cependant le lecteur pourra retrouver une description détaillée du site d'étude dans la Partie 1 - Chapitre 2. *A contrario*, dans la Partie 1 - Chapitre 3, seulement les concepts méthodologiques sont posés, le lecteur trouvera donc le détail de l'application de ces concepts dans chaque article respectif. Les remerciements, la bibliographie, la table des figures et des tableaux se trouvent en fin de manuscrit.

Note de l'auteur

Au moment où j'écris ces lignes, je vois mes rêves d'enfant se réaliser. J'ai non seulement foulé la terre de pays exotiques, mais surtout, j'ai voyagé pour étudier. À mes yeux, ceci est un accomplissement en soi, je ne remercierais donc jamais assez les personnes qui ont cru en moi et m'ont permis de faire tout ceci.

J'ai toujours été émerveillé devant la Nature, aussi bien devant son côté géologique que biologique. Enfant, j'ai eu la chance d'aller en bord de mer, chaque année, durant les vacances d'été. Je passais mon temps à escalader les falaises pour avoir de meilleurs points de vue, à observer la faune et la flore se mouvant dans les flaques à marée basse, etc.. Avec le temps, je me suis naturellement tourné vers les sciences naturalistes, avec une curiosité, pour les paysages, toujours grandissante. Je voulais comprendre l'évolution temporelle de la surface terrestre, aussi bien d'un point de vue local que global. D'une rivière incisant un édifice montagneux à la géométrie fractale des côtes, toutes expressions géologiques de l'Histoire de la Terre m'intriguent. Les paysages de notre planète m'ont toujours paru comme étant des livres à ciel ouvert. Des livres que le lecteur doit observer durant de longues journées pour espérer les comprendre, ne serait-ce qu'en partie. En effet, nous ne pouvons pas prétendre détenir la vérité absolue concernant l'histoire de ces derniers, et je ne m'avancerais pas à dire que ceci est valable pour la science en général. Certes, mon « background » scientifique n'est pas conséquent, mais depuis mes premiers pas dans ce milieu, j'ai toujours essayé de décrire et interpréter mes résultats avec rigueur, sans tomber dans la fantaisie, et sans jamais émettre l'idée que mes conclusions ne pouvaient susciter la controverse.

AVANT-PROPOS

Les séquences de terrasses marines ou de récifs coralliens attirent la curiosité des humains, sans aucun doute, depuis leur découverte. Pour preuve, lors de ma première mission de terrain sur l'île de Sumba, j'ai eu la chance de converser avec un villageois qui m'a narré les croyances de ces ancêtres à ce sujet. Pour ces personnes, les séquences de terrasses de récifs coralliens du Cap Sasar et du Cap Laundi de l'île Sumba, sont, ni plus ni moins, que les marches empruntées par leurs plus anciens ancêtres afin de descendre des cieux peupler l'île. Ce qu'il faut comprendre ici, c'est que ces séquences ont toujours amené les observateurs à la contemplation, engendrant une réflexion, certes cloisonnée par nos croyances et apprentissages, puis enfin à une interprétation non exhaustive. Il faut dire que se retrouver devant un tel objet naturel force au respect et à l'humilité, car une séquence de terrasses marines ou de récifs coralliens, qu'est-ce donc, sinon l'expression visible de l'interaction des forces naturelles qui donnent forme aux surfaces terrestres ? Par ces forces, j'entends les mouvements tectoniques, l'érosion, aussi bien que les fluctuations eustatiques et l'hydrodynamisme, ou que sais-je encore. Aujourd'hui, et cela grâce aux riches enseignements de ma directrice et des collaborateurs de cette thèse, lorsque je me retrouve à observer une séquence, je ne vois plus une succession topographique en escalier, je vois le soulèvement tectonique au cours du dernier million d'années, je vois une érosion plus intense sur telle ou telle terrasse et donc à telle ou telle époque, je vois l'océan qui encoche et dégrade les falaises en cours d'émergence, je vois des temps où la productivité corallienne était plus intense, etc.. Puis, enfin, je tente de visualiser l'interaction de ces forces naturelles s'exprimant sur des échelles de temps que mon esprit humain s'imagine tant bien que mal.

Enfin, je conclurais cette note, en vous disant, cher lecteur, que ce fut un honneur pour moi, et mon esprit de naturaliste, de réaliser cette thèse. Ainsi, j'espère que tout comme moi, vous prendrez un réel plaisir à découvrir, ou redécouvrir, la séquence de terrasses de récifs coralliens du cap Laundi (île de Sumba, Indonésie).

“We are not here concerned with hopes or fears, only with truth as far as our reason permits us to discover it.”

“In conclusion, it appears that nothing can be more improving to a young naturalist, than a journey in distant countries.”

Charles Darwin

PARTIE 1 : INTRODUCTION

Les variations importantes et fréquentes du niveau marin au Quaternaire, associées au soulèvement tectonique, ont localement provoqué l'émersion des récifs coralliens dans les zones tropicales, formant des séquences de terrasses de récifs coralliens. Ces objets géologiques sont largement répandus à travers le monde et constituent une part importante des formations géologiques littorales tropicales. De l'échelle mondiale à locale, les séquences de terrasses de récifs coralliens sont des enregistrements essentiels du niveau marin, du paléoclimat et de la tectonique du Quaternaire. La thèse présentée ici porte sur l'étude du couplage Tectonique/Érosion/Eustatisme sur la morphogenèse des terrasses de récifs coralliens quaternaires du cap Laundi sur l'île de Sumba en Indonésie. Plus précisément, elle a pour objectif d'améliorer la compréhension de la morphogenèse des séquences de terrasses de récifs coralliens mondiales en étudiant et quantifiant les différents processus de génération (mouvements tectoniques, variations eustatiques, bioconstructions récifales) et de dégradation (érosion marine, dénudation continentale) de ces séquences. Ainsi, afin de présenter clairement les grandes problématiques de ce sujet de recherche, la partie introductive de cette thèse est divisée en trois chapitres.

Le premier chapitre, nommé « État des connaissances », introduit l'objet d'étude de cette thèse en présentant les travaux ultérieurs réalisés sur le sujet. Plus particulièrement, ce chapitre porte sur 1) les variations eustatiques et climatiques quaternaires, 2) les paléo-côtes témoins de ces variations, 3) la définition, la distribution et la morphologie des récifs coralliens, 4) les séquences de terrasses de récifs coralliens émergées, ainsi que 5) les marqueurs de l'érosion des terrasses de récifs coralliens.

Après avoir fait cet état des connaissances, le chapitre 2, « Site d'étude : Cap Laundi, Île de Sumba, Indonésie », introduit le site d'étude et explique pourquoi celui-ci est pertinent pour répondre aux problématiques de cette thèse. Ce chapitre se concentre tout d'abord sur une introduction du contexte géographique, géologique et climatique indonésien, puis de l'île de Sumba et enfin du cap Laundi.

Le chapitre 3, « Méthodologie », décrit précisément les concepts, les applications et les méthodes d'analyses de l'isotope cosmonucléide ^{36}Cl et de la datation $^{230}\text{Th}/\text{U}$, ainsi que l'utilité de celles-ci pour répondre aux questionnements soulevés lors de cette thèse. La dernière partie de ce chapitre concerne les méthodes de calcul et de modélisation des paramètres responsables de la génération des séquences de terrasses de récifs coralliens.

L'assemblage de ces trois chapitres en une seule et même grande partie va permettre au lecteur de cerner précisément quels sont les enjeux de cette thèse et la manière dont nous allons

PARTIE 1 : INTRODUCTION

répondre à ces problématiques dans les Parties 2 (Génération d'une séquence de terrasses de récifs coralliens), 3 (Dégradation d'une séquence de terrasses de récifs coralliens), présentées sous forme d'articles scientifiques soumis ou en cours de rédaction, et 4 (Synthèse, conclusions et perspectives).

**CHAPITRE 1 :
État des connaissances**

La thèse présentée ici vise à améliorer les connaissances sur la morphogenèse des terrasses de récifs coralliens. Ces dernières sont des paléo-côtes soulevées faisant partie d'un grand ensemble nommé : « terrasse marine ». Lorsque le soulèvement tectonique est dominant sur l'érosion continentale, elles s'agencent selon des marches d'escalier et forment une séquence de terrasses marines. Ces séquences ont enregistré dans la majorité des cas, les variations du niveau marin Quaternaire, étroitement liées aux variations climatiques. Ces terrasses sont donc d'excellentes archives des paléo-niveaux marins, du climat passé et du signal tectonique. De ce fait, les étudier est primordial quant à la bonne compréhension des environnements passés. La partie introductive de cette thèse va donc tout d'abord présenter les variations du niveau marin et climatiques de la période du Quaternaire. Ensuite, une partie sera dédiée à la présentation des terrasses marines en général pour enfin se concentrer sur le système récifal avant émergence, puis sur les séquences de terrasses de récifs coralliens émergées et les marqueurs de l'érosion qui leur sont associées.

1.1.1. Les variations eustatiques et climatiques quaternaires

L'océan est une surface équipotentielle du champ de gravité de la Terre, nommée « géoïde ». Le phénomène responsable des fluctuations de cette surface est appelé « eustatisme ». On qualifie d'eustatique toute montée ou baisse du niveau marin absolu, lorsqu'elle a la même amplitude dans toutes les régions du globe. Le niveau marin a fortement varié au cours des temps géologiques, notamment au Quaternaire (i.e. les derniers 2.58 Ma (i.e. Million d'années) ainsi défini par l'« *International Commission on Stratigraphy* »). En effet, l'apparition de variations eustatiques hautes fréquences avec une oscillation maximum de 120 m s'établit durant le Quaternaire. Ces fluctuations océaniques sont étroitement liées aux fluctuations climatiques. Ces dernières étant elles-mêmes induites par les variations d'insolation (i.e. de quantité d'énergie solaire reçue par la Terre) provoquées par les cycles astronomiques.

Ainsi, l'émergence de plusieurs preuves empiriques démontrant que le niveau marin n'est pas resté constant au cours des temps géologiques, a créé de nouveaux axes de recherche scientifique. Au 19-20^{ème} siècle, les travaux de terrains approfondis et le développement technologique en géochimie et en géochronologie, ont conduit à une explication

géologiquement cohérente des fluctuations relatives du niveau marin, associées aux variations climatiques, au cours du Quaternaire (Murray-Wallace and Woodroffe, 2014).

1.1.1.1. Le Quaternaire

Même si le Quaternaire en tant que système de l'échelle de temps géologique est toujours l'objet de vifs débats au sein de la communauté scientifique, il est admis qu'il est caractérisé par quatre paramètres essentiels : 1) sa brièveté comparée à d'autres systèmes géologiques, 2) sa continuité vers la période historique de la Terre, particulièrement représentée par, 3) l'extension du genre *Homo* en Eurasie et, surtout, 4) la présence de variations climatiques/eustatiques extrêmement rapides et cycliques, sans équivalents reconnus dans les périodes géologiques antérieures, et régies par des paramètres astronomiques.

Le terme « Quaternaire » a été énoncé pour la première fois par Jules Desnoyers (1800-1887) afin de décrire les formations les plus récentes du bassin parisien. Le Quaternaire fait partie de l'ère Cénozoïque (les derniers 66 Ma) et comprend les époques du Pléistocène et de l'Holocène (Fig. 1A). Cependant, ce système géologique et ses subdivisions restent sujets aux révisions en fonction de nouvelles données de datation des événements qui les délimitent. Par exemple, la limite Plio-Quaternaire est celle qui a connu le plus de changements et qui reste la plus soumise aux discussions (e.g., Clemens et Tiedemann, 1997 ; Shackleton, 1997). Dans les années 1950 (Congrès de Londres en 1948 et Pékin en 1952), le début du Quaternaire a été fixé à la première détérioration climatique enregistrée en Europe vers 1.8 Ma. Cependant, aux Congrès internationaux de Géologie de Pékin (1991) et Berlin (1995), l'état des recherches a conduit à repousser cette limite vers 2.588 Ma, en concordance avec l'inversion paléomagnétique entre la période normale de Gauss et celle inverse de Matuyama (Fig. 1B). Pourtant, les cycles climatiques à haute fréquence caractéristiques du Quaternaire se mettent, réellement, en place il y a ~3 Ma (i.e. fin du Pliocène), avec l'apparition des glaciations dans l'hémisphère Nord (i.e. un régime d'englaciation bipolaire de notre planète) (Fig. 1B). La limite Plio-Quaternaire ne coïncide donc pas parfaitement avec l'apparition des variations eustatiques hautes fréquences.

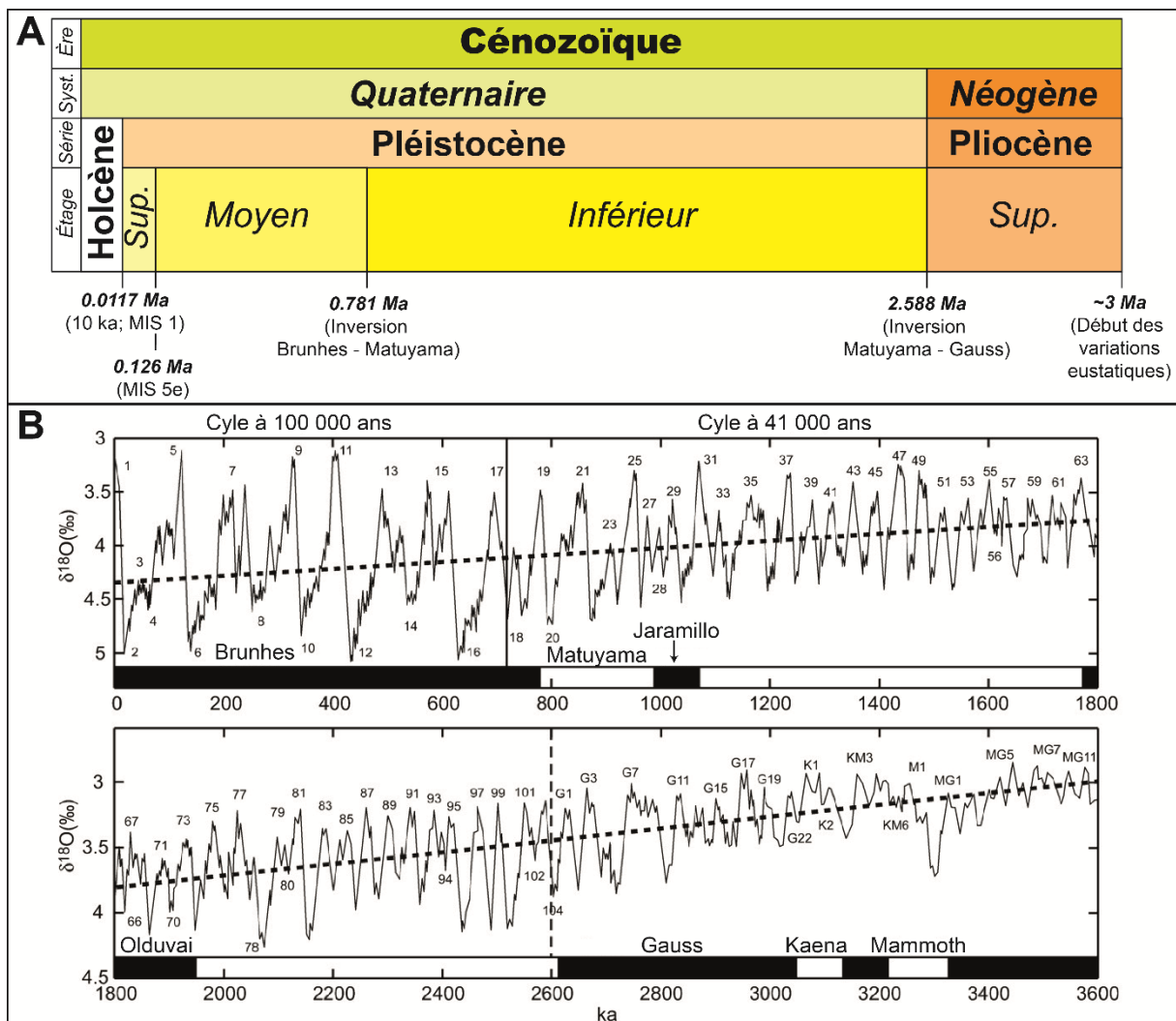


Fig. 1. A) Charte chronostratigraphique internationale du Quaternaire (version de Mai 2012, par l'« International Commission on Stratigraphy »). **B)** Une courbe composite des isotopes de l'oxygène pour les 3.5 derniers Ma, construite par « empilage » (corrélation croisée) de 57 enregistrements marins benthiques répartis dans le monde entier, et présentée sur l'échelle de temps paléo-magnétique (d'après Lisiecki et Raymo (2005)). Les nombres impairs indiquent les stades isotopiques interglaciaires et les nombres pairs les stades isotopiques glaciaires. Les caractéristiques remarquables sont le déclin à long terme de la température moyenne (ligne pointillée) et la tendance à des fluctuations climatiques plus importantes au fil du temps, avec des décalages prononcés, vers 2.6 Ma (ligne verticale pointillée) et vers 700 ka (ligne verticale continue). Cette dernière est accompagnée d'un changement de dominance du cycle astronomique de 41 ka à celui de 100 ka. Figure modifiée à partir de Walker et Lowe (2007).

Le Pléistocène est composé par ordre chronologique, des étages : Inférieur (Gélasien et Calabrien), Moyen et Supérieur (Fig. 1A). Ces différents étages du Pléistocène couvrent des périodes de temps décroissantes, qui ont des durées de l'ordre de 1.81, 0.66 et 0.011 Ma B.P.

pour le Pléistocène inférieur, moyen et supérieur, respectivement (Fig. 1B). Ce dernier se termine vers 10 ka (kilo-année) et fait place à la période Holocène.

L'inversion magnétique Matuyama-Bruhnes a, quant à elle, été prise comme limite entre le Pléistocène inférieur et moyen (8^{ème} congrès de l'« *International Union for Quaternary Research* ») (Fig. 1B). Concernant la limite entre Pléistocène moyen et supérieur, elle a été fixée au début de la remontée du niveau marin lors du dernier interglaciaire (*Marine Isotopic Stage* (MIS) 5e ; 122 ± 6 ka ; Cutler et al., 2003) (Fig. 1A). La hausse du niveau marin de l'interglaciaire actuel (MIS 1 ; 11 700 ans BP (i.e. *Before Present*)) correspond à la limite entre le Pléistocène supérieur et l'Holocène (Fig. 1A). À la fin de cette transgression marine, le niveau marin s'est stabilisé et a atteint son niveau actuel, il y a environ 4 ± 2 ka. Aujourd'hui, nous sommes donc dans une période interglaciaire qui devrait durer encore quelques milliers d'années (Berger et Loutre, 2002).

1.1.1.2. Les paramètres astronomiques

L'effet des paramètres internes à notre planète sur les systèmes climatiques et océaniques, tels que l'intensité du champ magnétique terrestre ou les phénomènes mantelliques, n'est pas encore bien établi. En revanche, les facteurs externes et en particulier les cycles astronomiques (connus comme la « théorie de Milankovité ») sont considérés comme ayant une grande influence sur le climat (e.g., Chappell, 1998 ; Paillard, 1998 ; Lambeck et al., 2002).

Milutin Milankovité (1879-1958) a énoncé sa théorie dans les années 1920. Celle-ci repose sur le postulat que les périodicités climatiques et eustatiques sont corrélées avec les variations de paramètres extra-orbitaux, plus particulièrement trois phénomènes astronomiques, à savoir : l'excentricité de l'orbite terrestre (valeur actuelle = 0.0167), l'obliquité ou inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport à l'écliptique (valeur actuelle : $23^{\circ}27'$), et la précession des équinoxes (i.e. mouvement rétrograde des points équinoxiaux) (Fig. 2). Une des conséquences majeures de ces cycles astronomiques est de faire varier l'insolation sur la surface terrestre. En effet, la combinaison de ces trois paramètres astronomiques cycliques engendre une variation complexe de l'insolation avec des cycles à 19 ka, 23 ka (précession des équinoxes), 41 ka (obliquité), 100 ka et 400 ka (excentricité) (Fig. 2). Ces cycles d'insolation, considérés par convention à 65°N , sont responsables de l'augmentation et de la réduction des calottes

glaciaires aux pôles. Ces cycles entraînent une variation climatique elle-même plus ou moins cyclique caractérisée par une alternance de phases froides (périodes glaciaires) et chaudes (périodes interglaciaires) depuis la fin du Pliocène (~3 Ma). L'excentricité et l'obliquité définissent, respectivement, la distance de la Terre au Soleil et l'angle d'incidence des rayons solaires, dont dépend l'intensité de l'insolation reçue par la Terre. Ainsi, lors des périodes glaciaires, les zones polaires reçoivent moins d'énergie solaire que durant les périodes interglaciaires, favorisant la formation des calottes polaires et des glaciers continentaux. Les cycles d'insolation induisent également, entre autres, 1) des variations temporelles du niveau marin, 2) des fluctuations spatiales des rivages, liées à celles du niveau marin, 3) des variations zonales saisonnières de l'ITCZ (i.e. *InterTropical Convergence Zone*), 4) des changements dans la distribution des faunes et microfaunes marines, 5) des modifications de la composition isotopique des océans, etc.

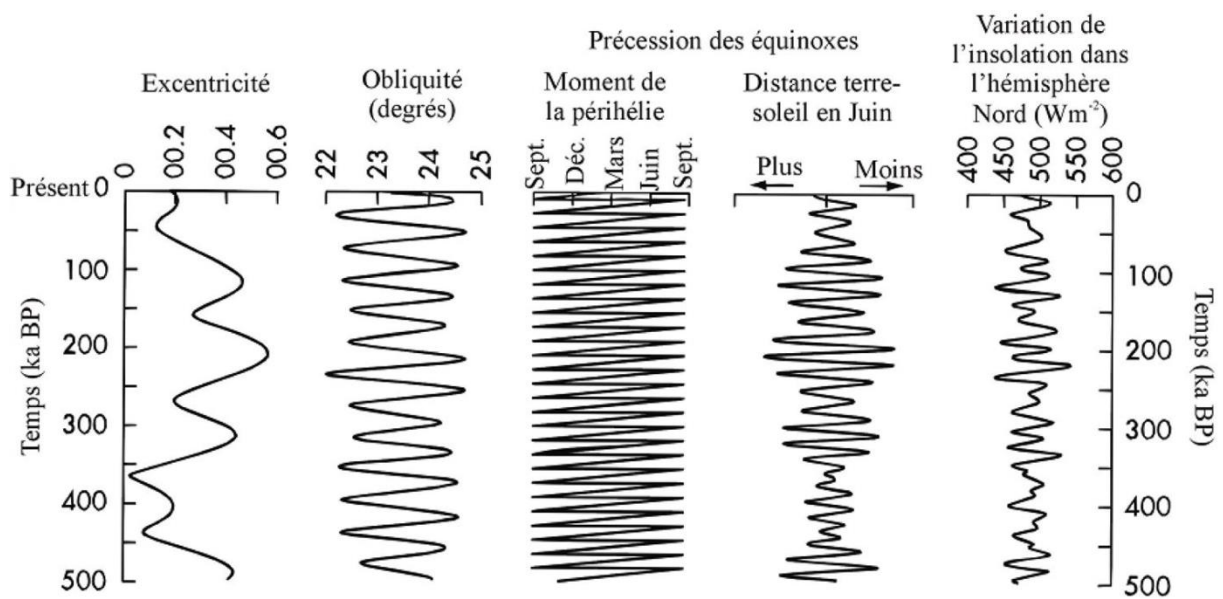


Fig. 2. Relations entre les variations des paramètres orbitaux de la Terre (excentricité, obliquité), la précession des équinoxes (moment de la périhélie (i.e. point de la trajectoire de l'orbite héliocentrique le plus proche du Soleil) et distance Terre-Soleil au mois de Juin) et la variation de la quantité de chaleur reçue au sommet de l'atmosphère dans l'hémisphère Nord. Figure modifiée à partir de Burbank et Anderson (2001).

Malgré le fait que les maxima d'insolation ne coïncident pas parfaitement avec les maxima interglaciaires (Karner et Muller, 2000), la théorie de Milankovitch, largement acceptée par la communauté scientifique en ce qui concerne les relations entre climat et cycles astronomiques,

sert de base à la plupart des modèles climatiques (e.g., Muller et McDonald, 1995 ; Kim et al., 1998).

1.1.1.3. Les stades isotopiques marins (MIS)

L'évolution du niveau marin est fonction des interactions entre différents compartiments terrestres (i.e. la lithosphère, l'atmosphère, l'hydrosphère et la cryosphère) et les paramètres astronomiques caractéristiques de la planète Terre. L'eustatisme traite de la variation du niveau marin absolu due à des variations de volume et de forme des océans et des glaciers continentaux.

Lors des périodes glaciaires, l'eau est retenue sous forme de glace et donc ne peut rejoindre les océans par les rivières et les fleuves. De ce fait, les glaces s'accumulent dans les hautes latitudes et altitudes, engendrant la baisse du niveau marin. Lors des périodes interglaciaires, les calottes et glaciers fondent. L'eau ainsi libérée va retourner dans les océans via les systèmes fluviaux et les précipitations, provoquant la montée du niveau marin. Actuellement, le volume total de la glace est de l'ordre de 25 à 30 millions de km³ (Anderson et al., 2002). Durant le dernier maximum glaciaire (MIS 2 ; Fig. 3), vers 18 000 ans B.P., le volume de glace a été estimé aux environs de 70 à 80 millions de km³. Une augmentation d'une cinquantaine de millions de kilomètres cubes du volume de la glace correspond à une baisse de 120 à 140 mètres du niveau marin (Fig. 3) (e.g., Rohling et al., 1998 ; Yokoyama et al., 2001b ; Anderson et al., 2002 ; Lambeck et al., 2002).

Les variations eustatiques au cours du Quaternaire correspondent donc, dans une très large mesure, aux variations des glaciations enregistrées dans les montagnes et aux pôles. On peut ainsi définir une bipolarité dans les oscillations du niveau marin : 1) des phases de haut niveau marin (périodes chaudes : phases, stades ou périodes interglaciaires) et 2) des phases de bas niveau marin (périodes froides : phases, stades ou périodes glaciaires) entrecoupées de montées (transgressions) et de descentes (régressions) du niveau marin plus ou moins continues (Fig. 3). Cependant, ces variations sont extrêmement complexes. Par exemple, au cours d'une seule phase de haut niveau marin (période interglaciaire) se distinguent en réalité plusieurs phases de haut et de bas niveau marin relatif (inter-stade ou sous-stade) (Fig. 3).

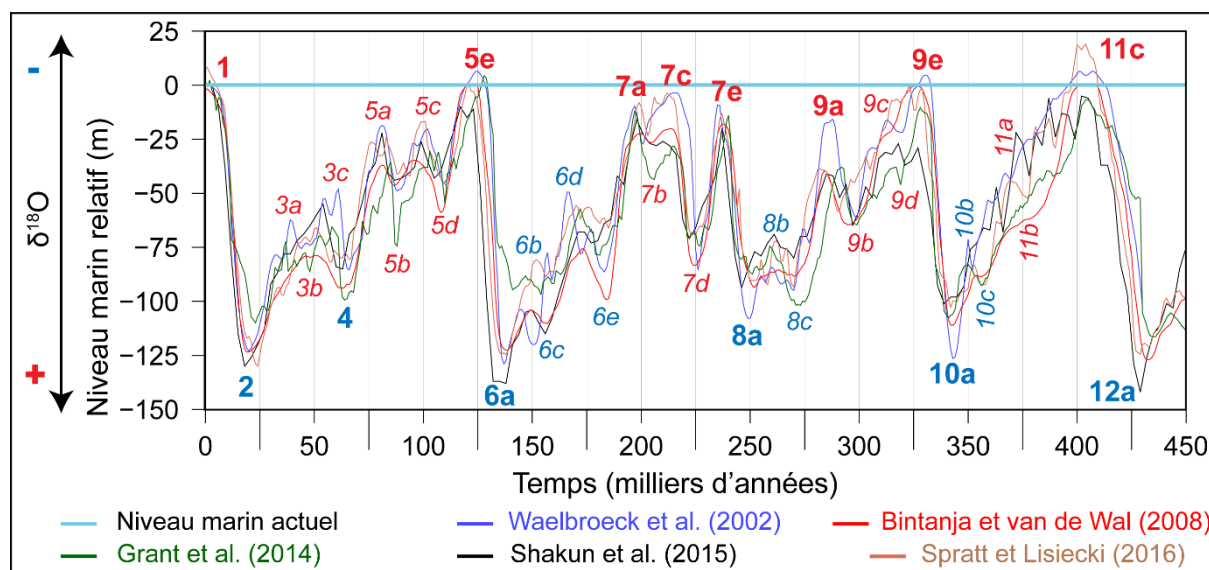


Fig. 3. Variations du niveau marin sur les derniers 450 000 ans : Compilation de plusieurs courbes du niveau marin relatif calculées par différentes méthodes montrant les incertitudes significatives qui persistent toujours quant aux estimations de l'âge et de l'élévation des niveaux marins de chaque MIS. Les MIS sont notés en rouge et en bleu pour les périodes interglaciaires et glaciaires, respectivement. Les principaux haut et bas niveaux marins sont désignés par des caractères « gras ». Les sous-stades sont désignés par des caractères en « italique ». La nomenclature utilisée ici, et dans toute la thèse, est celle issue de (Railsback et al., 2015). Notez que le « MIS 9a » est parfois nommé « MIS 8c » dans la littérature (e.g., Pastier et al., 2019).

Il existe actuellement, deux manières d'enregistrer les variations eustatiques, par des mesures, soit 1) de la variation isotopique de l'oxygène (rapport $\delta^{18}\text{O}$ ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$)) contenu dans les tests fossiles de foraminifères benthiques ou planctoniques prélevés dans des carottes océaniques, soit 2) de marqueurs de paléo-niveaux marins sur les côtes non affectées par des mouvements tectoniques.

La composition isotopique stable de l'oxygène reflète deux facteurs : la température et la composition isotopique stable de l'eau de mer ($\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$) (e.g., Shackleton, 1987). Concernant les mesures sur des carbonates, un appauvrissement de 0.2 ‰ du $\delta^{18}\text{O}$ correspond à une augmentation de température d'environ 1°C (e.g., O'Neil et al., 1969 ; Aharon et al., 1991). Sur une échelle multi-millénaire, le $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ reflète les changements du volume de la glace. Shackleton et Opdyke (1973) ont proposé que le fractionnement $\delta^{18}\text{O}$ est lié à une alternance d'enrichissement et d'appauvrissement de l'océan en ^{16}O , qui provient majoritairement des glaciers continentaux. Ainsi, lors des périodes glaciaires, les tests de foraminifères ont un

rapport $\delta^{18}\text{O}$ plus élevé qu'en période interglaciaires. En effet, le ^{16}O stocké dans les calottes glaciaires, ou glaciers continentaux, ne peut se retrouver dans l'océan, ce dernier est donc appauvri en ^{16}O . *A contrario*, lors des périodes interglaciaires, les calottes fondent, libérant ainsi le ^{16}O qui va, par les voies fluviales et par les précipitations, se retrouver dans l'océan. Il en résulte un enrichissement des océans en ^{16}O et donc une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ (i.e. plus d' ^{16}O que d' ^{18}O). D'un point de vue méthodologique, l'étalon permettant de calculer le $\delta^{18}\text{O}$ est soit le S.M.O.W. (*Standard Mean Ocean Water*) qui est une eau dont la teneur en $\delta^{18}\text{O}$ est proche de celle de l'ensemble des océans actuels, soit le P.D.B. (*Pee Dee Belemnite*) qui est un test calcaire de bélemnite du Crétacé.

Ainsi, le rapport $\delta^{18}\text{O}$ des océans dépend étroitement du volume de glace continentale. Sa variation a pu être établie sur de très nombreuses carottes océaniques dont la chronologie a été déterminée grâce à des datations radiométriques et à des mesures magnétiques. On définit ainsi des stades isotopiques (*Marine Isotopic Stage*, MIS en anglais) et des sous-stades isotopiques (*Marine Isotopic Substage*, MIS en anglais) de l'oxygène (Fig. 3). Les nombres impairs pour les MIS (périodes interglaciaires) correspondent à de faibles rapports en $\delta^{18}\text{O}$ et donc à des périodes relativement chaudes. À ces périodes chaudes sont associés des hauts niveaux marins dont le dernier est la période actuelle (Holocène, MIS 1) (Fig. 3). Tandis que les nombres pairs correspondent à des forts taux de $\delta^{18}\text{O}$, donc à des périodes froides (périodes glaciaires, bas niveau marin). Certaines phases (interglaciaires ou glaciaires) incluent des fluctuations mineures comme le dernier interglaciaire (MIS 5) qui est constitué de 3 hauts niveaux relatifs (MIS 5e, 5c et 5a) entrecoupés de deux bas niveaux relatifs (MIS 5d et 5b) (Fig. 3). Les sous-stades sont nommés soit par des lettres (e.g., 5a, 5c, 5e), soit par des décimales (e.g., 5.1, 5.2, 5.3). Cependant, de nombreuses études ont utilisé leur propre nomenclature pour désigner les MIS, engendrant de nombreuses contradictions (Railsback et al., 2015). Ainsi, tout au long de ce manuscrit, la nomenclature issue de Railsback et al. (2015) et de Gibbard et Lewin (2016) est employée (Fig. 3).

Enfin, il n'est pas encore possible de parfaitement corréliser les variations pronostiquées par la théorie de Milankovitch, les variations eustatiques et les variations isotopiques pour les mêmes périodes (Lambeck et al., 2002). Cependant, l'évolution générale du climat et des cycles glaciation-déglaciation est aujourd'hui relativement bien connue pour le dernier million d'années.

Les courbes du $\delta^{18}\text{O}$ du Quaternaire montrent que, durant le Pléistocène inférieur, les variations sont plus uniformes que durant le Pléistocène moyen à partir de 0.8 Ma (Fig. 1B). Un changement hydro-climatique coïncidant plus ou moins avec l'inversion Bruhnes-Matuyama semble être intervenu à partir de 0.8 Ma (Lambeck et al., 2002) et est nommé la révolution du Pléistocène moyen (Fig. 1B). Il s'agit d'une augmentation de l'amplitude (de ~60 m à ~120 m) et une réduction de la fréquence (de ~41 à ~100 ka) des cycles glacio-eustatiques. Ainsi, depuis 0.8 Ma, une dizaine de cycles glaciaires-interglaciaires sont connus. Les MIS 7, 9, 11, 13, 15 et 17 correspondent à des phases interglaciaires complexes semblables à la période actuelle. Cependant, les compilations de données montrent qu'il existe encore de grandes incertitudes dans l'estimation de l'âge ou du niveau marin de ces interglaciaires (Fig. 3) (e.g., Imbrie et al., 1984 ; Siddal et al., 2006). Actuellement, en prenant compte des incertitudes, il est considéré que : 1) Le MIS 7 (7e, 7c et 7a) a duré de 248 à 190 ka, 2) le MIS 9 (9e, 9c et 9a) a duré de 335 à 280 ka 3) le MIS 11c a duré de 410 à 370 ka (Fig. 3) (Cutler et al., 2003 ; Murray Wallace and Woodroffe, 2014). L'âge, la durée et le nombre de sous-stades relatifs aux interglaciaires plus anciens (MIS 13, 15, 17, 19) sont moins bien connus. En raison d'une insolation très similaire à la période actuelle, le MIS 11 est considéré comme le meilleur analogue à la période actuelle (Fig. 3) (Loutre et Berger, 2003).

Le dernier interglaciaire est associé au MIS 5 qui couvre la période comprise entre 128 et 79 ka (Fig. 3) (Cutler et al., 2003 ; Murray Wallace and Woodroffe, 2014). Cet interglaciaire est caractérisé par trois hauts niveaux marins de second ordre et qui sont du plus ancien au plus récent, les sous-stades isotopiques MIS 5e (122 ± 6 ka), MIS 5c (100 ± 5 ka) et enfin MIS 5a (82 ± 3 ka) (Fig. 3) (Cutler et al., 2003 ; Murray Wallace and Woodroffe, 2014). De ces sous-stades, le MIS 5e est l'interstade le mieux connu et le plus enregistré sous forme de paléo-côtes (e.g., Pedoja et al., 2018). Le MIS 5e correspond à la dernière période où le niveau marin était proche de la valeur actuelle. Durant ce MIS, les conditions climatiques et le volume des glaces étaient également similaires à la période moderne (e.g., Siddal et al., 2006). Des efforts considérables ont été réalisés afin de déterminer les modalités (e.g., durée, températures) du dernier maximum interglaciaire MIS 5e (e.g., Muhs et al., 2002a ; 2002b ; Rohling et al., 2008). Cependant, l'évolution précise (vitesse, durée) du niveau marin lors du MIS 5e est encore mal contrainte (e.g., Kaufman, 1986). Les interprétations relatives à l'histoire eustatique du maximum du dernier interglaciaire ont évolué, et évoluent toujours, depuis les travaux pionniers des années 1970 (e.g., Stearns 1976 ; Chappell et Veeh 1978). Les dernières estimations quant

à l'intensité du maximum du dernier interglaciaire convergent vers un haut niveau marin de 2 à 10 m supérieur à l'actuel (e.g., Hearty et Kindler, 1995 ; Stirling et al., 1998 ; Schellmann et Radtke, 2004 ; Siddall et al., 2006 ; Pedoja et al., 2018).

Dans l'optique de la meilleure connaissance de l'intensité des fluctuations eustatiques du Pléistocène moyen et supérieur, la quantification précise de l'élévation des hauts niveaux marin interglaciaires par rapport à l'actuel est primordial, mais difficile. De nombreux auteurs ont tenté cette quantification à partir de mesures altimétriques de paléo-côtes, aux Bermudes ou encore aux Bahamas, selon le postulat de stabilité des marges passives, alors que cette stabilité est mise en doute (e.g., Moucha et al., 2008, Pedoja et al., 2011a).

1.1.2. Les paléo-côtes émergées quaternaires

1.1.2.1. Les types de paléo-côtes

Ce que l'on appelle communément la côte n'est autre qu'un ensemble de différentes morphologies se développant à proximité du niveau marin. Les paléo-côtes quaternaires, généralement préservées après une variation du niveau marin et/ou un soulèvement tectonique (e.g., van de Plassche, 1986), ont une forte diversité morphologique (e.g., terrasses marines, rasas, etc.) tout comme la morphologie des côtes actuelles. Ainsi, que ce soit pour les enregistrements de côtes actuelles ou fossiles, les différentes morphologies retrouvées peuvent être : 1) érosionnelles (e.g., terrasses marines, encoches, trottoirs d'abrasion), 2) dépositionnelles (e.g., cordons littoraux, *beach rocks*, dépôts de plages, terrasses construites), ou 3) constructionnelles, (e.g., terrasses de récifs coralliens, trottoirs alguaires). Le contexte tectonique local influe grandement sur la morphologie de la séquence (nombre de paléo-côtes, phénomènes de réoccupation de niveau antérieur, segmentation latérale, etc.) (Inman et Nordstrom, 1971).

Les indicateurs érosionnels sont représentés par les terrasses marines rocheuses (plateforme d'abrasion fossile ne comportant pas ou peu de dépôts), les « *benchs* » (e.g., Lyell, 1830 ; Chambers, 1848), les encoches (i.e. incision horizontale dans les falaises côtières) (e.g., Nunn et al., 2002) et les grottes marines (Fig. 4). Les indicateurs dépositionnels les plus communs sont les terrasses marines construites (*wave-built terraces*) (e.g. Rutter et al., 1989), les dépôts de plage (e.g., Cotentin, France ; Coutard et al., 2006), les « grès de plages » ou *beach rocks* (e.g. Israël ; Galili et al, 2007), les cordons littoraux (*beach ridges*) (Darwin, 1846), les platiers

ou estrans tidaux) et autres dépôts côtiers (e.g., Meco et al., 2007). Les indicateurs constructionnels sont représentés par les trottoirs algaux (Dalongeville et al., 2000) et plus largement par les récifs coralliens (Fig. 4) (e.g., Darwin, 1842).

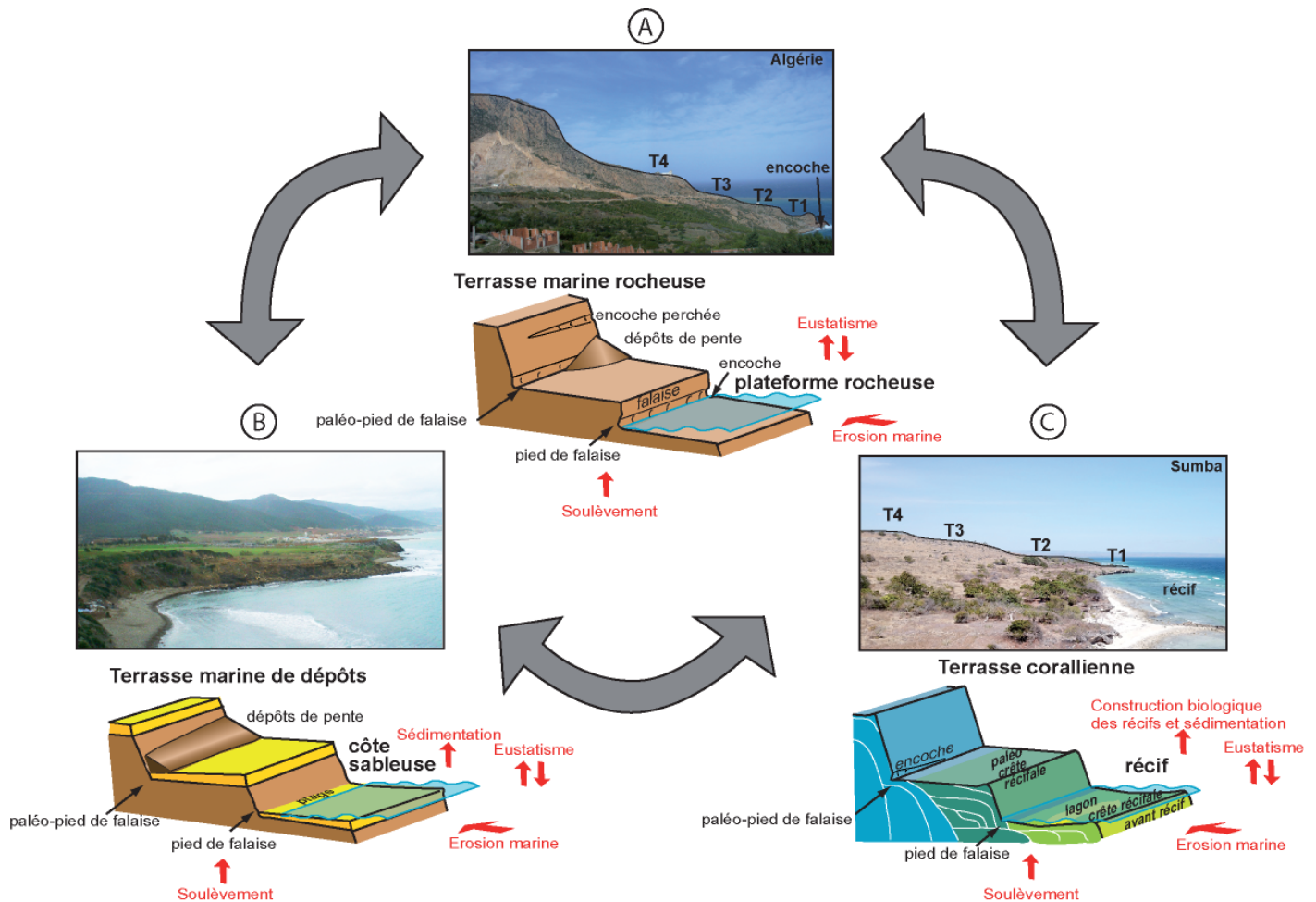


Fig. 4. Les différents types de terrasses. **A)** Terrasse marine rocheuse. **B)** Terrasse marine de dépôts. **C)** Terrasse de récifs coralliens.

Dans la nature, ces indicateurs se confondent et les différences ne sont pas faciles à établir (Fig. 4). Par exemple, les terrasses de récifs coralliens (indicateur constructionnel) sont fréquemment accompagnées par des encoches érosionnelles en amont de la plateforme (Fig. 4). Les terrasses marines rocheuses peuvent se substituer spatialement à des terrasses marines de dépôts. De ce fait, les tentatives de classification des séquences de paléo-côtes en fonction de la nature de ces dernières ne débouchent pas sur des résultats probants (Pedoja et al., 2011a). De plus, après le Pléistocène moyen et inférieur, la forme typique des terrasses en marche d'escalier est moins discernable en raison de leur continentalisation (i.e. sous l'effet de l'érosion

continentale) et de réoccupations marines successives façonnant sur le long terme, par érosion marine, une vaste surface planaire. On parle alors de rasas ou *strandflat* (Pedoja et al., 2014).

1.1.2.2. L'émersion des séquences des paléo-côtes

Plusieurs processus sont responsables de l'émersion des séquences de terrasses marines ou de récifs coralliens : 1) les mouvements co-sismiques, 2) le rebond postglaciaire (*Glacial Isostatic Adjustment*, GIA en anglais), et 3) le soulèvement tectonique surimposé sur les variations eustatiques (Fig. 5A).

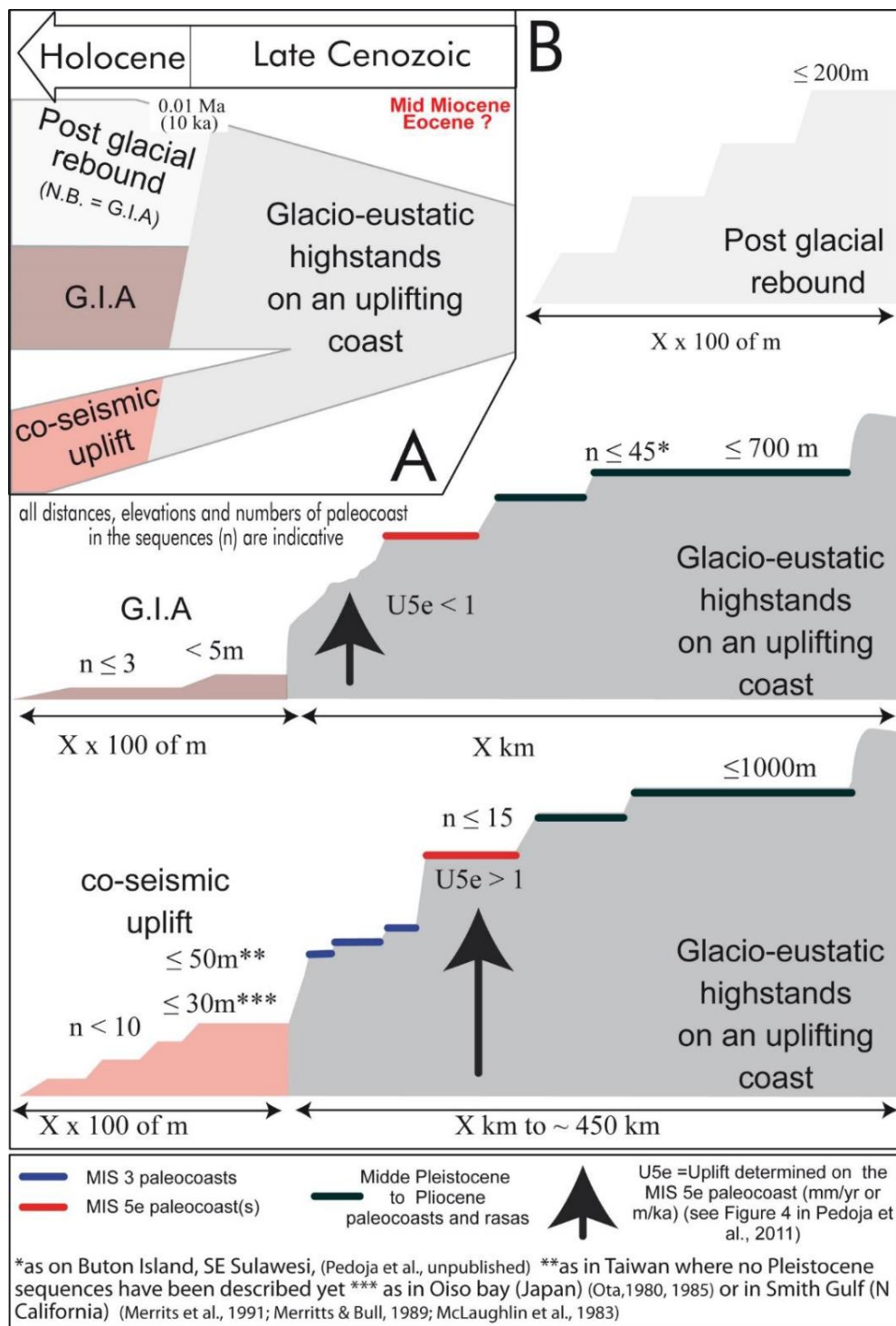


Fig. 5. A) Processus responsable de l'émergence des côtes. B) Exemple schématique de l'émergence des séquences de terrasses marines durant le Tardi-Cénozoïque. n = nombre de paléo-côtes altitudes indicatives. Post glacial rebound : rebond post-glaciaire. G.I.A. : Ajustement isostatique global. Co-seismic uplift : soulèvement co-sismique. Glacio-eustatic highstands on uplifting coast : surimposition des hauts niveaux interglaciaires glacio-eustatiques sur une côte en soulèvement. $X \times 100$ of m : X centaine de mètres. Figure issue de Pedoja et al. (2014).

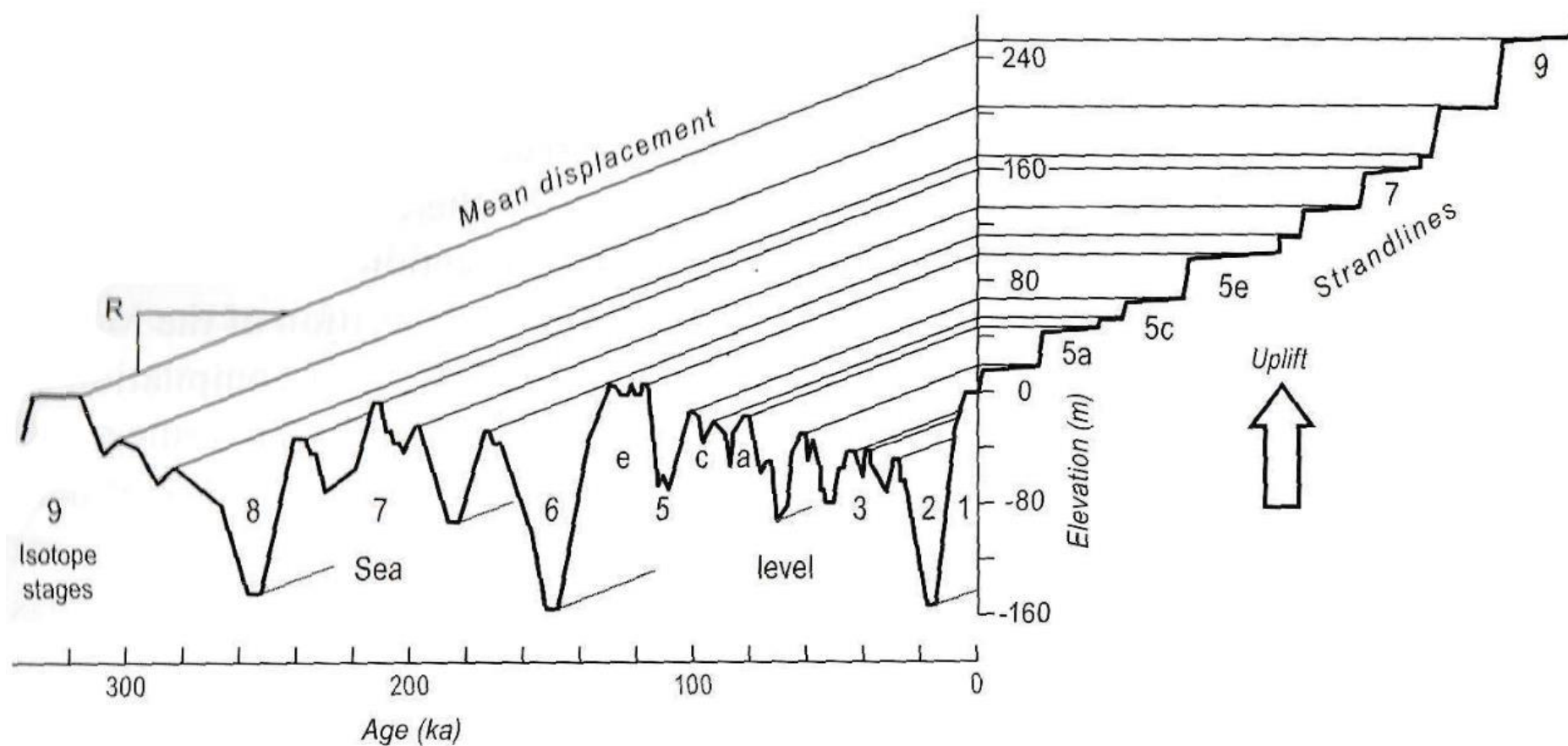


Fig. 6. Schéma conceptuel illustrant la formation d'une séquence de terrasses marines (« strandlines » sur la figure) liée aux variations du niveau marin surimposées sur une côte en soulèvement (« uplift » sur la figure). Figure issue de Murray-Wallace et Woodroffe (2014).

Ces trois mécanismes ont tendance à se superposer dans le temps et il n'est pas rare d'observer des séquences composées d'une terrasse basse holocène liée au rebond postglaciaire ou co-sismique et d'une séquence pléistocène marquant le soulèvement tectonique et l'enregistrement des hauts niveaux marins interglaciaires tardi-cénozoïques (Fig. 5B). Lorsqu'un soulèvement tectonique est effectif sur au moins le dernier million d'années, il en résulte une succession topographique de paléo-côtes ou séquence, marquant les paysages côtiers par sa forme dite « en escalier » (Figs. 5B ; 6). Une séquence de terrasses de récifs coralliens (TRCs) émergées est ainsi interprétée comme l'enregistrement de succession de niveaux marins interglaciaires (Fig. 6). À l'échelle globale, les séquences de paléo-côtes relatives aux MIS ont été détectées sur les principaux continents (Afrique, Amérique, Eurasie, Océanie et Antarctique) (Fig. 7) (Pedoja et al., 2011a). Les plus observées sont celles associées au MIS 11 et MIS 5e (Fig. 7)

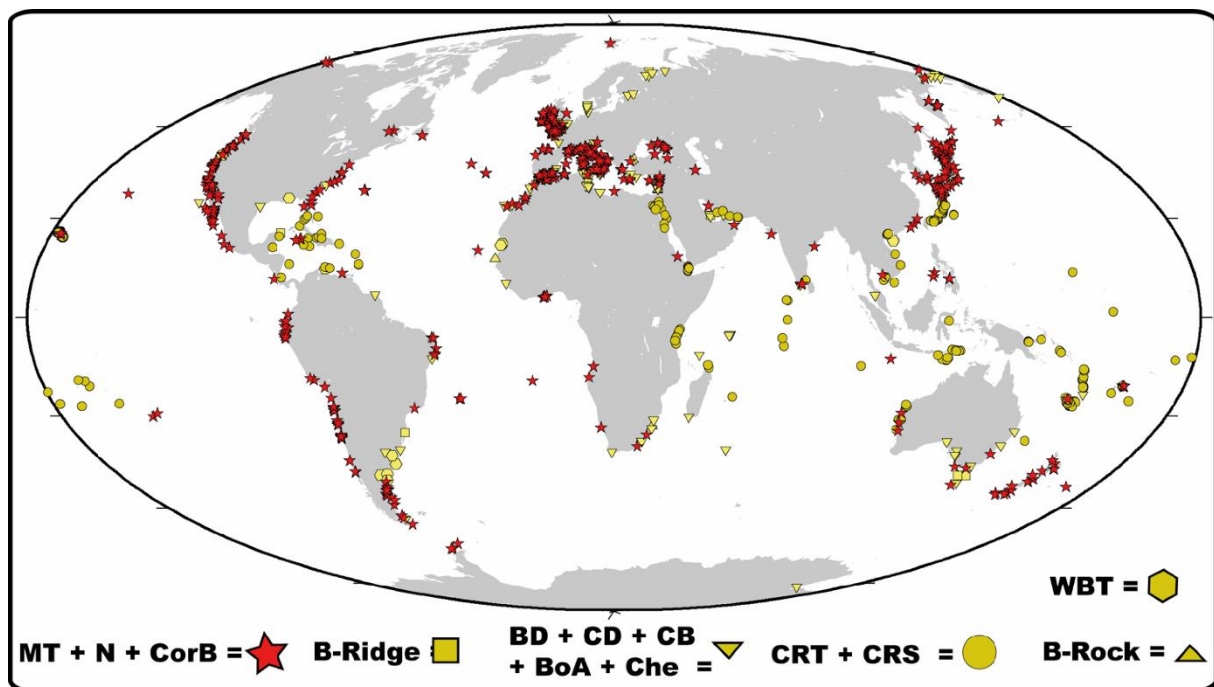


Fig. 7. Répartition mondiale des indicateurs morphologiques associés aux paléo-côtes quaternaires et plus particulièrement au maximum du dernier interglaciaire (MIS 5e). MT : terrasse marine, N : encoche, CorB : trottoir de corrosion, CRT : terrasse de récifs coralliens, CRS : surface (immergée) d'un récif, B-Ridge : cordon littoral, WBT : terrasse construite, BD : dépôt de plage, CD : dépôt côtier, CB : barrière côtière, BoA : base des dépôts éoliens (1 occurrence), Che : chenier, B-rock : grès de plage. Figure modifiée depuis Pedoja et al. (2011a).

1.1.3. Les récifs coralliens et les terrasses de récifs coralliens

Dans certaines régions tropicales tectoniquement actives, les variations quaternaires du niveau marin couplées à un soulèvement vont engendrer l'émersion des récifs coralliens, qui vont mourir et se fossiliser sous forme de terrasses de récifs coralliens. Dans la première partie de cette section, l'historique de recherche, la/les définition(s), la répartition, la morphologie et les modes de croissance des récifs coralliens sont présentées. La seconde partie se concentre, quant à elle, sur les terrasses de récifs coralliens et leurs morphologies.

1.1.3.1. Les récifs coralliens

Les récifs coralliens sont des bioconstructions dont les organismes fondateurs vivent entre la limite inférieure de la zone euphotique (i.e. ~120 m de profondeur) et la zone intertidale (i.e. la partie du littoral située entre les limites extrêmes des plus hautes et plus basses marées) (e.g., e.g., Blanchon, 2011 ; Widmer, 2017 ; Ferry et Trentin, s. d.). Ils représentent environ 0.2 % du fond des océans, c'est-à-dire une surface d'environ 600 000 km², et 10.8 % des fonds côtiers (e.g. Veron et al., 2015). Cet écosystème marin, principalement localisé dans les eaux chaudes des milieux tropicaux, est l'habitat d'environ 25 % des espèces marines (~5 000 espèces de poissons et ~2 500 espèces de coraux) (e.g. Widmer, 2017). Leur vaste répartition (plus d'un tiers du littoral tropical ; Fig. 8), couplée à une activité biologique intense, font de ces écosystèmes des acteurs importants dans les bilans globaux du cycle du carbone et de la biodiversité.

Le terme de « récif » fut au départ défini comme un affleurement rocheux à fleur d'eau. Heckel (1974) présente un « récif » comme une accumulation de carbonate, dans une structure formant un relief au-dessus du fond marin moyen, présentant des signes de résistance aux vagues (ou de croissance dans des eaux turbulentes) et de contrôle sur le milieu environnant. Les récifs sont ainsi localisés au niveau de gradients environnementaux abrupts, dans lesquels certains facteurs (e.g., la profondeur, la pénétration de la lumière, l'énergie hydrodynamique) varient rapidement (Fig. 9). Ces paramètres ont une influence majeure sur la formation des récifs, car ils déterminent des zonations biologiques (Fig. 9) et sédimentaires au sein du récif (Montaggioni et Braithwaite, 2009).

La nature des « récifs » et des « communautés récifales » a été, et reste si diverse au cours des temps géologiques, qu'il n'existe toujours pas d'accord général sur la définition (e.g. Heckel, 1974 ; Wood, 1999) et la composition exacte d'un « récif » (Montaggioni et Braithwaite, 2009).

L'existence des récifs coralliens était bien établie au moment où l'exploration européenne des mers tropicales a commencée, au 17^{ème} siècle. Mais ce n'est qu'au 19^{ème} siècle, après plusieurs années de voyage et d'observation dans les régions tropicales, que Charles Darwin (1809-1882) publia la première carte de répartition des récifs coralliens à l'échelle mondiale (Fig. 8). Cette première carte fut améliorée au cours du temps par de nombreux autres scientifiques (e.g., Molengraaf, 1929 ; Emery, 1954). Le travail le plus conséquent de Charles Darwin sur le sujet est celui publié en 1842 (« *Coral reefs* ») et réédité en 1874. Sa théorie sur la formation des récifs coralliens est de nos jours bien connue, mais était très novatrice à l'époque. Elle permet d'expliquer les principaux types de récifs comme des étapes successives de la subsidence d'un système insulaire volcanique entouré d'un récif (Fig. 10) (e.g., Scoffin and Dixon, 1983). Cependant, d'autres explications sur les origines des récifs et d'autres théories furent établies (e.g., Gardiner, 1903). Ce fut le point de départ de plus d'un siècle et demi de controverses scientifiques. En particulier, Daly (1915 ; 1948) était en tête des détracteurs et le principal initiateur et partisan de la « théorie du contrôle glaciaire ». Il a fait valoir que, loin de refléter une simple subsidence, la morphologie des récifs était le reflet de l'évolution du niveau marin. Les changements du niveau marin ont depuis été reconnus comme l'un des facteurs clés contrôlant le développement des récifs coralliens (Fig. 10) (e.g., Stearns, 1946 ; Kuenen, 1947 ; Ladd et al., 1970).

Enfin, les récifs coralliens sont très vulnérables aux changements environnementaux naturels et anthropiques. En effet, ils résultent d'interactions complexes entre biologie et physique. Ils sont impactés par trois processus interactifs : la bioconstruction, l'érosion et le dépôt de sédiments (Murray-Wallace and Woodroffe, 2014). La bioconstruction est limitée par l'espace disponible et le taux de croissance corallienne (Veron, 1995 ; Montaggioni, 2005 ; Camoin and Webster, 2015 ; Braithwaite, 2016 ; Husson et al., 2018 ; Pastier et al., 2019). L'espace disponible fluctue selon le gradient vertical de lumière, la géométrie du substratum, les mouvements verticaux, l'érosion marine, les vitesses de régression ou de transgression du niveau marin (e.g. Spencer, 2011 ; Pastier et al., 2019). La croissance corallienne varie selon l'espèce corallienne, les conditions physico-chimiques des océans ainsi que les conditions climatiques locales ou globales (e.g., Dullo, 2005 ; Montaggioni, 2005).

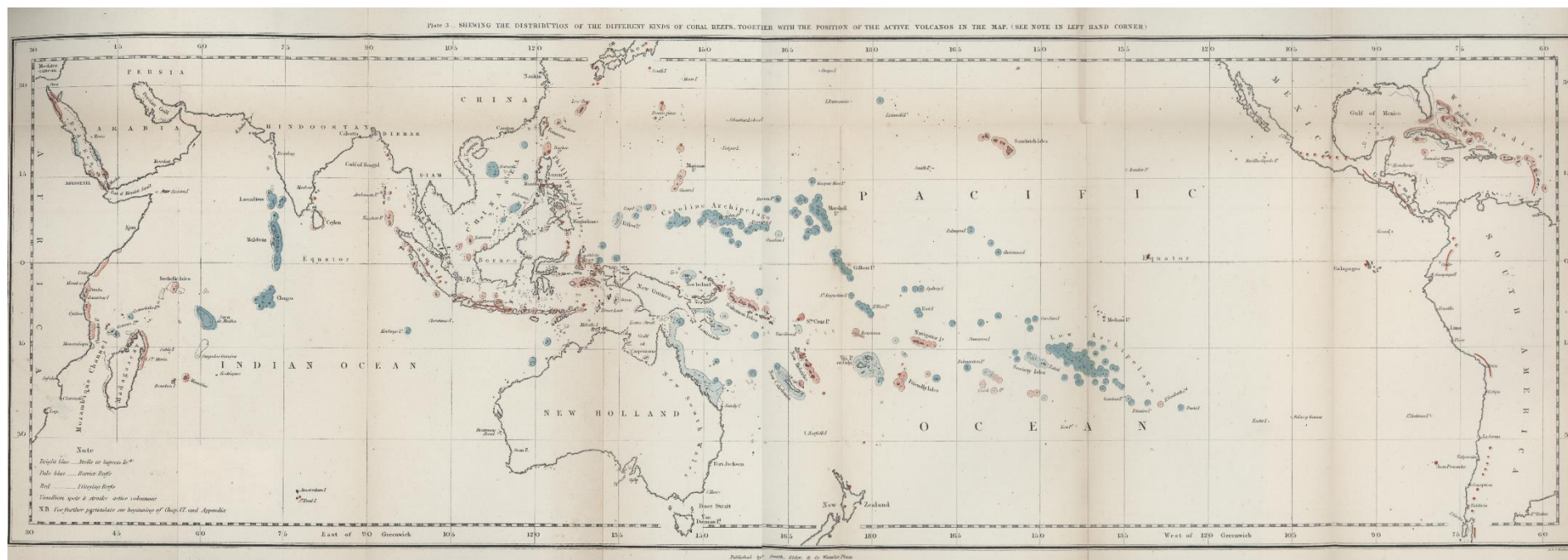


Fig. 8. Cartographie de Charles Darwin montrant la distribution des récifs coralliens à travers le monde (Charles Darwin, « *The structure and Distribution of Coral Reefs*, London: Smith 1842 (The Complete Works of Charles Darwin Online at <http://darwin-online.org.uk/>)).

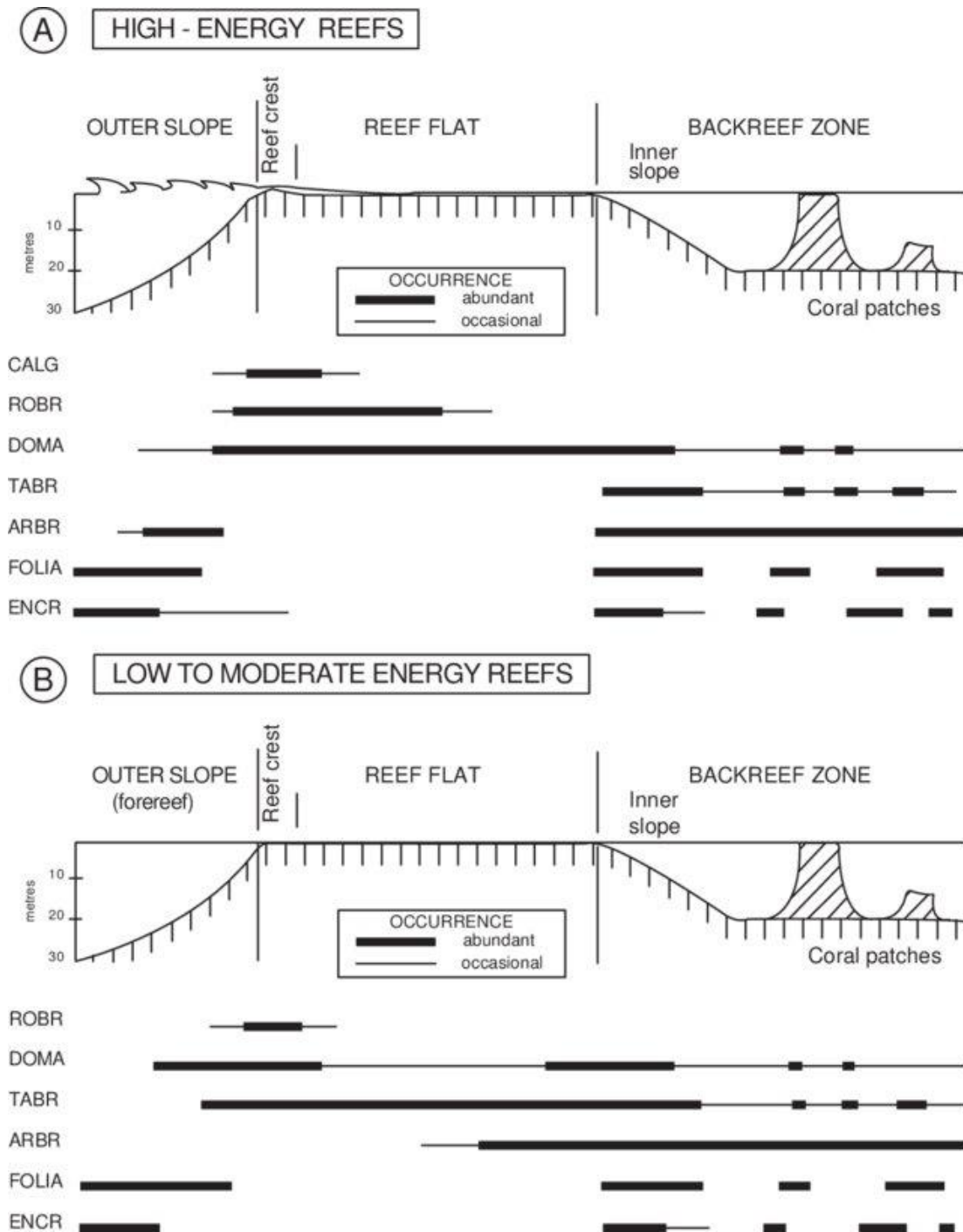


Fig. 9. Résumé schématique de la distribution des formes et assemblages dominants de coraux (et d'algues coralliennes) constructeurs de récifs dans la région tropicale Indo-Pacifique, des pentes extérieures plus profondes aux zones d'arrière-récifs, en fonction de l'énergie hydrodynamique et de la profondeur d'eau. **A)** Répartition dans les systèmes récifaux soumis à une énergie hydrodynamique élevée. **B)** Distribution dans les systèmes récifaux soumis à une énergie hydrodynamique faible. Assemblages et faciès : **CALG**=algue corallienne ; **ROBR**=corail ramifié robuste ; **DOMA**=corail en dôme ; **TABR**=corail ramifié tabulaire ; **ARBR**=corail arborescent ; **FOLIA**=corail foliacé ; **ENCR**=corail encroûtant. Figure issue de Montaggioni (2005).

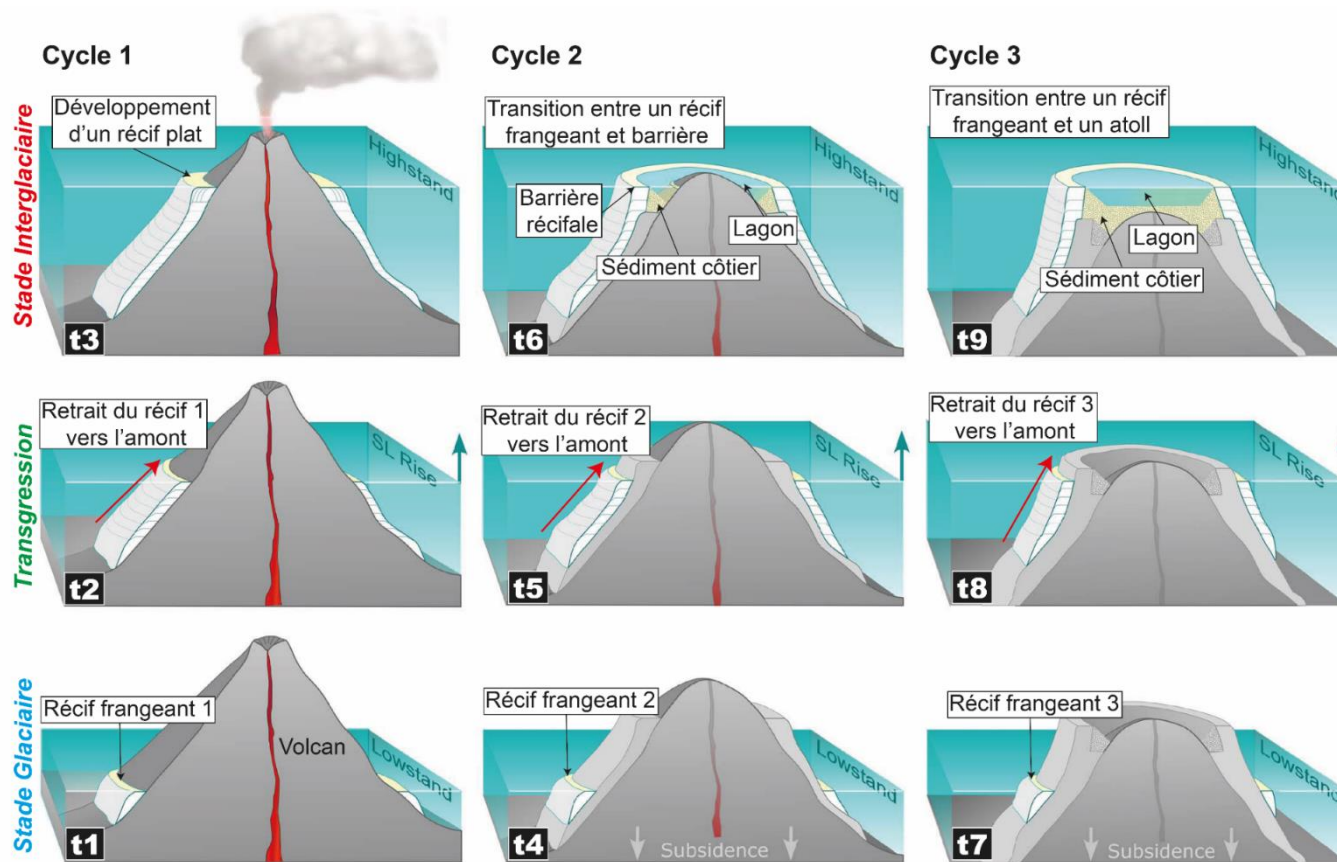


Fig. 10. Le recul des récifs frangeants contrôle la transition entre les types de récifs pendant les cycles glacio-eustatiques. Le premier cycle commence par un récif frangeant pendant une période glaciaire (t1). Au cours de la transgression post-glaciaire rapide, le récif est forcé de se retirer vers le haut en raison de son faible taux d'accrétion (t2). Ce n'est que lorsque la montée du niveau marin ralentit pendant l'interglaciaire que le récif frangeant peut avancer vers le large et construire un récif plat (t3). Après une seconde chute du niveau marin, lors de l'ère glaciaire suivante, le deuxième cycle commence, comme auparavant, par le retrait vers le haut d'un récif frangeant avec la transgression du niveau marin (t4). Cette fois, cependant, il rencontre l'ancienne plateforme récifale plate à une altitude plus basse en raison de l'affaissement tectonique (subsidence) de l'île. La légère pente inverse de la plateforme empêche tout nouveau recul vers le haut et fixe le nouveau récif sur son bord, produisant un lagon qui piège les sédiments côtiers (t5). Isolé des sédiments, le récif est colonisé par des acroporidés à croissance rapide qui lui permettent une accrétion verticale et de suivre le rythme de la montée du niveau marin, produisant ainsi une barrière récifale (t6). Lors du cycle final, l'affaissement et l'érosion déplacent le pic volcanique en dessous du niveau marin (t7), de sorte que lorsque le récif frangeant atteint le bord de l'ancienne barrière récifale (t8), il peut s'accrétionner verticalement et se transformer en atoll (t9). Figure modifiée à partir de Blanchon et al. (2014).

1.1.3.2. Les coraux et leur distribution

Le terme « corail » ne désigne pas une identité biologique précise, mais plutôt, dans le langage courant, des animaux fixes caractérisés par un exosquelette calcaire (coraux durs) ou protéinique (coraux mous) (e.g., Widmer, 2017 ; Ferry et Trentin, s. d.). Il existe différents ordres et classes fossiles et actuelles. Néanmoins, les animaux généralement désignés par le terme « corail », sont les coraux bâtisseurs de récifs (coraux *Scléactiniaires*, autrefois nommés *Madréporaires*) appartenant et constituant le principal ordre des coraux durs (classe : *Anthozoa* ; embranchement : *Cnidaria* ; classe *Anthozoa* ; sous-classe : *Hexacorallia* ; ordre *Scleractinia* ; e.g., Widmer, 2017) et qualifié de « coraux hermatypiques ». Ces coraux sont constitués de polypes vivant en symbiose avec des algues microscopiques : les zooxanthelles (genre : *Symbiodinium*) (e.g., Widmer, 2017 ; Ferry et Trentin, s. d.). Ces dernières fournissent aux coraux de l'énergie grâce aux processus de photosynthèse (e.g., Widmer, 2017 ; Ferry et Trentin, s. d.). L'activité métabolique des organismes primaires (e.g., les coraux) et des organismes secondaires du récif (e.g., les algues) permet la minéralisation du carbonate de calcium (i.e. CaCO_3) dissous, et sursaturé dans l'eau de mer, sous forme de calcite ou d'aragonite (Ferry et Trentin, s. d.). De ce fait, chaque polype sécrète son propre exosquelette, formant un squelette colonial propre à chaque espèce corallienne.

Les coraux sont extrêmement sensibles aux conditions environnementales dans lesquelles ils évoluent (Trench, 1979). Ainsi, ils croissent dans les environnements où les conditions physico-chimiques leur sont favorables, c'est-à-dire, une température de l'eau comprise entre 18 et 30°, une salinité de 30 à 40, des eaux claires, peu profondes et bien oxygénées (i.e. la zone euphotique) (Fig. 9). Les différentes espèces coralliennes se développent généralement sous forme de colonies qui peuvent prendre plusieurs formes, principalement encroûtantes, tabulaires, branchues, colonnaires ou massives (Fig. 9). Ces colonies sont réparties à l'intérieur du récif en fonction des facteurs physiques (profondeur, luminosité, turbidité, énergie des vagues, exposition à l'air libre, etc.) et de facteurs biologiques (e.g., compétition entre espèces, taux de croissance des espèces coralliennes) (Fig. 9) (Chappell, 1980 ; Huston, 1985 ; Montaggioni, 2005). Le taux de croissance des colonies coralliennes est de l'ordre de quelques centimètres par an et varie en fonction des espèces et des conditions environnementales. Par exemple, les coraux massifs (e.g., *Porites asteroides*) ont un taux de calcification compris entre

4 et 40 mm/an, alors que ceux des coraux ramifiés (e.g., *Acropora cervicorni*) ont un taux supérieur d'un ordre de grandeur, soit 100-200 mm/an (Dullo, 2005).

Les régions dans lesquelles vivent aujourd'hui les coraux scléactiniaires, peu profonds et constructeurs de récifs, sont limitées aux provinces intertropicales de l'Indo-Pacifique et de l'Atlantique (Figs. 8 ; 13) (Montaggioni et Braithwaite, 2009). Plus de 700 espèces de coraux ont été décrites dans l'Indo-Pacifique (Stoddart, 1969 ; Veron, 1995). Il existe un centre bien défini de forte diversité des espèces coralliennes, dont les limites sont représentées par Sumatra et Java (sud de l'Indonésie) au sud-ouest, Sabah (nord de l'Indonésie) et les Philippines au nord-ouest, et la Papouasie-Nouvelle-Guinée au nord-est (Fig. 11) (Montaggioni et Braithwaite, 2009). Cette zone de forte diversité est communément nommée « triangle de corail » (Fig. 11).

En Atlantique, et plus particulièrement dans la mer des Caraïbes, la faune corallienne est moins importante et est très proche de celle observée dans le Pacifique central à l'extrême est (Fig. 11). La diversité corallienne des Caraïbes peut tout de même atteindre jusqu'à 26 genres et 35 espèces dans la zone de Puerto Rico/Jamaïque (Fig. 11) (Montaggioni et Braithwaite, 2009). Les zones du Pacifique central (Samoa, Polynésie française et les îles Cook) comptent entre 50 et 150 espèces (Fig. 11) (Montaggioni et Braithwaite, 2009). Les îles Hawaï et la partie la plus à l'est du Pacifique sont les zones indo-pacifiques les plus dépeuplées, avec environ 10 espèces (Fig. 11) (Montaggioni et Braithwaite, 2009). Dans l'océan Indien tropical, la diversité des espèces tend à être uniforme. Le nombre d'espèces varie de 200 à 250 en Australie occidentale et de 50 à 200 dans l'océan Indien occidental (Fig. 11). Une diversité d'espèces légèrement plus élevée se trouve dans la partie centrale de la mer Rouge (i.e. jusqu'à 200 espèces) (Montaggioni et Braithwaite, 2009).

Au cours du Quaternaire, la diversité des espèces coralliennes a été légèrement modifiée tant dans l'Indo-Pacifique que dans les Caraïbes (Montaggioni et Braithwaite, 2009). Cependant, leur répartition latitudinale est probablement restée constante, bien que leur nombre ait pu diminuer de façon spectaculaire pendant les périodes de faible niveau marin, en réponse à la réduction de la disponibilité des substrats rocheux (Montaggioni et Braithwaite, 2009). Ainsi, de par cette homogénéité latitudinale et par leurs développements plus ou moins constants au cours du Quaternaire, les récifs coralliens constituent d'excellents marqueurs du niveau marin.

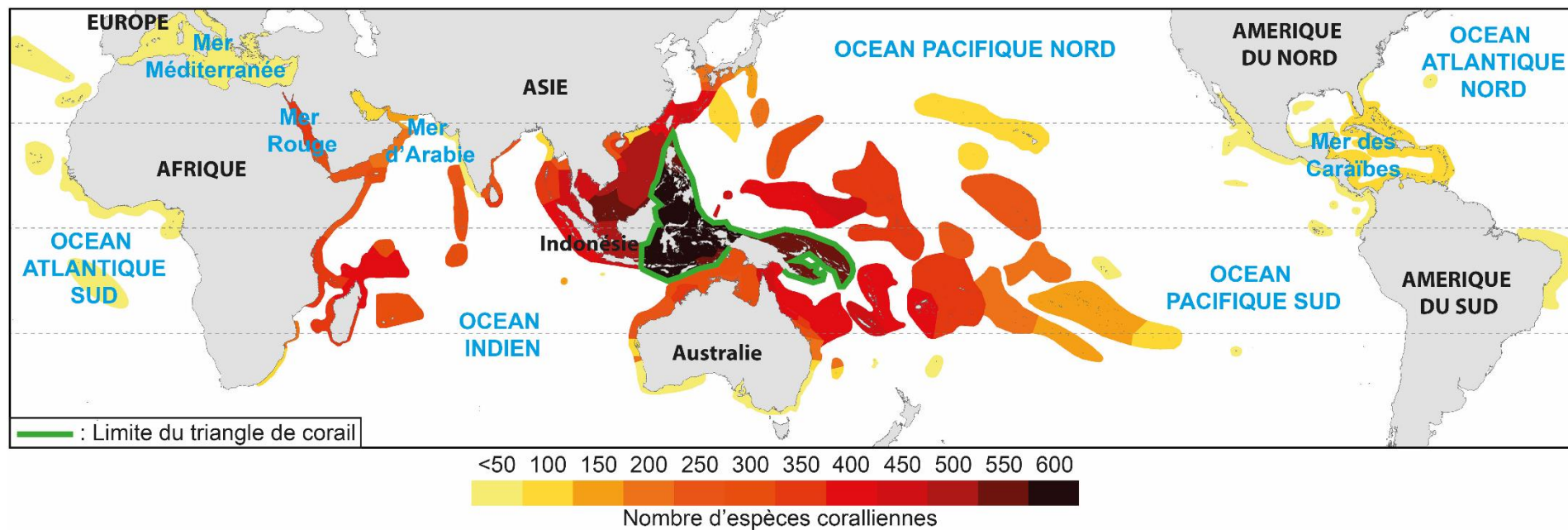


Fig. 11. Diversité mondiale des espèces coralliennes. Carte modifiée à partir de Veron et al. (2015).

1.1.3.3. Morphologie des récifs coralliens

Principalement suite à la théorie de Charles Darwin sur la formation des atolls, décrivant les différents types de récifs comme étant des étapes successives des récifs encerclant un système insulaire volcanique en subsidence (e.g., Scoffin and Dixon, 1983), mais aussi en raison de la présence ou non de côte, de leur morphologie globale, etc. les récifs coralliens sont divisés en trois catégories.

Les récifs frangeants sont les récifs les plus communs et représentent la forme de récif la plus élémentaire (Kennedy et Woodroffe, 2002). Ce sont des plateformes de corail vivant, étroites et submergées (Figs. 10 ; 12A ; 12B). Ils se développent près des côtes tropicales, autour des îles ou des continents (Figs. 10 ; 12A ; 12B). Au cours de son développement, le récif acquiert une zonation morphologique reflétant les exigences écologiques des différentes espèces coralliennes et la variabilité des conditions physiques (Fig. 9). Cependant, pour toutes les morphologies récifales (frangeant, barrière ou atoll), actuelles ou fossiles, on retrouve globalement une même succession zonale : ensemble fronto-récifal (pente externe ou avant récif et crête récifale), l'ensemble épi-récifal (plateforme ou platier récifal), l'ensemble post-récifal (zone d'arrière-récif), et l'ensemble fronto-littoral (plage, encoche, etc.) (Fig. 12) (Battistini et al., 1975 ; Guilcher, 1988 ; Montaggioni et Braithwaite, 2009).

La pente externe de l'avant-récif est marquée par la présence d'éperons et de sillons qui correspondent à l'expression géomorphologique des courants de retour provoqués par le déferlement de la houle (Fig. 12). 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. 12). 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. La plateforme récifale est subhorizontale et très souvent découverte à marée basse. La zone d'arrière-récif est une zone plutôt plane à largeur variable et plus ou moins immergée selon le type de récif (Fig. 12). Au plus proche du littoral, au-dessus de l'arrière-récif, on peut retrouver des formations sédimentaires émergées, qui sont souvent composées de débris coralliens (Fig. 12).

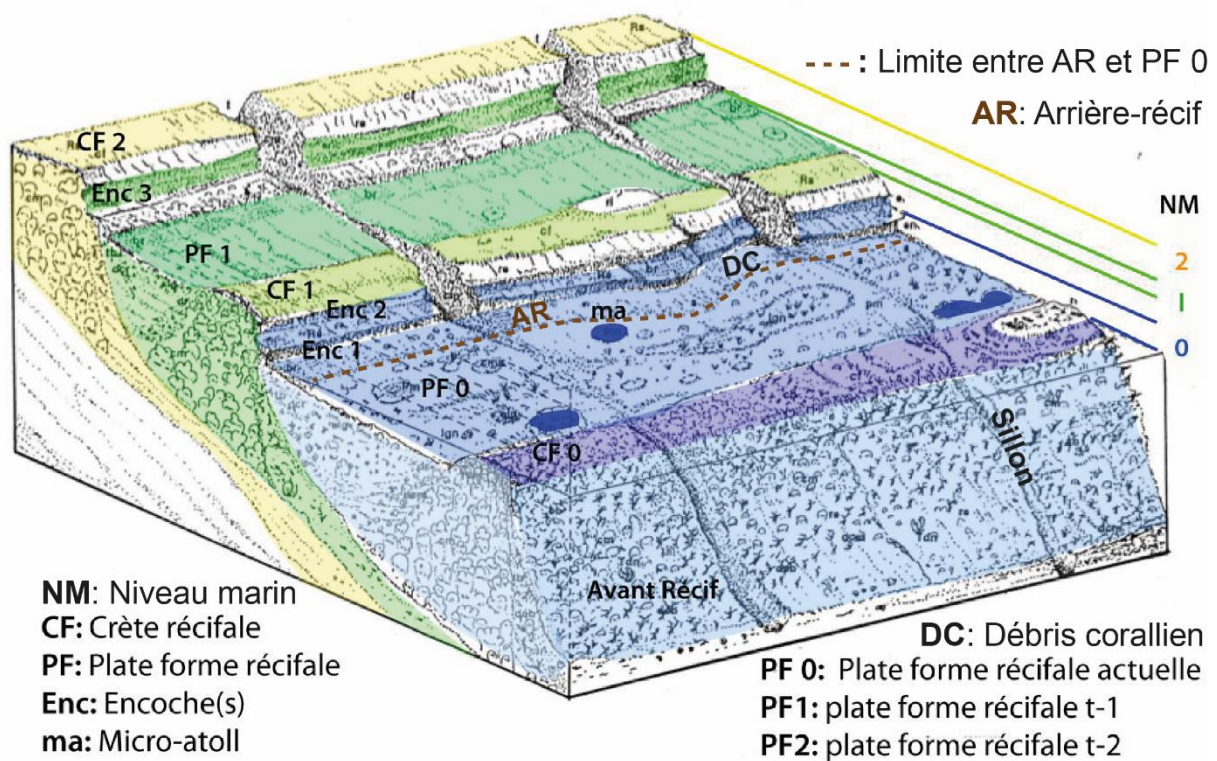


Fig. 12. Bloc diagramme représentant une séquence de récifs frangeants soulevés surplombant un récif frangeant actuel. Figure modifiée depuis Hantoro (1992).

Les récifs frangeants croissent en fonction de la pente et de l'énergie des vagues, à une distance relativement courte du rivage. Ils sont parfois séparés de ce dernier par un lagon intérieur peu développé ou un chenal naissant. Ils peuvent parfois être asymétriques s'ils se sont mis en place sur des fondations antérieures asymétriques ou s'il existe une réponse spatiale différentielle aux vagues incidentes et au transport de sédiments (Montaggioni et Braithwaite, 2009).

Un récif barrière est caractérisé par un rempart (ou barrière récifale), parallèle à la côte séparée par un lagon large ou un chenal profond (Figs. 10 ; 13C ; 13D) (Gardiner, 1903). Sur ces récifs, les coraux croissent aussi bien dans les eaux calmes du lagon que sur la barrière récifale (i.e. la crête récifale et la pente récifale). La barrière de corail la plus populaire est la Grande barrière de corail d'Australie, qui est le plus grand système récifal du monde. Seuls les récifs barrières associés à des îles volcaniques sont conformes au modèle de subsidence de Darwin (Fig. 10). La Grande Barrière de Corail australienne, le Belize, les Maldives et les systèmes de barrières de corail de Nouvelle-Calédonie ne répondent que partiellement à l'hypothèse de Darwin. Pour les récifs-barrières et les plates-formes associées aux masses

continentales, l'origine semble plus complexe. Ces récifs recouvrent généralement des structures tectoniques antérieures (e.g., Hopley, 1982). Chappell (1983), d'après les hypothèses de Daly (1915), propose que les barrières puissent dériver des récifs frangeants en réponse à des changements temporels du niveau marin (Fig. 10).

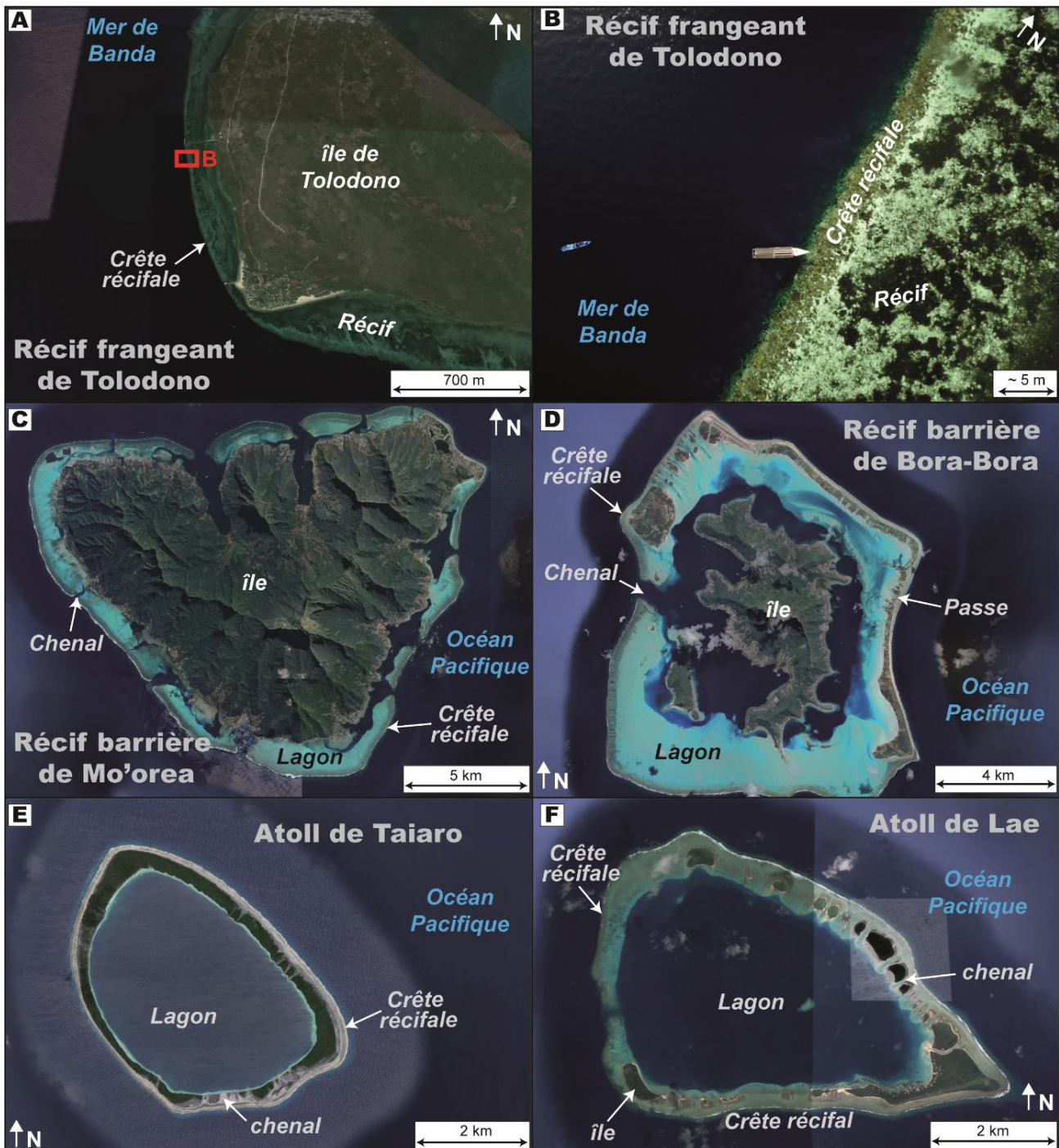


Fig. 13. Exemple des différents types de récifs : A) et B) Récifs frangeants, C) et D) Récifs barrières, E) et F) Atolls. Excepté la Fig. B, les images sont issues de Google Earth.

Les atolls sont des récifs coralliens en forme d'anneaux encerclant un lagon, parfois associés à une série d'îles et un certain nombre de canaux traversant la barrière récifale (Gardiner, 1903) (Figs. 10 ; 13E ; 13F). Ils peuvent être presque fermés (Atoll de Taiaro, Polynésie française ; Fig. 13D) ou relativement ouverts sur l'océan (Atoll de Lae, îles Marshall ; Fig. 13F). Tous les atolls ne se développent pas par subsidence comme proposé par Charles Darwin (Fig. 10). En effet, leur développement peut être engendré par le forçage eustatique comme pour les îles dispersées sur la marge de la Grande Barrière de Corail (nord-est de l'Australie) (Fig. 10) (Montaggioni and Braithwaite, 2009). D'autre part, Bourrouilh-Le Jan et Talandier (1985) ont évoqué l'importance des événements de haute énergie (e.g., les ouragans) dans la formation des atolls. D'ailleurs, les remblais ou remparts de tempête sont une caractéristique commune des atolls du Pacifique (Scoffin, 1993 ; Montaggioni et Pirazzoli, 1984). De plus, il est également admis que les antécédents karstiques, formés lors de l'émersion des atolls pendant les périodes de bas niveau marin, jouent un rôle important dans le développement et la forme moderne des atolls (e.g., MacNeil, 1954 ; Purdy, 1974 ; Droxler et Jorry, 2020).

1.1.3.4. Modes de croissance des récifs coralliens

Développés à partir d'études des systèmes récifaux holocènes par Neumann et Macintyre (1985) puis Davies et Montaggioni (1985), trois modes de croissance de base des récifs coralliens reflètent la réponse potentielle des récifs aux variations du niveau marin (Camoin et Webster, 2015). Ces modes peuvent être utilisés comme modèle brut pour indiquer comment les récifs coralliens répondent aux différents taux de variation du niveau marin passé et futur (Fig. 14) (Hopley et Kinsey, 1988 ; Woodroffe et Murray-Wallace, 2012 ; Woodroffe et Webster, 2014).

Premièrement, le mode « *keep-up* » définit des récifs qui ont commencé à croître dès que le substrat a été inondé et qui se sont développés au même rythme que l'élévation du niveau marin (lorsque le taux d'accrétion récifale potentiel suit cette élévation), ce qui offre un espace d'hébergement continu (Fig. 14) (Camoin et Webster, 2015).

Deuxièmement, le mode « *catch-up* » caractérise les récifs qui ont affiché un retard d'initiation (lorsque l'élévation du niveau marin dépasse le taux d'accrétion potentiel) et qui ont ensuite rattrapé le niveau marin (lorsque l'élévation du niveau marin a ralenti et que l'aggradation des récifs était bien établie) (Fig. 14) (Camoin et Webster, 2015).

Troisièmement, le mode « *give-up* » correspond aux récifs qui n'ont pas atteint le niveau marin et qui ont été noyés (Fig. 14) (Buddemeier et Hopley, 1988 ; Camoin et Webster, 2015). Les réactions des récifs à l'élévation du niveau marin varient considérablement au sein d'un même système récifal et un système récifal entier peut rarement être classé comme un récif « *keep-up* » ou « *catch-up* » (Montaggioni, 2005).

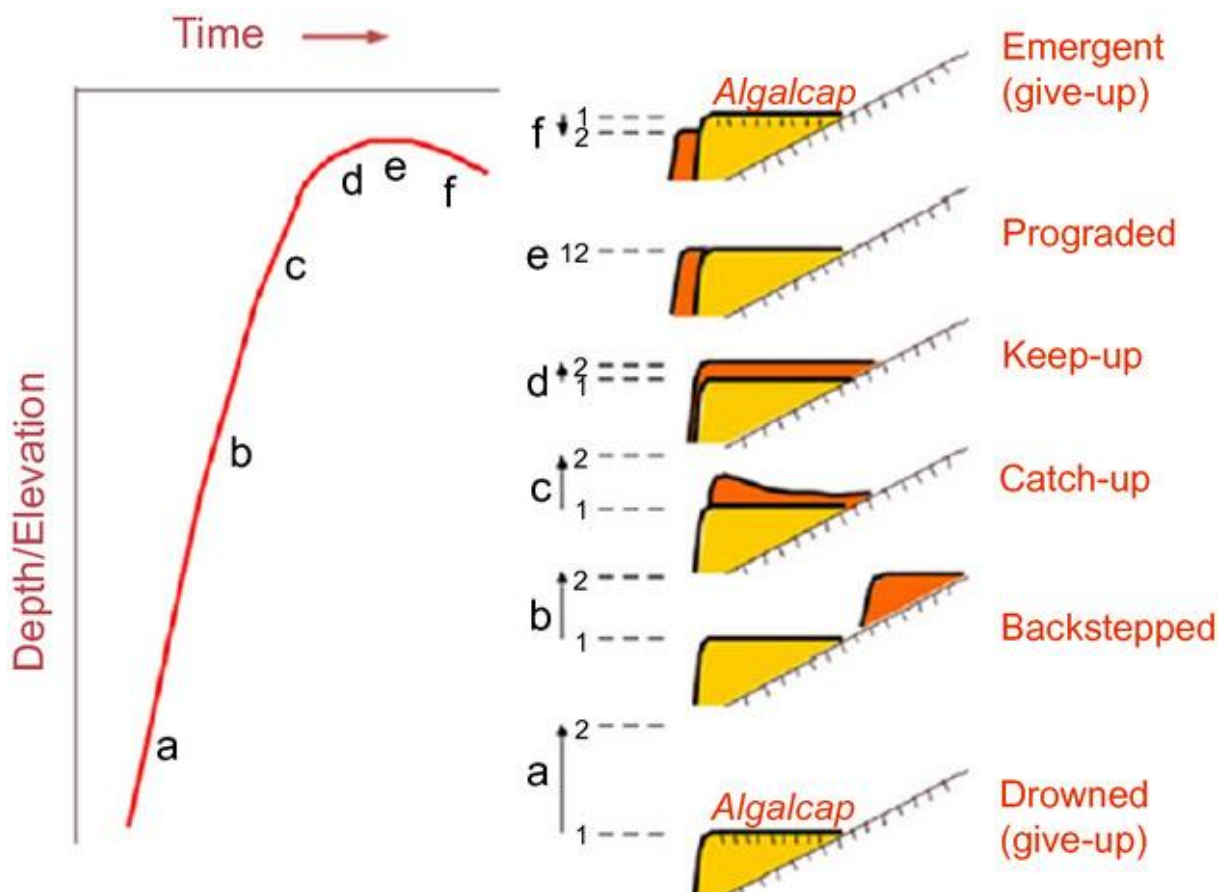


Fig. 14. Illustration schématique de la réponse des récifs aux variations du niveau marin à l'Holocène (figure 3 de Camoin et Webster, 2015 et inspiré de Woodroffe, 2003).

En outre, comme l'indiquent Woodroffe et Webster (2014), les modèles de développement des récifs peuvent être plus compliqués que le simple remplissage vertical de l'espace disponible ; par exemple, il est important de faire la distinction entre les récifs qui ont adopté le mode de croissance « *catch-up* » et les signatures similaires vers le haut de faible profondeur produit en conséquence de la progradation latérale des récifs (e.g., Webster et Davies, 2003). Ainsi, des études à plus haute résolution spatiale et temporelle de la réponse des récifs à des changements plus fréquents du niveau marin sont primordiales pour évaluer les changements passés et futurs du niveau marin sur les modes de croissance des récifs (e.g., Camoin et Webster, 2015).

1.1.3.5. Les séquences de terrasses de récifs coralliens émergées quaternaires

Une terrasse de récifs coralliens (TRC) émergée se forme généralement suite à l'émersion d'un ancien récif frangeant même si quelques cas de paléo-atolls émergés sont répertoriés. La succession des variations eustatiques quaternaires combinée au soulèvement tectonique engendre la formation d'une séquence de TRCs émergée. Depuis le 19^{ème} siècle, ces remarquables objets géologiques ont suscité la curiosité de la communauté scientifiques (e.g., Darwin, 1842 ; Crosby, 1883 ; Daly, 1915 ; Pirazzoli et al, 1993 ; Murray-Wallace and Woodroffe, 2014 ; Pedoja et al, 2018). En effet, les séquences de TRCs sont des archives cruciales des propriétés chimiques et des températures de l'océan, des paléo-niveaux marins et des mouvements tectoniques.

1.1.3.5.1. Les séquences de terrasses de récifs coralliens émergées à travers le monde

Les TRCs sont des surfaces planes géomorphologiques rencontrées dans les zones tropicales et constituent un type de terrasses marines au sens large du terme (Schwartz, 2006 ; Cabioch, 2011 ; Murray-Wallace et Woodroffe, 2014 ; Rovere et al., 2016 ; Pedoja et al., 2018). Lorsque le niveau marin global baisse trop rapidement et/ou que le récif est soulevé par des mouvements tectoniques ou un ajustement isostatique glaciaire (GIA), il émerge, meurt et se fossilise, formant une TRC. Les effets combinés des oscillations du niveau marin et du soulèvement tectonique peuvent entraîner la génération d'une séquence de TRC avec une géométrie en escalier (Figs. 15 ; 16) (e.g., Chappell, 1974 ; Pirazzoli, 2005). Depuis le 19^{ème} siècle, de telles séquences ont été décrites dans la province des Caraïbes (Haïti, Cuba, Barbade ; e.g., Crosby, 1883), dans la province indo-pacifique (Indonésie, Papouasie-Nouvelle-Guinée, Japon, Fidji, Philippines, et autres îles ou archipels ; e.g., Darwin, 1842 ; Daly, 1915 ; Pirazzoli et al., 1993 ; Pedoja et al., 2018), ainsi que sur le littoral de la mer Rouge (Scholz et al., 2004 ; Murray-Wallace et Woodroffe, 2014 ; Pedoja et al., 2011 ; 2014 ; Obert et al., 2019). Compte tenu du nombre de terrasses, de datations, d'études, la séquence de la péninsule de Huon (Papouasie-Nouvelle-Guinée) et de la Barbade sont considérées comme des références globales pour l'étude de la tectonique, des paléoclimats et des paléo-niveaux marins du Pléistocène (Fig. 15). La séquence de TRCs du cap Laundi, sur l'île de Sumba, est potentiellement une des plus

longues et complètes au monde (l'âge de la plus haute TRC étant estimé à ~1 Ma ; voir Partie 1 - Chapitre 2 – Sous-partie 1.2.2.2.) (Pirazzoli et al., 1991).

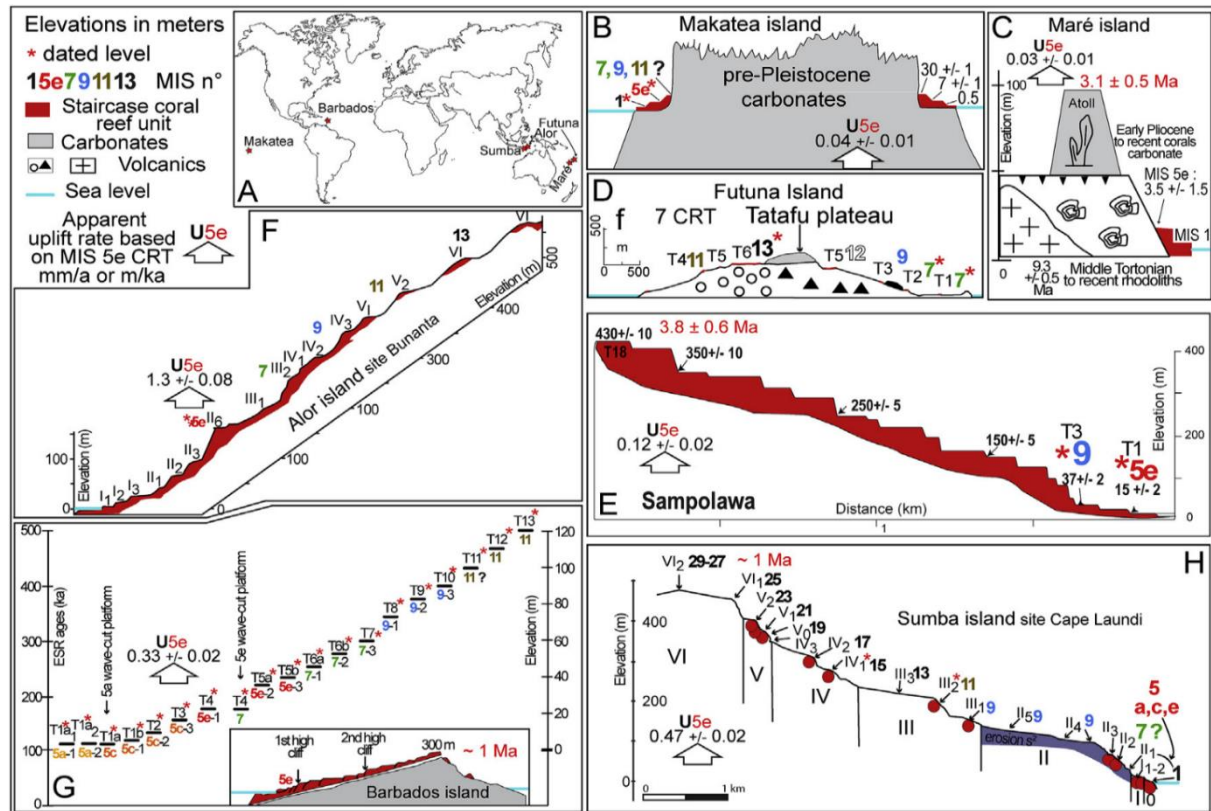


Fig. 15. Séquences de terrasses de récifs coralliens. Figure modifiée d'après la Figure 15 de Pedoja et al., 2018 (voir Pedoja et al., 2014 pour une bibliographie détaillée). **A**) Répartition mondiale des sites détaillés. **B**) Île de Makatea (Montaggioni et al., 1985). **C**) Île Mare (Guyomard et al., 1996). **D**) Futuna Island (Neef et McCulloch, 2001). **E**) Péninsule de Sampolawa (Pedoja et al., 2018). L'épaisseur des unités de calcaire récifal est arbitraire. **F**) Péninsule de Kabola, île d'Alor, Indonésie (Hantoro et al., 1994). **G**) Île de la Barbade (Radtke et al., 1988 ; Schellmann et Radtke, 2004). **H**) Cap Laundi, île de Sumba (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993).

1.1.3.5.2. Morphologie des séquences de terrasses de récifs coralliens émergées

Morphologiquement, une TRC est une étendue de calcaire récifal à surface plane ou légèrement inclinée et limitée vers la mer par un changement de pente (c'est-à-dire un bord distal associé à une falaise plus ou moins abrupte ; Fig. 16), généralement décrite comme la paléo-crête récifale (e.g., Pirazzoli et al., 1991 ; Rovere et al., 2016). L'origine de la falaise séparant les TRCs successives, c'est-à-dire la falaise marine d'érosion ou l'ancienne pente

d'avant-récif (ou les deux), est discutée depuis longtemps (e.g., Chappell, 1974). Vers l'intérieur des terres, au bord intérieur, une TRC est caractérisée par une rupture de pente, parfois interprétée comme un angle de rivage (*shoreline angle* en anglais), pouvant être prise comme référence pour les reconstitutions du niveau marin relatif, et associée à une encoche d'érosion qui correspond à la nature de la falaise marine d'érosion (e.g., Cheng et Speed, 2004 ; Pedoja et al., 2018). Mais en général, l'élévation d'une TRC prise comme point de référence pour les reconstitutions du niveau marin relatif, correspond à son élévation moyenne ou, s'il est présent, à l'élévation de la plus haute colonie de corail *in situ*, qui se trouvent généralement sur la paléo-crête récifale (Rovere et al., 2016). En effet, l'élévation de la paléo-crête récifale, -encoche ou de la -rupture de pente du récif vers le continent (c'est-à-dire le bord intérieur) sont de bons indicateurs du paléo-niveau marin relatif (e.g., Burbank et Anderson, 2012) et sont généralement associés aux hauts niveaux marins d'anciens stades interglaciaires (Lajoie, 1986).

Cependant, la différence d'élévation entre les bords intérieurs et distaux peut être trop importante, au Cap Laundi par exemple (Pirazzoli et al., 1991), pour considérer que l'élévation moyenne d'une TRC est représentative de l'ancien récif qui l'a construit ou que les bords distaux (*distal edges* en anglais) correspondent à des paléo-crêtes récifales bien préservées. Ainsi, dans cette étude, la référence d'élévation pour une TRC est le bord intérieur (*inner edge* en anglais). La longueur et la hauteur d'une TRC correspondent respectivement à la distance et à la différence d'élévation entre les deux bords intérieurs qui entourent la TRC. Au cap Laundi, les falaises limitant les TRCs sont parfois très légèrement inclinées (Pirazzoli et al., 1991), elles seront appelées la partie distale des TRCs (*distal part* en anglais) et seront discutées en termes d'angularité (Partie 2).

La stratigraphie et la morphologie d'une TRC, ainsi que celles d'une séquence, résultent des interactions entre le mouvement vertical des terres, les variations absolues et relatives du niveau marin, la pente des fondations, les processus d'érosion (mécanique ou chimique et d'origine marine ou continentale), la bioconstruction des récifs, l'accumulation ultérieure de sédiments érodés et la réoccupation des récifs (e.g., Pirazzoli, 2005 ; Cabioch, 2011 ; Husson et al., 2018 ; Pedoja et al., 2018 ; Pastier et al., 2019). Les taux de croissance des récifs, de l'érosion marine et de la sédimentation peuvent varier dans l'espace en raison d'un changement de direction du littoral (par exemple, d'une baie à un cap), entraînant une modification de la géométrie finale de la séquence (Fig. 16). Ainsi, de l'échelle globale à locale, les séquences de TRCs montrent

une forte hétérogénéité spatiale dans leurs morphologies : selon où l'observateur se situe sur la côte, telle ou telle TRC sera présente ou inexistante, réoccupera ou non la TRC supérieure, etc. (Figs. 15 ; 16) (Pedoja et al., 2018). De ce fait, une TRC avec une haute falaise marine fossile continue (>10 m ; TRC I sur la figure 16) peut comprendre de nombreuses TRCs secondaires ou intermédiaires (TRC I₁ et I₂ sur la figure 16) avec ou sans falaises marines fossiles basses (<10 m) et érodées et diverses unités de calcaire récifal (Fig. 16) (Hantoro et al., 1989 ; Pirazzoli et al., 1993 ; Speed et Cheng, 2004). Géomorphologiquement, ces TRCs composées sont appelées TRCs principales (e.g., Pirazzoli et al., 1993). Ces TRCs principales, formant parfois morphologiquement une seule TRC (TRC I sur la figure 16), peuvent contenir des colonies de corail échantillonnées en position de croissance sur leur surface fournissant des âges associés à différents MIS (les différentes unités de calcaire récifal de la CRT I sur la figure 16) (e.g., Pirazzoli et al., 1993 ; Bard et al., 1996). Lorsqu'un tel diachronisme est observé, ces TRCs sont appelés TRCs composites (par exemple, Kindler et al., 2007).

Ces TRCs composites indiquent donc que plusieurs oscillations du niveau marin peuvent être enregistrées sur une même surface morphologique principale. Une des manières de mettre en évidence l'enregistrement de plusieurs hauts niveaux marins sur une même TRC, est la datation absolue de plusieurs échantillons au travers de sa surface (e.g., ESR (*Electronic Spin Resonance*) ; ²³⁰Th/U ; ¹⁴C ; voir Partie 1 - Chapitre 3 – Sous-partie 1.3.2.1.). En effet, les âges obtenus peuvent montrer un fort diachronisme au sein d'une même TRC. Par exemple, au Cap Laundi (Sumba, Indonésie), les auteurs précédents (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993 ; Bard et al., 1996) ont mis en évidence, par différentes méthodes de datation (ESR ; ²³⁰Th/U ; ¹⁴C), que certaines TRCs étaient composées de coraux avec des âges corrélables à différentes périodes interglaciaires (voir Partie 1 - Chapitre 2 – Sous-partie 1.2.2.3.). Une manière d'expliquer ces résultats est de stipuler que la surface de la terrasse a pu être réoccupée au cours de plusieurs stades ou sous-stades interglaciaires (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993 ; Bard et al., 1996).

Par conséquent, les séquences de TRCs ne peuvent pas être considérées comme des empilements linéaires de paléo-récifs, et les TRCs elles-mêmes ne doivent pas être considérées comme des paléo-récifs uniques (e.g., Pedoja et al., 2018). En effet, les effets conjugués des oscillations du niveau marin au Quaternaire, des mouvements tectoniques et de l'érosion marine peuvent entraîner des réoccupations de récifs fossiles. Étudier ces processus de réoccupation est l'un des enjeux de cette thèse.

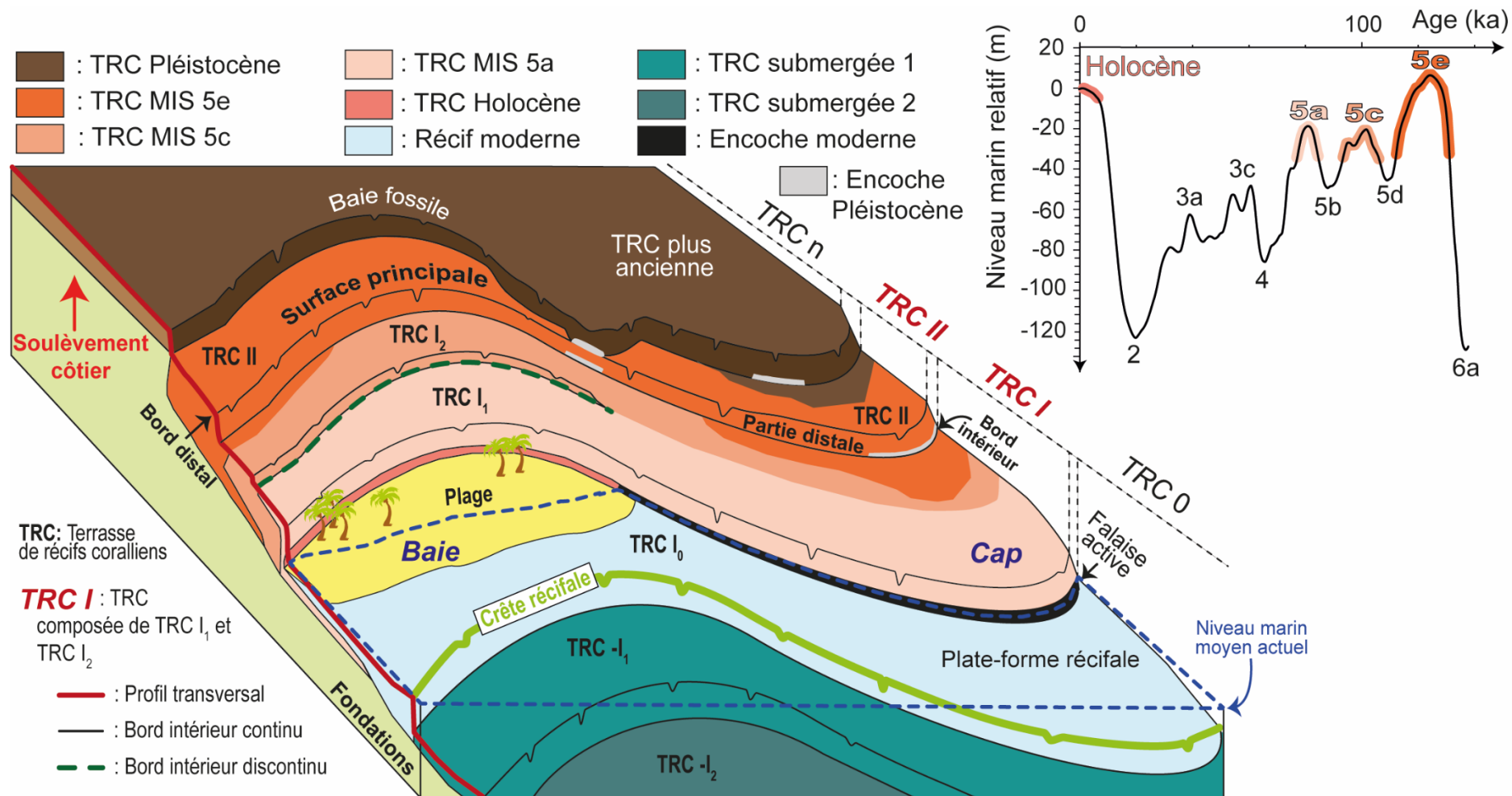


Fig. 16. Vue schématique tridimensionnelle d'une séquence de TRCs, d'une baie à un cap. Figure modifiée depuis la Fig. 3A. de Pedoja et al. (2018). La courbe du niveau marin des derniers 150 000 ans est issue de Waelbroeck et al. (2002).

1.1.3.5.3. Problématique de la thèse sur la morphogenèse des terrasses de récifs coralliens

La morphologie finale des TRCs ne résulte pas que des forçages tectonique et eustatique. Elle résulte d'interactions complexes entre différents paramètres tels que la pente du substrat rocheux, les vitesses de soulèvement, les variations glacio-eustatiques (amplitude et vitesse), les taux de bioconstruction récifale, les taux d'érosion marine, de sédimentation et d'érosion continentale (Fig. 17) (e.g., Pirazzoli, 2005 ; Cabioch, 2011 ; Husson et al., 2018 ; Pastier et al., 2019).

Cependant la dénudation continentale affectant les TRCs, l'érosion au niveau marin zéro (Fig. 17) et les réoccupations de certaines terrasses par des niveaux marins plus récents (Fig. 16) ne sont pas des phénomènes systématiquement pris en compte par la communauté scientifique s'intéressant au sujet. Ces approximations biaisent toutes quantifications exactes des taux de soulèvements côtiers, faussent toutes reconstitutions des niveaux marins et des conditions environnementales passées.

Enfin, elles amènent à ignorer la vulnérabilité de ces côtes récifales face à l'érosion marine et continentale (Fig. 17). Cette thèse vise donc à mieux appréhender la morphogenèse des terrasses de récifs coralliens vis-à-vis du couplage Tectonique/Érosion/Eustatisme afin d'optimiser leur utilisation en tant qu'archives environnementales en (1) appréhendant et datant les différentes étapes de leur morphogenèse, (2) en quantifiant les processus impliqués et (3) en déterminant l'impact des forçages internes et externes sur celles-ci (tectonique, eustatique, climatique, dynamique océanique, biologique).

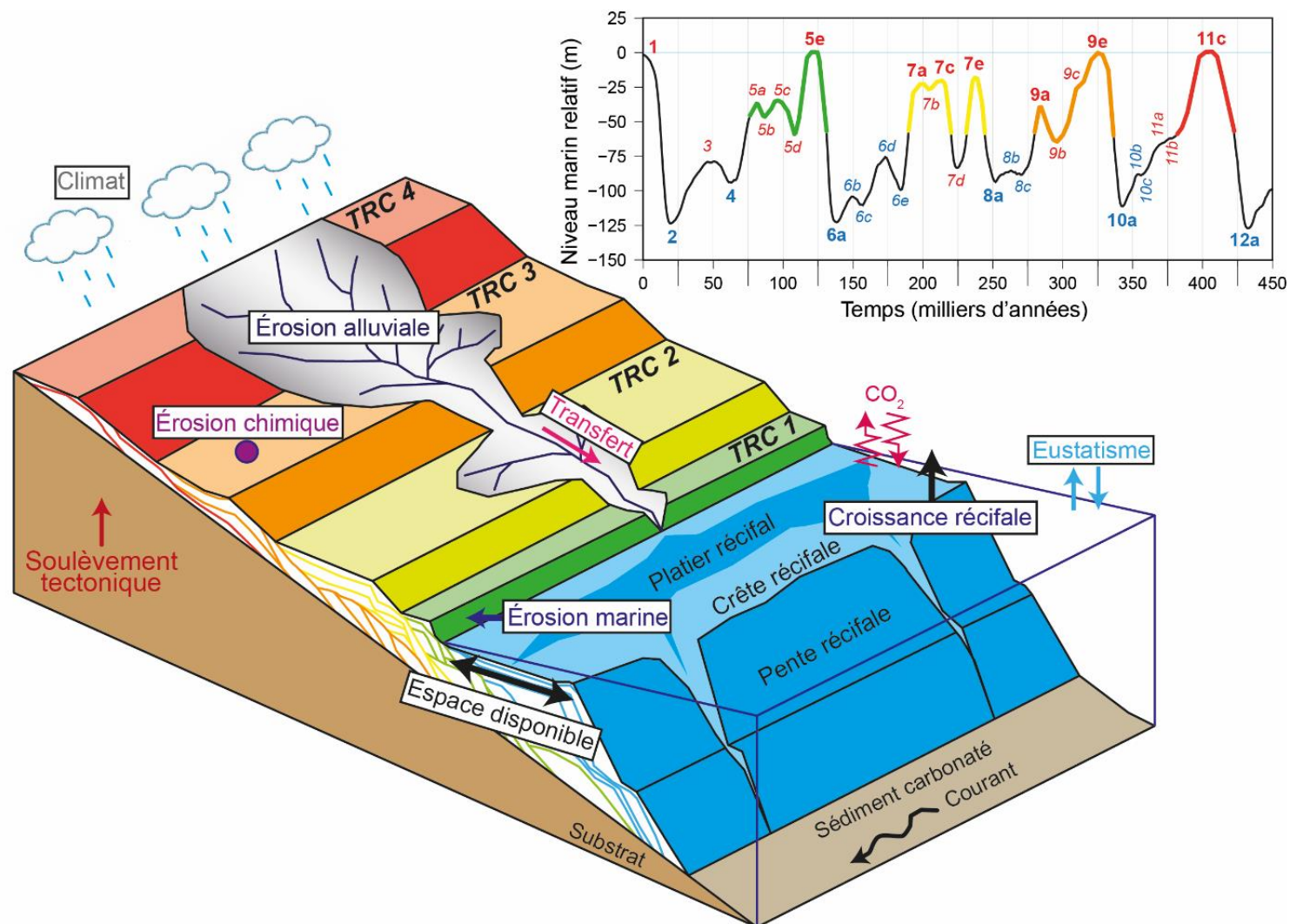


Fig. 17. Vue schématique tridimensionnelle d'une séquence de terrasses de récifs coralliens âgée d'environ 400 000 ans et montrant les différents processus responsables de sa morphogenèse. La courbe du niveau marin relatif est issue de Bintanja et van de Wal (2008).

1.1.5. Les marqueurs de l'érosion des terrasses de récifs coralliens

Nos observations de terrain et des données bibliographiques (e.g., Pedoja et al., 2018) montrent que les terrasses de récifs coralliens subissent depuis leur émergence des processus d'érosion divers et variés qui demandent à être appréhendés pour mieux comprendre la morphologie finale des terrasses.

1.1.5.1. Érosion marine et sédimentation

Les récifs sont soumis à l'érosion marine qui contrôle notamment, avec la variation du niveau marin et des mouvements tectoniques, leur espace disponible d'extension et de croissance, mais aussi toute la géomorphologie de ses environs. Au cours de leur émergence, la partie sommitale du récif peut être décapée par celle-ci. La crête récifale est soumise directement à la houle et subit une abrasion marine intense. À l'arrière, le pouvoir érosif se dissipe et la plateforme est peu impactée en dehors d'événements climatiques tempétueux ou de tsunamis (Anderson et al., 1999). En revanche, lors de ces événements extrêmes, ou lorsque le récif est profond, l'érosion marine façonne à terre, une falaise côtière qui au cours du temps migrera en amont et produira ainsi le recul de la côte littorale. La partie distale des TRCs basses proche du niveau marin peut être affectée par ces événements extrêmes. Elle est alors limitée par une falaise côtière active, une zone distale dépourvue de végétation, des dislocations de sa bordure sous la forme de blocs cyclopéens parfois éjectés sur la surface de la TRC, de blocs éboulés, de débris de coraux sur la plateforme récifale, d'encoches marines, d'îlots récifaux en forme de champignons, etc. (Figs. 18A ; 18B ; 18C ; 18F). À l'état fossile, les témoins de l'érosion marine peuvent prendre la forme d'encoches marines fossiles soulevées ou encore de sables consolidés et de débris coralliens fossilisés sur les TRCs basses (Figs. 18E).

L'efficacité de l'érosion marine dépend de l'énergie atteignant la base de la falaise littorale. Cette énergie est fonction, entre autres, de l'énergie de la houle et des vagues qui permettent le mouvement des sédiments, responsables de l'abrasion des plateformes côtières (i.e. plateforme d'abrasion ; Fig. 18B), mais aussi du marnage et des courants (e.g., Stephenson et Kirk, 1996, 2000 ; Trenhaile, 2000). Les produits de cette érosion sont sous la forme de débris et de sables carbonatés (Figs. 18D ; 18E). Ils vont alimenter les plages, sédimenter directement sur la

plateforme récifale, sur la pente et la base de la bordure externe du récif ou être transportés dans les parties distales du bassin. Ce transport remet ainsi en circulation du carbone dans les océans.

Les quantifications de l'érosion marine sur des temps courts peuvent se faire à l'aide d'analyses séquentielles d'images aériennes ou satellites sur des logiciels de S.I.G. (Système d'Information Géographique ; e.g., Moore et Griggs, 2002). Pour la quantification sur des temps longs, l'analyse de la concentration en cosmonucléides *in situ* est une excellente méthode (Partie 1 - Chapitre 3 – Sous-Partie 1.3.1.) (Gibb, 1978 ; Spencer, 1985 ; Stephenson et Kirk, 1998 ; Brown et al., 2003 ; Regard et al., 2012 ; Raimbault et al., 2018).

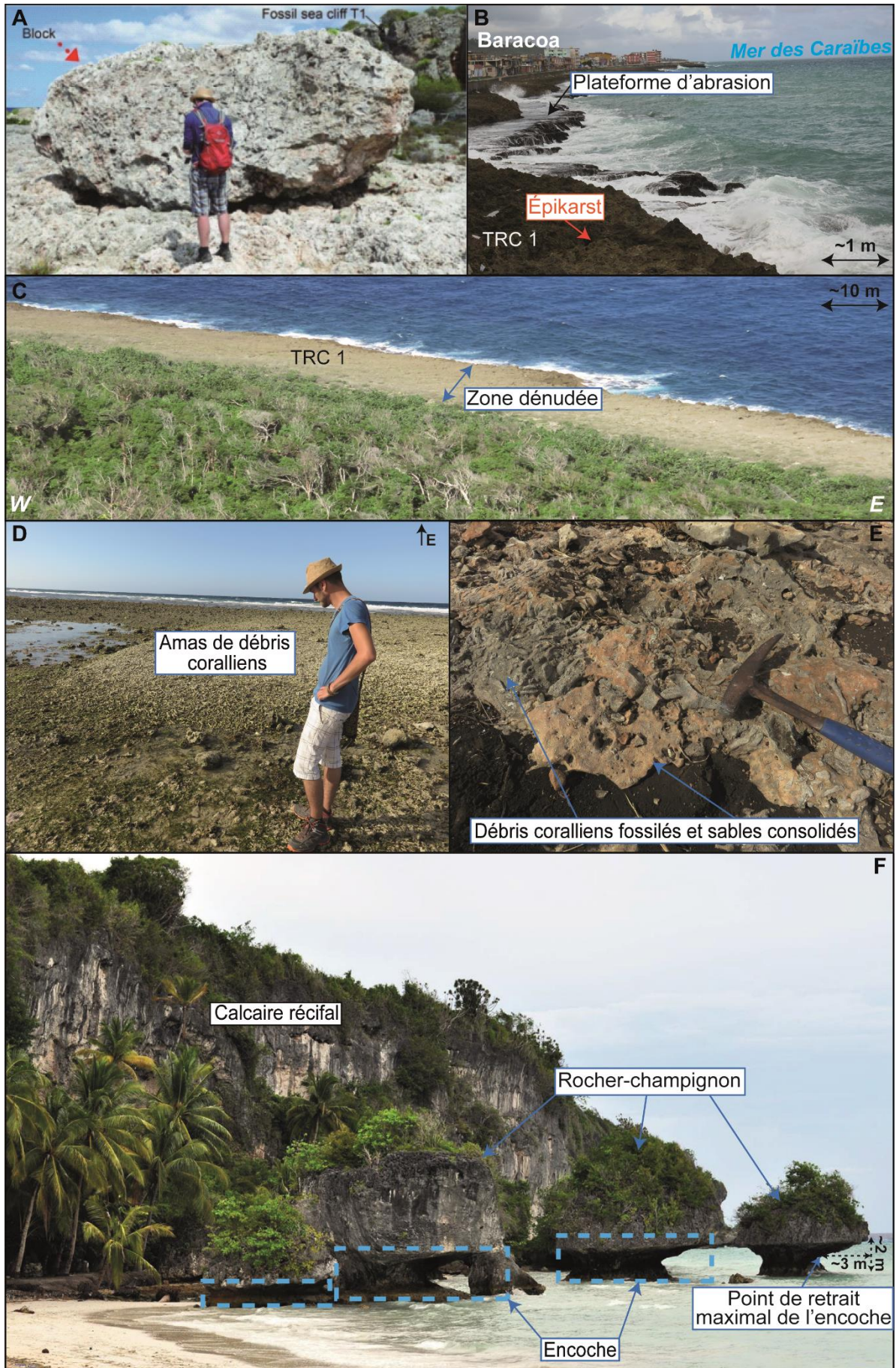


Fig. 18. **A)** Bloc cyclopéen sur la TRC la plus basse, exempt de végétation, de la baie de Santiago de Cuba (Cuba). **B)** Plateforme d'abrasion au sud de la ville de Baraocao sur l'île de Cuba. Des figures épikarstiques sont également visibles sur la TRC 1. **C)** Vue plongeante sur le bord distal dénudé de la TRC la plus basse du Cap Maisi (Cuba). **D)** Amas de débris coralliens concentré sur l'arrière-récif du Cap Laundi (île de Sumba, Indonésie). **E)** Débris coralliens fossilisés et sables consolidés sur la TRC la plus basse du Cap Laundi. **F)** Exemple d'encoches actuelles à Bahari, Sampolawa, île de Buton, Sulawesi, Indonésie. Les encoches se développent dans un calcaire récifal correspondant à un avant-récif formé lors d'un haut niveau marin du Quaternaire. Le retrait de la falaise côtière laisse des rochers champignons qui sont ceinturés d'une encoche. Lorsque leur pied est totalement érodé, ces rochers constituent des blocs décimétriques sur la plage.

1.1.5.2. Érosion chimique

La dissolution des carbonates est une forme d'érosion caractéristique des paysages carbonatés. Elle est à l'origine de la création d'épikarst, d'endokarst, ou plus largement de réseaux karstiques à l'intérieur des différentes unités calcaires formant les séquences de TRCs (Figs. 18B ; 19 ; 20A ; 20B ; 20C). Les TRCs basses sont soumises à une érosion chimique interne produite par la présence de flux continus entre les nappes phréatiques superficielles d'eaux douces et des nappes profondes d'eaux salées (Fig. 19). Ces interactions forment un réseau endokarstique proche du niveau marin qui peut être mis à jour par l'érosion côtière (Figs. 19 ; 20B) (James et Choquette, 1984). Au cours du soulèvement, à chaque stabilisation du niveau marin un nouveau réseau endokarstique basal se forme. La connexion entre ces différents réseaux karstiques horizontaux se fera progressivement par dissolution de joints, fractures verticales et phénomène d'effondrement de cavité (Fig. 19).

Chaque période de régression du niveau marin se caractérise aussi par la mise en place d'une altération en surface sur les TRCs soumises au ruissellement, à la pédogénèse et à l'érosion chimique (ou épikarstique) (Figs. 19 ; 20A ; 20C) (e.g., James et Choquette, 1984). Sur les îles Caïmans, cette altération se propage verticalement à ~0.7 mm/an (mesurée avec la « *micro-erosion meter technique* » ; Spencer, 1985). Également, des figures karstiques telles que des lapiezs, des encroutements, des dolines (Fig. 20D), des laminations planaires décimétriques typiques des karrens côtières (e.g., Veress, 2020), des avens peuvent apparaître en surface.

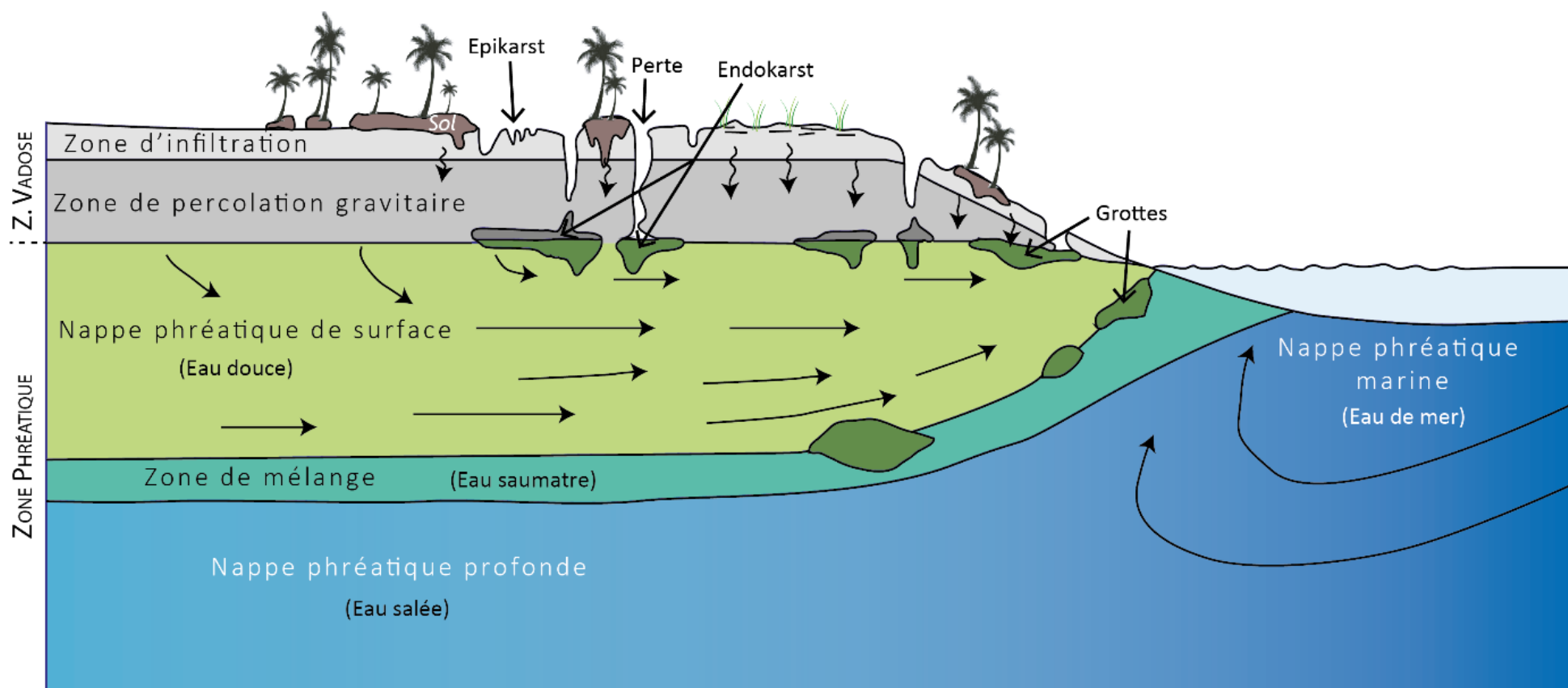


Fig. 19. Altération météorique des corps récifaux en milieu tropical. Figure modifiée depuis James et Choquette (1984).

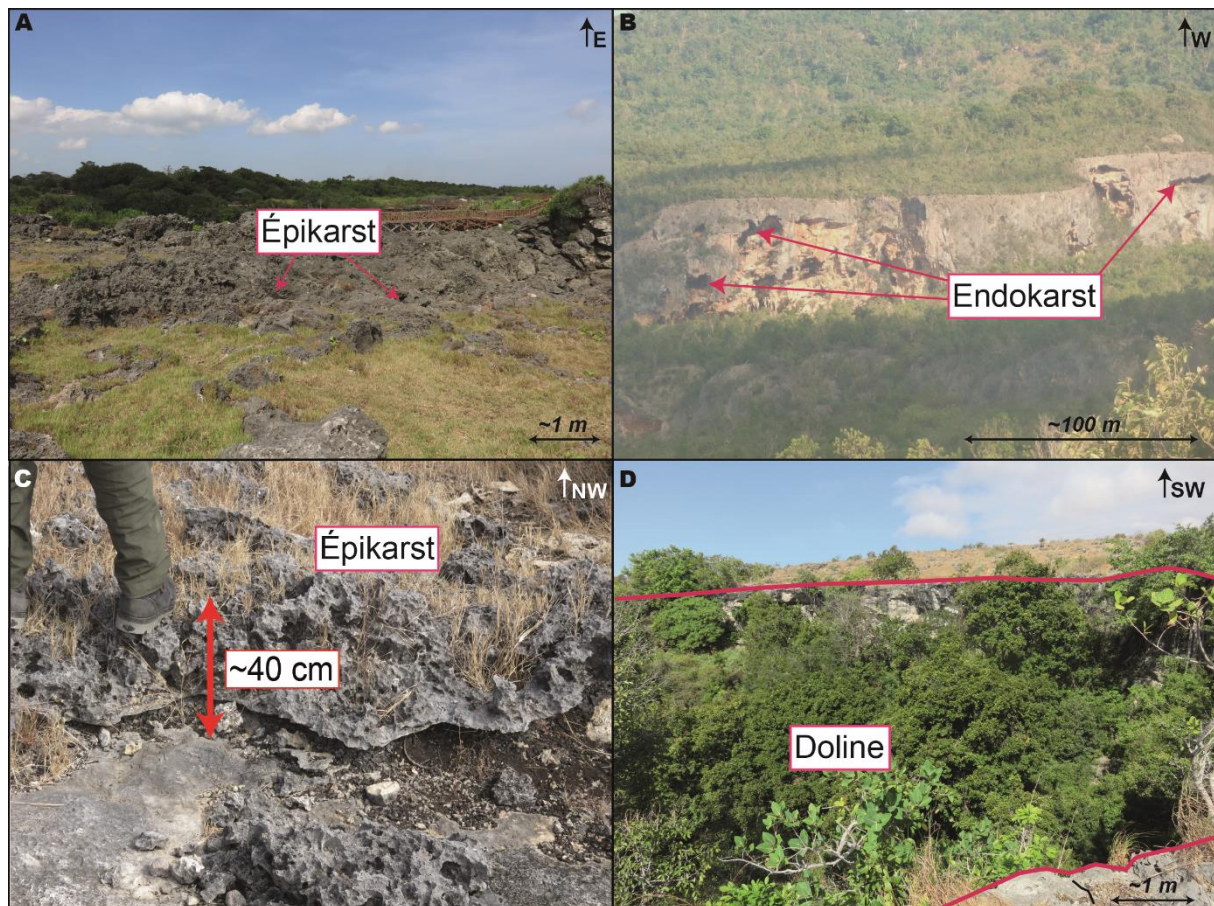


Fig. 20. Les différents types de karsts développés à la surface des séquences de TRCs. **A)** Épikarst sur la TRC I à l'extrême Ouest de l'île de Sumba. **B)** Endokarst visible sur les falaises créées par l'incision d'une rivière au Cap Maisi sur l'île de Cuba. **C)** Épikarst sur la TRC II₄ du cap Laundi. **D)** Doline du Cap Laundi.

1.1.5.3. Érosion fluviale et colluviale

Très peu d'étude traite de l'érosion alluviale qui affecte les séquences de TRCs, et donc des réseaux de drainage qui s'y développent (Fig. 21A). En effet, ce genre d'étude a seulement été réalisée sur la péninsule de Huon (Chappell, 1974b) et sur l'île de Sumba (Nexer et al., 2015), toutes les autres concernent des réseaux de drainage développés sur des séquences de terrasses marines. Chappell (1974b), part l'analyse des TRCs datées et le développement d'un modèle d'évolution de vallées incisées dans les TRCs, a quantifié l'incision des rivières drainant la séquence de Huon et étudié les différents processus d'érosion. Plus particulièrement, la dissection des récifs les plus jeunes montre que l'initiation des vallées se produit dans les 5 000 à 20 000 ans suivant l'émergence du récif. Également, l'auteur quantifie différents processus d'érosion, à savoir, la solution, la corrasion et les mouvements de masse, afin de montrer qu'ils interagissent entre eux dans la dégradation du paysage.

Nexer et al. (2015) ont étudié huit indices morphométriques (e.g., HI, Ksn) et les ont comparés aux taux de soulèvement (calculés à partir d'une TRC) de l'île de Sumba (Indonésie). Cette étude montre que la plupart des chenaux sont dans un état transitoire en raison de l'émergence récente de la séquence de TRCs de l'île et de la lithologie relativement compétente des calcaires récifaux. Les auteurs notent également la présence de nombreux knickzones (i.e. onde d'incision se propageant dans le lit d'une rivière) à l'intérieur des chenaux drainant la séquence de TRCs de l'île (Fig. 21B). Nos observations de terrain montrent des réseaux alluviaux entaillés dans les séquences de TRCs sous la forme de canyons profonds et étroits. La dégradation des séquences de TRCs se matérialise aussi par l'érosion régressive du sommet de la falaise fossile, de la colluvion sur les pentes de ces falaises et par l'accumulation de dépôts de pente ou de dépôts éoliens au niveau de la rupture de pente basale (Fig. 21C). Les processus continentaux et les dépôts associés peuvent ainsi masquer ou détériorer en partie les bordures internes des TRCs (Fig. 21C).

Pour plus de détail concernant la quantification de l'érosion (chimique et alluviale) long-terme sur les carbonates, ainsi que leurs influences respectives sur les paysages carbonatés, se référer à « Partie 1 - Chapitre 3 ».

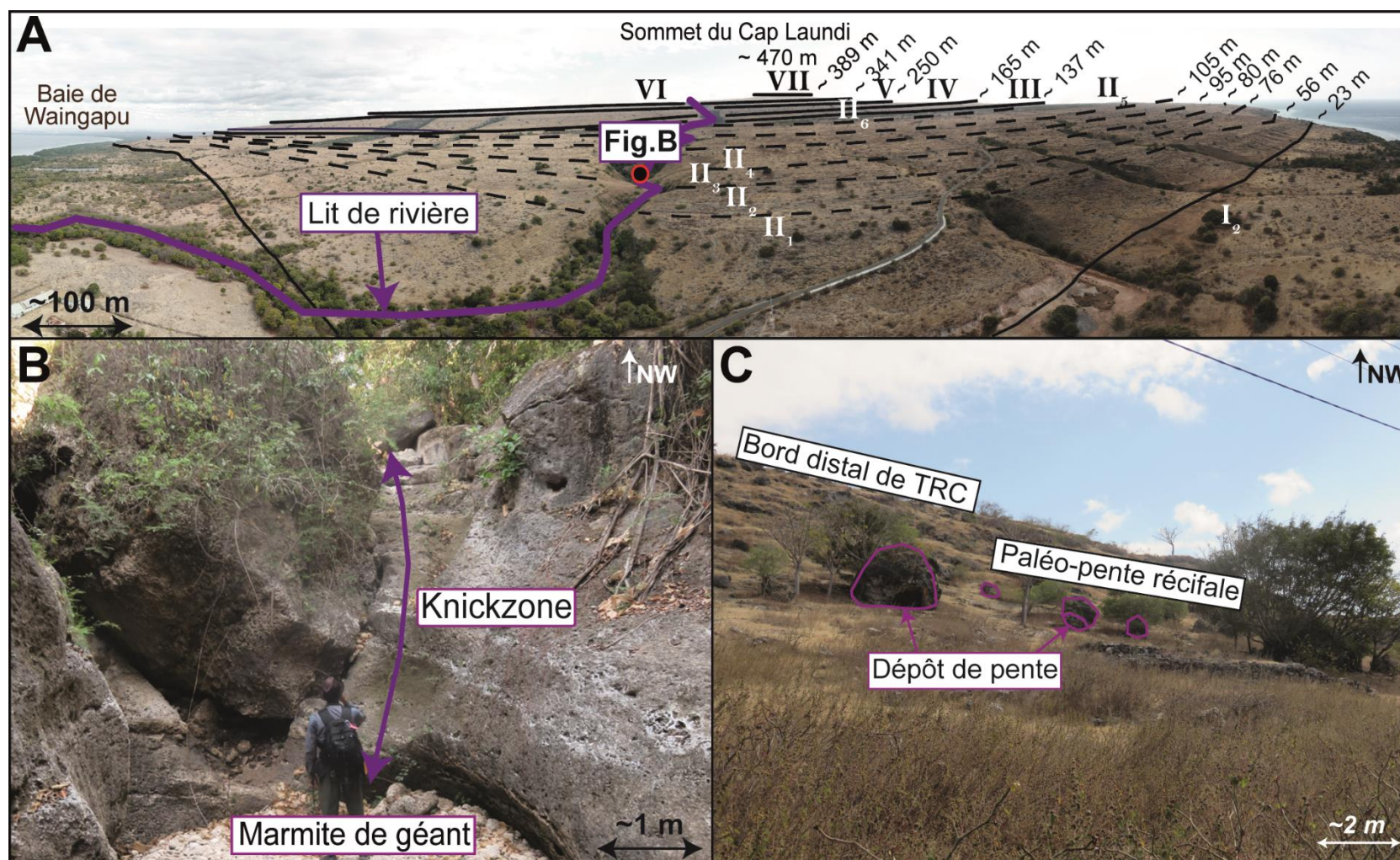


Fig. 21. A) Vue panoramique sur la séquence de terrasses de récifs coralliens du Cap Laundi et sur le lit de la rivière principale qui draine la séquence. Les traits noirs pleins et pointillés représentent les TRC principales et secondaires, respectivement. Les chiffres romains correspondent à la nomenclature associée aux TRC du Cap Laundi. B) Photographie d'une knickzone à l'intérieur de la rivière principale du Cap Laundi (localisation sur la Fig. 17A). C) Dépôts de pente sur le paléo-avant récif de la terrasse « III₁ » du Cap Laundi (île de Sumba, Indonésie).

CHAPITRE 2 :

Site d'étude : Cap Laundi, Île de Sumba, Indonésie

Lors du premier chapitre du présent manuscrit, l'ensemble des processus (i.e. variations eustatiques, mouvements tectoniques, processus et marqueurs d'érosion, etc.) qui sont à l'origine de la formation des séquences de TRCs à travers le monde ont été passés en revue. Dans ce deuxième chapitre, le site d'étude de cette thèse (Cap Laundi, Île de Sumba, Indonésie) est présenté. Il est expliqué en quoi celui-ci est particulièrement exceptionnel pour l'étude du couplage Tectonique/Érosion/Eustatisme sur la morphogenèse des séquences de TRCs. Tout d'abord, une brève présentation de la variabilité climatique et du contexte géodynamique de l'Indonésie est faite. Ensuite, l'ethnologie, la géomorphologie, l'hydrodynamisme, la climatologie, la physiographie et plus globalement le cadre géologique de l'île de Sumba sont présentés. Enfin, une revue complète (physiographique et bibliographique) du site d'étude, le cap Laundi, est effectuée.

1.2.1. L'Indonésie

L'Indonésie est un pays situé en Asie du Sud-Est (Fig. 22A), à la jonction entre les océans Pacifique et Indien (Fig. 22B). Ce pays, d'une superficie de 1 905 000 km², a une population d'environ 267.7 millions d'habitants (*World Development Indicators* 2018) répartie sur 13 466 îles, dont 922 sont habitées (estimation du gouvernement indonésien en 2008), faisant de ce pays, le plus grand archipel de notre planète (Fig. 22B). L'Indonésie s'étend d'environ 8°N à 10°S et de 90°E à 150°E. La présence de ce gigantesque archipel entouré d'eaux chaudes (>25°C) a permis le développement de plus de la moitié des espèces coralliennes qui peuplent notre planète (i.e. environ 700 espèces de coraux). Cette région du monde est ainsi nommée « triangle de corail » (Fig. 11) (e.g., Montaggioni, 2007).

1.2.1.1. Variabilité climatique moderne des régions indonésiennes

L'Indonésie est divisée en trois grandes régions climatiques (Fig. 23A) (Aldrian et Susanto, 2003). Cette diversité climatique est due aux différents processus environnementaux (i.e. climatiques et océaniques) qui ocurrent dans les régions indonésiennes, mais aussi grâce à la forte variabilité géographique des îles. En effet, l'Indonésie est caractérisée par de forts échanges d'énergie entre l'océan et l'atmosphère sur des échelles de temps décennales, annuelles et saisonnières.

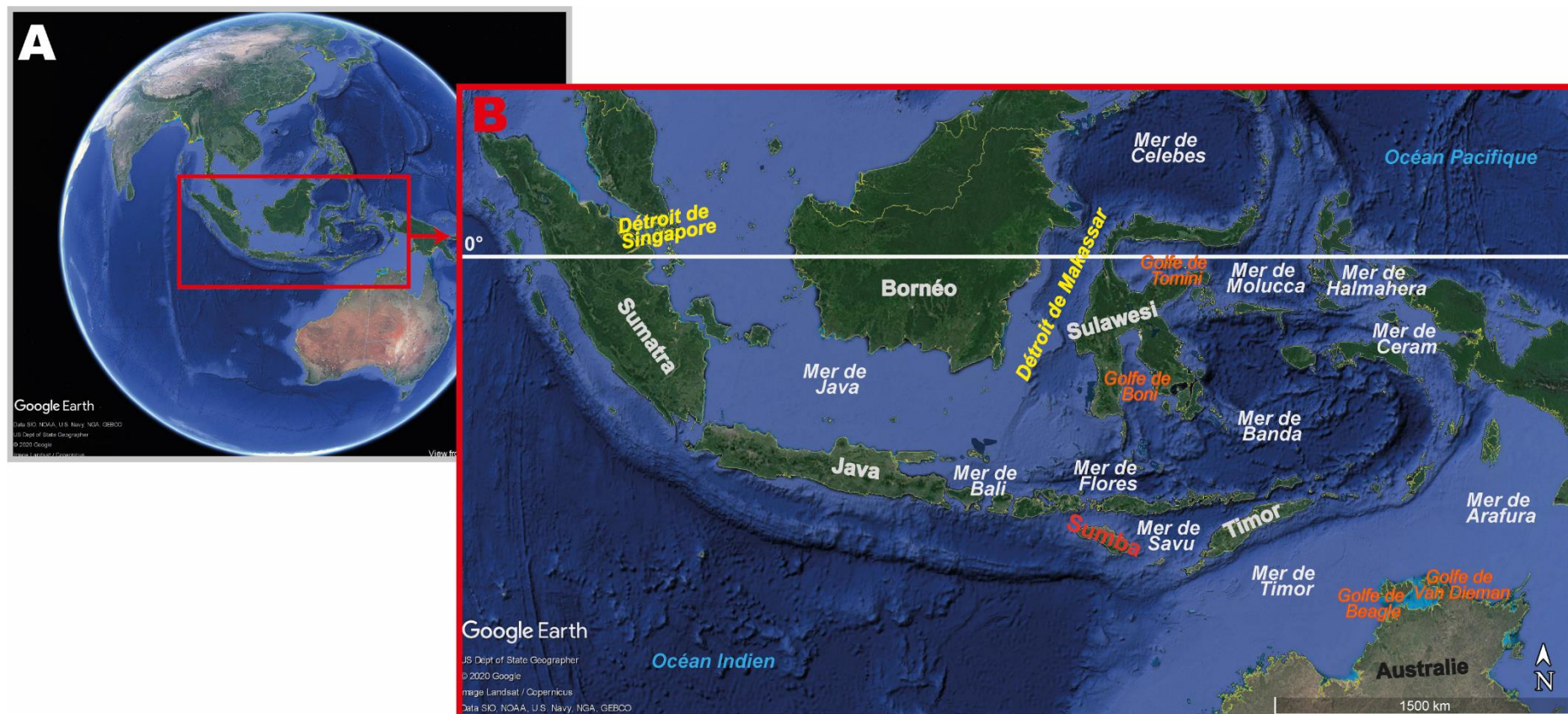


Fig. 22. A) Vue de la planète Terre à 13027 km d'altitude et localisation de la Fig. 22B. B) Carte géographique de l'Indonésie. Les océans, les mers, les détroits, les golfes, les îles principales sont signalés en police « italique bleu clair », « italique blanc », « italique-gras jaune », « italique orange », « gras blanc », respectivement. L'île de Sumba est en police « gras rouge ».

La variabilité climatique dans cette zone est influencée par trois systèmes climatiques majeurs : *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO) (e.g., Rasmusson et Wallace, 1983 ; Trenberth et Shea, 1987), la mousson australo-asiatique (e.g., Webster et al., 1998) et l'*Indian Ocean Dipole* (IOD) (e.g., Saji et al., 1999 ; Webster et al., 1998). Ces trois phénomènes climatiques interagissent entre eux et influencent la variabilité des précipitations à travers les régions tropicales et subtropicales (Abram et al., 2009). Aldrian et Susanto (2003) décrivent trois régions climatiques indonésiennes majeures avec des taux de précipitations et une saisonnalité variables (Fig. 23).

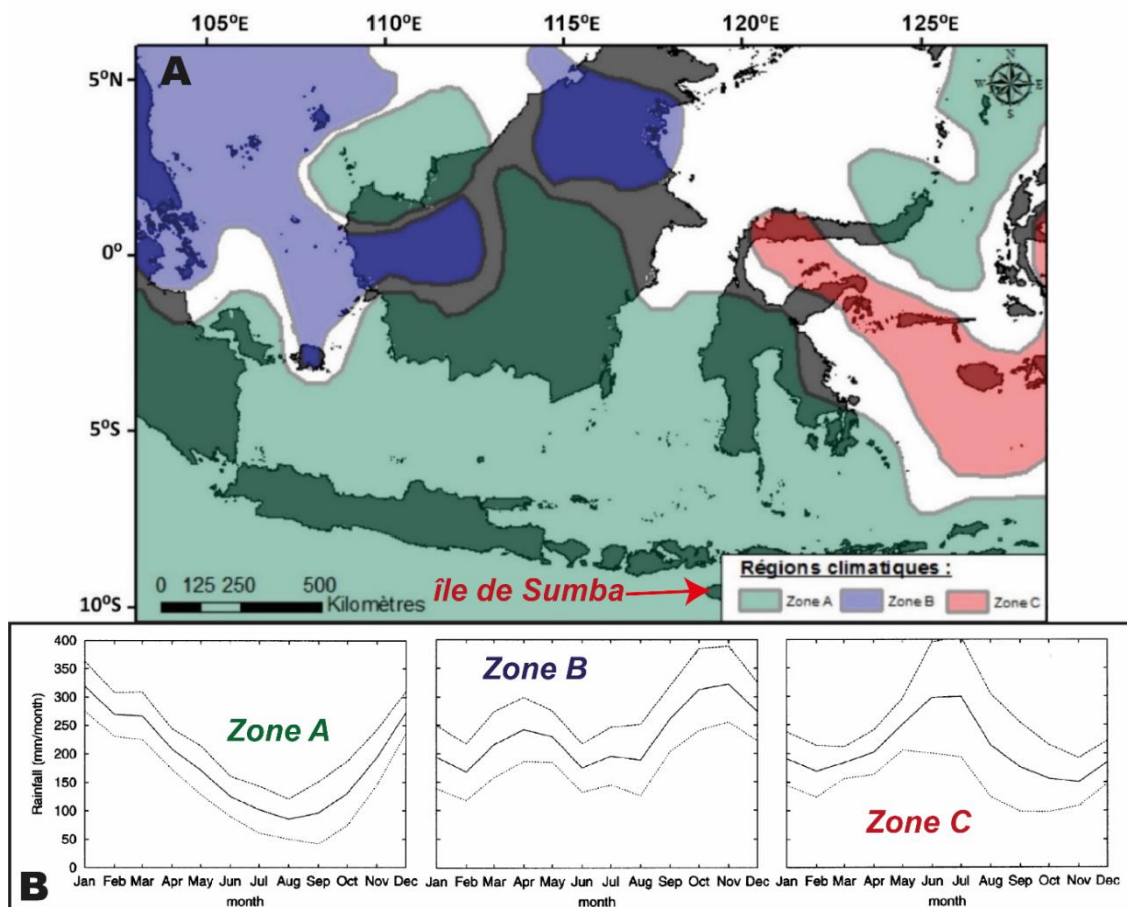


Fig. 23. A) Les trois régions climatiques en Indonésie. L'île de Sumba est située dans la région A. B) Les cycles annuels des trois régions climatiques. Les lignes pointillées indiquent l'écart-type (σ) au-dessus et en dessous de la moyenne. Figures modifiées d'après Aldrian et Susanto (2003).

1.2.1.2. La géodynamique globale de l'Indonésie

L'Indonésie est située dans une zone tectoniquement très active liée à la présence de plusieurs zones de subduction et de collision (Fig. 24). Cette région implique plusieurs plaques tectoniques, blocs continentaux, arcs volcaniques (actifs et éteints) et bassins océaniques

(Hamilton, 1979 ; Hall, 2002 ; Villeneuve et al., 2010). En effet, l'Indonésie se trouve au cœur d'une convergence de trois plaques tectoniques majeures : la plaque eurasiennne, la plaque indo-australienne, la plaque océanique Pacifique et 10 à 50 micro-plaques océaniques et continentales selon les modèles (dans laquelle les plaques des Philippines et de Caroline sont comprises) (Fig. 24) (Hall, 2002 ; Hirschberger et al., 2005 ; DeMets et al., 2010).

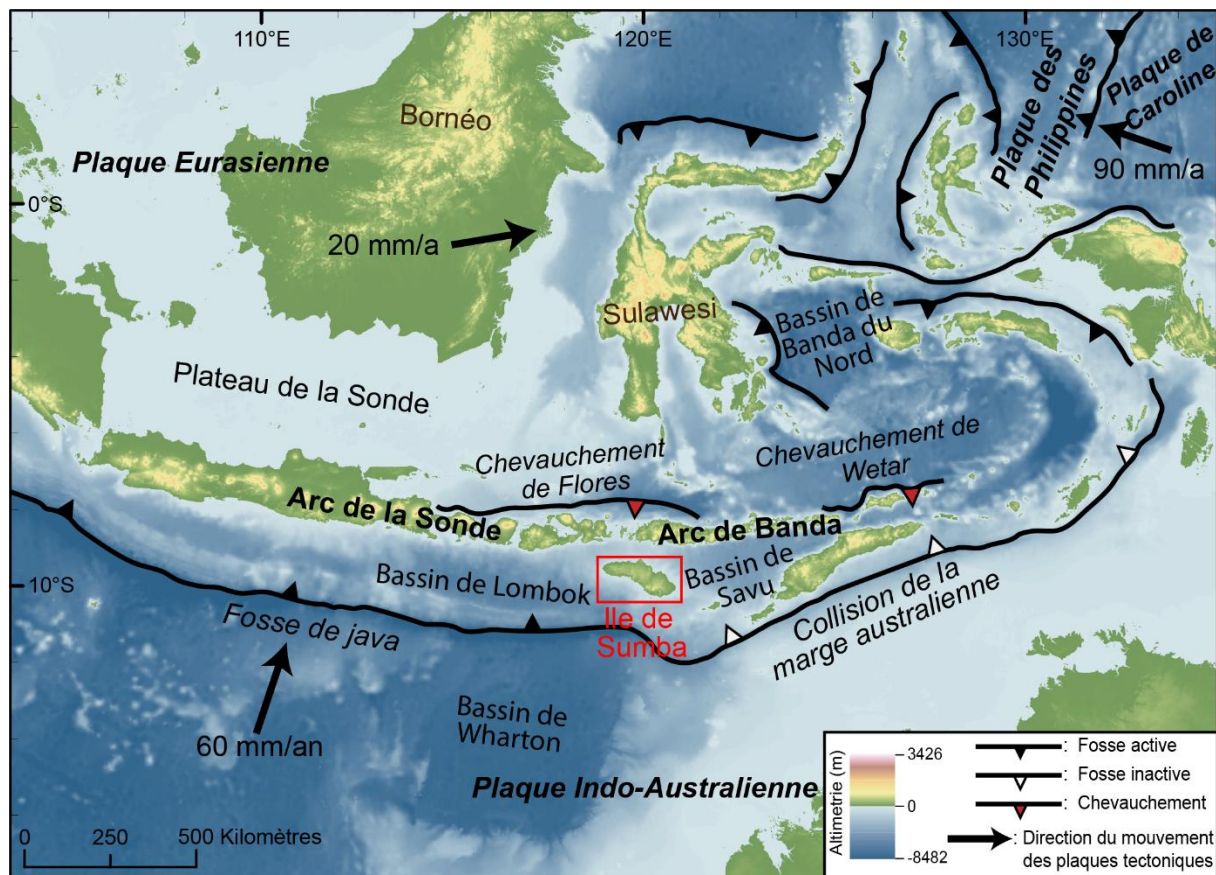


Fig. 24. Géodynamique de l'Asie du Sud-Est et localisation de l'île de Sumba. Les vitesses des plaques tectoniques sont indiquées par rapport à la plaque eurasiennne, d'après Nugroho et al. (2009). Les données d'altimétrie sont issues de la « Shuttle Radar Topography Mission » (SRTM) et les données bathymétriques de la « General Bathymetric Chart of the Oceans » (GEBCO), toutes deux à une résolution de 90 m.

Globalement, les plaques Indo-Australienne et Pacifique subduisent sous la plaque Eurasienne. La plaque Eurasienne en Indonésie est appelée le Sundaland, dont le plateau de la Sonde fait partie (Fig. 24). Il s'agit d'un assemblage de blocs continentaux séparés du Gondwana au Paléozoïque et amalgamés à des blocs asiatiques du Trias jusqu'au début du Miocène au fur et à mesure des collisions successives liées à l'activité continue de sa limite de plaque méridionale (Metcalf, 2011 ; Hall, 2011). Le recul de la zone de subduction a aussi créé

des bassins arrière-arc successifs depuis la fin du Cénozoïque (e.g., Pubellier and Morley, 2014). À l'Est de l'Archipel au début du Cénozoïque, la marge continentale australienne rentre en collision avec l'arc indonésien et produit la surrection de la Papouasie-Nouvelle-Guinée, puis la déformation sur l'île de Timor (e.g., Hall, 2011 ; Webb et al., 2020).

1.2.2. L'île de Sumba

1.2.2.1. Ethnologie

Lors du recensement de 2017, l'île de Sumba comptait 715 000 habitants, dont environ 7 % (i.e. 50 500 habitants) vivaient dans la capitale de l'île, Waingapu. Les habitants de l'île de Sumba, de par leur diversité ethnique et religieuse, font de cette île un authentique lieu de découverte culturelle. En effet, contrairement à la plupart des îles indonésiennes, les habitants de Sumba ne pratiquent pas majoritairement la religion de l'Islam (87.2 % de musulmans à l'échelle du pays, recensement de 2010), mais ont toujours foi dans une religion traditionnelle appelée *Marapu* (25 à 30 % de la population de l'île). Le reste des habitants sont chrétiens (calvinistes et catholiques) et musulmans.

Les habitants actuels de Sumba sont très probablement arrivés il y a plusieurs siècles, via l'île de Flores jusqu'au nord de l'île. Ceci est également soutenu par des fonds ethnologiques (Sachs et al., 2005), tout comme pas les mythes des clans, qui parlent d'ancêtres divins (les *Marapu*, d'où le nom de la religion) qui arrivèrent au cap Sasar, à la pointe nord de Sumba, par un pont de pierre ou par bateau depuis Sumatra (Sachs et al., 2005). À l'ouest de Sumba, la majorité des villages traditionnels (Fig. 25) sont situés sur des collines entourées de rizières (le riz étant la principale source de nourriture à Sumba). Au centre de ces villages, on peut retrouver des pierres saintes, nommées « *Watu dodo* » et entourées de nombreuses tombes mégalithiques concentriques en forme de table (Figs. 25A ; 26A ; 26B ; 26C ; 26D). Ces pierres sont majoritairement issues des calcaires composant les TRCs de l'île de Sumba. À l'extérieur de ces formations tombales, se trouve le village à proprement dit (Figs. 25A ; 26E), formé de quelques dizaines de maisons ancestrales (« *uma* ») avec une loge centrale en guise de cuisine (Figs. 25B ; 26F). Durant l'année, des fêtes traditionnelles ont lieu, par exemple le festival appelé « *tauna marapu* », signifiant « donner/offrir aux ancêtres divins » (Sachs et al., 2005). Lors de ces cérémonies, des sacrifices, une célébration de remerciement, un appel à la pluie et un festival de danse sont réalisés.

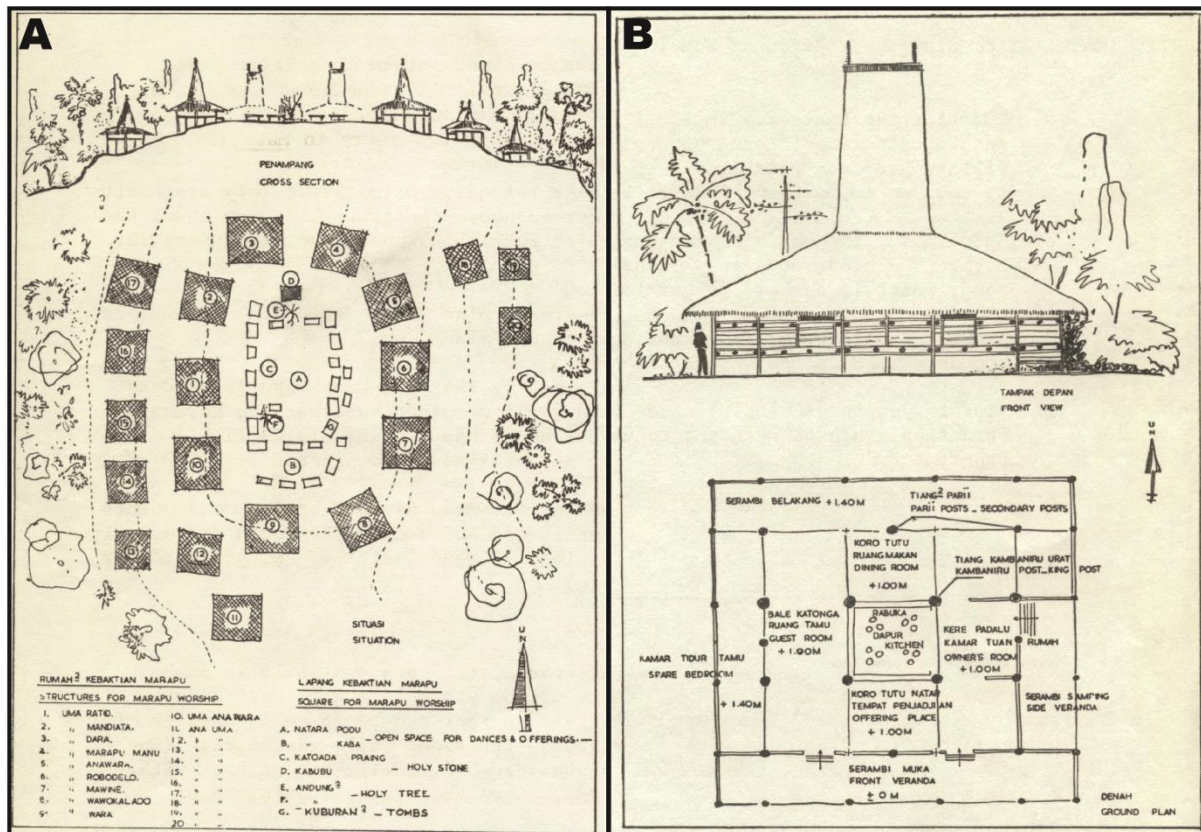


Fig. 25. A) Dessin de l'espace de culte de la famille Anawara réalisé par Hok (1958). La pierre sainte (Watu dodo) se trouve au point A. **B)** Dessin d'une maison typique « Uma », lieu d'habitation et de culte. Dessin également réalisé par Hok (1958). On peut voir que la maison s'organise autour du foyer central (Kitchen sur le dessin).

L'ethnologie de l'île de Sumba n'étant pas l'objet d'étude de cette thèse, je laisse le soin au lecteur, s'il le désire, de se renseigner lui-même sur ce sujet passionnant. Par exemple, pour plus de détails concernant les maisons, les rites et croyances traditionnelles des habitants de Sumba, j'invite le lecteur à lire les publications de Hok (1958) ou encore celle de Sachs et al. (2005). En attendant, je laisse le lecteur apprécier les quelques photographies suivantes (Fig. 26), qui je l'espère, le convaincront de la richesse culturelle, moderne, des habitants de l'île de Sumba, ainsi que la nécessité primordiale de préserver ses croyances, patrimoine immatériel de l'humanité.

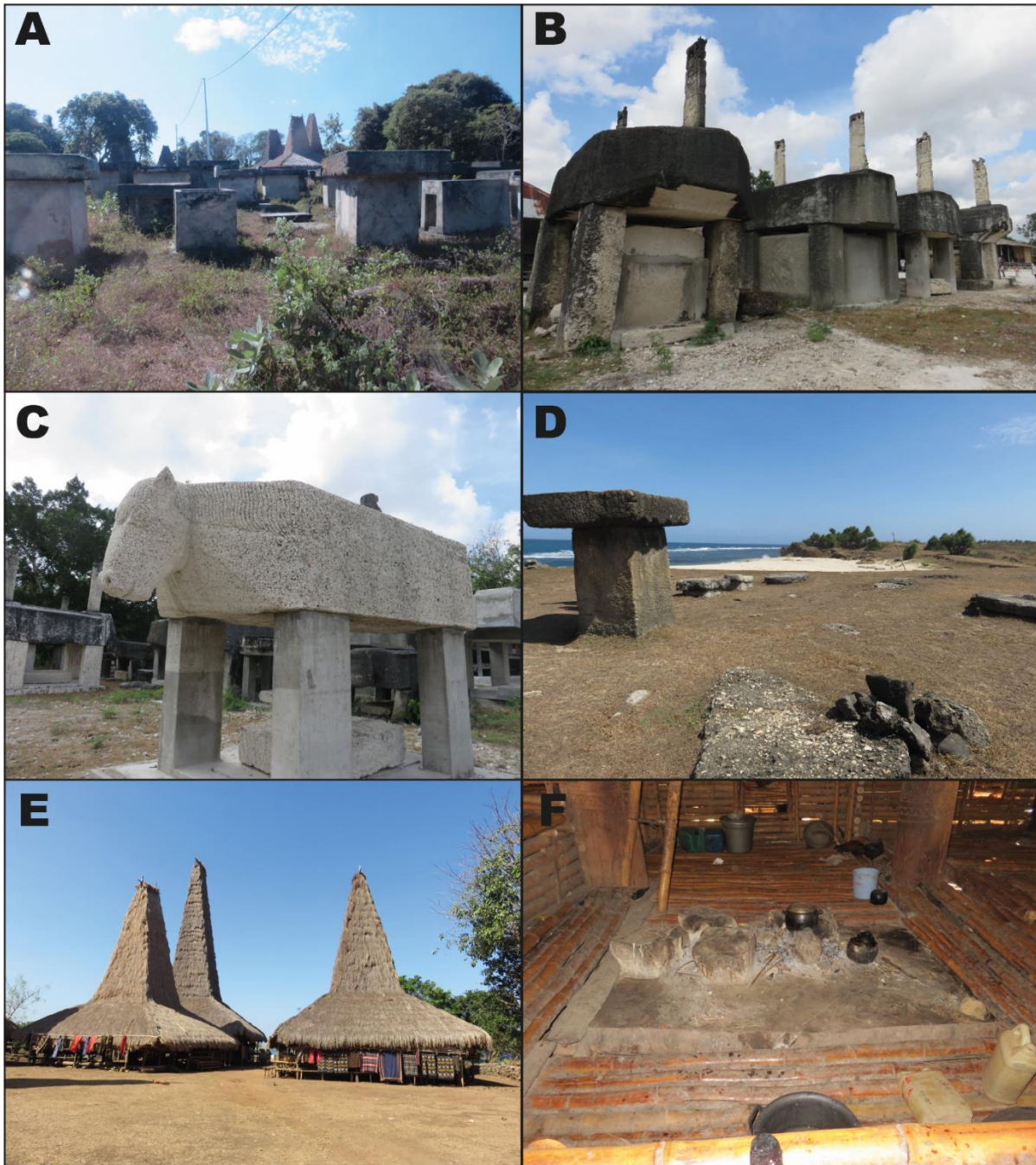


Fig. 26. Photographies prises sur l'île de Sumba. **A)** Tombes mégalithiques au centre d'un village. **B)** Tombes mégalithiques. **C)** Tombes mégalithiques. **D)** Tombe mégalithique sur la CRT I à l'ouest de l'île de Sumba. **E)** Maisons traditionnelles. **F)** Foyer ou feu central d'une maison traditionnelle.

1.2.2.2. Géomorphologie globale de l'île de Sumba

L'île de Sumba fait partie de l'archipel des « Petites îles de la Sonde » au nord de l'Australie (Fig. 22B). Sa forme est allongée et sigmoïdale avec un axe majeur WNW-ESE et une largeur assez constante selon cet axe (Fig. 27). La longueur et la largeur de l'île de Sumba sont de 200 km et 65 km, respectivement (Figs. 27 ; 28). Elle couvre ainsi une surface d'environ 11 000

km². L'île de Sumba sépare le bassin de l'avant-arc de Savu (et donc la mer de Savu) à l'est, du bassin de l'avant-arc de Lombok à l'ouest, et de l'océan Indien (Harris, 2011) au sud (Figs. 22B ; 24 ; 27).



Fig. 27. Physiographie de l'île de Sumba. Le fond de carte est issu des données TanDEM-X (Modèle numérique de terrain de 30 m de résolution).

L'île de Sumba présente deux grandes entités morphologiques, à savoir, le plateau de Waikabubak et le massif de Kannanggar séparés par la rivière Kambaniru (Figs. 27 ; 28 ; 29). Le plateau de Waikabubak est localisé dans la partie occidentale de l'île et s'étend sur une zone d'environ 3 300 km² (116 km par 30 km). Ce plateau atteint des altitudes comprises entre 500 et 700 m. Le massif de Kannanggar, dans la partie sud-est de l'île couvre une surface d'environ 1 600 km² et culmine à 1 225 m (élévation maximum de l'île) au Mont Wanggamet (Fig. 27). La topographie de l'île perpendiculaire à son axe majeur WNW-ESE est asymétrique avec des pentes fortes au sud et des pentes plus faibles au nord.

1.2.2.3. Hydrodynamique

Comme beaucoup d'îles d'Indo-Pacifique, l'île de Sumba présente un côté au vent (*Windward side*) et un côté sous le vent (*Leeward side*) (Fig. 28) (Schwartz, 2006), caractérisés respectivement par un hydrodynamisme relativement élevé et faible. La côte sud de Sumba

subit des vagues de grande longueur d'onde, de puissantes houles de fond ainsi que des cyclones tropicaux occasionnels, tandis que la côte nord ne reçoit que des houles de courte longueur d'onde (i.e. < 10 s) (Colas et Sutherland, 2001 ; Butt et al., 2004). Le régime des marées de l'île de Sumba est semi-diurne, macro-tidal avec une amplitude d'environ ~3.5 m (Colas et Sutherland, 2001 ; Alfonso-Sosa, 2016 ; Hibbert et al., 2016).

1.2.2.4. Climatologie

L'île de Sumba, est située dans la zone climatique indonésienne nommée « A » par Aldrian et Susanto (2003) (Fig. 23A). L'île de Sumba subit donc une saisonnalité très marquée, entre saison humide et sèche (Fig. 23B). Cette dernière, durant environ de mai à octobre, peut être caractérisée par des précipitations mensuelles extrêmement faibles (entre 50 et 100 mm/mois, parfois même 0 mm/mois). De plus, de juin à août, un fort vent sec australien contribue à l'assèchement des sols. La saison humide, ou période de mousson, s'étale de novembre à mars/avril, avec des précipitations mensuelles aux alentours de 300 mm/mois (Fig. 23B). Cette période varie de 3 mois à l'est de l'île à 5 mois à l'ouest. Cependant, cette saisonnalité semble être influencée par ENSO (Sous-partie 1.2.1.1.), qui pourrait être à l'origine d'un contraste entre saisons sèche et humide encore plus fort, créant ainsi des périodes d'extrême sécheresse, suivies par des pluies diluviennes. Sur l'ensemble de l'île, les moyennes annuelles des précipitations et des températures sont de 1077 mm/an (moyenne des données TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) sur la période 1998-2009 (e.g., Kummerow et al., 2000) et 30°C (données issues de l'aéroport de Waingapu situé sur la côte nord de l'île ; Figs. 27 ; 28 ; 29), respectivement. D'après certaines reconstitutions paléo-climatiques à partir de données palynologiques datant de moins de 300 ka, Van der Kaars (1991) montre que le climat de l'île de Sumba a peu varié au cours du Quaternaire supérieur. Ainsi, en raison de ces conditions climatiques semi-arides, on retrouve que très peu de forêts luxuriantes, en particulier au nord et à l'est de l'île, où le paysage n'est pas sans rappeler les savanes africaines. Une riche végétation tropicale n'est, en effet, appréciable que dans les vallées et canyons creusés par les rivières, et sur le versant sud des montagnes. Seulement 7% de la surface de l'île est recouverte de cette forêt primaire. Ainsi, en raison du climat particulièrement sec de l'île, des croyances locales et du faible niveau de richesse de la population, l'eau est une ressource extrêmement importante.

1.2.2.5. Les récifs coralliens

Les récifs coralliens bordant l'île de Sumba sont majoritairement de types frangeant. Leurs largeurs varient entre une dizaine de mètres et quelques centaines de mètres. Au large des caps Karoso et Undu, ces récifs atteignent parfois 3 km de largeur, et sont donc plus développés qu'autour du reste de l'île (Fig. 30A). Sur la côte nord de l'île, les récifs sont continus sauf à l'embouchure des rivières majeures où ils sont interrompus, par exemple, au niveau des rivières du cap Laundi ou encore de la rivière Kambiniru dont l'embouchure se situe à Waingapu (Figs. 27 ; 28 ; 29). L'anthropisation pouvant, bien sûr, également jouer un rôle majeur dans le non-développement des récifs coralliens. Sur la côte sud, les récifs sont plus dispersés et très souvent interrompus par la présence de dépôts sédimentaires ou de plateforme d'abrasion. Au cap Sasar, un glissement de terrain a interrompu le développement de récifs coralliens (Fig. 30A).

1.2.2.6. Cadre géologique

1.2.2.6.1. Contexte géodynamique

L'île de Sumba se situe dans une zone de convergence tectonique, en position avant-arc au nord de la subduction de la plaque Indo-Australienne sous la plaque Eurasienne (Fig. 24). À la longitude de Sumba, cette limite de plaque passe de la subduction océanique à l'ouest, à la subduction continentale puis à la collision arc-continent à l'est de la marge australienne (Fig. 24) (Pacheco et al., 1993 ; Hall, 2002 ; 2011 ; Bock et al., 2003 ; Nugroho et al., 2009 ; Spakman et Hall, 2010 ; Simons et al., 2007 ; Harris, 2011). 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 à une vitesse de ~60 mm/an (Fig. 24) (Nugroho et al., 2009). Cette subduction est caractérisée par la fosse de Java, profonde d'environ 7 200 m et localisée à ~150 km de l'île de Sumba (Fig. 24) (Hinschberger et al., 2005). Elle est responsable de la formation de l'arc de la Sonde et donc des volcans actifs sur les îles de Bali, Lombok, Flores ou encore Alor (Lüschen et al., 2011). Elle débute à l'Oligocène (Hamilton, 1979) à une vitesse de ~50 mm/an et se serait accélérée au Miocène (i.e. il y a environ ~10 Ma) pour atteindre sa vitesse actuelle d'environ 60 mm/an (Nugroho et al., 2009). À l'est de l'île de Sumba, la frontière nord-est de la plaque indo-australienne est une ancienne zone de subduction océanique ayant évolué en zone de subduction continentale de la marge australienne sous l'arc de Banda (Hall, 2002). Au niveau de l'île de Timor, un détachement du slab amène les plaques au stade de collision arc-continent, avec la formation de nombreuses nappes de charriage (Fig. 24) (McCaffrey et al. 1985 ; Sandiford,

2008). Ainsi, l'île de Sumba est localisée dans une zone de transition de régime tectonique entre la subduction océanique et la subduction continentale (Fig. 24) (Hall, 2002 ; Lüschen et al., 2011). Depuis le Miocène supérieur, cette subduction continentale engendre le soulèvement de la ride de Sumba (Fig. 24) (Harris, 1991 ; Rutherford et al., 2001).

1.2.2.6.2. Histoire géologique de l'île de Sumba

L'île de Sumba est la partie émergée de la ride de Sumba, un bloc tectonique isolé du socle cristallin situé à mi-chemin entre la fosse de Java et l'arc volcanique actif (Fig. 24). La ride est considérée comme le fragment relique d'un arc volcanique du Crétacé supérieur-Paléocène, initialement situé au sud-ouest de l'île de Sulawesi (Fig. 24). De là, il a probablement migré vers le sud, entraîné par le recul du slab de la plaque indo-australienne vers le sud et a atteint son emplacement actuel au début du Miocène (Rangin et al., 1990 ; Wensik et Van Bergen, 1995 ; Rutherford et al., 2001 ; Hall, 2002 ; Harris, 2006 ; Hall et Smyth, 2008). Le magmatisme d'arc associé a produit les roches plutoniques, volcaniques et volcano-sédimentaires du Crétacé à l'Oligocène affleurant sur Sumba (Fig. 29) (e.g., Von der Borch et al., 1983 ; Abdullah et al., 2000 ; 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). Lors du Miocène inférieur, la ride de Sumba a été affectée par une subsidence croissante vers l'est associée à de l'extension dans le bassin de Savu (Fortuin et al., 1994 ; 1997 ; Rigg and Hall, 2012). Lors du Miocène supérieur, l'initiation de la subduction de l'épaisse croûte de la marge continentale australienne sous l'arc, provoque le soulèvement puis l'émergence de la ride de Sumba (Harris, 1991 ; Fortuin et al., 1997 ; Hall et Smyth, 2008 ; Haig 2012 ; Tate et al., 2014). Ce soulèvement plus prononcé à l'est sous l'effet de la subduction continentale est responsable de (1) l'émergence diachronique de Sumba à partir de ~3 Ma à l'est (Roep et Fortuin, 1996) et ~1 Ma au cap Laundi (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993), (2) de l'effondrement du flanc sud de l'île (Fleury et al., 2009), et (3) de la formation d'une séquence d'escaliers de terrasses de récifs coralliens quaternaires le long du flanc nord de l'île. Cette séquence est reconnue le long de deux tiers de la côte nord de Sumba (Figs. 28 ; 29) (Hantoro, 1992 ; Fleury et al., 2009 ; Authemayou et al., 2018).

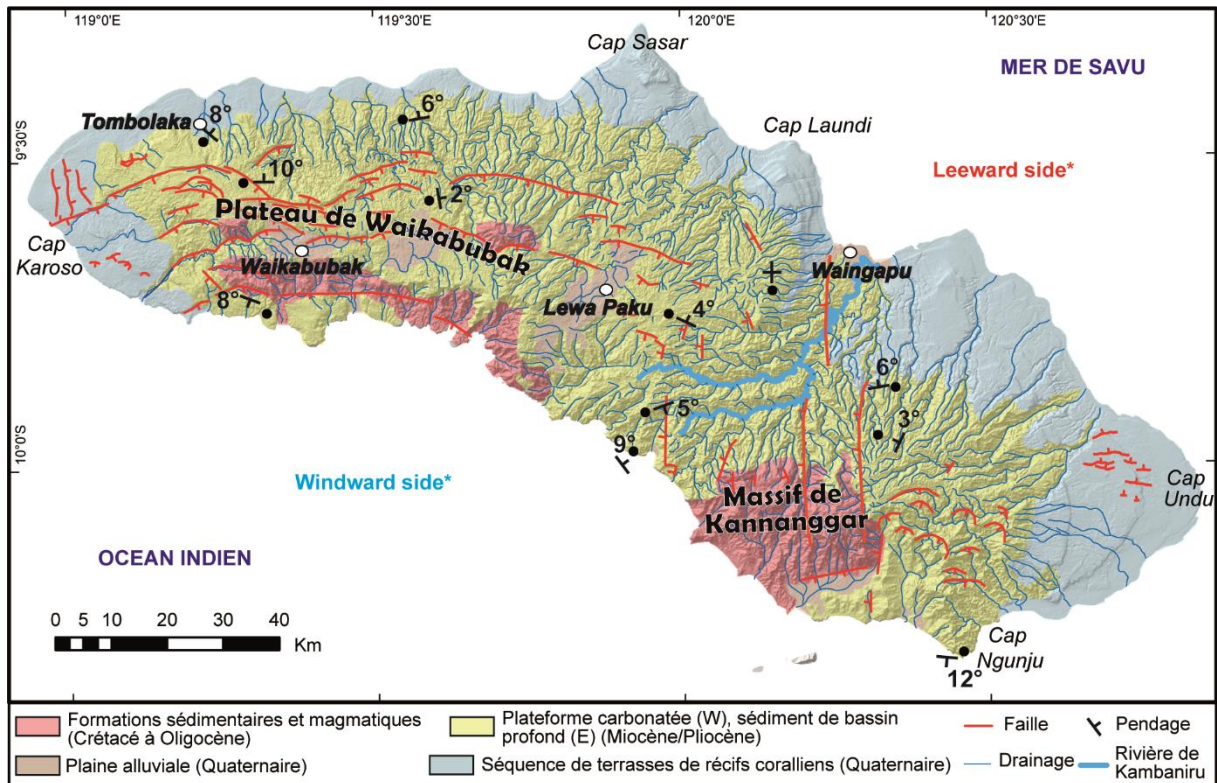


Fig. 28. Géologie et structure géologique simplifiée de l'île de Sumba, redessinée d'après Effendi et Apandi (1981) et Fleury et al. (2009), et avec les mesures structurales de Authemayou et al. (submitted).

1.2.2.6.3. Contexte tectonique et sismique

Du fait de sa localisation proche de la subduction de Java ainsi que de la collision arc-continent entre l'arc de la Sonde et l'Australie, l'île de Sumba se situe dans une zone sismiquement active (Fleury et al., 2009). De nombreuses failles kilométriques, majoritairement situées sur la versant Sud de l'île de Sumba, ont été décrites et cartographiées (Fig. 28) (Effendi et Apandi, 1981 ; Fleury et al., 2009). Les failles exposées sont des failles normales convexes de direction générale E-W à vergence Sud (Fig. 28). Elles affectent les roches pré-tertiaires et tertiaires et sont généralement développées dans la partie sud de l'île (Fig. 28). La forme curvilinéaire de ces failles témoigne d'une formation par des glissements gravitaires (Fleury et al., 2009). Celles-ci sont normales et indiquent un régime extensif (Fleury et al., 2009). Selon Fleury et al., (2009), la présence d'un régime extensif résulte de la formation en dôme et du soulèvement généralisée de l'île de Sumba depuis le Miocène. Ce soulèvement est plus important au Sud (présence de failles gravitaires) qu'au Nord de l'île (séquence de TRCs) et est donc asymétrique (Fleury et al., 2009). Ainsi, à grande longueur d'onde, l'île de Sumba correspond à une grande flexure anticlinale de direction EW, asymétrique avec un flanc nord

peu penté et un flanc sud plus abrupt et en partie effondré via les failles gravitaires (Fleury et al., 2009 ; Authemayou et al., 2018).

Proche de la fosse de Java, la formation et la réactivation des failles est liée à la flexion de la plaque océanique et entraîne souvent l'hydratation de la croûte océanique et du manteau (e.g. Ranero et al., 2003). Le séisme de Sumba de 1977, l'un des plus grands séismes à faille normale ($M_w = 8,3$) à proximité d'une fosse océanique, s'est produit à l'extrémité orientale de la fosse de Java. Ce tremblement de terre a produit une vague de tsunami d'une hauteur de 10 m sur l'île de Sumbawa, ce qui suggère une déformation substantielle du fond de l'océan et un déplacement associé de la faille à de très faibles profondeurs (Planert et al., 2010).

1.2.2.6.4. Lithologies de l'île de Sumba

Les formations les plus anciennes de l'île de Sumba (i.e. Crétacé supérieur) sont nommées formations de *Masu* et *Lasipu*. Ces dernières sont composées de grauwackes, turbidites, diamictites, grès tuffés, argilites et de quelques roches intrusives (filons d'andésite, gabbro, diorite et granodiorite) (Fig. 29) (Chamalaun et al., 1982). La formation *Lasipu* est caractéristique d'un environnement d'arc ou avant-arc insulaire (Rutherford et al., 2001) et affleure principalement au sud du plateau de Waikabubak dans la baie de Sendikari (Fig. 29). La formation de *Masu* (Sénonien) (Abdullah et al., 2000) contient des roches volcaniques basaltiques et andésitiques avec des intrusions de gabbros et de granodiorites (Von der Borch et al., 1983). Cette formation est observable au sud du massif de Kannangar, dans la baie de Sendikari et sur le plateau de Waikabubak (Figs. 27 ; 28 ; 29).

Les roches du Cénozoïque sont discordantes au-dessus des formations *Masu* et *Lasipu* (Rutherford et al., 2001 ; Fleury et al., 2009). Les formations de l'Éocène, *Watopata* (affleure au sud du massif de Kannangar et de la baie de Sendikari) et *Tanahroog* (affleure au sud du massif de Kannangar), sont constituées de grauwackes, 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). Les formations Oligocène *Paumbapa* (affleure sur le plateau de Waikabubak) et *Jawila* (affleure au sud du plateau de Waikabubak et dans le massif de Kannangar), en discordance avec les lits inclinés sous-jacents (Fleury et al., 2009), sont composées, respectivement, de tufs volcaniques ainsi que de calcaires marins peu profonds (Rutherford et al., 2001) et de basaltes ainsi que d'andésites basaltiques associées à des

sédiments clastiques et tufs volcaniques (Von der Borch et al., 1983). La formation miocène, nommée formation *Waikabubak*, sur la partie ouest de l'île et la formation *Kannanggar* à l'ouest de l'île, compose majoritairement le plateau de Waikabubak et le massif de Kannanggar. À l'ouest, elle est composée de calcaires de plateforme carbonatée, de craie de faible profondeur (formation de *Pamalar*), de calcaires récifaux et lagunaires (Miocène moyen à supérieur selon les échantillons collectés) et de quelques débris volcano-clastiques (Wensink, 1994). À l'est, la formation de *Kannanggar* s'épaissit et montre des facies turbiditiques avec des grès volcano-clastiques et des brèches montrant de grandes structures de glissement (Von der Borch et al., 1983 ; Rutherford et al., 2001) et des boues carbonatées datées à 7 Ma et formées à plus de 500 m de profondeur. Cet épaissement est lié à la subsidence de la partie est de l'île s'initiant au Miocène inférieur et culminant au Miocène Moyen (Fortuin et al., 1997). Des sections continues de cette série de plus de 300 m d'épaisseur (maximum à ~600 m) sont observées le long de la côte sud, en raison du basculement récent général N-NE de l'île (Fleury et al., 2009). De nombreuses TRCs du Quaternaire sont observées sur la côte nord de l'île, démontrant un soulèvement marqué (i.e. ~0.5 mm/an) depuis environ 1 Ma (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993). Cette séquence de TRCs est observée depuis plus d'un siècle (Verbeek, 1908) et a fait l'objet de nombreuses études (e.g., Jouannic et al., 1988 ; Pirazzoli et al., 1991 ; 1993 ; Bard et al., 1996 ; Nexer et al., 2015).

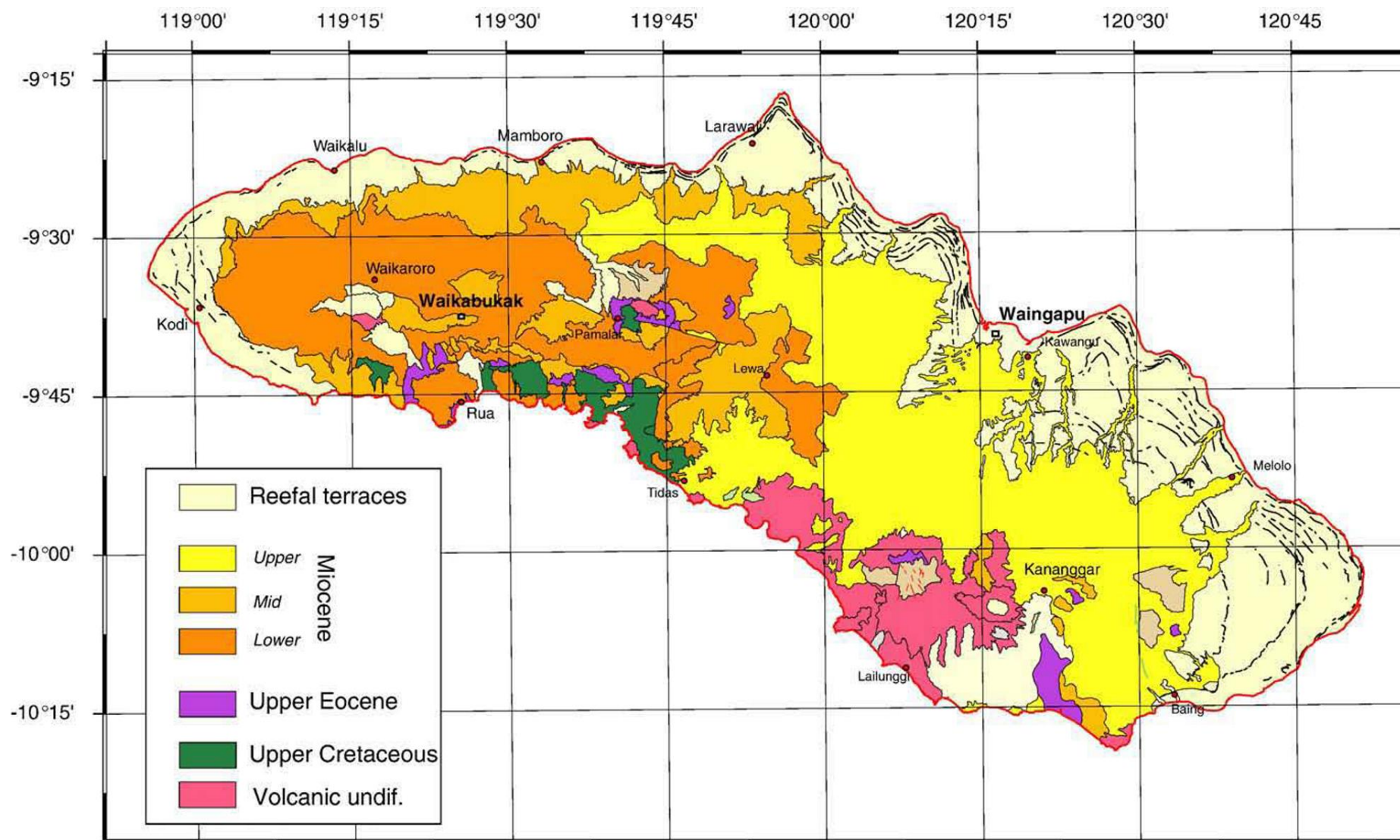


Fig. 29. Figure issue de Fleury et al. (2009) : « Carte géologique de l'île de Sumba montrant la couverture étendue des sédiments néogènes et les affleurements localisés du socle le long de la côte sud. ».

1.2.3. Le Cap Laundi

1.2.3.1. Physiographie

Entre 10 et 25 kilomètres au nord de la capitale de l'île, Waingapu (Figs. 27 ; 28 ; 29), se trouve une spectaculaire séquence de TRCs, observable sur l'entièreté du cap Laundi (Figs. 30B ; 31A ; 31B). En raison des conditions climatiques locales et particulièrement grâce à la sécheresse saisonnière très prononcée de mai à octobre, les TRCs ne sont pas recouvertes d'une dense végétation. Seule une végétation à mi-chemin entre une lande et une savane recouvre la séquence de TRCs (Figs. 31C ; 31D ; 31E ; 31F ; 31G), offrant un environnement propice à l'observation, la cartographie ou encore à l'échantillonnage des surfaces calcaires ou de coraux en vue de datation radiométrique (i.e. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ et ^{14}C). Pirazzoli et al. (1991 ; 1993) décrivaient déjà la séquence du cap Laundi comme exceptionnelle, avec au moins onze terrasses de plus de 100 m de large et dont six font plus d'un demi-kilomètre de large (Figs. 31A ; 32).

La description morphologique de la séquence du cap Laundi qui suit, est inspirée et reprend volontairement la description de Pirazzoli et al. (1991 ; 1993) et Hantoro (1992), et cela pour plusieurs raisons : 1) Mettre en avant l'excellent travail de cartographie des précédents auteurs ; 2) Montrer au lecteur la complexité morphologique de la zone d'étude ; 3) Présenter cette ancienne description (que ce soit d'un point de vue purement morphologique ou d'un point de vue nomenclature) au lecteur pour qu'il saisisse mieux les modifications que nous apporterons à celle-ci au cours du présent manuscrit.

La TRC sommitale correspond à un « paléo-récif isolé » (ou « *patch reef* »), aujourd'hui élevé à ~472 m (i.e. le sommet du cap Laundi, ~1 Ma ; Pirazzoli et al., 1991 ; 1993) et nommé « colline de Lamajangga » (Figs. 31 ; 32). Les surfaces de ces TRCs sont composées de plaques de calcaire récifal plus ou moins disséquées et contenant des coquilles de *Tridacna* (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993). La surface la plus étendue de toute la séquence de TRCs est celle de la TRC « V » (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993), qui s'étend sur 8 km du nord au sud et sur 6 km d'est en ouest, au sud de la colline de Lamajangga (Fig. 32). Les auteurs précédents notent que des vestiges de sous-terrasses mal conservés sont visibles le long de la pente extérieure de la TRC « V ». Près du bord intérieur de la TRC « V », à 350 ± 10 m, un récif fossile « V₀ » est entaillé par une encoche marine bien préservée, d'environ 3 m de haut et 3 m de profondeur, très similaire morphologiquement à l'encoche holocène entaillant au niveau de la mer la TRC « I » (Fig. 33) (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993).

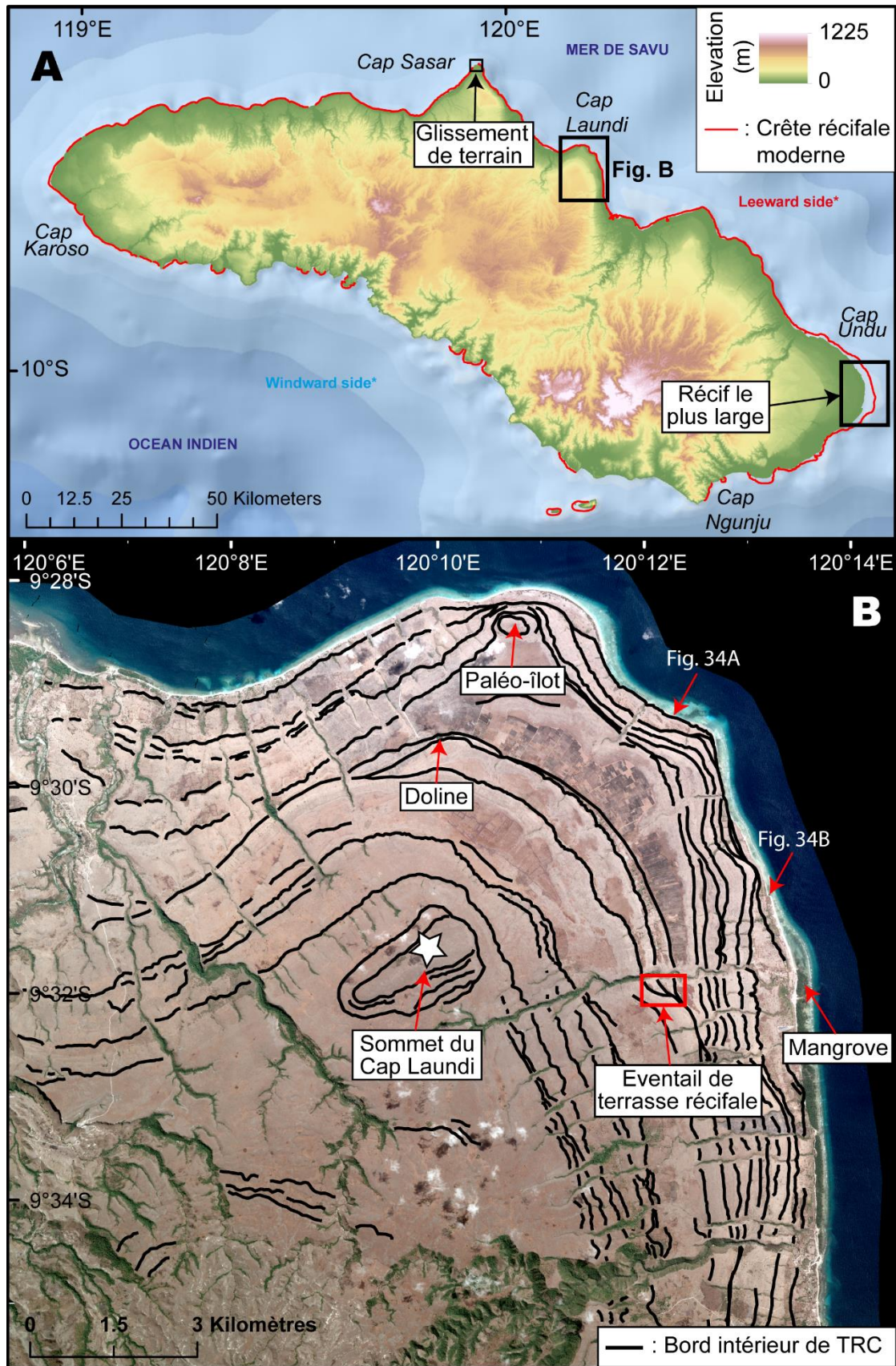


Fig. 30. A) Ile de Sumba. Cartographie de la crête récifale moderne. Les données d'élévation sont issues du modèle numérique de terrain TanDEM-X (12 m de résolution). B) Image Pléiades du cap Laundi. Cartographie des bords intérieurs des TRCs et localisation des figures 34A et 34B.

La surface supérieure de la TRC « IV » est recouverte d'une dalle de calcaires très disséquée s'étendant sur environ 500 m, de l'encoche « IV₃ » à un complexe de deux paléo-crêtes récifales extérieures superposées (IV₂), mesurées par les auteurs précédents (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993), à 310 ± 10 m et 305 ± 10 m, respectivement (Fig. 33). Sous ces paléo-crêtes récifales, le talus extérieur présente au moins deux bancs et est interrompu à 275 ± 10 m par une plateforme très plate, mais modérément large (50-75 m) bordée par une paléo-crête récifale (IV₁) (Fig. 33) (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993). Au moins deux autres surfaces peuvent être observées sur le versant extérieur de la CRT « IV₁ », entre la paléo-crête récifale et la base de la TRC, à 235 ± 10 m d'altitude (Fig. 33) (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993). Morphologiquement, la TRC « III » est particulièrement bien marquée (Figs. 32 ; 33). Sur la côte est, au sud du cap Laundi, elle se compose d'une seule surface principale, d'environ 1 km de large (Fig. 32). Plus au nord, elle forme un éventail de sous-terrasses (Figs. 30B ; 31B), la deuxième sous-terrasse principale (III₁), plus basse topographiquement, s'élargit considérablement (Figs. 30B ; 32). Sur le transect topographique de référence de Pirazzoli et al., (1993), la surface de la TRC « III₃ » s'étend sur au moins 700 m de large, entre 235 ± 10 m et 205 ± 10 m d'altitude (Fig. 33). Une importante paléo-crête récifale sur la TRC « III₂ » se développe à 190 ± 10 m, c'est-à-dire bien en dessous du bord de la pente de la TRC « III₃ ». En dessous, la surface supérieure de la TRC « III₁ » apparaît assez plate, s'étendant sur le transect jusqu'à environ 300 m de large entre un bord intérieur à 160 ± 10 m d'altitude et une paléo-crête récifale à 145 ± 10 m d'altitude (Fig. 33). La TRC « II » présente une surface principale plate d'une largeur élevée (jusqu'à 1.8 km) près du cap Laundi, qui se rétrécit cependant à une largeur d'environ 500 m le long de la côte est, entre Maudulung et Manangamihi (Fig. 32). Même si de nombreuses TRCs du cap Laundi montrent une hétérogénéité dans leur largeur, les altitudes de leurs bords intérieurs restent cependant très homogènes sur l'ensemble du cap. Le long du transect de référence de Pirazzoli et al. (1991 ; 1993), la surface supérieure de la TRC « II » (i.e. II₅) s'étend sur près de 1 km, entre 135 ± 10 m et 110 ± 5 m d'altitude, suivie, plus bas topographiquement, par un large talus d'environ 90 m de haut (Figs. 32 ; 33). En dessous de ce talus, trois bords intérieurs superposés, montrant souvent des marques d'abrasion marine, peuvent être suivis le long d'une partie de la pente extérieure : « II₃ » à 62 ± 5 m, « II₂ » à 50 ± 5 m, et « II_{1A} » à 23 ± 2 m d'altitude. La surface principale de TRC I est développée entre un bord intérieur à environ 19 m d'altitude et une falaise active de 5 à 6 m de haut affectée par une érosion marine active (Pirazzoli et al., 1993). Près de Maudulung (Fig. 32), la partie externe du récif est incisée par une encoche marine holocène, d'environ 3 m de haut et jusqu'à 4 m de profondeur (Pirazzoli et al., 1993).

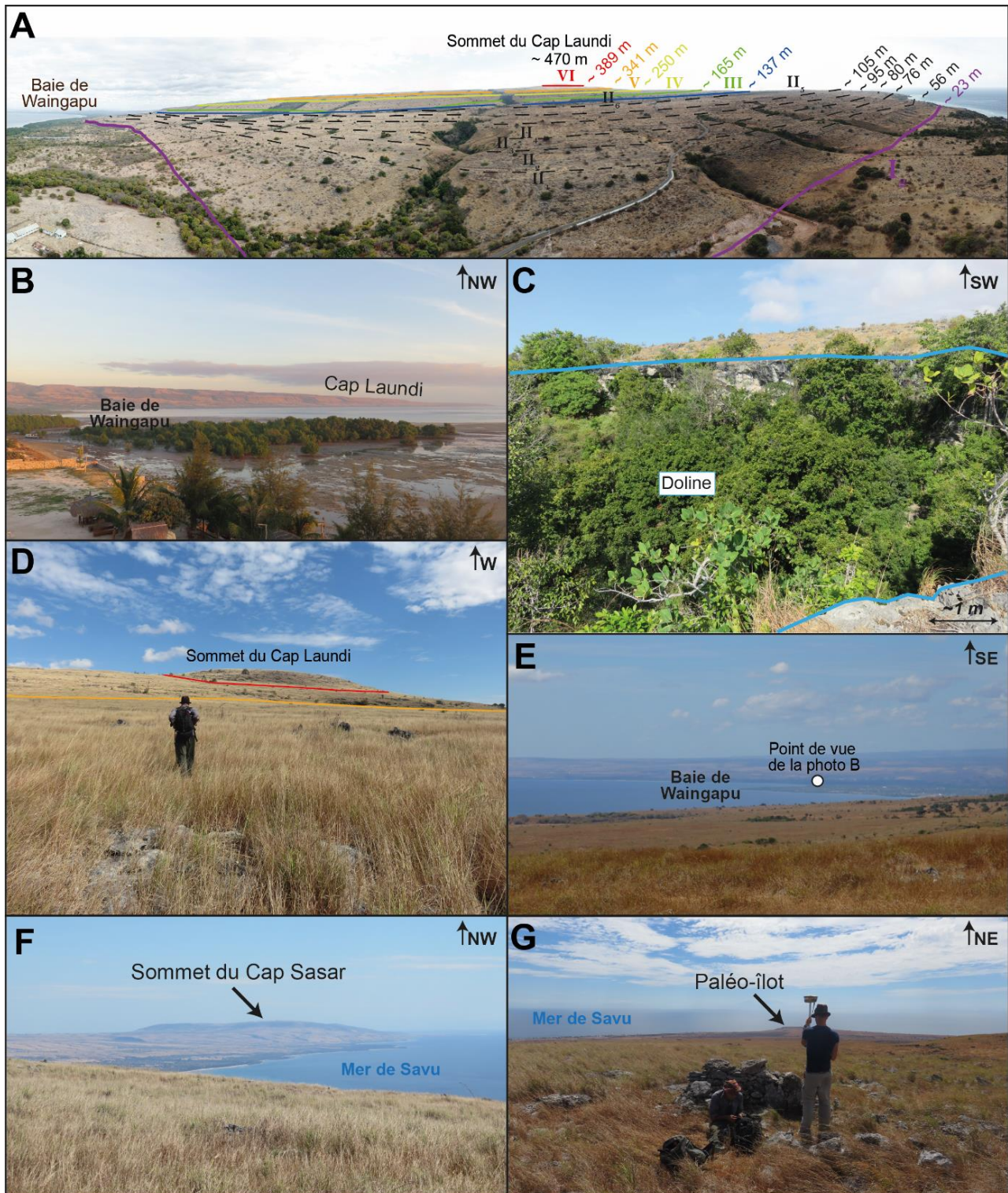


Fig. 31. A) Panorama du cap Laundi et cartographie des bords intérieurs des TRCs. Photographies prises avec un drone Mavic Pro. B) Vue sur le cap Laundi et la baie de Waingapu depuis la plage de l'hôtel « Padadita Beach Hotel » à Waingapu. C) Doline proche du bord intérieur de la TRC principale « II » (localisation sur la figure 30B). D) Vue sur le sommet du cap Laundi depuis la surface de la TRC « IV ». E) Vue sur la Baie de Waingapu depuis le sommet du cap Laundi, localisation du point de vue de la figure B. F) Vue sur le cap Sasar depuis le sommet du cap Laundi. G) Vue sur la paléo-îlot du cap Laundi (localisation sur la figure 30B) depuis le sommet du cap Laundi.

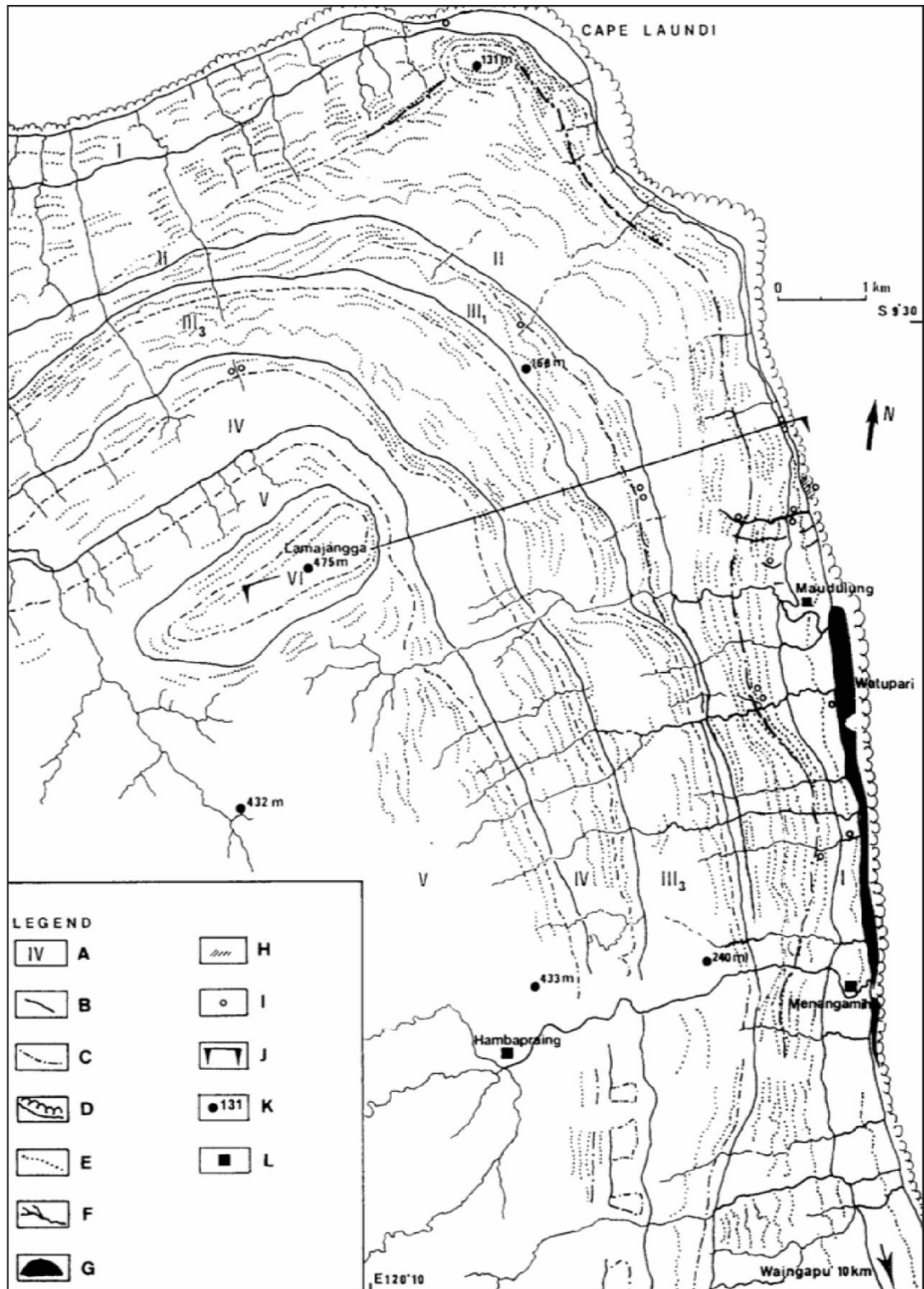


Fig. 32. Localisation et physiographie généralisée de la séquence de TRCs du cap Laundi, réalisé par Hantoro (1989 ; 1992) ; Pirazzoli et al. (1991 ; 1993). A : terrasse principale. B : base de la pente principale de la terrasse. C : paléo-crête du récif principal. D : crête récifale moderne. E : sub-terrace / sous-terrace / terrasse intermédiaire. F : canyon. G : mangrove. H : conglomérat récifal holocène. I : emplacement d'échantillon daté. J : transect topographique de référence. K : altitude de la carte. L : village.

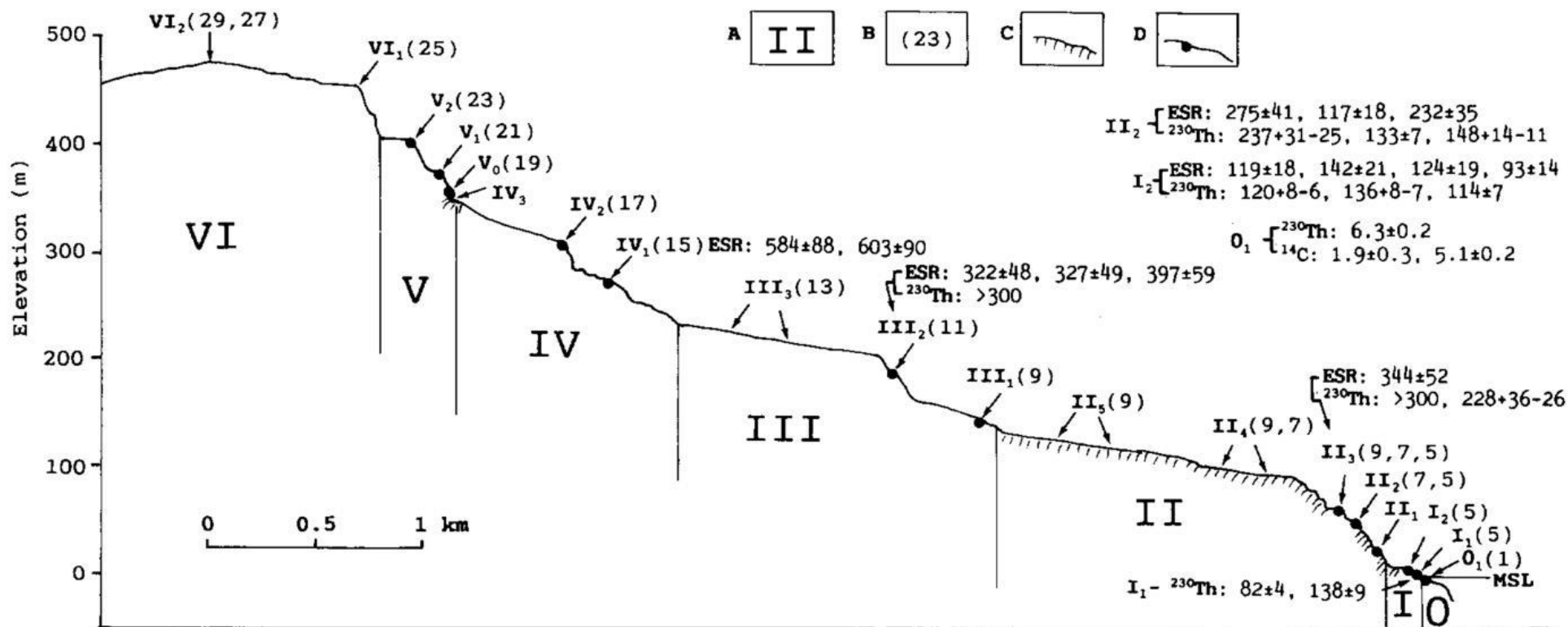


Fig. 33. Profil topographique simplifié, réalisé par Pirazzoli et al. (1991 ;1993), des TRCs surélevées du cap Laundi. A : noms des terrasses. B : MIS inféré. C : surface d'érosion. D : paléo-crête récifale. Les âges ESR et ²³⁰Th sont exprimés en ka.

Les dépôts holocènes sont représentés localement par un conglomérat de 20 à 30 m de large reposant sur des restes de récifs émergents à environ 1.5 m au-dessus du niveau marin moyen (Fig. 34) (Jouannic et al., 1988 ; Pirazzoli et al., 1991 ; 1993). Sur la côte Nord-Est de l'île de Sumba, la plateforme récifale moderne contient d'abondantes colonies coralliennes vivantes ne se trouvant que dans le récif extérieur (zone de la crête récifale moderne), tandis que le récif arrière est caractérisé par peu de coraux vivants (< 10%) avec une abondance d'espèces résistantes à l'émersion épisodique et/ou à une turbidité de l'eau relativement élevée (e.g., *Goniastrea retiformis*, *Acropora digitifera*) (Fig. 34) (Bard et al., 1996).

1.2.3.2. Interprétations antérieures de la séquence de terrasses de récifs coralliens du cap Laundi

Plusieurs études détaillées de la séquence de TRCs du cap Laundi ont été menées et particulièrement à la fin des années 1980 et au début des années 1990 (Jouannic et al., 1988 ; Hantoro, 1988 ; 1989 ; 1992 ; Pirazzoli et al., 1991 ; 1993 ; Bard et al., 1996). Cette séquence de TRCs est considérée parmi les plus longues et les plus complètes sur la période quaternaire. Elle constitue potentiellement un enregistrement eustatique, climatique, tectonique et paléo-océanographique remarquable du Quaternaire. Les TRCs du cap Laundi ont été cartographiées pour la première fois, de manière méticuleuse, par Jouannic et al. (1988), puis par Hantoro (1989) grâce à des campagnes de terrain et des photographies aériennes qui montrent clairement la morphologie en « escalier » de la zone. Plus précisément, sur la base de cinq datations ^{14}C et une datation $^{230}\text{Th}/\text{U}$, Jouannic et al. (1988) ont fait une première interprétation géomorphologique, en attribuant chaque grande terrasse et les sous-terrasses les composant à un stade interglaciaire et à ses sous-stades interglaciaires, respectivement (Jouannic et al., 1988). Cette première étude géomorphologique a permis de déduire un taux moyen de soulèvement tectonique local d'environ 0.9 mm/an pour les derniers 550 ka (Jouannic et al., 1988). Une autre interprétation proposée par les mêmes auteurs, était que le taux de soulèvement aurait oscillé de façon irrégulière entre 0.9 et 0.5 mm/an entre les MIS 15 et 5e, c'est-à-dire entre ~550 et ~125 ka, puis aurait chuté à seulement 0.1 mm/an depuis la dernière période interglaciaire. Les auteurs soulignent tout de même le besoin essentiel de faire d'autres datations avant de faire des conclusions définitives quant à l'interprétation des âges des TRCs. En effet, ces premières tentatives d'interprétation de la séquence ne sont pas en accord avec les âges (^{14}C , U/Th, et ESR) obtenus plus tard, par d'autres scientifiques (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993 ; Bard et al., 1996).

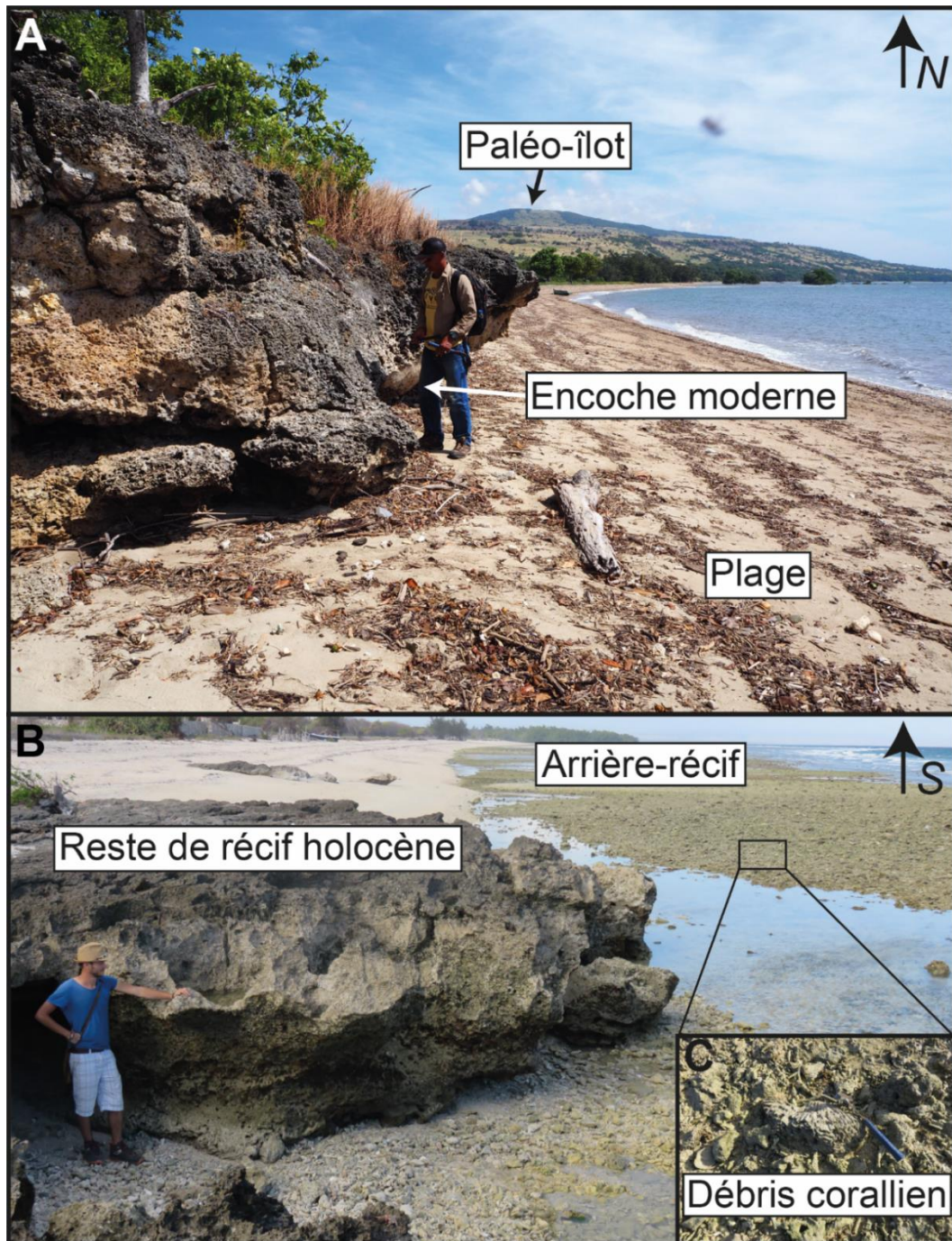


Fig. 34. *A) Plage au nord du Cap Laundi, proche du paléo-îlot (voir location sur la Fig. 30B). Photographie prise à marée moyenne. L'encoche moderne est active à marée haute. Les bois flottés et les laisses de hautes mers marquent la limite de balancement des marées. B) Plage entre la photo A et Maudulung (voir location sur la Fig. 30B). Photographie prise à marée basse. Le reste de récif holocène est visible. À marée haute, il est submergé. Les légers enfoncements visibles au pied de la falaise active du reste de récif pourraient correspondre à des encoches du niveau marin moyen actuel. Ils sont cependant très peu marqués et discontinus. Le conglomérat observé par les auteurs précédents se trouve juste au-dessus de ce reste de récif, aujourd'hui principalement enfoui sous le sable. Il n'est pas visible sur la photo. L'arrière-récif est composé de nombreux amas de débris coralliens et quasiment aucun corail vivant.*

Sur la base de 56 âges U/Th et ESR, les TRCs successives ont été corrélées à des hauts niveaux marins, du MIS 1 (~Holocène moyen) au MIS 29 (~1 Ma) (Pirazzoli et al., 1991, 1993, Hantoro, 1992 ; Bard et al., 1996). Par approche « discrète » ou « bijective » (i.e. une TRC correspond à un paléo-récif frangeant construit durant un haut niveau marin spécifique ; Fig. 6 ; e.g., Rovere et al., 2016), ces âges correspondent à des hauts niveaux marins, respectivement du plus âgé au plus jeune, au MIS 15 (610 ± 10 ka), au MIS 11 (390 ± 30 ka), au MIS 9 (325 ± 18.5 ka), au MIS 7 (239.5 ± 8.5 ka), au MIS 5 (122 ± 6 ka) et au MIS 1 (Holocène moyen, 6 ± 2 ka) (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993 ; Bard et al., 1996). La plus ancienne TRC datée, appelée « IV₁ » dans les études précédentes, a donné des âges ESR de 584 ± 88 ka et 603 ± 90 ka et a donc été liée au MIS 15 (Fig. 33) (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993). À des altitudes plus élevées que la TRC « IV₁ », les âges des TRCs successives ont été extrapolés en supposant un taux de soulèvement tectonique constant de 0.49 ± 0.01 mm/an, calculé en utilisant les paléo-crêtes récifales et les encoches marines de plusieurs TRCs comme marqueurs du niveau marin (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993). Ainsi, les TRCs supérieures, non datées, ont été corrélées à des hauts niveaux marins du MIS 15 jusqu'à ~1 Ma (MIS 29 ; Jouannic et al., 1988 ; Pirazzoli et al., 1991, 1993 ; Hantoro, 1989 ; 1992 ; Bard et al., 1996). La TRC associée au MIS 11, bien exprimée et continue latéralement sur toute la séquence de l'île Sumba a été utilisée comme référence morphologique pour calculer le taux de soulèvement tout au long des côtes ouest, est et nord de l'île de Sumba (~0.5 mm/an au cap Laundi ; Nexer et al., 2015).

1.2.3.3. Évidences d'un diachronisme temporel sur les terrasses de récifs coralliens du cap Laundi

Un certain nombre de divergences temporelles sont apparues avec les datations effectuées par Pirazzoli et al. (1991 ; 1993). Premièrement, les âges des coraux d'une même TRC sont diachroniques (par exemple, les âges de ~82 ka et ~138 ka sur la TRC I₁), deuxièmement, les mêmes âges proviennent de coraux sur au moins trois TRCs (par exemple, des âges associables au MIS 5e sur les TRCs I₁, I₂ et II₂), et troisièmement, les âges U/Th et les âges ESR des coraux d'une même TRC ne correspondent pas toujours entre eux. Par la suite, les datations effectuées par Bard et al., (1996) ont précisé le diachronisme (par exemple, des âges MIS 5a, 5c et 5e sur la TRC I₁ ; des âges MIS 5c, 5e et pré-MIS 5e sur la TRC I₂). Ces âges pourraient montrer une répartition temporelle intuitive (i.e. approche discrète) d'amont en aval sur les 2 à 3 stades interglaciaires intermédiaires. Cependant, il n'y a pas de relation claire entre l'âge des colonies

de coraux (MIS 5a ou c par exemple) et les TRCs intermédiaires les plus basses (« I₁ » et « I₂ »), ce qui empêche l'association d'une TRC à un haut niveau marin spécifique.

L'exemple le plus récent de diachronisme concerne les colonies de coraux collectées sur les indicateurs côtiers holocènes de l'île de Sumba, qui n'a été décrite que sur un site près du cap Laundi (Jouannic et al., 1988 ; Pirazzoli et al., 1991 ; 1993 ; Bard et al., 1996). Des échantillons de colonies de coraux fossiles prélevés dans le récif émergent holocène ont fait l'objet de datation croisée (¹⁴C et ²³⁰Th/U) impliquant deux groupes d'âge à ~6 ka et à ~2 ka : 2.14 ± 0.14 ; 2.03 ± 0.18 ; 2.06 ± 0.16 ; 2.36 ± 0.16 ; 6.23 ± 0.14 ; 6.32 ± 0.14 ; 6.27 ± 0.14 ; 6.21 ± 0.16 ka (Bard et al, 1996) ; 1.92 ± 0.25 et 5.07 ± 0.2 ka obtenus avec le ¹⁴C et 6.3 ± 0.2 (Jouannic et al., 1988) ; 5.45 ± 0.02 et 2.13 ± 0.01 ka (Chauveau et al., submitted) avec le ²³⁰Th/U.

Ainsi, en l'état actuel des connaissances et avec les datations disponibles, pour la plupart des TRC inférieures, les datations ESR et ²³⁰Th/U sur une même TRC, donnent des âges corrélables avec différents hauts niveaux marins. Par exemple, les colonies de corail de la TRC associée au MIS 11 par Pirazzoli et al (1993) ont donné des âges ESR de 397 ± 59 ka, 327 ± 49 ka et 322 ± 48 ka, ce qui implique des corrélations possibles de la TRC avec le MIS 11 ainsi qu'avec le MIS 9. Sur une autre TRC, dont le bord intérieur est mesuré à environ 50 ± 5 m d'altitude dans les études précédentes (« II₂ » ; Jouannic et al., 1988 ; Pirazzoli et al., 1991 ; 1993), les âges U/Th obtenus sont de 117 ± 18 à 275 ± 41 ka, permettant une corrélation avec le MIS 9 ainsi qu'avec le MIS 5 (Pirazzoli et al., 1993 ; Bard et al., 1996).

En tout état de cause, l'un des problèmes majeurs de la datation effectuée par les auteurs précédents est la faible fiabilité des âges obtenus. En effet, les exigences pour une datation robuste (voir Sous-Partie 1.3.2.1. ; Stirling et al., 1995 ; Andersen et al., 2010 ; Obert et al., 2016) ont rarement été atteintes. Sur une cinquantaine d'échantillons datés, d'âges plus anciens que l'Holocène, il n'y a que 7 échantillons pour lesquels les conditions sont plus ou moins atteintes (voir les conditions dans Partie 1 – Chapitre 3 – Sous-partie 1.3.2.1). Ces sept âges (c'est-à-dire les âges obtenus sur les échantillons SBA 9 ; 10 ; 12 ; 14 ; 15 ; 16 ; 17 dans les données supplémentaires de Bard et al., 1996) sont donc les âges les plus fiables obtenus au cap Laundi.

Bard et al. (1996) ont tout de même interprété les incohérences d'âge au sein de la TRC la plus basse comme étant dues à la diminution des taux de soulèvement depuis le maximum

interglaciaire de la MIS 7. Un taux de soulèvement très faible induit un soulèvement négligeable de la TRC inférieure avant la transgression suivante. Il en résulterait une inondation de la TRC par le prochain haut niveau marin, ce qui engendrerait des processus de réoccupation constructifs. Ces processus de réoccupation peuvent être la cause des écarts de datation sur une même TRC. Par conséquent, cela entraînera des erreurs de corrélation entre une TRC et un haut niveau marin, et donc des erreurs dans les calculs du taux d'élévation ou de la corrélation avec les variations eustatiques quaternaires. En combinant des datations U/Th avec la modélisation numérique, Bard et al. (1996) ont estimé des taux de soulèvement compris entre 0.2 et 0.5 mm/an. Pour obtenir le taux minimum de 0.2 mm/an, Bard et al. (1996) ont corrélé le bord intérieur de la terrasse basse (élevé à 23 ± 2 m ; TRC I₂) au MIS 5e, en ne tenant compte que des âges U/Th les plus anciens. Cette hypothèse implique que pendant les MIS 5c et 5a, l'érosion côtière est considérée comme négligeable pour préserver la morphologie de la TRC associée au MIS 5e.

Enfin, Pirazzoli et al. (1993) ont suggéré que les fluctuations eustatiques du niveau marin superposées à un soulèvement régulier d'environ 0.5 mm/an et l'érosion marine abaissant la surface originelle devaient avoir amené le niveau marin près de la même position à plusieurs reprises, entraînant un remaniement des sédiments, une nouvelle abrasion et le développement de bioconstructions différant par l'âge jusqu'à 100 ka sur les mêmes TRCs. L'érosion marine a été détectée par Pirazzoli et al. (1991 ; 1993) à partir de la présence d'entailles marines sur les bords intérieurs des TRCs principales et de l'observation de la surface de développement du corail marquée par des traces d'érosion ultérieure observées le long de plusieurs canyons coupant transversalement la pente de la séquence de TRCs.

Ainsi, au Cap Laundi, l'érosion et la réoccupation de TRCs préexistantes par des colonies de coraux plus récentes ont très probablement entraîné la formation de TRCs polycycliques. Mieux appréhender ces processus érosifs est une des problématiques majeures de cette thèse.

CHAPITRE 3 :
Méthodologie

Dans le présent chapitre, il est présenté trois méthodologies distinctes, bien que complémentaires, pouvant répondre aux problématiques soulevées dans les premiers chapitres. Précisément, la première partie de ce troisième chapitre porte sur la production, les applications et les méthodes d'analyses de l'isotope cosmogénique ^{36}Cl (*Chlore*). La deuxième partie explique, quant à elle, le concept de la radio-chronologie du $^{230}\text{Th}/\text{U}$ (*Thorium/Uranium*), l'échantillonnage et la préparation des échantillons coralliens en vue de datation $^{230}\text{Th}/\text{U}$. Enfin, la troisième partie se concentre sur la modélisation et donc la quantification des paramètres générant les séquences de TRCs.

1.3.1. L'isotope cosmogénique ^{36}Cl

La dégradation des reliefs terrestres par les différents processus d'érosion sont effectifs sur des échelles de temps allant du millier d'années jusqu'à plusieurs millions d'années. Ainsi, lorsqu'on souhaite étudier de tels phénomènes, par exemple la dégradation des séquences de TRCs depuis 1 Ma, une méthode pouvant fournir des informations moyennées sur ces échelles de temps est nécessaire. Grâce au développement de nouvelles méthodes de mesure (e.g., Spectrométrie de Masse par Accélérateur (AMS)), la mesure de la concentration en nucléides cosmogéniques (ou cosmonucléides) (e.g., le ^{36}Cl), des roches de surface, est devenue possible (e.g., Nishiizumi et al., 1991 ; Von Blanckenburg, 2005 ; Ouimet et al., 2009 ; DiBiase et al., 2010 ; Godard et al., 2012 ; Ryb et al., 2014a ; 2014b ; Godard et al., 2016). Cette mesure de concentration permettant, entre autres, de calculer des taux moyens de dénudation sur plusieurs milliers d'années, est rapidement apparue comme indispensable quant aux estimations des taux de dénudation affectant les paysages étudiés.

1.3.1.1. Le rayonnement cosmique et la production du cosmonucléide ^{36}Cl

Le rayonnement cosmique est un flux de particules de très hautes énergies bombardant constamment la Terre, constitué essentiellement de photon mais aussi de noyau d'hélium provenant de l'espace lointain (e.g., l'intérieur des galaxies) ou encore de notre système solaire (Fig. 35) (Jokipii, 1995 ; Reedy et al., 1983). Ce flux de particules, une fois passé le champ magnétique terrestre, interagit par spallation avec les particules de l'atmosphère, constituée principalement d'azote et d'oxygène, causant la création d'un flux de particules dites secondaires (neutrons et muons) et engendrant ainsi une production atmosphérique de cosmonucléides (e.g., ^{14}C , ^{10}Be) (Fig. 35). Les particules ayant une énergie suffisante pour

atteindre la surface de la Terre entraînant la production *in situ* d'isotopes cosmogéniques dans les roches de surface (Fig. 35) (e.g., Gosse et Phillips, 2001).

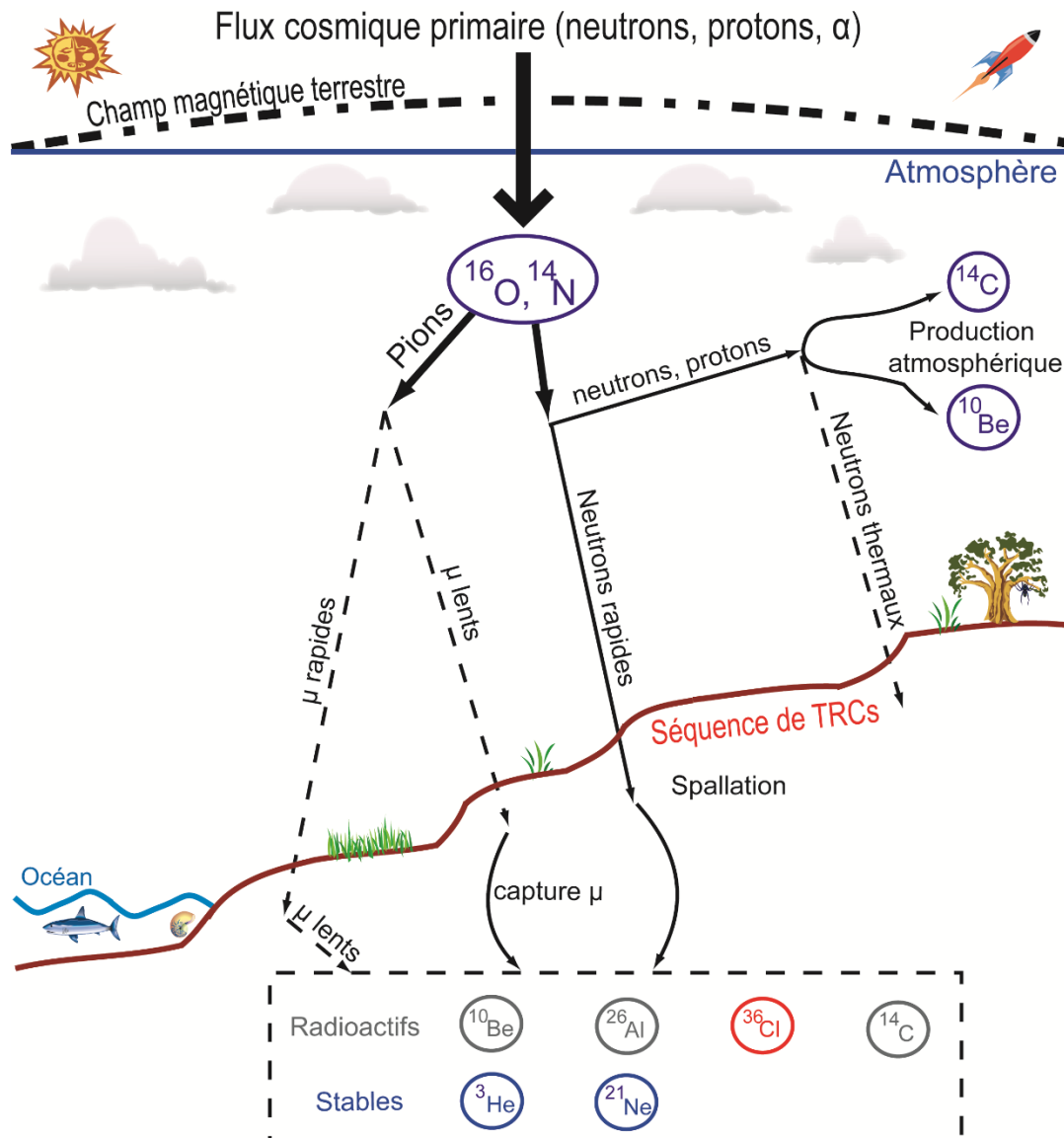


Fig. 35. Schéma illustrant la cascade de réactions issues du rayonnement cosmique, en particulier la production d'isotopes cosmogéniques ^{36}Cl à l'intérieur des carbonates récifaux d'une séquence de TRCs. Figure modifiée d'après Puchol (2013).

L'équation de l'évolution de la concentration des cosmonucléides, produits *in situ*, en fonction de la profondeur et du temps a été établie par Lal (1991) (Fig. 36). La production *in situ* de ^{36}Cl résulte de plusieurs types de réactions (Gosse and Philips, 2001 ; Schimmelpfennig et al., 2009 ; thèse de Schimmelpfennig, 2009) : 1) la spallation entre les neutrons de haute énergie du rayonnement cosmique et les atomes cibles, 2) la capture de muons lents et rapides par le ^{40}Ca et la ^{39}K , et 3) la capture de neutrons thermiques et épithermiques par le chlore naturel (e.g., Gosse et Philips, 2001).

Ces différentes réactions dépendent du flux cosmique de particules atteignant la surface de la Terre ainsi que de la composition chimique des échantillons, notamment leur concentration en éléments cibles. Les éléments cibles du ^{36}Cl sont principalement le calcium (Ca) et le potassium (K), mais comptent également le titane (Ti) et le fer (Fe). Le ^{36}Cl est donc souvent utilisé pour obtenir le temps d'exposition au rayonnement cosmique des carbonates (e.g., Mitchel et al., 2001 ; Benedetti et al., 2002). De plus, les roches carbonatées sont généralement pauvres en Quartz, de ce fait la concentration en cosmonucléide ^{10}Be (i.e. isotope qui s'accumule dans les grains de quartz suite à leur exposition aux rayons cosmiques) ne peut pas être utilisée pour mesurer des taux de dénudation dans les carbonates.

$$[C](z,t) = [C](z,0)e^{-\lambda t} + P(z) / (\lambda + \mu \epsilon) * (1 - e^{-(\lambda + \mu \epsilon)t})$$

[C] : concentration (atome.g⁻¹)

z : profondeur (cm)

t : temps d'exposition (an)

λ : constante de décroissance radioactive du ^{36}Cl Be (2.303 x 10⁻⁶ an⁻¹).

La période de demi-vie du ^{36}Cl étant de 3.01.10⁵ ans (Niishizumi et al., 2007).

P(z) : taux de production (atome.g⁻¹.an⁻¹) (48.8 ± 2 at.g⁻¹.an⁻¹ pour la spallation, Stone et al., 1996; 2005)

μ : coefficient d'absorption (cm⁻¹). Equivaut à ρ/Λ avec : densité du matériel (g.cm⁻³) et

Λ : longueur d'absorption moyenne des particules à la surface de la Terre (150 g.cm⁻² pour les neutrons avec une contribution relative de ~97.85%, 1500 g.cm⁻² pour les muons lents avec une contribution relative de ~1.5% et 5300 g.cm⁻² pour les muons rapides à hauteur de 0.65% (Braucher et al., 2003)).

ϵ : taux d'érosion (cm.an⁻¹)

[C](z,0) : héritage de l'échantillon lié à une éventuelle pré-exposition de la surface

Fig. 36. Équation de l'évolution de la concentration du ^{36}Cl en fonction de la profondeur et du temps, adaptée au ^{36}Cl d'après Lal (1991).

L'équation de Lal (1991) montre que la production et la concentration en ^{36}Cl *in situ* décroissent de façon exponentielle avec la profondeur (Fig. 37). En effet, la réaction de spallation est prépondérante dans les deux premiers mètres sous la surface, mais s'atténue rapidement avec la profondeur (Fig. 37). La réaction par capture de neutrons thermiques est très efficace dans les premiers centimètres sous la surface et diminue aussi rapidement en profondeur (Fig. 37). La production en ^{36}Cl associée à la réaction par capture de muons s'affaiblit lentement avec la profondeur, mais reste plus ou moins homogène (Fig. 37). Globalement, la concentration en ^{36}Cl va décroître exponentiellement avec la profondeur, le ^{36}Cl *in situ* est donc principalement accumulé à la surface des roches.

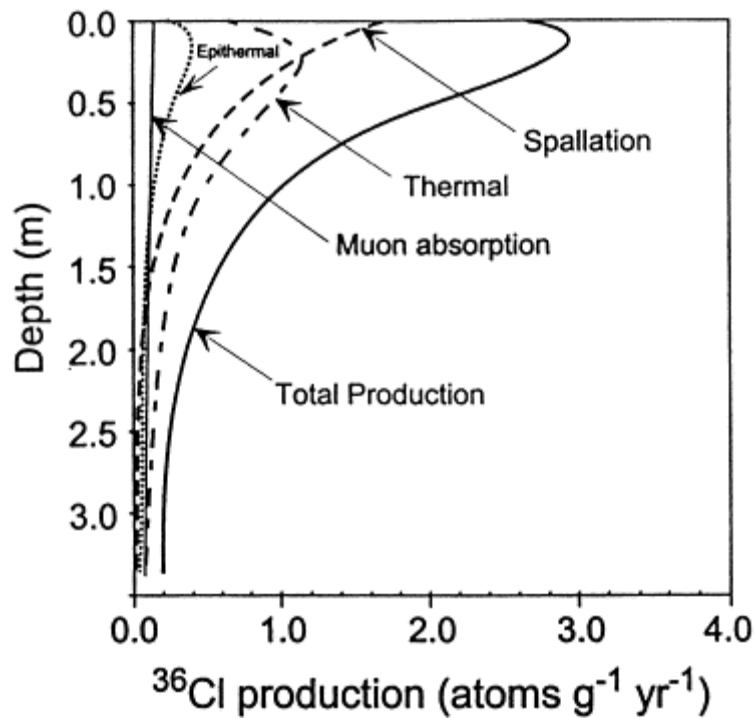


Fig. 37. Exemple des taux de production de cosmonucléides ^{36}Cl dans des roches ultramafiques. Figure issue de Gosse et Phillips (2001).

1.3.1.2. Influence des facteurs externes sur le taux de production des cosmonucléides

Le rayonnement cosmique étant affecté et dévié par le champ magnétique terrestre. Il en résulte que le taux de production des cosmonucléides dans les roches de surface varie en fonction de l'intensité du champ magnétique. De plus, l'orientation du champ magnétique terrestre change en fonction de la latitude. Ainsi, le rayonnement cosmique est plus important aux pôles Nord et Sud et diminue progressivement en se rapprochant de l'équateur (Robinson et al., 1995). Par conséquent, les taux de production vont varier en fonction de la position latitudinale de l'échantillon étudié. La pression atmosphérique a également une influence sur les taux de production des cosmonucléides. Les taux de production les plus bas se localisent au niveau de la mer et augmentent d'environ 1% tous les 10 mètres (Stone et al., 2000).

Ainsi, les effets du champ magnétique terrestre et de la pression atmosphérique doivent être pris en compte dans les calculs associés aux mesures de concentration des cosmonucléides (i.e. calcul du temps d'exposition ou de la dénudation de la surface étudiée). Pour cela, des facteurs d'échelle, correspondant à des coefficients permettant de corriger les taux de production à partir d'un point de référence situé à des hautes latitudes et au niveau marin, sont calculés (*Sea-Level-High-Latitude*, SLHL en anglais) (Lal et Peters, 1967 ; Lal, 1991 ; Desilets et Zreda, 2001).

Différents modèles existent pour calculer ces facteurs d'échelle, donnant des résultats relativement similaires, mais restant sujets aux discussions (e.g., Stone, 2000 ; Dunai, 2001 ; Lifton et al., 2005 ; Desilets et al., 2006). Dans cette thèse, nous utilisons le modèle de Stone (2000) pour calculer les facteurs d'échelle des échantillons étudiés.

Par ailleurs, la position de l'échantillon par rapport au relief alentour ou bien même sa propre position, par exemple, sur un plan incliné, modifie aussi le taux de production par blindage (ou écrantage) topographique (*topographic shielding* en anglais) du rayonnement cosmique. Cet effet de blindage topographique peut être quantifié et ainsi, les taux de production corrigés (e.g., Codilean, 2006). D'autres effets d'écrantage peuvent intervenir lorsque la surface étudiée est recouverte d'une couverture végétale ou neigeuse. Cependant, ces deux derniers facteurs sont durs à estimer sur toute la durée d'exposition de la surface.

1.3.1.3. Temps d'exposition et taux de dénudation

La concentration en cosmonucléide des roches en surface ou sub-surface augmente avec le temps d'exposition par les interactions avec le rayonnement cosmique, mais elle va également avoir tendance à diminuer en fonction du temps par la désintégration radioactive et par les éventuelles pertes liées à l'érosion. Ainsi, pour un taux d'érosion donné, l'évolution de la concentration en ^{36}Cl sera représentée par une courbe caractérisée par une asymptote (Fig. 38). Après un temps d'exposition de la surface étudiée, équivalent à environ 2 à 3 fois la demi-vie du radionucléide (i.e. 3.01×10^5 ans pour le ^{36}Cl), et affecté par un taux de dénudation constant, la production et la désintégration des isotopes cosmogéniques tendront à s'équilibrer et la concentration en ^{36}Cl deviendra stable, l'état d'équilibre sera atteint (Fig. 38) (Gosse et Phillips, 2001 ; Dunai, 2010). Dans ce cas, aucune information sur l'âge ne peut être obtenue (Dunai, 2010), mais seulement sur le taux de dénudation, c'est-à-dire la perte de masse due à la fois à l'érosion physique et à l'altération chimique (Fig. 38). Ainsi, pour les surfaces du substratum rocheux exposées suffisamment longtemps aux particules de rayons cosmiques, la production de cosmonucléides induite équilibre les pertes dues à la désintégration radioactive et à l'élimination de masse liées aux processus de dénudation (Lal, 1991). La concentration de cosmonucléides alors atteinte à cet état d'équilibre est inversement proportionnelle au taux de dénudation de la surface (Granger et Riebe, 2014). Cette méthode permet de quantifier les taux de dénudation, dont la moyenne temporelle est calculée sur la période nécessaire pour éroder jusqu'à une profondeur équivalente à la longueur d'atténuation caractéristique des neutrons

(environ 60 cm dans un substrat dont la densité est de 2.5 g.cm^{-3} ; i.e. les carbonates) (Von Blanckenburg, 2005).

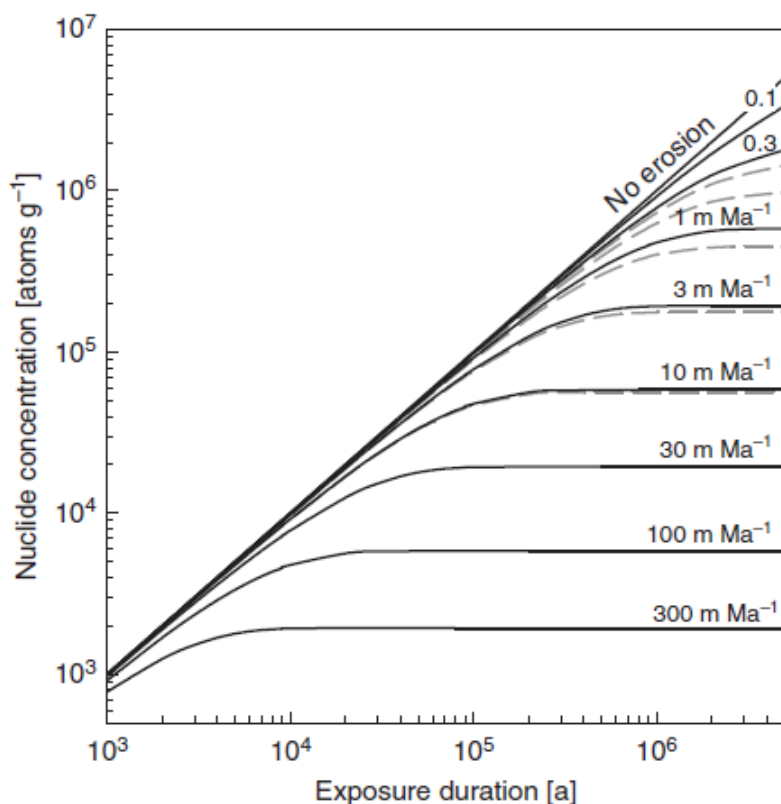


Fig. 38. Graphique du temps nécessaire pour atteindre l'état d'équilibre en fonction des concentrations de cosmonucléide. Accumulation de cosmonucléide dans les surfaces en érosion ; temps d'exposition depuis le début de l'érosion d'une surface sans mémoire de pré-exposition. Les lignes noires pleines correspondent aux cosmonucléides stables (e.g., ^3He , ^{21}Ne), les lignes grises pointillées aux cosmonucléides radioactifs (e.g., ^{10}Be , ^{36}Cl) ; les deux sont calculées pour un taux de

production hypothétique de 1 atome par gramme par an (multiplié par le taux de production local réel). À un faible taux de dénudation, la désintégration radioactive affecte les concentrations des cosmonucléides ; à des taux de dénudation plus élevés ($>10 \text{ m/Ma}$), la désintégration n'a pas d'effet discernable sur les concentrations. Selon le taux de dénudation, $10^4 > 10^6$ ans sont nécessaires avant que les concentrations de cosmonucléides deviennent constantes et reflètent le taux de dénudation en régime permanent, c'est-à-dire avant que l'équilibre séculaire entre la production et la désintégration/érosion ne soit atteint. Figure issue de Dunai (2010).

Enfin, les concentrations en isotopes cosmogéniques peuvent être interprétées de différente façon, soit en terme de 1) durée d'exposition de la surface au rayonnement cosmique, ou de 2) taux de dénudation de cette surface si l'on suppose avoir atteint l'état d'équilibre. Pour un échantillon de surface qui n'a pas atteint l'état d'équilibre et qui a été prélevé sur une surface sans contraintes d'âge, il existe une infinité d'hypothèses de paires « temps d'exposition–taux de dénudation » qui peuvent expliquer la concentration mesurée. Cependant, il est possible d'imposer des contraintes à la fois sur le temps d'exposition et sur les taux de dénudation, en ajustant le profil de profondeur théoriquement calculé avec la concentration mesurée en profondeur (Braucher et al. 2009 ; Hein et al. 2009 ; Schaller et al. 2009). Également, afin de

calculer un taux de dénudation si l'état d'équilibre n'est pas encore atteint, il est possible de faire une hypothèse d'âge pour la surface étudiée, en particulier en combinant l'analyse en cosmonucléide avec des contraintes chronologiques absolues telles que des datations $^{230}\text{Th}/\text{U}$.

Les précipitations, le vent, les phénomènes de gélifraction, etc. font partie des forçages environnementaux qui façonnent les surfaces rocheuses, exposées au rayonnement cosmique, depuis leurs formations. Ces forçages jouent un rôle primordial dans le décapage de ces roches superficielles où la production de cosmonucléides est la plus importante. De ce fait, plus la surface se dénude rapidement à la suite de ces différents phénomènes, moins les isotopes cosmogéniques vont avoir le temps de s'accumuler dans les minéraux, et donc plus les concentrations en cosmonucléides sont faibles. Il est également important de noter que l'érosion peut être, ou est, de nature stochastique, c'est-à-dire que le détachement d'un petit bloc par un quelconque forçage peut générer une grande différence spatiale de la concentration en isotopes cosmogéniques au sein d'une même surface.

1.3.1.4. Historique de développement de la méthode du ^{36}Cl

Le cosmonucléide ^{36}Cl a commencé à être utilisé pour dater les roches et surfaces carbonatées en utilisant le principe selon lequel cet isotope s'accumule avec le temps suite au rayonnement cosmique (Kubik et al., 1984). Ce n'est que plus tard, que des mesures de la concentration de cosmonucléide ^{36}Cl ont été utilisées afin de calculer des taux de dénudation affectant des roches carbonatées (Dockhorn et al., 1991 ; Stone et al., 1994). Ces études ont montré, entre autres, que des zones arides et équatoriales étaient affectées par des taux de dénudation d'environ 5 mm/ka et 200 mm/ka, respectivement. Plus tard, plusieurs études ont été réalisées dans le but d'améliorer la calibration des différents modes de production de ^{36}Cl dans les roches de la surface terrestre (e.g., Evans et al., 1997 ; Stone et al., 1998 ; Phillips et al., 2001). En effet, la composition chimique des minéraux contenus dans les carbonates, et notamment leur composition en chlore, rend difficile la calibration des différentes sources de production du ^{36}Cl . Dans le but de calibrer les taux de production *in situ* du ^{36}Cl par spallation du Ca et du K, dont la variabilité peut atteindre 50 % (Schimmelpfennig et al., 2009), il est nécessaire de travailler sur des minéraux permettant d'isoler la source de production à calibrer, notamment des minéraux riches en Ca et K contenant très peu de chlore. La méthode de calibration développée par Schimmelpfennig et al. (2009) a été utilisée dans cette étude.

1.3.1.5. Protocole de préparation d'échantillons de carbonate en vue des analyses de la concentration en isotope cosmogénique ^{36}Cl

ANNEXE 1

1.3.1.6. Analyse de la concentration en isotope cosmogénique ^{36}Cl .

La concentration cosmogénique de ^{36}Cl dans les roches ($N(z,t)$, atome g^{-1}) en fonction de la profondeur (z , cm) et du temps (t , année) peut être exprimée comme suit (Stone et al., 1994):

$$\frac{\partial N(z,t)}{\partial t} = P(z) - \lambda N(z,t) - \varepsilon \frac{\partial N(z,t)}{\partial z} \quad (1)$$

Dans cette étude, z est la profondeur d'un échantillon. La majorité des échantillons étudiés dans cette thèse ont été prélevés sur des surfaces de roche-mère exposées ($z=0$), sous une surface qui se dénude à un taux ε (cm a^{-1}). $P(z)$ est le taux de production totale de ^{36}Cl (atome g^{-1} roche a^{-1}), en fonction du rayonnement cosmique (lui-même affecté par les paramètres suivants : latitude, altitude, blindage topographique, auto-protection (c'est-à-dire épaisseur et profondeur de l'échantillon)) traversant une roche d'épaisseur z et de la composition de cette dernière (Gosse et Phillips, 2001). λ est la constante de désintégration du ^{36}Cl ($\lambda = 2.303 \cdot 10^{-6} \text{ a}^{-1}$).

Pour chaque échantillon, nous avons sélectionné la matrice carbonatée contenant le moins de fragments de corail possible. Ces matrices sont donc théoriquement exemptes d'aragonite. Les mesures de densité sur ces échantillons de matrice ont été en moyenne de 2.5 g cm^{-3} . Chaque échantillon a été lavé et la fraction 250-1000 μm a été extraite. Environ $\sim 100 \text{ g}$ de chaque échantillon ont ensuite été utilisés pour l'analyse chimique. Nous avons utilisé un protocole standard d'extraction au chlore, qui comprend plusieurs étapes de lixiviation, conçu pour éliminer le Cl labile d'origine météoritique des surfaces minérales (Stone et al., 1996 ; Schlagenhauf et al., 2010 ; Merchel et al., 2008). Le rapport isotopique du chlore a été mesuré avec un spectromètre de masse à accélérateur (AMS) au CEREGE (Centre de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement) à Aix-en-Provence (France). Les taux de production et de dénudation du ^{36}Cl ont été calculés selon Schimmelpfennig et al. (2009) en tenant compte des taux de production au niveau de la mer et à des latitudes élevées pour les réactions de spallation des neutrons rapides ($42.2 \pm 2 \text{ atoms } ^{36}\text{Cl} (\text{g Ca}^{-1} \text{ a}^{-1})$; Braucher et al., 2011; Schimmelpfennig et al., 2011; 2014), des muons négatifs (Heisinger et al, 2002), le taux de production de neutrons épithermiques à partir de neutrons rapides (Phillips et al., 2001) et la production de neutrons radiogènes (Fabryka-Martin, 1988 ; Phillips et Plummer, 1996) (de plus

amples informations sur la production de ^{36}Cl sont détaillées dans l'annexe "A" de Schimmelpfennig et al. (2009)).

Le blindage topographique a été calculé pour chaque échantillon en utilisant le complément de blindage topographique du logiciel ArcGIS (Codilean, 2006). Les facteurs d'échelle sont calculés avec la macro « CosmoCalc 1.7 » (Vermeesch, 2007 ; Dunai, 2010). Les principaux oxydes (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) et les éléments traces (Li, Be, Mo, Ba, Sm, Gd, Pb, Th, U, Sc, Cr, Cr, Co, Ni, Rb, Sr) ont été mesurés sur les bulks des échantillons (i.e. la fraction inférieure à 250 μm) par un ICP AES - Ultima 2 - Jobin Yvon et un HR-ICP-MS Element XR, au LGO (Laboratoire Géosciences Océan, IUEM) à Brest (France), respectivement. La concentration de CO_2 dans les échantillons est déterminée en pesant les échantillons, en les dissolvant dans un banc de gaz et en mesurant le CO_2 produit (Pôle de Spectrométrie Océan, Plateforme Isotopes Stables, IUEM, Brest, France).

1.3.2. Chronologie : Datation $^{230}\text{Th}/\text{U}$

Les échantillons de coraux datés (2 échantillons) utilisés dans cette thèse ont été prélevés sur l'île de Sumba (Indonésie) et plus particulièrement au Cap Laundi (voir Partie 3-Chapitre 1). Cependant, lors de cette thèse, j'ai pu travailler sur de nombreux coraux, environ une soixantaine, prélevés à Cuba (Cap Maisi). Grâce au temps passé sur ces échantillons, j'ai pu apprendre en profondeur toutes les étapes de la préparation (mécanique et chimique) en vue de datation $^{230}\text{Th}/\text{U}$, c'est pourquoi je souhaite présenter précisément ces différentes étapes dans le présent manuscrit.

1.3.2.1. Concept de la radio-chronologie du $^{230}\text{Th}/\text{U}$.

La datation absolue (ou radio-chronologie absolue) a pour objectif d'estimer quantitativement l'âge de formations rocheuses, d'organismes fossiles, d'événements climatiques, etc.. Cette méthode repose sur le principe de la désintégration radioactive. La chaîne de désintégration des isotopes de la série U (*Uranium*) est basée sur la désintégration du ^{238}U (élément père ; $t_{1/2} = \sim 4,5.10^9$ a) en ^{206}Pb stable via les isotopes intermédiaires (éléments fils) : ^{234}U ($t_{1/2} = \sim 245$ ka) et ^{230}Th ($t_{1/2} = \sim 75$ ka) (Fig. 39) (Edwards, 1986). Les demi-vies des éléments pères sont beaucoup plus longues que celles des éléments fils dans la chaîne de décomposition (Fig. 39). Dans un système non perturbé, après plusieurs millions d'années, les

éléments fils atteignent naturellement un état d'équilibre radioactif ou séculaire avec l'élément père (Jaffey et al. 1971 ; Holden 1990 ; Stirling et Andersen, 2009). En physique nucléaire, l'équilibre séculaire est atteint lorsque le taux de production d'un isotope radioactif est égal à son taux de décroissance (IUPAC, 2014).

Cependant, les processus naturels peuvent perturber l'état d'équilibre isotopique, le retour à l'équilibre permet alors de quantifier le temps et donc de dater le moment du fractionnement chimique ou physique (Bourdon et al., 2003), ce qui est la clé des méthodes de datation par déséquilibre de la série U (Scholz et Hoffmann, 2008). En théorie, la radio-chronologie de la série U peut fournir des âges précis pour les 500 à 600 derniers milliers d'années (Cheng et al., 2013). Dans le cas des coraux, le déséquilibre commence quand il n'y a plus de dépôt de squelette (i.e. quand le corail ne croît plus), ou quand le corail meurt. Un état de déséquilibre dans la chaîne de désintégration de ^{238}U peut résulter du fractionnement élémentaire du Th à partir de l'U ou du fractionnement des isotopes entre ^{234}U et ^{238}U (Fig. 39) (Scholz et Mangini, 2007). Le fractionnement de ^{234}U et ^{238}U ($\delta^{234}\text{U}$) est produit par l'effet de recul α (« *α -recoil effects* » en anglais) (Fig. 39) (Scholz et Hoffmann, 2008).

Diverses études ont montré que le rapport U/Ca des coraux est contrôlé par la concentration absolue en U de l'eau de mer (Cross et Cross, 1983 ; Min et al., 1995 ; Shen et Dunbar 1995 ; Swart et Hubbard, 1982). Le fractionnement des isotopes entre ^{234}U et ^{238}U ne se produit pas pendant la croissance des coraux (Cobb et al., 2003), ce qui est démontré par la bonne concordance de la valeur moyenne $\delta^{234}\text{U}$ ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}_{\text{initial}}$) mesurée sur les coraux modernes avec la valeur de l'eau de mer, c'est-à-dire $\delta^{234}\text{U} = 146.6 \pm 1.4 \text{ ‰}$ (Delanghe et al., 2002) ou $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}_{\text{initial}} = 1.1468 \pm 0.004$ (0.008 pour les cas les moins stricts ; Andersen et al., 2010a). Les valeurs molaires de $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ des jeunes coraux sont légèrement inférieures aux valeurs de l'eau de mer (Chen et al., 1986). Ces auteurs ont montré que l'U et le Th ne sont pas fractionnés de manière significative lors de la formation de l'aragonite et sont incorporés dans le squelette des coraux dans leurs proportions par rapport à l'eau de mer. Par conséquent, le faible rapport d'activité ($^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$) dans l'eau de mer conduit à un rapport d'activité initial proche de zéro ($^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$) dans les coraux, le postulat de base pour la datation en série U (Edwards et al., 1986 ; Scholz et Hoffmann, 2008).

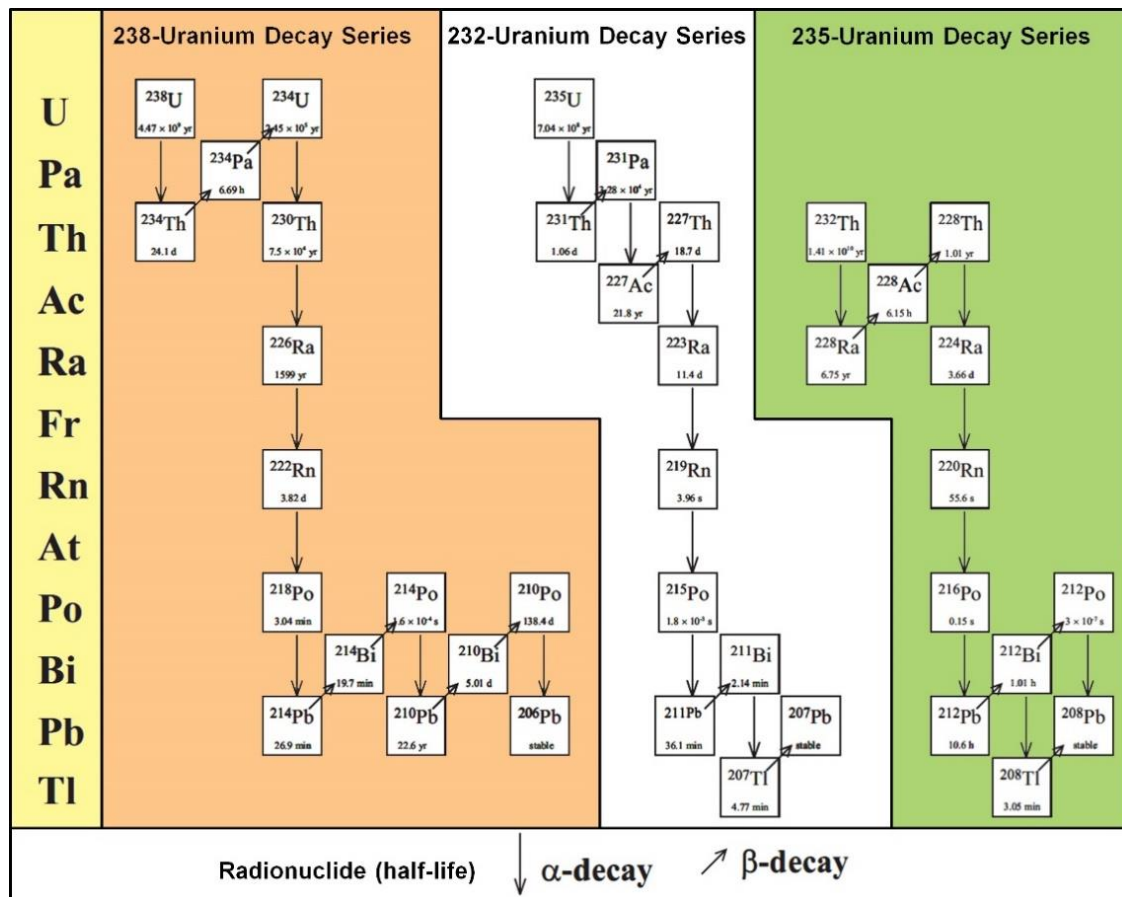


Fig. 39. Dessin schématisé, modifié d'après Scholz et Hoffmann (2008), des chaînes de désintégration ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th . Les demi-vies des nucléides sont indiquées dans les cases. Dans cette étude, nous avons utilisé la série de chaînes de désintégration ^{238}U (cadre orange).

Ainsi, afin d'évaluer l'intégrité des âges de la série U, nous considérons les cinq critères suivants (qui détermineront si une datation est robuste ou non), établis au cours des premières années de la géochronologie de la série U par Broecker et Thurber (1965) et précisés au cours du temps (e.g., Obert et al., 2016) :

- (1) une texture aragonitique primaire.
- (2) une absence de recristallisation de l'aragonite primaire en calcite (i.e. un pourcentage de calcite inférieur à 2%).
- (3) une concentration de ^{238}U dans la gamme des espèces de corail moderne (i.e. 2.75 ± 0.55 ppm ; e.g., Robinson et al., 2003 ; Scholz et al., 2004 ; Lazar et al., 2004)
- (4) de faibles teneurs de ^{232}Th (< 0.0004 ppm) et des valeurs élevées de $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ (i.e. supérieure à 200) (e.g., Scholz et al., 2004).
- (5) des valeurs mesurées de $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ qui, combinées avec des âges apparents de $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, donnent des valeurs initiales rétro-calculées de $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ qui se situent dans la gamme de l'eau de mer moderne ($\delta^{234}\text{U} = 146.6 \pm 1.4$ ‰) (Delanghe et al., 2002).

1.3.2.2. Échantillonnage

En vue de dater des coraux, il est nécessaire de récolter assez de leur matériel carbonaté sur le terrain. Cela passe par un échantillonnage au marteau ou, plus couramment, par un forage des coraux. Avant de forer n'importe quel corail, il est nécessaire de s'intéresser aux espèces fossiles présentes sur le site d'étude. En effet, il est préférable de forer des espèces avec un squelette calcaire conséquent plutôt qu'une espèce comprenant de nombreuses et larges loges. Ces dernières sont beaucoup plus sujettes à l'altération, l'eau s'infiltrant plus facilement dans les loges fossiles. De plus, j'ai pu très souvent observer une concentration de calcite à l'intérieur des pores beaucoup trop élevée pour espérer une datation. Donc, sur le terrain, il est amplement préférable de sélectionner des espèces avec un squelette massif, par exemple *Dichocoenia stokesii* à Cuba (Figs. 40A ; 40B) ou *Mussismilia leptophylla* à Sumba. De plus, nous avons observé qu'à Cuba, les échantillons contenant un haut pourcentage d'aragonite, donc en théorie les échantillons datables, ont très souvent été prélevés dans les cavités karstiques présentes au niveau des bords intérieurs des TRCs (Fig. 40C) et donc partiellement abritées des précipitations qui peuvent favoriser l'altération des coraux. Nous avons utilisé une foreuse de terrain (*Shaw backpack Drill* ; Fig. 40A) pour échantillonner les coraux. Concernant l'échantillonnage sur le cap Laundi (île de Sumba), nous avons récolté seulement des coraux sur les TRCs les plus basses topographiquement (i.e. formation holocène ; cf Partie 4) car les coraux sur les TRCs plus hautes étaient non seulement rares, mais également très altérés et majoritairement composés de calcite.

1.3.2.3. Préparation mécanique des échantillons

Après l'échantillonnage des coraux, il est nécessaire de les nettoyer mécaniquement avec une micro-perforeuse (par exemple un « *Dremel 3000* »), pour sélectionner uniquement les morceaux d'aragonite. S'il n'est pas possible de faire la distinction entre aragonite et calcite à l'œil nu, il est possible de faire des observations pétrographiques sur des fines sections des échantillons. Sachant que la principale différence entre aragonite et calcite vient de leurs structures cristallographiques, l'aragonite a un système cristallin orthorhombique alors que la calcite cristallise dans le système cristallin trigonal à réseau rhomboédrique.

Avant le nettoyage à la micro-perforeuse, les carottes de coraux sont découpées en sections d'environ 1 ou 2 cm d'épaisseur (Fig. 40B). Cette étape facilite amplement le nettoyage à la

micro-perforeuse. Lors du nettoyage mécanique, nous utilisons des embouts très fins afin de creuser à l'intérieur des loges coralliennes. Les embouts sont judicieusement choisis en fonction de la taille des loges, qui varient en fonction des espèces coralliennes. En utilisant cette technique, il est très difficile de garder les coraux intacts, car le squelette calcaire peut se fragmenter avec les vibrations de la micro-perforeuse et lorsqu'il n'y a plus de matière dans les loges. On récupère ensuite toutes les petites pièces aragonitiques fragmentées, puis les nettoie avec des embouts de ponçage afin d'aplanir les surfaces sélectionnées et donc enlever les potentielles couches de calcite collées sur le squelette de calcaire aragonitique. Il est primordial de ne pas faire durer cette étape, c'est à dire ne pas polir pendant un certain moment, car l'embout de la micro-perforeuse contre le calcaire va chauffer et donc peut favoriser la transformation de l'aragonite en calcite. Pour la suite de la préparation, il est nécessaire de sélectionner environ 10 g de pièces aragonitiques.

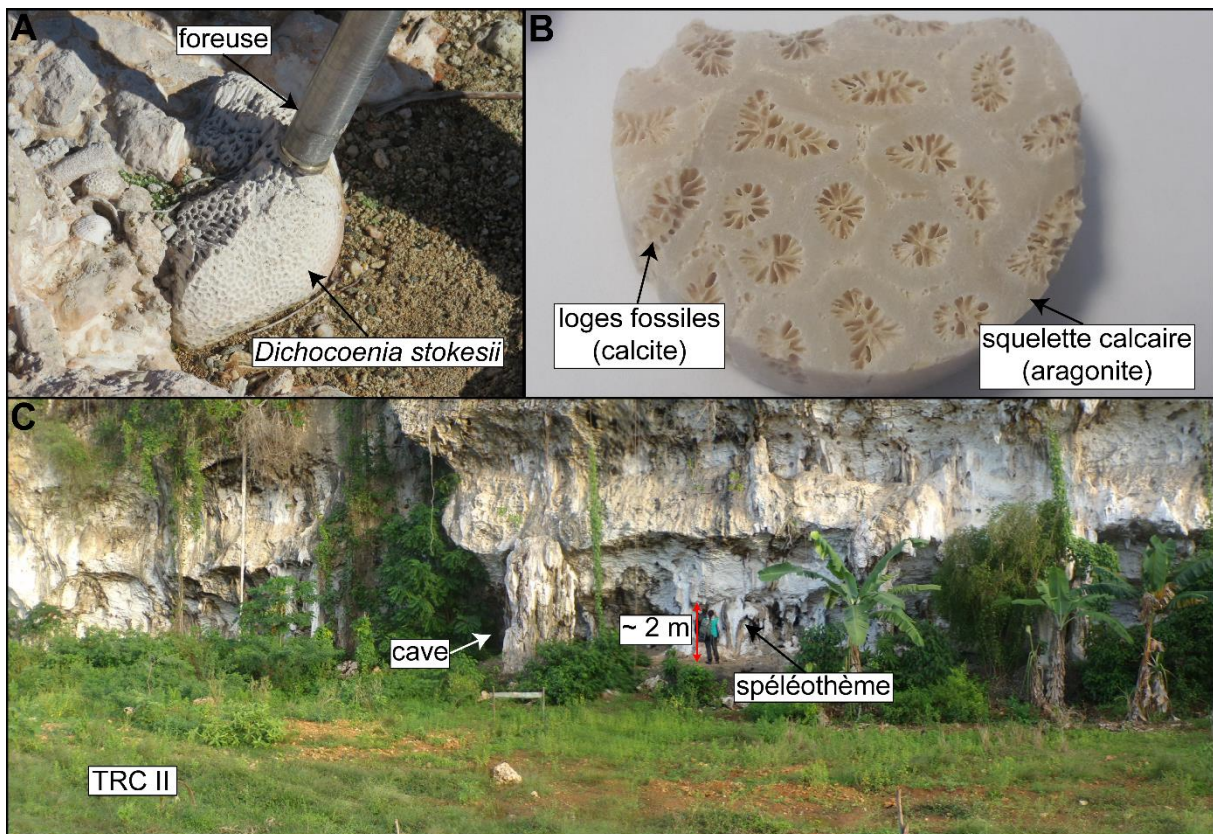


Fig. 40. Échantillon corallien : CUB18-39. **A)** Forage de l'échantillon. **B)** Section transversale de l'échantillon. Les loges fossiles et le squelette calcaire sont bien visibles. **C)** TRC II au nord du Cap Maisi (Cuba) et cave associée. De nombreux spéléothèmes sont visibles à l'intérieur de la cave.

1.3.2.4. Préparation chimique des échantillons

Après le nettoyage mécanique expliqué ci-dessus, on prépare plusieurs béchers en fonction du nombre d'échantillons sélectionnés. On nettoie ces béchers abondamment à l'eau MilliQ (MQ) puis on met les échantillons dans les béchers. On remplit ensuite les béchers avec de l'eau MQ de façon à submerger complètement les échantillons de coraux. On place ensuite les béchers dans un bain à ultrason pendant 20 minutes (Fig. 41). Cette étape sert à enlever les poussières résiduelles collées aux pièces aragonitiques sélectionnées. Une fois les 20 minutes passées, on vide le contenu des béchers et on rince ces derniers avec de l'eau MQ jusqu'à ce qu'elle devienne claire. On ajoute ensuite du HCl 0.1 N dans les béchers jusqu'à recouvrir les échantillons. On place de nouveau les béchers dans un bain à ultrason pendant 20 minutes. Cette étape permet de dissoudre la calcite toujours présente sur les parois des pièces sélectionnées. Cette procédure de lixiviation n'altère pas les échantillons et n'affecte pas les résultats de la datation. Les échantillons sont ensuite rincés à l'eau MQ, les béchers remplis à l'eau MQ puis mit encore une fois dans le bain à ultrason pendant 20 minutes afin de les nettoyer une dernière fois. Enfin, on place les béchers dans une étuve à environ 50–60°C pendant une nuit.

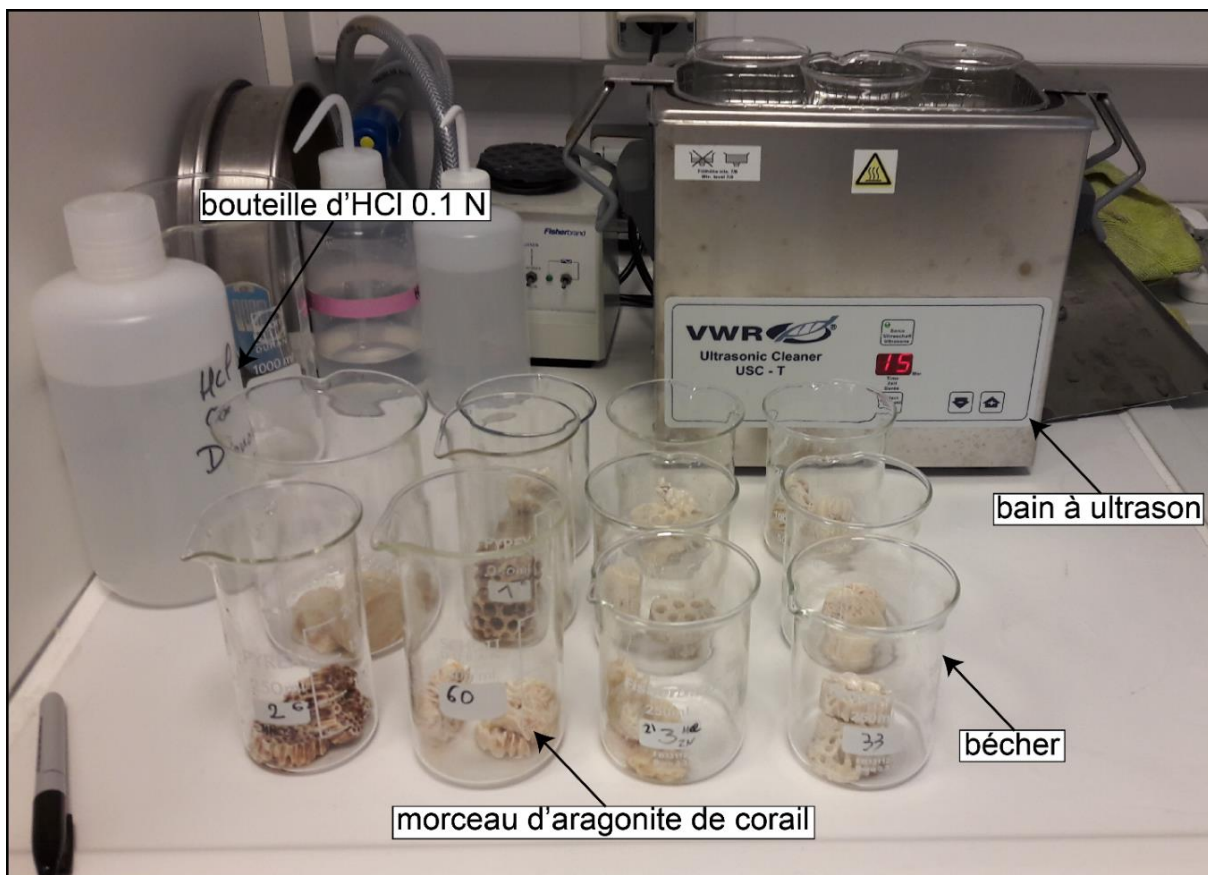


Fig. 41. Préparation chimique des échantillons de coraux.

1.3.2.5. Préparation mécanique des échantillons (2)

Une fois que les échantillons sont secs, ils sont broyés à l'aide d'un concasseur ou d'un mortier en agate. Les poudres récoltées sont ensuite tamisées. On récupère environ 1 ou 2 g des fractions granulométriques inférieures à 100 μm . Ces poudres seront analysées par un XRD (*X-ray diffraction*) pour déterminer le pourcentage d'aragonite et de calcite composant les échantillons.

1.3.2.6. Analyse X-ray Diffraction (XRD)

Chaque minéral est composé de molécules qui sont organisées de manière spécifique, formant ce que l'on appelle une maille cristalline. Lorsqu'on analyse un échantillon avec un XRD, le rayonnement est diffracté par les plans constituant les mailles des différents minéraux de l'échantillon. Autrement dit, le rayonnement est dévié selon un ou plusieurs angles caractéristique(s) des cristaux présents dans l'échantillon. Cette méthode permet d'identifier les minéraux présents (dans notre cas l'aragonite et la calcite) mais également d'évaluer les proportions de chaque phase minéralogique. Ainsi, les analyses XRD effectuées sur les coraux étudiés lors de cette thèse ont été réalisées, à l'aide d'Audrey Boissier (technicienne d'analyses de la composition chimique par rayons-X), avec un « XRD Bruker D8 » au Laboratoire d'étude des « Cycles Géochimiques et ressources » à l'IFREMER (Brest, France). Seulement les échantillons contenant un haut pourcentage d'aragonite, c'est-à-dire supérieur à 98 %, sont sélectionnés pour la suite du protocole.

1.3.2.7. Analyses des isotopes U et Th.

L'analyse des isotopes U et Th a été réalisée par spectrométrie de masse à plasma inductif à collecteurs multiples, à l'« *Institut für Geowissenschaften, Johannes-Gutenberg-Universität Mainz* » (Allemagne), à l'aide d'un Thermo Fisher Scientific Neptune Plus MC-ICP-MS. Une description détaillée des procédures analytiques est donnée par Obert et al. (2016).

1.3.2.8. Protocole de préparation des coraux en vue de datation $^{230}\text{Th}/\text{U}$

ANNEXE 2

1.3.3. Modélisation des séquences de terrasses de récifs coralliens

Les séquences de TRCs sont définies comme l'agrégation de ces TRCs, dont les morphologies et les architectures répondent aux cycles glaciaires/interglaciaires du Quaternaire, des mouvements tectoniques et à l'érosion marine (Pastier et al., 2019). Ainsi, en vue des interactions complexes entre les différents forçages responsables de la génération de ces objets géologiques, la modélisation de ces derniers est un réel enjeu, et pourrait apporter beaucoup quant à la compréhension de leurs morphogènes.

Les modèles numériques ont commencé avec l'étude de Chappell (1980), et une variété de modèles plus sophistiqués ont suivi (e.g., Turcotte et Bernthal, 1984 ; Webster et al., 2007 ; Koelling et al., 2009 ; Toomey et al., 2013), souvent basés sur le formalisme de Bosscher et Schlager (1992) (Pastier et al., 2019). Ces modèles sont provisoirement développés sur des bases physiques, où les paramètres de croissance des coraux dépendent de la saturation en insolation de la colonne d'eau (Pastier et al., 2019). Dans la présente étude, nous utilisons plutôt un modèle cinématique basé sur la morphologie des récifs (Husson et al., 2018 ; Pastier et al., 2019), définie par des lois « effectives » (ou macroscopiques) pour la croissance des récifs (G), l'érosion marine (E) et la sédimentation clastique (S), telles qu'elles sont dérivées des enregistrements géologiques locaux (Fig. 42) (Pastier et al., 2019). Une série de modules d'un code Fortran traite séquentiellement la croissance, l'érosion et la sédimentation des récifs à chaque étape temporelle et spatiale (ici 1 ka et 1 m, respectivement). Ces modules dépendent du niveau marin relatif, tel que dicté par les effets conjoints des oscillations du niveau marin et des mouvements tectoniques, ainsi que de la morphologie des fondations (Pastier et al., 2019). La méthode détaillée ci-dessous est celle développée récemment par Pastier et al. (2019) et donc, est une traduction fidèle de la Partie 2 de cette publication. Pour l'instant, ce modèle a connu que très peu d'applications (Pastier et al., 2019). Ainsi, modéliser le cap Laundi avec cette méthode mise à jour est une première.

1.3.3.1. Croissance des récifs

La plupart des anciens modèles de croissance des récifs sont créés à partir de travaux sur la croissance d'une seule espèce réagissant à l'atténuation de la lumière dans la colonne d'eau (e.g., Bosscher et Schlager, 1992). Mais bien sûr, de nombreuses espèces s'adaptent différemment que *Montipora sp.* à l'atténuation de la lumière (e.g., Bosscher et Schlager, 1992). En outre, les colonies de corail individuelles se développent à des taux supérieurs à ceux des récifs (e.g.,

Chappell, 1980 ; Dullo, 2005), dont le potentiel de croissance est entravé par des facteurs inhérents à la structure du récif (Pastier et al., 2019). Cette variabilité nous a incités à opter pour une description empirique du taux de croissance effectif d'un récif.

Le module de croissance des récifs calcule donc un taux de croissance, défini par une fraction du taux de croissance potentiel du récif G^* (i.e. le taux auquel le récif se développerait sous des conditions optimales). En tout point du profil 2D, la croissance du récif est définie comme un vecteur normal de pente. L'ampleur du vecteur de croissance est définie par le potentiel de croissance auquel deux pénalités s'appliquent et limitent la croissance du récif aux taux locaux. Tout d'abord, un facteur de pénalité vertical (γ) s'applique afin de tenir compte de l'absorption de la lumière dans la colonne d'eau et module la croissance des récifs. La dépendance de la profondeur est définie empiriquement par une fonction sinusoïdale qui diminue à 0 à la profondeur Z_{\max} , de sorte que :

$$\gamma = \frac{1}{2} \left(1 + \cos \frac{\pi h(s)}{Z_{\max}} \right) \quad (2)$$

où $h(s)$ est la profondeur locale le long du profil. En outre, à des profondeurs inférieures à Z_{\min} (i.e. le segment le moins profond où les vagues sont actives), le coefficient de pénalité diminue linéairement vers le haut jusqu'à 0 à la surface. Ensuite, un coefficient de pénalité horizontal (ζ) est calculé afin de tenir compte de l'augmentation de la turbidité et de la diminution de l'oxygénation par les vagues vers le rivage, qui entravent la croissance des récifs. La distance horizontale à l'eau libre ($X_{ow}-X$, où X_{ow} est défini par une profondeur d'eau minimale Z_{ow}) est prise en compte dans le facteur de pénalité, de sorte que :

$$\zeta = \frac{1}{2} \left(1 + \tanh \frac{X_{ow}-X}{\delta} \right) \quad (3)$$

où δ fixe la tension horizontale. Vers la terre, cette pénalité garantit que la production se concentre sur la crête récifale ; vers l'océan, son effet est le plus souvent supplanté par la fonction de pénalité verticale d'une part, et par le fait que le modèle coupe systématiquement les récifs en surplomb irréalistes. Enfin, le vecteur de croissance des récifs est bien sûr toujours tronqué dans le sens vertical par la hauteur relative de la colonne d'eau. En tout lieu, le taux de croissance effectif des récifs s'écrit donc :

$$G = \gamma \times \zeta \times G^* \quad (4)$$

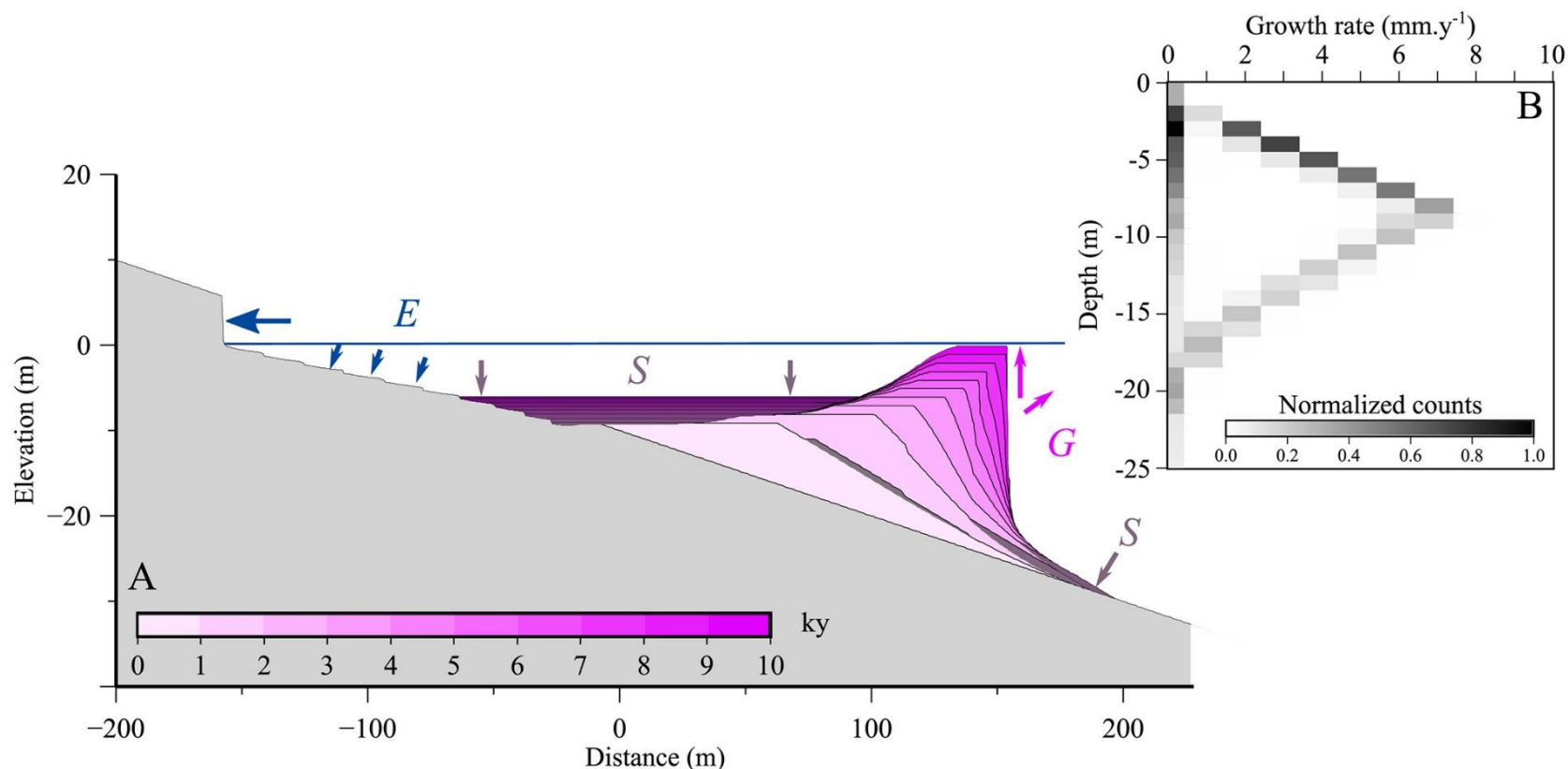


Fig. 42. **A)** Sortie du modèle après une courte simulation de 10 ka. Le domaine gris correspond aux fondations (ayant initialement une surface linéaire), la ligne bleue est le niveau marin, les unités roses sont les corps récifaux, codés par couleur selon l'âge, tous les 1 ka. Les unités ombrées sont les couches sédimentaires. *G*, *E*, *S* et *U* indiquent respectivement le taux de croissance des récifs, le taux d'érosion, le taux de sédimentation et le taux de mouvement tectonique vertical. Les paramètres sont les suivants : niveau marin absolu stationnaire, $G^* = 10 \text{ mm/an}$, $U = -1 \text{ mm/an}$, $E^* = 3.10^{-2} \text{ m}^3/\text{an}$, $\alpha = 10\%$. **B)** Distribution du taux effectif d'agrégation des récifs verticaux pour plusieurs simulations sur 1.5 Ma. *U* varie de -2 à 2 mm/an, $G^* = 10 \text{ mm/an}$, $E^* = 20 \text{ mm/an}$ et $\alpha = 6\%$. Figure issue de Pastier et al. (2019).

La fourchette des taux de croissance et la paramétrisation générale sont basées sur des observations des colonies de coraux. Dans ce qui suit, G^* est supposé constant tout au long des cycles glacio-eustatiques. Cette hypothèse est étayée par les observations de Crabbe et al. (2006) sur des colonies individuelles tout au long du Quaternaire, et confirmée par l'analyse des communautés coralliennes de Pandolfi et Jackson (2006). Z_{\max} est fixé en fonction des observations de terrain (Bosscher et Schlager, 1992 ; Montaggioni, 2005 ; Dullo, 2005). En pratique, dans nos simulations, en raison des pénalités, le taux de croissance effectif des récifs est systématiquement inférieur au taux de croissance potentiel maximum G^* (i.e., le taux de croissance effectif des récifs est environ égal à deux tiers du taux de croissance récifale potentiel maximum ; Pastier et al., 2019). Un exemple de la distribution des taux de croissance pour une gamme donnée de simulations est présenté à la figure 42, où G ne dépasse jamais ~ 7 mm/an, alors que G^* est fixé à 10 mm/an. Cette différence explique les valeurs relativement élevées de G^* utilisées dans cette thèse, ce qui permet à G de correspondre aux taux de croissance des récifs, comme dans Bosscher et Schlager (1992), bien que basé sur une approche cinématique.

1.3.3.2. Érosion

Le module d'érosion est dérivé du modèle d'Anderson et al. (1999). Nous définissons le potentiel d'érosion E^* , pour tenir compte de l'énergie des marées et des vagues, mais aussi des agents chimiques et biologiques. Ces valeurs sont mal connues et nous les exprimons simplement comme un volume érodé effectif par unité de temps (et par unité de longueur de côte, car le modèle est bidimensionnel). Le potentiel d'érosion est dissipé du large vers la côte, ce qui fait que le pouvoir d'érosion résiduel E_r diminue progressivement vers la côte. À chaque endroit du profil, une fraction de E_r érode les fondations. Cette fraction est définie en fonction de la profondeur locale réelle $h(s)$ le long du profil curviligne s et d'un coefficient d'érodabilité du substratum rocheux K , tel que :

$$\frac{\partial E_r}{\partial s} = K \times E_r \times \exp\left(-\frac{h(s)}{z_0}\right) \quad (5)$$

où z_0 est la profondeur typique de l'action des vagues (Fig. 43). Le reste est calculé à chaque étape le long du profil et réinitialise E_r jusqu'à ce que la rive soit atteinte, où la puissance

résiduelle (Equation 6) sert à tailler une encoche de 1 m de haut. Tous les matériaux en surplomb s'effondrent et laissent apparaître une falaise.

$$E_r = E * -\int \frac{\partial E_r}{\partial s} ds \quad (6)$$

Symbol	Definition	Value and unit
G^*	Potential reef growth rate	5 to 20 $mm\ yr^{-1}$ [10 $mm\ yr^{-1}$]
z_{ow}	Minimal depth for the open water	2 m
z_{max}	Maximum reef growth depth	10 to 50 m [20 m]
z_{min}	Optimal reef growth depth	1 m
γ	Vertical reef growth coefficient	/
ζ	Horizontal reef growth coefficient	/
δ	<i>tanh</i> tension for reef growth decay from the open ocean	20
E^*	Erosional potential	10^{-2} to $4.10^{-2}\ m^3\ yr^{-1}$ [2.10^{-2}]
z_0	Reference depth for wave action	3 m
K	coefficient of erodibility	0.1 (bedrock) / 1 (notch)
θ	critical sediment slope	10°
α	Initial slope	2% to 14% [6%]
U	Uplift rate	-2 to 2 $mm\ yr^{-1}$

Fig. 43. Paramètres et symboles utilisés lors de la modélisation d'une séquence de TRCs. Les valeurs entre crochets indiquent les cas de référence.

1.3.3.3. Sédimentation

Le module de sédimentation calcule et redistribue les matériaux érodés, incluant le substratum rocheux, les encoches et les falaises effondrées. Il est actif à partir du rivage vers la mer, et les dépôts commencent à des profondeurs supérieures à la profondeur critique z_0 . Les lagons, s'il y en a, sont remplis de préférence jusqu'à la profondeur z_0 avec des couches horizontales. Le reste est transporté plus loin vers la mer, sur la pente du récif avant, et est disposé selon un angle arbitraire θ (ou pente critique des sédiments) (Fig. 43).

1.3.3.4. Niveau marin absolu et topographie initiale

La glacio-eustasie, la pente initiale et le mouvement tectonique (i.e. soulèvement ou subsidence tectonique) complètent les paramètres de modélisation. Le niveau marin absolu ou relatif est donné à chaque pas de temps (i.e. 1000 ans). Dans le présent manuscrit, nous avons modélisé la séquence de TRCs du cap Laundi avec les courbes de niveau marin de Waelbroeck et al. (2002), Bintanja et van de Wal (2008), Rohling et al. (2009), Grant et al. (2014) et Spratt et Lisiecki (2016). Les spécificités de chaque courbe sont présentées dans la Partie 2.

Le mouvement vertical des côtes, qu'il s'agisse de subsidence ou de soulèvement, est nommé « U » (Fig. 43). Ce paramètre varie généralement de -2 mm/an et 2 mm/an dans le monde (Pedoja et al., 2014). Pour le cap Laundi, nous avons fait des tests allant de 0.2 mm/an à 0.7 mm/an (voir Annexe 3), mais nous nous sommes particulièrement concentrés sur les modélisations faites pour un intervalle U allant de 0.40 mm/an à 0.55 mm/an en accord avec les estimations de taux de soulèvement de la bibliographie (e.g., Pirazzoli et al., 1993). Dans nos modèles nous utilisons des taux constants, mais des historiques plus complexes pourraient théoriquement être mis en place. Enfin, la morphologie initiale est définie par une pente uniforme α (Fig. 43). Dans ce qui suit, nous faisons varier la pente du sous-sol entre 5 % et 7 %, ce qui est typique de la plupart des côtes. La figure 43 résume la paramétrisation globale du modèle.

**PARTIE 2 : GÉNÉRATION D'UNE SÉQUENCE
DE TERRASSES DE RÉCIFS CORALLIENS**

L'article scientifique présenté ci-dessous est en cours de préparation. Après une récente revue des co-auteurs, il a été décidé d'ajouter une étude paramétrique des simulations issues de la courbe de niveau marin de Rohling et al. (2009) afin de prendre en compte une courbe de niveau marin à très haute fréquence et de voir l'influence d'une telle courbe sur les sorties de modèle. Cette étude paramétrique n'est donc pas encore autant aboutie que les études paramétriques des simulations issues des quatre autres courbes (Waelbroeck et al., 2002 ; Bintanja et van de Wal, 2008 ; Grant et al., 2014 ; Spratt et Lisiecki, 2016), cela explique le fait qu'elle ne soit pas présentée en figure 49. Néanmoins, les premières simulations issues de la courbe de Rohling et al. (2009) sont présentées en figure 50 et nous prenons compte de ces premiers résultats dans le présent article. Ainsi, les futures simulations issues de cette courbe ne changeront pas fondamentalement les résultats et discussions de ce travail, mais apporteront plus de robustesse et de rigueur à celui-ci. Les données supplémentaires à cet article sont en annexe (Annexe 3 ; Tableau A3.1. ; Figs. A3.1. ; A3.2. ; A3.3. ; A3.4.). Les animations supplémentaires seront disponibles une fois l'article publié. En plus des simulations présentées dans l'article ci-dessous, des tests avec des taux de soulèvement tectonique faible (0.2 mm/an ; comme proposé par Bard et al. (1996)) et fort (0.68 mm/an) ont été réalisés et sont présentés en annexe (Figs. A3.5. ; A3.6. ; A3.7.). Les références citées se trouvent à la fin du manuscrit de thèse.

Résumé

La séquence de terrasses de récifs coralliens au cap Laundi, sur la côte nord de l'île de Sumba (Indonésie), contient au moins 18 terrasses successives et constitue un site clé pour l'étude du niveau marin passé, mais sa chronologie reste mal comprise malgré de nombreuses données antérieures. La raison principale de sa chronologie compliquée est l'apparition de différences d'âge au sein des terrasses de récifs coralliens, qui s'expliquent par leur nature polycyclique impliquant l'érosion marine et la réoccupation des anciennes colonies de coraux par de nouvelles. Jusqu'à aujourd'hui, cette nature composite des terrasses basses du Cap Laundi a, entre autres, empêché toute identification claire de la ou les terrasses pouvant être associées au stade isotopique marin (MIS) 5e. Ainsi, afin d'améliorer les contraintes chronologiques et la compréhension globale de la morphogenèse de la séquence du Cap Laundi, nous avons utilisé un code numérique pour la modéliser avec cinq courbes de niveau marin et une série de modules traitant séquentiellement de la croissance, de l'érosion et de la sédimentation des récifs. Après avoir étudié de façon paramétrique ~500 simulations, basées sur neuf critères morpho-chronologiques, nous avons sélectionné les cinq simulations (une pour chaque courbe) les plus représentatives de la séquence. Les résultats de la présente étude permettent 1) de revisiter l'ensemble de la séquence, en améliorant les contraintes chronologiques et morphologiques, 2) de mettre en évidence plusieurs terrasses qui peuvent être associées au MIS 5e, 3) de démontrer que la terrasse principale la plus basse, d'abord formée par la transgression marine du MIS 5e, a été réoccupée plus tard lors de la régression marine MIS 5e, du haut niveau marin MIS 5c et potentiellement aussi durant le haut niveau marin MIS 5a, et 4) de discuter de la morphologie globale de la séquence et de ses implications sur les reconstructions du niveau marin. Cette étude montre qu'il est nécessaire d'aborder les séquences de terrasses de récifs coralliens avec une approche dynamique, c'est-à-dire qu'une terrasse de récifs coralliens est un objet géomorphologique construit de manière continue tout au long de l'histoire des oscillations du niveau marin.

Modeling the coral reef terraces of Cape Laundi (Sumba Island, Indonesia) reveals complexity of MIS 5

Denovan Chauveau^a, Anne-Morwenn Pastier^b, Gino De Gelder^c, Laurent Husson^c, Christine Authemayou^a, Kevin Padoja^b, Sri Yudawati Cahyarini^d

^a*LGO, IUEM, CNRS, UMR 6538, Université de Bretagne Occidentale, Plouzané, France*

^b*Helmholtz Centre Potsdam, German Research Centre for Geosciences (GFZ), Potsdam, Germany*

^c*Normandie Univ, Unicaen, Unirouen, M2C 1400, Caen, France*

^c*ISTerre, CNRS, UMR 5275, Université de Grenoble Alpes, Grenoble, France*

^d*Research Center for Geotechnology, Indonesian Institute of Science, LIPI, Bandung, Indonesia*

Keywords:

Numerical modeling, coral reef terrace, MIS 5e, relative sea level, marine isotopic stage, Quaternary

Abbreviations:

Marine Isotopic Stage (MIS); Relative Sea Level (RSL); Coral Reef Terrace (CRT); Glacial Isostatic Adjustment (GIA).

Abstract

The coral reef terraces sequence at Cape Laundi, on the north coast of Sumba Island (Indonesia), contains at least 18 successive terraces and is a key site to study past sea level, but its chronology remains poorly understood despite numerous previous data. The main reason for its complicated chronology is the occurrence of age discrepancies within coral reef terraces, which were explained by their polycyclic nature involving marine erosion and reoccupation of old coral colonies by new ones. Until today, this composite nature of the low terraces of Cape Laundi has, among others, prevented any clear identification of the terrace(s) that can be associated with Marine Isotopic Stage (MIS) 5e. Thus, in order to improve the chronological constraints and the overall understanding of the morphogenesis of the Cape Laundi sequence, we used a numerical reef code to model it with five sea level curves and a series of modules to address reef growth, erosion, and sedimentation. After parametrically studying ~500 simulations, based on nine morpho-chronological criteria, we selected the five simulations (one for each curve) most representative of the sequence. The results of the present study make it possible to 1) revisit the entire sequence, improving the chronological and morphological constraints, 2) highlight several terraces that can be associated with MIS 5e, 3) demonstrate that the lowermost main terrace, first formed by the marine transgression of MIS 5e, was later reoccupied during the marine regression of MIS 5e, the MIS 5c highstand and potentially also MIS 5a, and 4) discuss the global morphology of the sequence and the implications it has on sea level reconstructions. This study shows that it is necessary to address the coral reef terrace sequences with a dynamic approach, i.e. that a coral reef terrace is a morphological object built continuously throughout the history of sea level oscillations.

2.1.1. Introduction

Since the 19th century, sequences of coral reef terraces (CRTs) have been described in the Caribbean province (Haiti, Cuba, Barbados; e.g., Crosby, 1883), in the Indo-Pacific province (Indonesia, Papua New Guinea, Japan, Fiji, Philippine, and other islands or archipelagos; e.g., Darwin, 1842; Daly, 1915; Pirazzoli et al, 1993; Pedoja et al, 2018), as well as alongshore the Red Sea (Scholz et al., 2004; Murray-Wallace and Woodroffe, 2014; Pedoja et al., 2011; 2014; Obert et al., 2019). Several studies (Jouannic et al., 1988; Hantoro et al., 1989; 1992; Pirazzoli et al., 1991; 1993; Bard et al., 1996) show that the Cape Laundi sequence (Sumba Island, Indonesia), including at least 18 successive CRTs, is potentially one of the most complete for the last million years. However, using dating methods (U/Th, Electron Spin Resonance), these previous studies have identified significant temporal discrepancies within the CRTs, i.e. different ages of coral colonies within the same CRT and similar ages on several CRTs. For example, ages of dated coral colonies associated with MIS 5e have been found on at least three CRTs (Pirazzoli et al., 1991; Bard et al., 1996). Furthermore, these three CRTs have an unclear stepped morphological expression, and contain ages obtained from coral colonies sampled on their surface (Pirazzoli et al., 1991; Bard et al., 1996) that can be associated with other MIS stages or sub-stages (i.e. MIS 7, MIS 5c and 5c). Such observations challenge the bijective approach at Cape Laundi, i.e. the reciprocal association of a terrace and a sea level highstand (Rovere et al., 2016). In addition, one of the persistent problems at Cape Laundi is the low robustness of most of the previous ages obtained (Pirazzoli et al., 1991; Bard et al., 1996).

Therefore, in this study we aim to 1) constrain the parameters that generated the Cape Laundi sequence (i.e. uplift rate, reef growth rate, the slope of the foundations, etc.), 2) provide an age range for all CRTs, 3) clearly identify the CRTs that can be associated with MIS 5e, 4) propose further explanation as to the origin of the composite nature of the low CRTs, 5) explain the overall morphology of the sequence and especially the typical round shape of CRTs, and finally 6) discuss the influence of relative sea level (RSL) curve differences on the morphology and age of the simulated CRTs. We modelled the sequence using a kinematic model based on reef morphology using 5 RSL curves (i.e. Waelbroeck et al., 2002; Bintanja and van de Wal, 2008; Rohling et al., 2009; Grant et al., 2014; Spratt and Lisiecki, 2016), and broad intervals of the model parameters (i.e. uplift rate, reef growth rate, eroded volume, and slope of foundations). After studying ~500 simulations of the sequence and based on nine morphological

and chronological criteria, we selected the simulation for each RSL curve that best fits the Cape Laundi sequence. All the results of this study allow us to discuss the diachronism of CRTs, and the need to move to a dynamic approach for a good understanding of the CRTs morphogenesis.

2.1.2. Morphogenesis of coral reef terraces sequence

CRTs are geomorphologic planar surfaces encountered in the tropical zones and are a type of marine terrace in the broadest sense of the term (Schwartz, 2005; Cabioch, 2011; Murray-Wallace and Woodroffe, 2014; Rovere et al., 2016; Pedoja et al., 2018). When the global sea level falls too rapidly and/or the reef is lifted by tectonic movements or glacial isostatic adjustment, it emerges, dies, and fossilizes, forming a CRT. The joint effects of sea level oscillations and tectonic uplift can result in the generation of a CRTs sequence with a staircase geometry (Fig. 44) (e.g., Chappell, 1974; Pirazzoli, 2005). The origin of the cliff separating successive CRTs, i.e. erosional sea-cliff or a former fore-reef slope, has been discussed since a long time (e.g., Darwin, 1890; Chappell, 1974).

Morphologically, a CRT is an expanse of reefal limestone with a flat surface or slightly sloping and limited seawards by a change in slope (i.e. a distal edge associated with a more or less steep cliff; Fig. 44), usually described as the paleo reef crest (e.g., Pirazzoli et al., 1991; Rovere et al., 2016). Landward, at the inner edge, a CRT is characterized by a break in slope, sometimes interpreted as a shoreline angle and associated with an erosional notch that corresponds to the erosional sea-cliff nature (e.g., Cheng and Speed, 2004; Pedoja et al., 2018). In general, the elevation of a CRT taken as a reference point for RSL calculations corresponds to its average elevation or, if present, to the elevation of the highest *in situ* corals which are usually found on the paleo reef crest (Rovere et al., 2016). However, the difference in elevation between the inner and distal edges of most CRTs at Cape Laundi is too great (Pirazzoli et al., 1991) to consider that the average elevation of the CRT is representative of the ancient reef that built it or that the distal edges correspond to well-preserved paleo reef crests. Thus, in this study, the elevation reference for a CRT is the inner edge. The length and height of a CRT correspond to the distance and elevation difference between the two inner edges bounding it, respectively (Fig. 44). In the case of Cape Laundi, the cliffs limiting the CRTs are sometimes slightly sloping (Pirazzoli et al., 1991). We will refer to these cliffs as the distal part and discuss them in terms of angularity (Fig. 44).

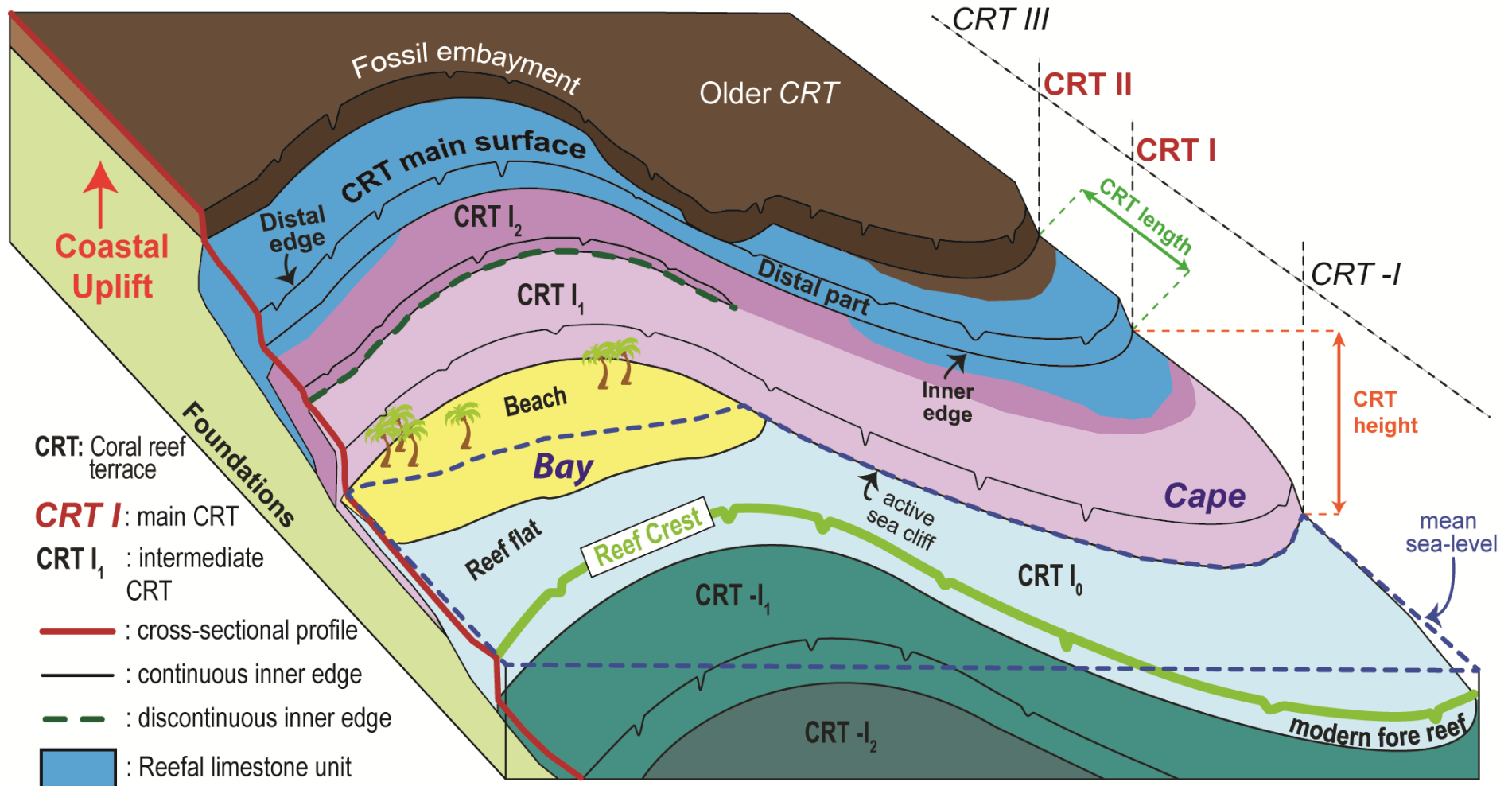


Fig. 44. Schematic plot of a CRTs sequence, modified from Pedoja et al. (2018). The inner edge of the main CRT I is continuous from the bay to the cape, the inner edges of the secondary terraces (CRTs I₁ et I₂) that make up main CRT I are not. Main CRT I is composite as it includes different reefal limestone units (the blue, purple and light purple). These can be associated with different MIS.

The stratigraphy and morphology of a CRT, as well as those of a sequence, both result from interactions between reef accretion (i.e. reef growth and sedimentation), RSL changes (i.e. sea level variations and vertical land motion) and geometry of the substrate (i.e. bedrock slope) (e.g., Pirazzoli, 2005; Cabioch, 2011; Husson et al., 2018; Pedoja et al., 2018; Pastier et al., 2019; Chauveau et al., submitted). Reef accretion and marine erosion rates vary with changes in shoreline direction (e.g. from a bay to a cape), resulting in a change in the final geometry of the sequence (Fig. 44). Thus, one CRT with a continuous high fossil sea cliff (>10 m; CRT I in figure 44) can include numerous secondary or intermediate CRTs (CRTs I₁ and I₂ in figure 44) with or without low (<10 m), eroded, fossil sea cliffs and various reefal limestone units (Fig. 44) (Hantoro et al., 1989; Pirazzoli et al., 1993; Cheng and Speed, 2004). Geomorphologically, these compound CRTs are named main CRTs (e.g. Pirazzoli et al., 1993). These main CRTs, sometimes morphologically forming a single CRT (CRT I in figure 44), may contain coral colonies sampled on their surface providing ages associated with different MIS (the different reefal limestone units on CRT I in figure 44) (e.g. Pirazzoli et al., 1993; Bard et al., 1996). When such a diachronism is observed, these CRTs are named composite CRTs (e.g., Kindler et al., 2007).

2.1.3. Sumba Island

2.1.3.1. Tectonic and geologic setting

Sumba is a 220 km-long and 65 km-wide island located in the lesser Sunda-Banda arc (Fig. 45A). It is located near the transition from oceanic subduction in the west, along the Java trench, to the collision of the Banda arc with the continental Indian-Australian plate in the east (Fig. 45A) (Hinschberger et al., 2005). The Cretaceous to Oligocene crystalline basement is almost entirely covered by Miocene and Pliocene deposits (Abdullah et al., 2000). Since the late Miocene/Pliocene, the convergence between Eurasia and the Indian-Australian plates has been driving shortening and uplift in the fore-arc domain (e.g., Harris, 1991; Fortuin et al., 1997; Haig, 2012; Tate et al., 2014). In Sumba island, the Quaternary uplift is recorded by a ~350 km long emerged CRTs sequence (e.g., Pirazzoli et al., 1991; Bard et al., 1996; Nexer et al., 2015). The Sumba sequence is nearly continuous, interrupted only locally by large rivers and spans approximately two-thirds of the island shores, mostly along its northern coast and the eastern and western tips of the island (Figs. 45B; 46) (Hantoro, 1992; Fleury et al., 2009; Nexer et al., 2015; Authemayou et al., 2018).

2.1.3.2. The sequence of coral reef terraces at Cape Laundi

Cape Laundi was, to our knowledge, first mapped by Jouannic et al. (1988). It reaches ~470 m in elevation and has a staircase shape with six main CRTs separated by continuous high cliffs (Fig. 46) (>10 m; Pirazzoli et al., 1991; 1993). Each main CRT includes several intermediate CRTs (Fig. 46) (Hantoro et al., 1989; Pirazzoli et al., 1991; 1993). These, of which there at least sixteen, have a slightly marked stepped morphology with slightly sloping and angular distal parts (Hantoro et al., 1989; Pirazzoli et al., 1991; 1993). Pirazzoli et al. (1991; 1993) detected marine erosion from the presence of marine notches in the inner edges of main CRTs, and the observation of coral development surfaces marked by traces of subsequent erosion observed along several canyons transversely cutting the slope of the sequence. On the northeast coast of Sumba Island, the modern reef platform contains live coral colonies, which are exclusively found on the reef crest and fore reef. This coral cover takes the form of a few micro-atolls of *Porites* and a few branching corals (Hantoro, 1992). The back reef and reef flat are characterized by relatively low numbers of live corals (i.e. coral cover < 10%), mainly species resistant to episodic emergence and/or relatively high water turbidity (e.g., *Goniastrea retiformis*, *Acropora digitifera*) (Bard et al., 1996) and a coral-algal environment.

Approximately fifty coral colonies have been dated (with U/Th and ESR dating methods) on the surface of the four lowest main CRTs (Jouannic et al., 1988; Pirazzoli et al. 1991; Bard et al., 1996). A number of temporal discrepancies emerged with dating done by Pirazzoli et al. (1991; 1993). Firstly, U-series ages of corals from the same CRT are diachronic (e.g. ages of ~82 ka and ~138 ka from CRT I₁), secondly the same U-series ages came from corals on at least three CRTs (e.g. MIS 5e ages on CRTs I₁, I₂, and II₂), and thirdly U-series ages and ESR ages of corals from the same CRT do not always match with one another. Thereafter, TIMS U-series dating of corals (Bard et al., 1996) specified the diachronism (i.e. MIS 5a, 5c, and 5e ages on CRT I₁; MIS 5c, 5e and pre-MIS 5e ages on CRT I₂). In any case, one of the major problems with the dating done by the previous authors is the low reliability of the ages obtained. Indeed, content requirements for a robust dating (Stirling et al., 1995; Andersen et al., 2010; Obert et al., 2016) have rarely been reached. Out of about 50 samples dated older than the Holocene, there are only 7 samples for which the conditions are more or less reached. These seven ages (i.e. sample SBA 9; 10; 12; 14; 15; 16; 17 in the supplementary data from Bard et al., 1996) are therefore the most reliable ages obtained at Cape Laundi.

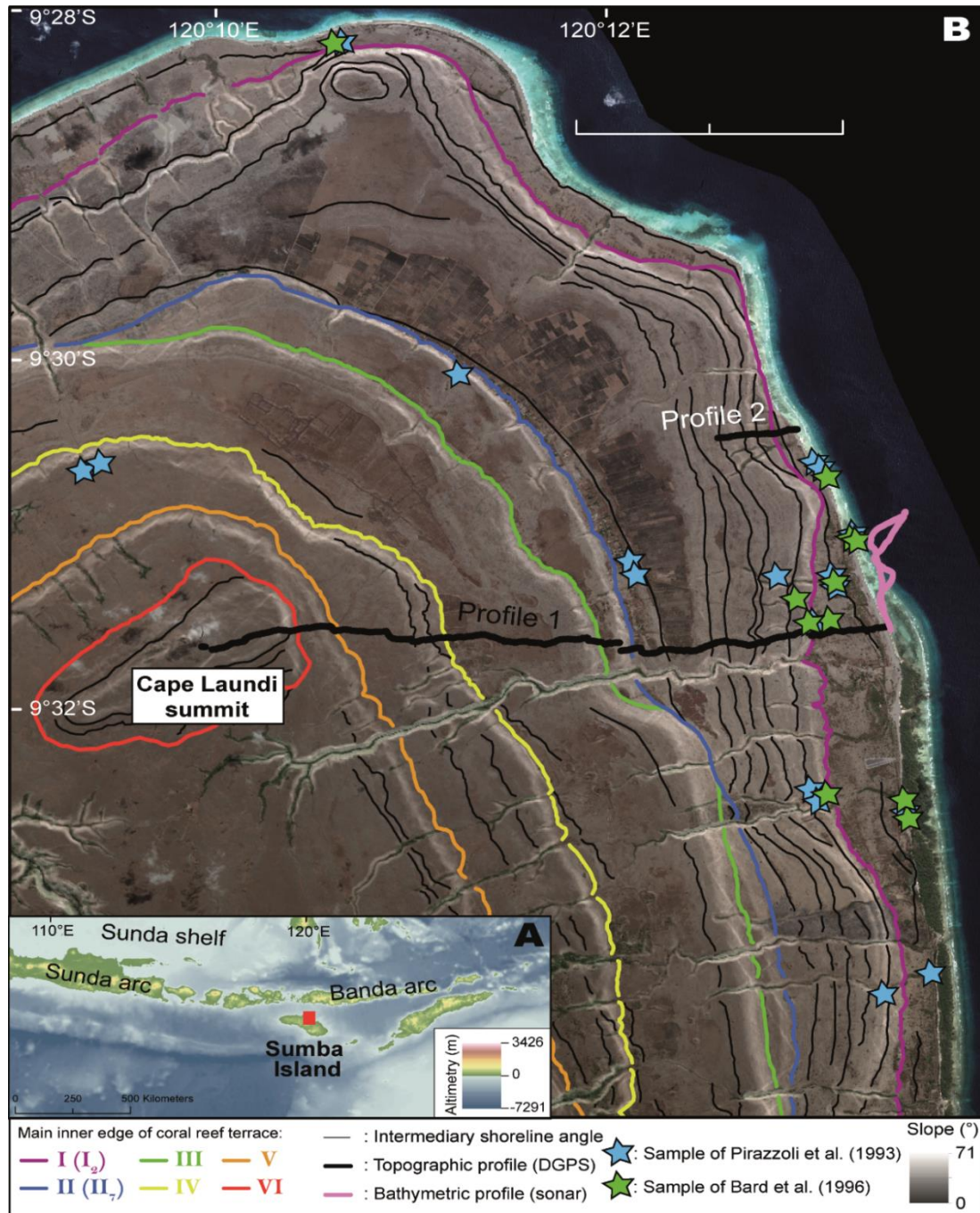


Fig. 45. A) Altimetry map of Southeast Indonesia and location of Sumba Island and Cape Laundi. Elevation data from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), and bathymetry data from the General Bathymetric Chart of Oceans (GEBCO), both at 90 m resolution. B) CRTs inner edges highlight by Pleiades satellite imagery (1 m resolution) associated with slope map. Location of previously dated samples (U/Th-, ¹⁴C- and ESR (Electron Spin Resonance)-dating) (Pirazzoli et al., 1991; 1993; Bard et al., 1996), topographic and bathymetric profiles.¹

¹ Des profils topographiques supplémentaires (réalisés avec le MNT issu des images Pléiades) au profil topographique de la Fig. 45 (profil DGPS) sont visibles en Annexe 6 (Fig. A6.1.)

However, all ages obtained were correlated to eustatic peaks of the highstands associated, respectively from the oldest to the youngest, to MIS (Marine Isotopic Stage) 15 (610 ± 10 ka), MIS 11 (390 ± 30 ka), MIS 9 (325 ± 18.5 ka), MIS 7 (239.5 ± 8.5 ka), MIS 5 (122 ± 6 ka) and MIS 1 (mid Holocene highstand, 6 ± 2 ka) (Pirazzoli et al., 1991; 1993; Bard et al., 1996; Cutler et al., 2003; Murray-Wallace and Woodroffe, 2014). The oldest dated CRT (V), yielded ESR ages of 584 ± 88 ka and 603 ± 90 ka and were related to MIS 15. The ages of the successive upper CRTs were extrapolated assuming constant uplift rate (i.e. 0.49 ± 0.01 mm a⁻¹; Pirazzoli et al., 1993), and thus associated with sea level highstands up to ~1 Ma (MIS 29; Jouannic et al., 1988; Pirazzoli et al., 1991; 1993; Hantoro, 1992; Bard et al., 1996).

2.1.4. Methods

2.1.4.1. Onshore and offshore data

We mapped the CRT inner edges at Cape Laundi using a high resolution (2 m) Digital Elevation Model (DEM) produced from stereoscopic satellite images (Pleaidés, CNES) with MicMac freeware (e.g. Rupnik et al., 2016). Elevation corrections were made with EGM2008 (Earth Gravitational Model 2008; Palvis et al., 2012). We performed topographic and bathymetric profiles, using a real kinematic differential global positioning system (RTK DGPS) onshore, and a Humminbird 700 series sonar offshore (Figs. 45B; 46B; 47A). Onshore, our profiles are carried out from the mean sea level perpendicular to the main inner edges of the successive CRTs, parallel to the profile proposed by Pirazzoli et al. (1991; 1993). Profile 1 crosses the whole sequence and Profile 2 focuses on the lowest CRTs (Figs. 45B; 46B; 47A).

In order to assess the lateral continuity of the CRTs sequence, we also make use of stacked swath profiles (Armijo et al., 2015; Fernández-Blanco et al., 2019). These are constructed using a large number of parallel swath profiles (here 600; Fig. 46) to derive a 2.5-D view of the landscape. Areas of the overall morphology with several lines stacked together denote relatively flat surfaces; in this case, the terraces of the sequence.

Chauveau et al. (submitted) highlight that the roughness of the successive CRTs increases with elevation and therefore age because of continental denudation. This roughness is the main source of error in elevation, far beyond instrumental errors. Consequently, we assigned an elevation uncertainty to all the field measurements as a function of the amplitude of the observed natural landform roughness; ± 0.5 m for low standing landforms ($< 250.5 \pm 0.5$ m in elevation); ± 1.5 m on the summit of Cape Laundi and the upper CRTs ($> 250.5 \pm 0.5$ m in elevation).

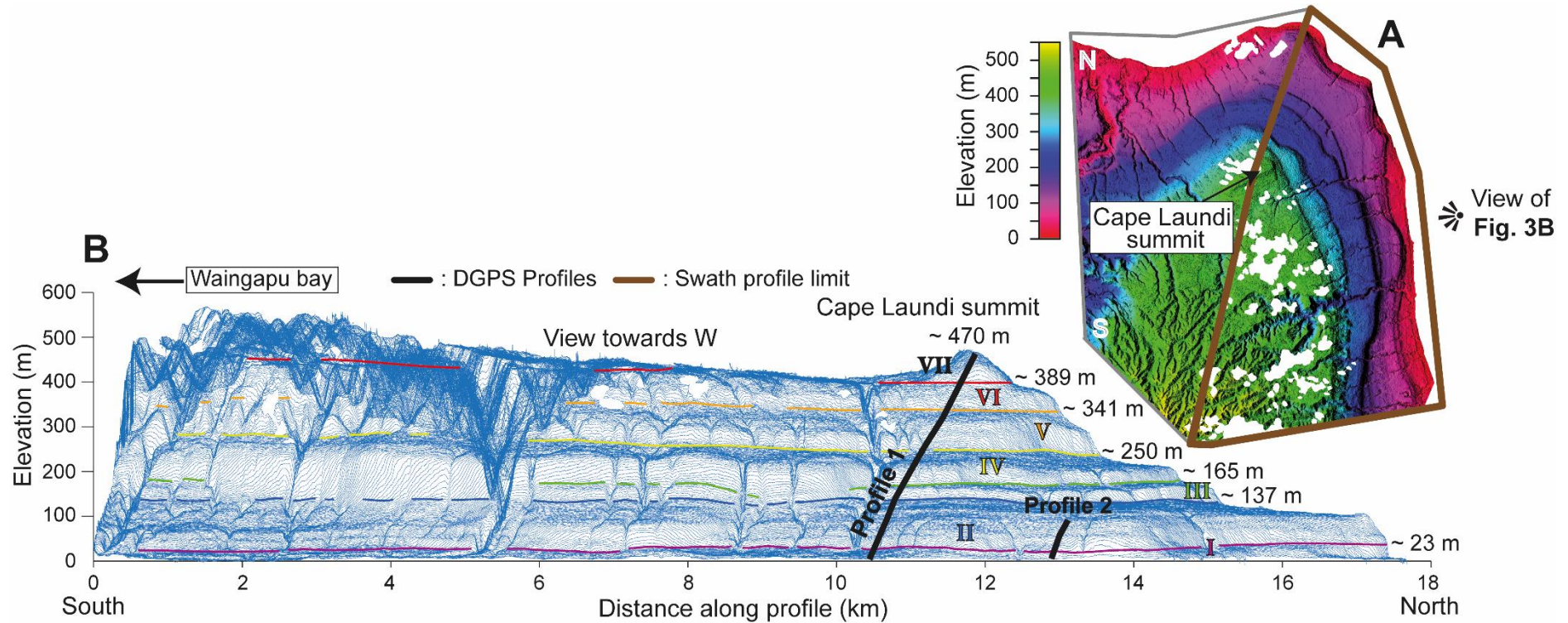


Fig. 46. *A)* Hillshade map of the Digital Elevation Model based on Pleiades images (2 m in resolution) and the point of view for the stacked swath profiles. The white spots inside the hillshade correspond to the clouds in the Pleiades images. *B)* Stacked swath profiles (600 profiles, exaggeration x6) and main inner edges of the CRTs sequence at Cape Laundi. Some CRTs show lateral morphological variability. For example, on profile 1, the CRT V morphologically forms only one CRT, while at least two intermediate CRTs appear further south.

2.1.4.2. Modeling coral reef terrace sequences

Numerical models began with Chappell (1980), and a variety of more sophisticated models followed (e.g. Turcotte & Bernthal, 1984; Webster et al., 2007; Koelling et al., 2009; Toomey et al., 2013), often based on the formalism of Bosscher and Schlager (1992). These models are provisionally developed on a physical basis, where coral growth parameters depend on saturation in isolation of the water column. In this study, we chose instead to use a kinematic model based on reef morphology (Husson et al., 2018), defined by "effective" (or macroscopic) laws for reef growth, marine erosion, and clastic sedimentation, as derived from geological data (Pastier et al., 2019). Thus, a series of modules in the Fortran code sequentially address reef growth, erosion, and sedimentation at each temporal and spatial step (1 ka and 1 m, respectively). For more details on the various parameters used in the Fortran code, see Pastier et al. (2019).

The main control over vertical coral growth is the available space, which is itself controlled by RSL and the geometry of the foundations. Thus, sea level has a major control on coral reef growth (Sarg, 1988; Vecsei, 2004). Moreover, the effective reef accretion rate is greatly influenced by antecedent foundations (i.e. older reefal limestone units) which may be more or less favorable to reef growth (Pastier et al., 2019). Indeed, the geometry and dimensions of these antecedent foundations are the source of the available space needed for reef growth. Based on field observations, we estimated the coral cover of the modern Cape Laundi reef at ~50 % and the reef growth rate between 4 and 16 mm a⁻¹.

Due to the variety of methods that numerous studies have used to reconstruct sea levels, the uncertainty regarding Quaternary sea levels is high (Fig. 47) (e.g., Caputo, 2007) and the choice of sea level curve may greatly affect the modeling outcome (e.g. De Gelder et al., 2020). Thus, to model the Cape Laundi sequence, we have chosen five different RSL curves (i.e. Waelbroeck et al., 2002; Bintanja and van de Wal, 2008; Rohling et al., 2009; Grant et al., 2014; Spratt and Lisiecki, 2016) (Fig. 47). Waelbroeck et al. (2002) show that robust regression can be established between RSL data and benthic foraminifera oxygen isotopic ratios from the North Atlantic and Equatorial Pacific Ocean over the last climatic cycle. These authors apply these regressions to long benthic isotopic records retrieved at one North Atlantic and one Equatorial Pacific site to build a composite RSL curve, as well as the associated confidence interval, over the last four climatic cycles. The reconstruction of Bintanja and van de Wal (2008) over 1.5 Ma

is based on a continuous global compilation of benthic oxygen isotope data, for which the reconstruction method based on a continuous global sea level curve from benthic oxygen isotope data, makes it suitable for modeling (Past Interglacials Working Group of PAGES, 2016). More precisely, the inverse model of Bintanja et al. (2005; 2008) is based on the concept that Northern Hemisphere (NH) subpolar surface air temperature plays a key role in determining both ice sheet size and deepwater temperature, which are the two dominant factors affecting benthic oxygen isotopic ratios (Spratt and Lisiecki, 2016). Rohling et al. (2009) reconstructed a Red Sea RSL curve up to 520 ka using the oxygen isotopic ratios of planktonic foraminifera from the central Red Sea. Thereafter, Grant et al. (2014) present the first robustly dated, continuous and highly resolved records of Red Sea RSL over the last 500 ka, based on tight synchronization to an Asian monsoon record derived from a dust-flux signal. This Red Sea RSL record closely approximates global (eustatic) sea level variations (Grant et al., 2014). Finally, Spratt and Lisiecki (2016) performed principal component analysis on eustatic and relative sea level estimates for numerous records of up to 798 ka (i.e. Waelbroeck et al., 2002; Bintanja et al., 2005; Sosdian and Rosenthal, 2009; Rohling et al., 2009; Elderfield et al., 2012; Rohling et al., 2014; Shakun et al., 2015). As a consequence of the different sea level reconstruction methods, some RSL curves we use have very high frequency signals and reflect local variations (e.g., Rohling et al. 2009), while others are lower frequency and global (e.g., Bintanja and van de Wal. 2008).

We modelled the Cape Laundi sequence with ranges of uplift rate, reef growth rate, eroded volume, and initial slope parameters of $[0.42-0.52] \text{ mm a}^{-1}$, $[4-16] \text{ mm a}^{-1}$, $[20-60] \text{ mm}^3 \text{ a}^{-1}$, and $[5-7] \%$, respectively. Within these intervals, modeling is done for uplift rate, reef growth rate, eroded volume, and initial slope, with a step size of 0.02 mm a^{-1} , 2 mm a^{-1} , $10 \text{ mm}^3 \text{ a}^{-1}$, and 1% , respectively. The maximum and optimal depth of reef growth and the maximum depth of wave erosion are set for each modeling at 20 m (Bosscher 1992), 2 m, and 3 m, respectively, based on our field observations.

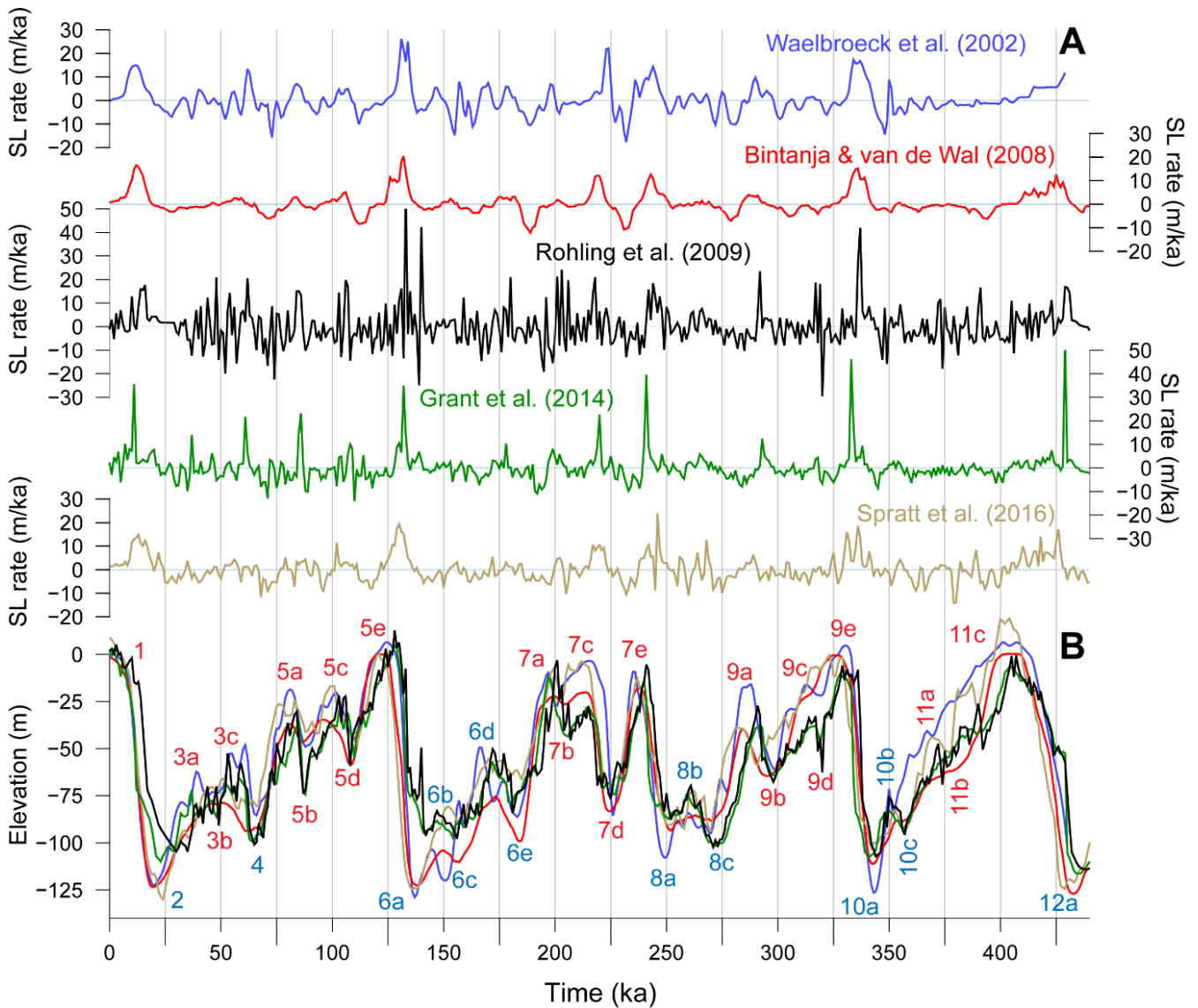


Fig. 47. Eustatic and relative sea level curves used in this study. **A)** The rates of sea level fluctuation, and **B)** compilation of eustatic and relative sea level variations of the five curves used. The MIS nomenclature (i.e. the numbers and letters) used comes from Railsback et al. (2015). The curves are at relative frequencies low (Waelbroeck et al., 2002; Bintanja and van de Wal, 2008), intermediate (Grant et al., 2014; Spratt and Lisiecki 2016), and high (Rohling et al., 2009). The SL rate peaks of the different curves are generally all in agreement, however, they differ in their frequencies and amplitudes. For example, the SL rate curves during the sea level transgression between MIS 10a and MIS 9e show low (Spratt and Lisiecki 2016; Bintanja and van de Wal, 2008), intermediate (Waelbroeck et al., 2002), and high (Rohling et al., 2009; Grant et al., 2014) amplitudes. Concerning MIS 5e, RSL curves show a double acceleration of the sea level during the transgressions preceding this MIS (Rohling et al., 2009; Grant et al., 2014), a double highstand peak (Rohling et al., 2009) or neither (Bintanja and van de Wal, 2008).

We evaluate the obtained ~500 simulations based on these parameter choices and the 5 selected RSL curves (i.e. Waelbroeck et al., 2002; Bintanja and van de Wal, 2008; Rohling et al., 2009; Grant et al., 2014; Spratt and Lisiecki, 2016). Each simulation is compared with the altimetry data (DGPS and sonar), and dating (i.e. U/Th- and ESR-dating) carried out on the Cape Laundi sequence by previous authors (Fig. 48A) (Pirazzoli et al., 1993; Bard et al., 1996). Thereafter, we scored each numerical simulation based on 9 morphological criteria in order of importance: 1) the CRT II₁ morphology (i.e. the overall shape of the CRT and the elevation of the surrounding inner edges), 2) the CRT I₂ morphology, 3) the compound CRT II morphology, 4) the CRT III morphology, 5) the CRT IV morphology, 6) the modern reef morphology, 7) the presence of two submerged CRT, 8) the presence of a submerged barrier, and 9) the presence of the CRT II₀ inner edge (elevation at about 40 m and only visible on profile 2; Fig. 48A). Once each simulation has been scored based on these different criteria, we summed them up to visualize the simulations with the best 'scores' (Fig. 49). This allows us to identify clusters of 'good scores' and thus to select the best-fit simulation for each RSL curve (Fig. 49). Lastly, the relatively short time step of the model (i.e. 1 ka) allows us to make a distinction between reef constructions formed during a sea level transgression (the most common case; Husson et al., 2018), a highstand or a sea level regression. In this way, we moved on to a dynamic interpretation of the CRTs sequence.

2.1.5. Results

2.1.5.1. New sequence nomenclature

The mapping, and hence the nomenclature, of CRTs has been evolving since its first attempt (Jouannic et al., 1988) with increasing data resolution and availability (Hantoro et al., 1989) as well as field work (Hantoro, 1989; 1992; Pirazzoli et al., 1993). Consequently, as this study benefited from high resolution topographic data (Pleiades imagery, DEM and DGPS), the mapping and nomenclature of the CRTs have been refreshed (see Supplementary Table T1). This renewed nomenclature is used in this whole study and differs from the one previously used. For example, Pirazzoli et al. (1993) have named the CRT which has an inner edge at ~40 m in elevation "II₁", which we have named "II₀" (Profile 2 in Fig. 48A). This has the effect of shifting our nomenclature with respect to that of the previous authors. In addition, we did not observe the same number of CRTs as previous authors.

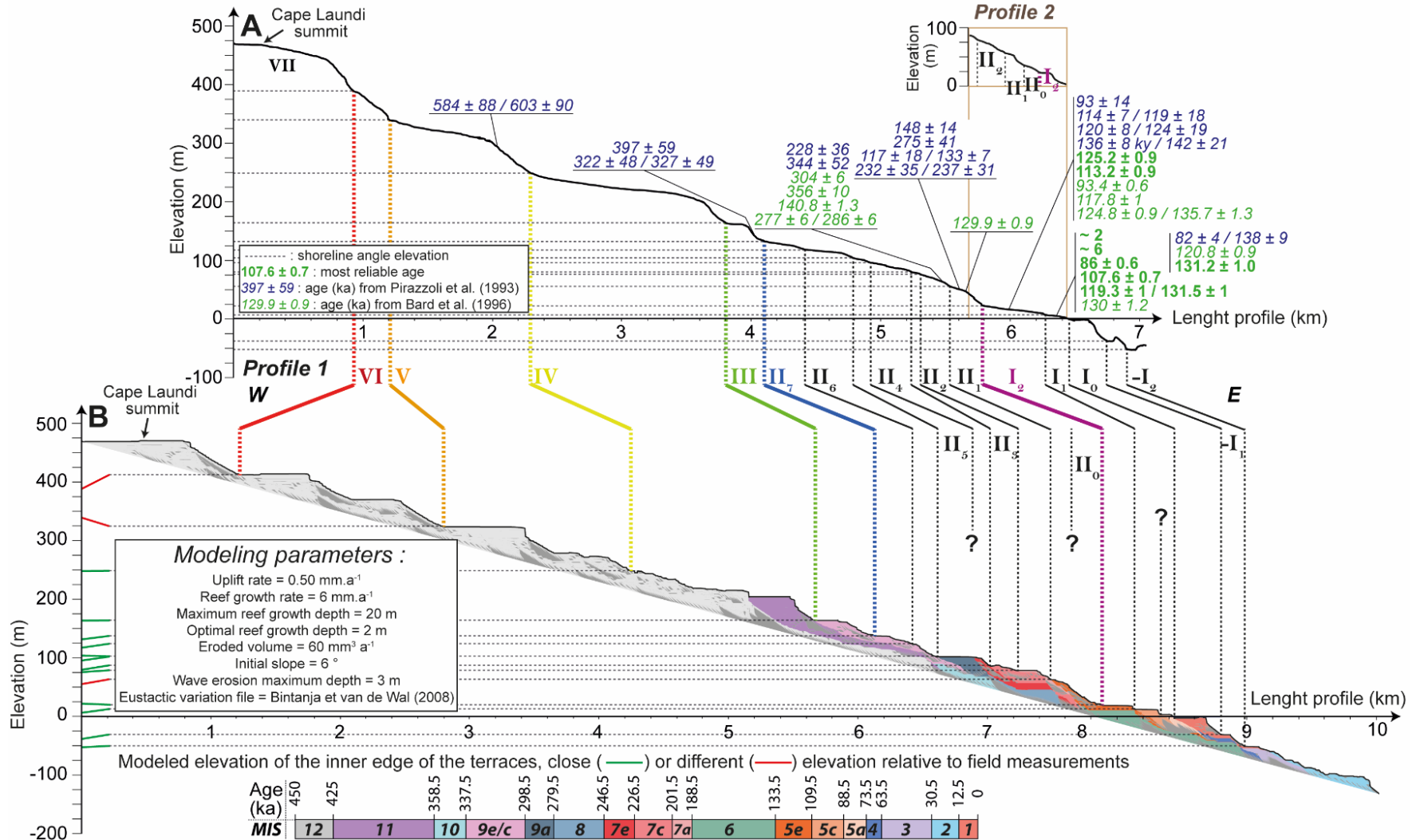


Fig. 48. A) Altimetric profiles (DGPS and sonar) at Cape Laundi, showing the location and ages of U/Th and ESR samples (Pirazzoli et al., 1993; Bard et al., 1996). B) Best numerical simulation obtained for the CRTs sequence at Cape Laundi (i.e. the simulation obtained with the RSL reconstruction of Bintanja and van de Wal, 2008).

For example, Pirazzoli et al. (1991), has named two CRTs (II₄ and II₅), both of which, in our view, are composed of two additional CRTs named “II₃/II₄” and “II₅/II₆” in this study, respectively (Fig. 48A). Also, the CRT named III₁ by the previous authors is named II₇ here (Fig. 48A). The same goes for the CRTs formerly named III₂, III₃, which are renamed III and IV here, respectively. For the higher CRTs, the cartography and nomenclature of Pirazzoli et al., (1991; 1993) is more detailed than ours. For example, they described four CRTs (IV₃, V₀, V₁, V₂) where we described only one (VI). It is the same for the summit of Cape Laundi; the previous authors note two CRTs (VI₁ and VI₂) where we noted only one CRT (VII) on our topographic profile (Fig. 48A).

2.1.5.2. Modeling of coral reef terraces sequence at Cape Laundi

2.1.5.2.1. Modeling parameters

For the chosen simulations, the uplift rate ranges from 0.45 (Waelbroeck et al., 2002; Spratt and Lisiecki, 2016) to 0.50 mm a⁻¹ (Bintanja and van de Wal, 2008; Grant et al., 2014). All the best simulations and the most robust parametric clusters show a reef growth rate of 6 mm a⁻¹ (Fig. 49), in accordance with observations of the modern reef (Section 3.2. and 4.2.). This well constrained value of the reef growth rate is an input parameter of the model, so the effective reef growth rate (Pastier et al., 2019) constrained by all our simulations is about 4 mm a⁻¹†. For all best-fit simulations, we obtained an eroded volume of 60 mm³ a⁻¹ (Fig. 49). In the same way, the initial slope of Cape Laundi is mostly constrained at 6 % (Fig. 49). Of all the simulations presented in this study, the differences in CRT elevation and length between simulation and field measurements are relatively small (Fig. 50). In fact, with the set of parameters constrained by the present study, the morpho-chronological succession of the CRTs is generally respected (Figs. 48B; 50A; 50B; 50C; 50D).

2.1.5.2.2. The simulations of the lower part of the Cape Laundi sequence

The best numerical simulation of Cape Laundi is obtained with the RSL reconstruction of Bintanja and van de Wal, (2008) (Figs. 48B; 49). This simulation is accurate for the morphology of the lower CRTs of the sequence (i.e. below the CRT IV) and also to the rounded shape typical

† Voir « Sous-partie 1.3.3.1. » pour l’estimation du taux de croissance effective.

of the Cape Laundi sequence (Fig. 48A). The simulated morphology of CRTs II₁ and II₂ is particularly realistic (Fig. 48).

The selected simulation obtained with the RSL reconstruction of Waelbroeck et al. (2002) is also accurate to our field measurements (Figs. 50A; 50B). The simulated morphology of the entire main CRT II (Fig. 50B) is in agreement with the observed morphology (Fig. 48A). In addition, this simulation also shows CRT II₀, which was found only on the DGPS 2 profile (Figs. 47A; 50A). Moreover, no construction related to MIS 5e is simulated on main CRT I, which is at variance with the dating of the previous authors. Finally, contrary to the simulation obtained with the RSL reconstruction of Bintanja and van de Wal, (2008), the simulation based on the RSL reconstruction of Waelbroeck et al. (2002) suggests the initiation of a drowned barrier reef as observed with sonar (Figs. 48A; 50A).

The selected simulation obtained with the RSL reconstruction of Rohling et al. (2009) does not show this submerged barrier (Fig. 50B). This simulation suggests a Holocene CRT raised at ~3.5 m above mean sea level and ~136 m long (Fig. 50B). This result can mainly be explained by the high frequency of this RSL curve (Fig. 47). Then, the simulated main CRT I has a morphology close to that observed in the field (Fig. 50B). However, this shows only outcropping paleo-reefs associated with MIS 5c. A few outcrops of paleo-reef MIS 5a and 5e are visible at the distal and inner edges, respectively (Fig. 50B). In accordance with our field observations, the overall morphology of simulated CRT II is represented by CRTs whose distal parts are very little pronounced (Fig. 50B).

The simulation obtained with the RSL-curve of Grant et al. (2014) suggests a submerged reef barrier (Fig. 50C). This simulation shows a main CRT I mainly constructed by a paleo-reef that can be associated with MIS 5c (Fig. 50C). However, there are a few units of MIS 5e and 5a outcropping. The simulated morphology of the main CRT II is globally in disagreement with the field measurements (Fig. 50C). For example, the simulated CRT II₃ has a very rectangular shape and a consequent length (about 500 m), where the field measurements show a rounded morphology and a length of a few tens of meters (Figs. 48A; 50C).

With the simulation derived from the RSL curve of Spratt and Lisiecki (2016), we found a morphology of main CRT II more in line with the elevation measurements (Figs. 48A; 50D). However, no reefal paleo-construction associated with MIS 5e is outcropping on main CRT I,

PARTIE 2

only two CRTs built at MIS 5c and MIS 5a. Also, this simulation does not show a submerged barrier, but like all the others suggests at least two CRTs now submerged. Both simulations obtained with the RSL reconstruction of Spratt and Lisiecki (2016) and Waelbroeck et al. (2002) suggest a CRT at about 39 m (I_0 on profile 2; Figs. 48A; 50A), where the others do not show it (Fig. 48B).

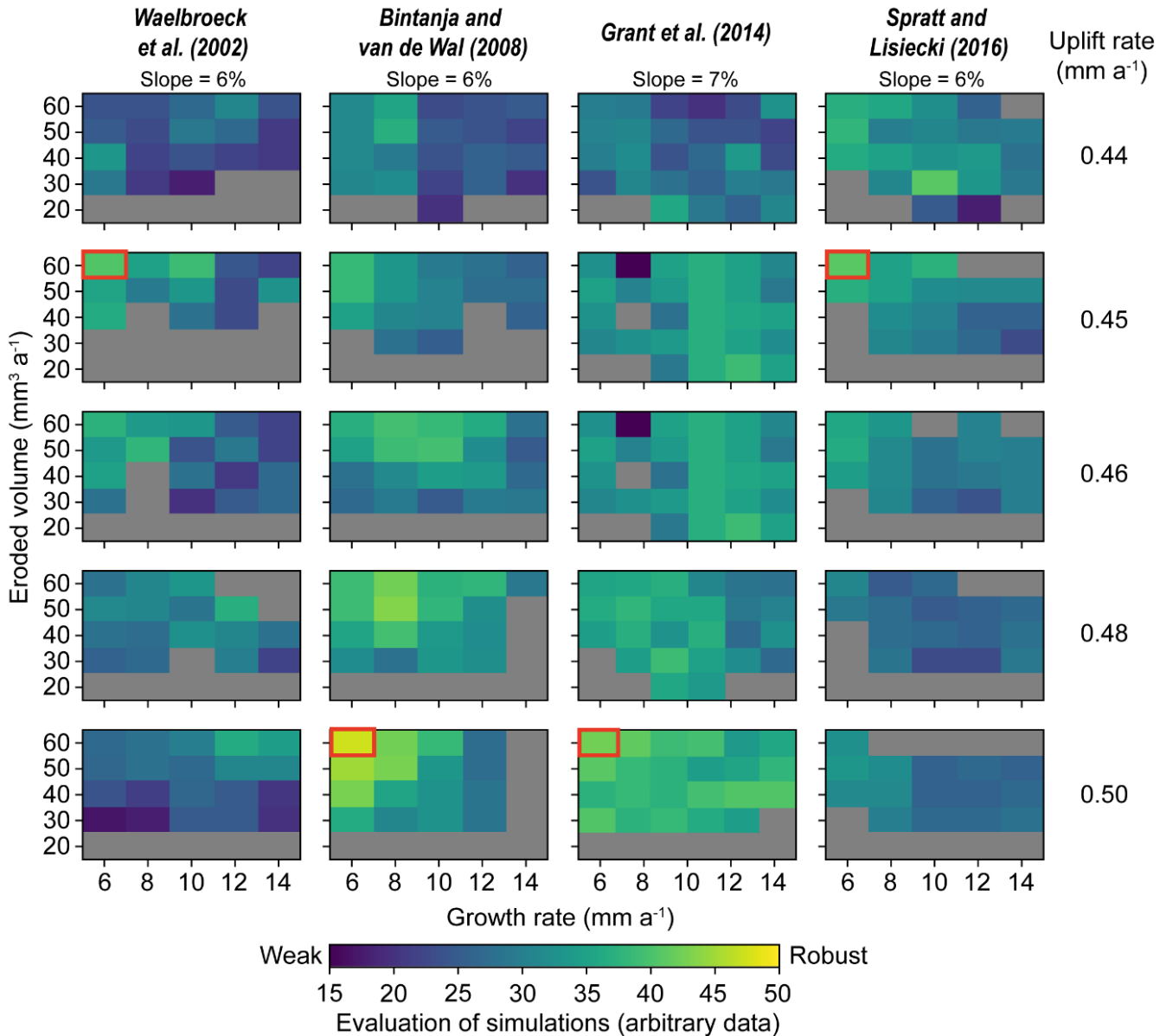


Fig. 49. Evaluation of simulations for the different RSL curves (columns), uplift rates (rows), reef growth rates (x axis) and eroded volumes (y axis). Yellow boxes show the most robust simulations, while dark blue ones show the weakest. Grey boxes denote simulations that have an arbitrary valuation value lower than 15. Note the stability of the evaluations surrounding the chosen simulations for each RSL curve (red squares), specifically for the RSL reconstruction of Bintanja and van de Wal (2008).

2.1.5.2.3. The best-fit simulation to the Cape Laundi sequence

In order to improve the interpretation of the CRTs sequence at Cape Laundi, we studied 1) the spatial differences between the simulation obtained with the RSL reconstruction of Bintanja and van de Wal (2008) and our field measurements, and 2) the temporal differences between the chronological constraints derived from this simulation and the dating made by the previous authors (Pirazzoli et al. 1991; 1993; Bard et al. 1996).

Specifically, we measured on the field a CRT length of ~182 m and an inner edge raised to 6.4 ± 0.5 for CRT I₁ (Fig. 48A). With the simulation we obtained a length of ~312 m and an elevation of approximately 12 m (Fig. 48B). If we consider only the most robust dating carried out on this CRT by previous studies, these provide ages ranging from ~2 to 131.2 ± 1.0 ka. Our simulations also show that this CRT is composite, but with ages consistent with MIS 5c and 5a (Fig. 48B). The simulation does not suggest a Holocene age on this CRT, which is most probably due to the absence of GIA correcting for the RSL reconstructions. CRT I₂ is 484 m long and reaches a maximum elevation of 23.2 ± 0.5 m (Fig. 48A). The simulation suggests a length that is half as long and an elevation of the inner edge of ~19 m (Fig. 48B). On this CRT, coral colonies have been dated from 93 ± 14 ka to 142 ± 21 ka by Pirazzoli et al. (1991; 1993), and from 93.4 ± 0.6 to 135.7 ± 1.3 ka by Bard et al. (1996). The simulation proposes an age correlated with MIS 5e (109.5 to 133.5 ka; Fig. 48B).

The simulated CRT II₁ has a maximum elevation of ~63 m and a length of ~399 m, where the field measurements are 57.1 ± 0.5 m and ~215 m respectively (Fig. 48). On this surface, Pirazzoli et al. (1991) obtained ages ranging from 117 ± 18 to 275 ± 41 , but the only robust age of this surface is 129.9 ± 0.9 ka (Bard et al., 1996). Our best-fit simulation agrees with this dating since it suggests a reef formation built only during MIS 5e. CRT II₂ has a length of ~218 m and a maximum elevation point of 76.0 ± 0.5 m (Fig. 48A). The simulation shows a length of ~261 m and an inner edge raised at ~78 m. The coral colonies dated on this CRT show very heterogeneous and not very robust ages, ranging from 140.8 ± 1.3 ka to 356 ± 10 ka (Fig. 48A). This leads to possible correlation of the CRT with MIS 6 as well as with MIS 11. For CRT II₂, the simulation suggests ages between 118.5 and 226.5 ka, providing a possible correlation of the CRT with an age around MIS 7c and MIS 7a. In the field, CRT II₃ has a short length of ~73 m and a maximum elevation of 79.9 ± 0.5 m. On the simulation, it reaches a length of ~207 m and an elevation of ~86 m. The simulated surface of this intermediate CRT is not accurate to

the overall shape observed in the field. No age was obtained from corals sampled on this surface but the simulation suggests an age corresponding to MIS 7c. CRT II₄ is ~312 m long and has a maximum elevation of 95.0 ± 0.5 m in the field. The simulation suggests a length of ~141 m but does not show a clear inner edge, this being included in the main surface of CRT II₅ (Fig. 48B). Again, there is no age constraint for this CRT. However, the simulation does give a CRT formation age correlated to MIS 7e (Fig. 48B). CRT II₅ is ~135 m and ~259 m long on the field and in the simulation, respectively. The elevation of the inner edge of the latter is measured at 105.4 ± 0.5 m and ~101 m on the field and on the simulation, respectively. For this formation, the simulation suggests an age between 279.5 and 298.5 ka (i.e. corresponding to MIS 8c) (Fig. 48B).

The simulation highlights an elevation and length of ~123 m and ~190 m for CRT II₆, where the field measurements give 119.3 ± 0.5 m and ~367 m, respectively. For this CRT, the simulation suggests an age between 298.5 and 337.5 ka (i.e. MIS 9e/c). Higher, both by the field measurements and the simulation, CRT II₇ reaches a maximum elevation of ~137 m (Fig. 48). The length of this CRT is measured at ~312 m and ~305 m with the DGPS and the simulation, respectively. The simulation also suggests an age correlated to the MIS 9c/a for this CRT. Next comes the short main CRT III, whose length is measured at ~293 m (~457 m with the simulation) and whose inner edge elevation is 165.4 ± 0.5 m (~163 m with the simulation). Three ages were obtained for this CRT: 322 ± 48 , 327 ± 49 and 397 ± 59 ka (Fig. 48A). However, given the large uncertainties in these ages, there is no robust time constraint. For this CRT, the simulation also suggests an age correlated to MIS 9e/c. Thus, the results of the present study highlight the possible formation of a triple CRT (II₆, II₇ and III) for one highstand (MIS 9e/c).

Topographically higher, our simulation is less and less accurate to the overall shape of the CRTs measured with DGPS (Fig. 48). However, the stacked swath profiles (Fig. 46) shows a lateral morphological variability of the high CRTs (i.e. some intermediate CRTs disappear at Cape Laundi) which tends to show that our comparison between the DPGS profile and the simulations is not exhaustive. Moreover, with the exception of two ages with large uncertainties (i.e. 584 ± 88 and 603 ± 90 ka on the distal edge of CRT V; Pirazzoli et al., 1991) no age constraints exist. Nevertheless, the simulation remains accurate to the morphological values (i.e. CRT length and inner edge elevation) of CRT IV. More precisely, the measured length and elevation are ~1514 m and 250.5 ± 0.5 m, where the simulation obtains ~1426 and ~248 m. The

distal edge of this CRT has an age estimated by the simulation to range from 358.5 to 425 ka, thus correlating with MIS 11 as done in previous studies (Fig. 48B) (Nexer et al., 2015). Then, the values from the simulation become increasingly different from field measurements. For example, the inner edges of CRTs V and VI are measured in the field at 341.0 ± 1.5 and 389.3 ± 1.5 m, where the simulation gives ~ 324 and ~ 413 m. The same applies to the lengths of these two CRTs, which are measured at ~ 1086 m and ~ 279 m, whereas the simulation gives lengths of ~ 1434 and ~ 1567 m. Concerning the estimation of the age of these CRTs, we agree with the correlations proposed by Pirazzoli et al. (1991; 1993). Finally, concerning the highest CRT of Cape Laundi (VII), our simulation suggests an elevation of 470 m (such as our field measurements; Fig. 47) and an age of formation at MIS 29, 27 and 25, thus in agreement with Pirazzoli et al. (1991; 1993) and their estimated uplift rates of 0.49 ± 0.01 mm a⁻¹.

2.1.6. Discussion

2.1.6.1. The sequence of coral reef terraces at Cape Laundi revisited

The present altitude of dated CRTs allowed Pirazzoli et al. (1993) to propose an uplift rate trend of 0.49 ± 0.01 mm a⁻¹. Combining U/Th dating with numerical simulation, Bard et al. (1996) estimated an uplift rate range from 0.2 to 0.5 mm a⁻¹ and also proposed a polycyclic nature for several CRTs (up to MIS 7). A low uplift rate (0.2 mm a⁻¹) allows coral colonies of a CRT being recovered by a younger one during a new transgression. But, to obtain the 0.2 mm a⁻¹ minimum uplift rate, the previous authors correlated the inner edge of the lowermost compound CRT (~ 23 m) to MIS 5e, taking into account only the oldest dates. This hypothesis implies that during the MIS 5c and 5a highstands, coastal erosion has been negligible to preserve the morphology of the MIS 5e CRT. Bard et al. (1996) interpreted the age inconsistencies to reflect the decrease in uplift rates during a significant period of the late Pleistocene. Very low uplift rates induce negligible uplift of the lowest CRTs before the next transgression, resulting in one or more reoccupation events in which materials can be added-to or removed-from the CRT. Pirazzoli et al. (1993) suggested that eustatic sea level fluctuations superimposed on a regular uplift trend of 0.5 mm a⁻¹ must have brought sea level near the same position several times, causing reworking of sediments, renewed abrasion and the development of bioconstructions differing in age as much as 100 ka on the same CRTs.

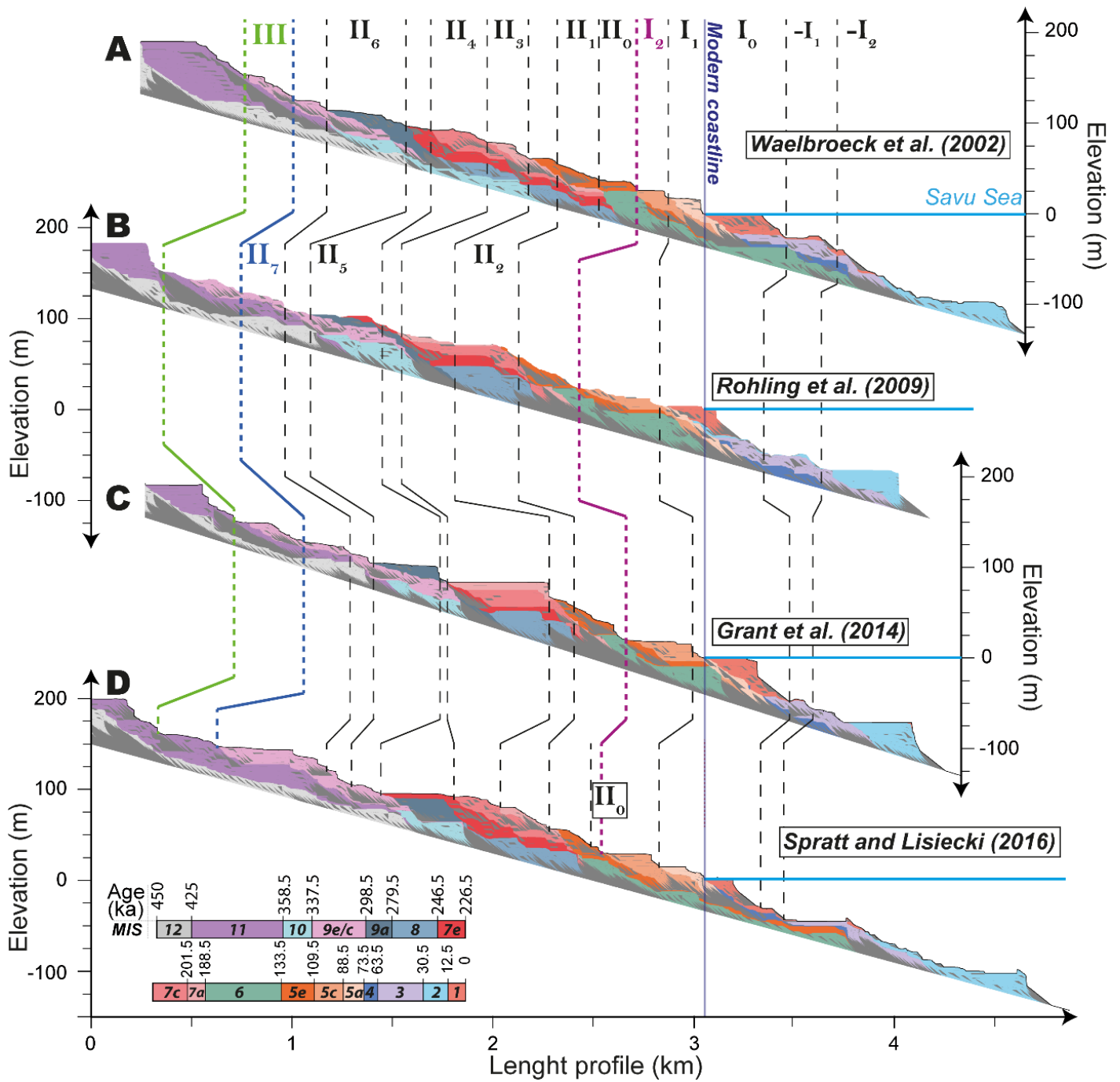


Fig. 50. Output simulated with the input parameters U : Uplift rate (mm a^{-1}); R : Reef accretion rate (mm a^{-1}); V : Eroded volume ($\text{mm}^3 \text{a}^{-1}$); S : Initial slope (%), and derived from the RSL curves of, **A**) Waelbroeck et al. (2002) (U : 0.45; R : 6; V : 60; S : 6), **B**) Rohling et al. (2009) (U : 0.46; R : 6; V : 60; S : 6) **C**) Grant et al. (2014) (U : 0.50; R : 6; V : 60; S : 7), and **D**) Spratt and Lisiecki (2016) (U : 0.45; R : 6; V : 60; S : 6).

In contrast to the numerical simulation of Bard et al. (1996), those used in this study are derived from several RSL curves, each of which has a much higher resolution than the one used previously. These high-resolution simulations show that, without invoking a variation of the uplift rate over time, the model used in this study simulates both the highest CRT VII (~470 m) of about 1 Ma and the lowermost main CRT I in terms of morphology and age in accordance with the dating and topographic measurements (Fig. 48). Our analysis shows that in addition to the uplift rate and eustatic fluctuations, coastal erosion and sediment accumulation (i.e. the eroded volume in our models) is an important parameter in the morphogenesis of the Cape Laundi CRTs. Thus, it is not necessary to invoke a decrease in the uplift rate to explain the diachronicity of the lowermost main CRT, but it suffices to simply take into account the eroded volume, a parameter which largely favors reoccupation processes and the formation of composite CRTs.

2.1.6.2. Formation of the multiple coral reef terraces during the MIS 5e

The usual approach to studies concerning CRTs is to postulate that a CRT corresponds to a single reef limestone unit (Rovere et al., 2016). However, at Cape Laundi, previous authors have dated coral colonies correlated to MIS 5e on CRTs I₁, I₂, II₀, and II₁. In addition, the majority of the simulations of the Cape Laundi sequence suggest at least three CRTs created during this MIS and not necessarily during the sea level highstand (Figs. 48B; 50). Consequently, there is ample evidence that the relationships between CRT, reefal limestone unit, and sea level highstand are not so simple at Cape Laundi. Several inner edges for the same MIS could have been created because 1) the sea level during this MIS had several highstand peaks, 2) MIS 5e was marked by phases of acceleration and deceleration during sea level transgression and/or 3) previous CRTs have influenced new reef constructions.

It is difficult to discuss variations in MIS 5e sea levels, mainly because RSL curves have a lot of uncertainties in sea level timing and elevation (e.g., Caputo, 2007). Thus, even if RSL curves show a double acceleration (Waelbroeck et al., 2002; Rohling et al., 2009; Grant et al., 2014), a double peak (Lea et al., 2002; Rohling et al., 2009; Spratt and Lisiecki, 2016), or neither (Bintanja and van de Wal, 2008) for MIS 5e (Fig. 48), it is risky to discuss the influence of these sea level phenomena on the construction of a CRT at Cape Laundi. In any case, most of the simulations obtained for each RSL curves used in this study show at least two current CRTs associated with MIS 5e (Figs. 48B; 50). Thus, neither of the two hypotheses concerning

RSL variations (1 and 2 in paragraph above) seems to be the main reason for the presence of the several CRTs associated with MIS 5e. Instead, we propose that the most likely explanation is the influence of antecedent reef formations, i.e. in the case of the CRTs associated with MIS 5e, the fossil reef formations of MIS 6 (Figs. 48B; 51A). To illustrate the establishment of the current CRTs that can be associated with MIS 5e, we use the simulation obtained with the RSL reconstruction of Bintanja and van de Wal, (2008) (Figs. 48B; 51).

More precisely, about 130 ka ago, the highest CRT of the MIS 6 reef units was reoccupied for the first time by a reef a few meters thick (Fig. 51B). This new reef was then flooded during the transgression of MIS 5e (Fig. 51C). Up to ~124 ka (i.e. during the end of the MIS 5e transgression), the sea slightly eroded the large cliff formed by the MIS 7 CRTs, and allowed a few corals to grow on the walls of this reoccupied fossil sea cliff (Fig. 51C). This was followed by the MIS 5e sea level highstand, which allowed the construction of a reef, about ten meters long, on the previous MIS 7 formations (Fig. 51D). From ~118 ka, the sea level regression between MIS 5e and 5c took place. This regression eroded and slightly reoccupied the reef constructions of the MIS 5e transgression previously made on the paleo-cliff of MIS 7 (Fig. 51E). It is this sea level episode that is responsible for the formation of CRT II₀ shown by the simulations obtained with the RSL reconstruction of Waelbroeck et al. (2002) and Spratt and Lisiecki (2016) (Figs. 50B; 50D). About 113 ka ago, the sea level reached the first reefs of MIS 5e built on the antecedent reef formations of MIS 6, and thus rebuilt a thin reef on this formerly flooded reef (Fig. 51F). This was followed by the MIS 5d sea level lowstand and associated reef constructions on the paleo-cliff of the antecedent MIS 6 constructions.

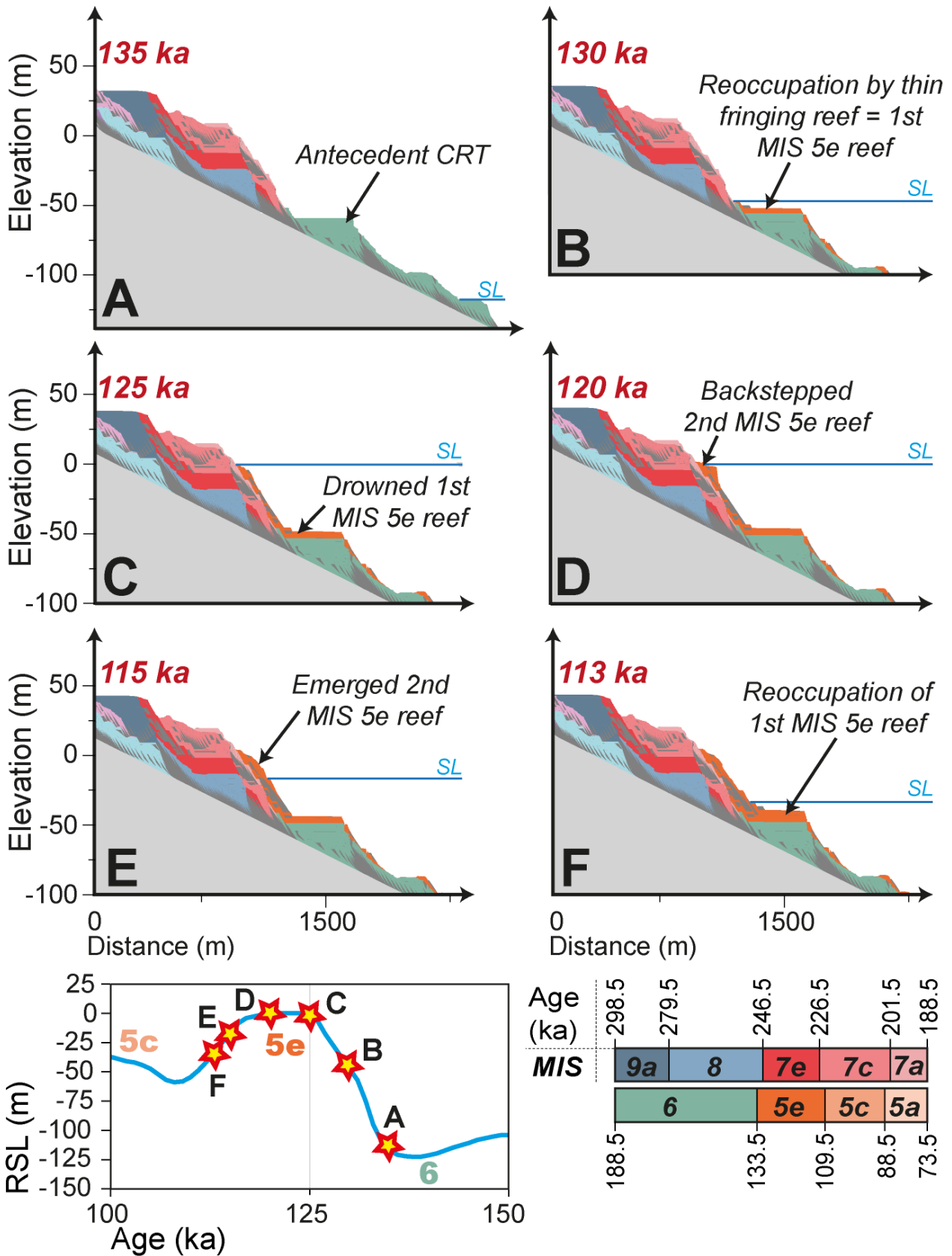


Fig. 51. The formation of CRTs associated with MIS 5e, there are A) 135, B) 130, C) 125, D) 120, E) 115, and F) 113 ka ago. The simulation shown in this figure is the same as the one in Fig. 48B. The relative sea level curve is from Bintanja and van de Wal (2008).

This scenario can easily explain the presence of conflicting ages on the lowermost main CRT I. Indeed, on CRT I₁, corals have been dated at 131.5 ± 1.0 , 131.2 ± 1.0 , and 130.0 ± 1.2 ka (Bard et al., 1996), indicating the reoccupation of the MIS 6 fossil reef units during the MIS 5e transgression. Then, on CRT I₂, corals were dated at 125.2 ± 0.9 and 124.8 ± 0.9 ka, indicating a slightly more recent reoccupation of the MIS 6 antecedent. Alternatively, the presence of MIS 5e age on CRT I₁ could also be explained by MIS 5e fossil coral colonies contamination torn out of the higher CRTs by marine erosion processes occurring during the MIS 5e sea level regression or more recent sea level highstands (e.g., MIS 5c, 5a). Nevertheless, we note that our scenario also agrees with the only potentially valid age constraint obtained on II₁ (i.e. 129 ± 0.9 ka; Bard et al., 1996), which, taking into account the temporal uncertainties (Fig. 47; Cutler et al., 2003; Murray-Wallace and Woodroffe, 2014), can correspond to the MIS 5e sea level highstand. Furthermore, ages of 117.8 ± 1 , 113.2 ± 0.9 , or 119.3 ± 1 ka, were obtained with coral colonies scattered over the main CRT I. These dates indicate a reoccupation of the first fine reef construction of the MIS 5e transgression during the MIS 5e regression. Here, we provide another scenario in which a bijective approach, i.e. a specific sea level highstand equals a marine terrace or CRT, would be misleading (see Pastier et al., 2019). A single MIS can create several CRTs and can be responsible for diachronic ages on the same CRT. Furthermore, we underline the importance of the entire eustatic history in the generation of a CRT, and not just the highstands.

2.1.6.3. Evidence of reoccupation during MIS 5c and 5a.

The simulation obtained with the RSL reconstruction of Bintanja and van de Wal (2008) (Fig. 48B) does not suggest the reoccupation of the first MIS 5e CRT by MIS 5c and 5a, as suggested in previous studies (Chauveau et al., a submitted), but only a slight reoccupation of MIS 5c CRT at MIS 5a (Fig. 48B). On the contrary, it highlights three inner edges, elevated at ~22, ~13, and ~3 m, and associated with MIS 5e, 5c, and 5a, respectively (Fig. 48B). The topographic data show two inner edges located at 23.2 ± 0.5 m (CRT I₂) and 6.3 ± 0.5 m (CRT I₁), respectively. Corals taken from CRT I₂ were dated at 93 ± 13 ka (Pirazzoli et al., 1993) and 93.4 ± 0.6 (Bard et al., 1996) and are thus associated with MIS 5c. On CRT I₁ coral colonies provided ages of 82 ± 4 (Pirazzoli et al., 1993), 86 ± 0.6 , and 107.6 ± 0.7 (Bard et al., 1996), demonstrating that this CRT was built during MIS 5c and MIS 5a. Thus, contrary to what the Bintanja and van de Wal (2008) reconstruction suggests, the MIS 5c and 5a sea level highstands have built reef units on CRTs now higher than ~13 and ~3 m, respectively. The current low

elevations associated with MIS 5c and 5a obtained with the RSL reconstruction of Bintanja and van de Wal (2008) can be explained by the fact that the RSL calculated by these authors at these two MIS are relatively low compared to other RSL curves (e.g., Waelbroeck et al., 2002; Grant et al., 2014; Spratt and Lisiecki, 2016). Besides, the other simulations presented in this study all highlight a full reoccupation of main CRT I during MIS 5c and 5a (Fig. 50A; 50B; 50C; 50D).

Specifically, the simulations obtained with the RSL reconstruction of Waelbroeck et al., (2002) and Spratt and Lisiecki (2016) show a reoccupation of the lowest MIS 5e CRT during MIS 5c, and the MIS 5c CRT during MIS 5a (Figs. 50A; 50D). The simulation modeled with the RSL reconstruction of Grant et al. (2014) suggests a complete reoccupation of CRT I₂ during MIS 5c, but a CRT built during MIS 5a that is almost non-existent (Fig. 50C). In any case, taking into account the uncertainties of the RSL curves, all the simulations studied here highlight a possible reoccupation of the main CRT I during MIS 5c and 5a (Fig. 50).

Previous authors (Jouannic et al., 1988; Pirazzoli et al., 1991; 1993; Bard et al., 1996; Chauveau et al., a submitted) have already pointed out the age diachronism on the lowermost main CRT I and thus understood that it was of polycyclic origin, implying phenomena of constructive and erosive reoccupation. Here, we propose that in addition to reoccupation (erosive and constructive), the presence of multiple MIS 5e CRTs has largely contributed to the reoccupation of the lowest of them. Indeed, the inner edge of the CRT built during the MIS 5e transgression and regression (23.2 ± 0.5 m in elevation), is relatively low compared to the inner edge built during the MIS 5e highstand (~ 56 m in elevation) (Fig. 48A). Considering an uplift of 0.5 mm a^{-1} , ages of 100 ± 5 ka and 82 ± 3 ka and a RSL of -18 ± 3 m and -19 ± 6 m (Cutler et al., 2003; Murray Wallace & Woodroffe, 2014), we obtained a hypothetical inner edge elevation of 32 ± 5.5 m and 22 ± 7.5 m for MIS 5c and 5a, respectively. Thus, the MIS 5c and 5a highstands could have reoccupied, at least partially, the entire surface of the lowermost main CRT (I). This could explain the homogeneous ^{36}Cl cosmogenic concentrations measured on the whole of this CRT by the previous authors (Chauveau et al., submitted), which testify to an abandonment of the surface during a single event (i.e. MIS 5c or 5a). This could also explain the corals dated as MIS 5c on the CRT I₂ and MIS 5c and 5a on the CRT I₁ (Pirazzoli et al., 1993; Bard et al., 1996).

2.1.6.4. Modeling the morphology of the Cape Laundi: implications for eustatic reconstructions

In this section we discuss several important elements of sea level reconstructions as illustrated by our model simulations. In particular, we focus on 1) the roundness of the Cape Laundi CRTs distal edges, 2) the influence of accommodation space on reef constructions during sea level transgressions, highstands and regressions, 3) the influence of antecedent constructions on the accommodation space, and more broadly 4) interplay between reef growth and RSL changes.

We paid attention to model not only the elevation and ages of the CRTs main surfaces and inner edges, but also the morphology of the CRTs, i.e. the slope of their main surface and distal parts, and the rounded shape of their distal edge. This is of particular importance in the Cape Laundi sequence and reveals its potential to improve RSL reconstructions. Such morphologies lead to subtle slope ruptures delimiting the CRTs, thus tenuous inner edges. We managed to reproduce well these rounded CRTs morphology in our best-fit simulation (Fig. 48B), as well as in the simulations based on the RSL reconstructions of Waelbroeck et al. (2002) (Fig. 50A) and Spratt and Lisiecki (2016) (Fig. 50D). In contrast, this morphology is less well reproduced with the RSL reconstruction of Rohling et al. (2009) (Fig. 50B) and almost not reproduced at all with the RSL reconstruction of Grant et al. (2014). We also partly managed to reproduce the distinct difference in morphology between the clearly separated main CRTs and more complex intermediate CRTs, especially regarding CRT I and CRT II (Figs. 48A; 50A; 50B; 50D). This complex morphology is particularly well illustrated in CRT II, which is best reproduced in the simulation based on the RSL reconstruction of Waelbroeck et al. (2002) (Fig. 50A), quite well reproduced in the simulation based on the RSL reconstruction of Bintanja and van der Wal (2008) (Fig. 48B) and Spratt and Lisiecki (2016) (Fig. 50D), poorly reproduced in the simulation based on the RSL reconstruction of Rohling et al. (2009) and not reproduced in the simulation based on the RSL reconstruction of Grant et al. (2014).

In our simulations, the overall rounded shape of the individual CRTs is due to the low reef growth rate relative to the rate of RSL variations. Indeed, fast growing reefs (i.e. input higher than 10 mm a^{-1} in our model) manage to entirely fill their accommodation space through RSL variations thus forming rectangular terraces with flat surfaces and distal parts comprised of steep cliffs. In such cases, the accommodation space is the most influential factor for CRT

morphology (Pastier et al., 2019). Contrarily, due to the low reef growth rate in our best-fit simulations for each RSL reconstructions, the reef is typically not limited by its accommodation space, neither for aggradation during RSL rise, nor for progradation during RSL highstands. During most of the transgressions, the low reef growth rate is outpaced by the rate of RSL rise leading to backstepping of the reef (as the transgression of MIS 9a for CRT II₆; Figs. 47A; 50A). The short durations of RSL highstands do not allow the reef to entirely fill its accommodation space, which prevents the development of long and flat platforms. Consequently, accommodation space is still available for significant reef construction during regressions, unlike fast growing reefs which mainly construct limestone during transgressions (see Fig. 3 in Husson et al., 2018). Construction during RSL fall leads to seaward sloping CRTs surfaces (e.g., CRT II₁, II₃, II₄, II₅, II₆ in Fig. 50A). As a feedback, seaward sloping surfaces then provide a narrow accommodation space, unfavorable for the development of wide and flat platforms (see construction associated with MIS 9c/e as a foundation for construction during MIS 9a in Figs. 50A; 50B; 50C). A last episode of construction during regressions is a plausible explanation for the absence of paleo-cliffs in the distal part of most of the CRTs in the Cape Laundi sequence, but also their roundness (e.g., Figs. 48B; 50A).

Reefal construction during reoccupations of antecedent constructions associated with MIS highstands has two consequences. Obviously, they cover the inner edge of antecedent constructions, leading to missing terraces (e.g., CRT II₄ in Fig. 50C). But they also provide the reef with a larger accommodation space, which fosters the development of long and flat CRTs. For example, in our study RSL reconstructions providing higher elevations for MIS 7c highstand relative to MIS 7a (Waelbroeck et al., 2002; Bintanja and van de Wal, 2008; Spratt and Lisiecki, 2016) show more realistic morphologies than RSL reconstructions with lower relative elevation for the MIS 7c highstand (Rohling et al., 2009; Grant et al., 2014). In the RSL reconstruction of Grant et al. (2014) (Fig. 50C), the multiple reoccupations of limestone units constructed during MIS 8, 7e and 7c lead not only to a missing terrace, but also to the formation of the longest and flattest terrace of the sequence. Similarly, the particularly elevated MIS 9a highstand relative to MIS 7e in the RSL reconstruction of Waelbroeck et al. (2002) prevents reoccupation of the associated construction, despite the slightly lower uplift rate (Fig. 49). RSL reconstructions from Rohling et al. (2009) and Grant et al. (2014) both show a greater difference between the elevation of these highstands compared to Waelbroeck et al. (2002). This greater difference in elevation leads to the coincidence of final relative elevation for MIS 9a and MIS 7e, resulting in the formation of a composite terrace in the Rohling et al. (2009) scenario (Fig.

50B). The simulation based on the RSL reconstruction of Grant et al. (2014) does not show such a composite terrace, because the accommodation space during the MIS 7e final transgression and highstand is very small due to the antecedent construction during MIS 9a. Thus, in that scenario reefal construction is very limited during MIS 7e, and finally eroded during the following regression, leaving no trace of MIS 7e highstand in the final sequence (Fig. 50C and Supplementary Animation S4).

In order to model the morphology of CRTs and reefal sequences, and to improve their interpretation, it is thus necessary to take into account the whole spectrum of RSL variations and not only the time and elevation of highstands. This is highlighted by another interesting feature in our simulations, the morphology of the reefal construction during MIS 11. Our best-fit simulations for all RSL curves used in this study agree on associating this construction to the seaward part of CRT IV. The morphology of this part of this CRT is successfully reproduced in the simulation based on the RSL reconstruction of Waelbroeck et al. (2002) (Fig. 50A), as in the simulation based on the RSL reconstruction of Bintanja and van de Wal (2008) (Fig. 48B). In the other simulations, the distal part of this CRT is too steep and shows extra terraces (Figs. 50C; 50D). In addition, there are also MIS 11 constructions on CRT III, partly for the simulation based on the RSL reconstruction of Rohling et al. (2009) and for the entire CRT with the simulation based on the RSL reconstruction of Spratt and Lisiecki (2016) (Figs. 50B; 50D). Similarly, to the morphology of CRT II₆, the morphology of CRT IV in our simulations results from the feedbacks between RSL variations and the low reef growth rate. First, the rate of RSL rise after 425 ka ($\sim 5.5 \text{ mm a}^{-1}$; the RSL reconstruction of Waelbroeck et al. (2002) in Fig. 47A) is slightly higher than the effective reef growth rate ($\sim 4 \text{ mm a}^{-1}$), which induces a catch-up growth regime (e.g., Camoin and Webster, 2015) in the reef and prevents construction along the whole reef flat and a consequent migration of the reef crest landward (Fig. 50A and Supplementary Animation S2). Then, the long duration of the highstands feeds the forereef slope with clastic sediment, smoothing and attenuating the already gentle slope. Finally, during the steady and slowly subsequent regression in this reconstruction (i.e. the RSL reconstruction of Waelbroeck et al., 2002), the geometry of the reef accommodation space is favorable enough to form a narrow fringing reef, which covers the clastic sediments of the forereef slope with a thin veneer of limestone and prevents the formation of a cliff. On the opposite, in simulations based on other RSL reconstructions, the average rates of RSL rise are either low enough to allow the reef to keep-up, already forming a steep forereef slope (Fig. 48B, Supplementary Animation S1; Fig. 50B, Supplementary Animation S3; Fig. 50C, Supplementary Animation

S4) or too high and lead to the backstepping of the reef (Fig. 50D, Supplementary Animation S5). But mainly, the regressions proposed by these RSL reconstructions show second order RSL rises or RSL stagnations, which carve and steepen the preexistent distal part of CRT IV. By doing so, they can even lead to the formation of extra terraces, which may even be purely erosive, as in the simulation based on the RSL reconstruction of Grant et al. (2014).

Thus, careful modelling the morphology of a CRTs sequence not only makes it possible to compensate for the lack of robust dating of the CRTs, but also to obtain a proxy for the rates of past sea level variations, to discuss the reefal constructions made during transgressions, highstands and regression of the sea level, and thus potentially to improve the reconstructions of these fluctuations.

2.1.7. Conclusions

At Cape Laundi, on Sumba island in Indonesia, the CRTs sequence is potentially one of the longest in the world and could become a crucial archive for studies of Quaternary sea level oscillations and tectonics. However, the evidence of diachronism and therefore the composite nature of CRTs challenges any reciprocal association of a CRT with a specific sea level highstand. On the basis of a chrono-morphological study of ~500 simulations from a kinematic model based on reef morphology, testing five relative/absolute sea level curves, we were able to 1) precisely constrain the parameters that generated the sequence (i.e. uplift rate, reef growth rate, eroded volume, and slope of foundations), 2) explain the presence of MIS 5e ages of corals sampled on three intermediate CRTs by retracing the eustatic history of this MIS, 3) clarify the history of the formation of low composite CRTs by highlighting reoccupation phenomena during MIS 5c and 5a, 5) explain the distinctive rounded morphology of Cape Laundi CRTs, and finally 6) discuss the interactions between reef constructions and RSL fluctuations. All the results of this study highlight the fact that a CRTs sequence is a geomorphological built by a tangle of complex processes and continuously throughout the history of sea level oscillations.

Acknowledgements

This work was supported by public funds received in the framework of GEOSUD, a project (ANR-10-EQPX-20 and ANR-10-LABX-19-01, Labex Mer, CLIMORESO, C. Authemayou) of the program "Investissements d'Avenir" managed by the French National Research Agency, the INSU Tellus Syter program (SECOMAS, C. Authemayou), the CNES TOSCA program (CETTROPICO, C. Authemayou). We thank the German Aerospace Center to provide us the TanDEM-X data for our study zone. We thank the State Ministry of Research and Technology of Indonesia "RISTEK" that allowed us to conduct the field trip to Sumba (research permit 680/FRP/E5/Dit.KI/IV/2017). We thank also the National Geographic Explorer grant (no CP 087R 17) to support the Indonesian researchers (Sri Yudawati Cahyarini, Vera Christanti Agusta and Danny Hilman Natawidjaja). We also thank David Fernández Blanco for the stacked swath profiles.

**PARTIE 3 : DÉGRADATION D'UNE SÉQUENCE
DE TERRASSES DE RÉCIFS CORALLIENS**

Chapitre 1 : Sur la génération et la dégradation des séquences de terrasses de récifs coralliens émergées : première analyse cosmogénique du ^{36}Cl au cap Laundi, île de Sumba (Indonésie)

L'article scientifique présenté ci-dessous a tout d'abord été soumis au journal *Quaternary Science Review* 10 octobre 2019. Nous avons reçu une première revue, d'un seul reviewer, le 25 juin 2020. Après la prise en compte de cette première revue, l'article fut resoumis le 27 juillet 2020. Cependant, suite à une deuxième revue, de la part d'un deuxième reviewer, reçue le 31 août 2020, l'article a été rejeté, et cela, principalement en raison du langage et de la grammaire. Ainsi, après des corrections de langage, l'article fut de nouveau soumis le 14 décembre 2020 au même journal. Les références citées se trouvent à la fin du manuscrit de thèse.

Résumé

La séquence de terrasses de récifs coralliens émergées au cap Laundi, sur la côte nord de l'île de Sumba (Indonésie), avec au moins 18 lignes de rivages successives, reste mal datée malgré de nombreuses données antérieures. Les différences d'âge au sein de ces terrasses de récifs coralliens ont été expliquées auparavant par les précédents auteurs par leur nature polycyclique, déclenchée par l'érosion marine et la réoccupation des anciennes colonies de corail par de nouvelles. Cette étude vise à mettre en évidence ces processus, ainsi que la dénudation continentale qui participe au décapage partiel de la fine couche superficielle du récif corallien recouvrant la surface préexistante, en exhumant les colonies de corail plus anciennes. Pour ce faire, nous utilisons une analyse combinée des concentrations cosmogéniques de ^{36}Cl , des nouveaux âges de $^{230}\text{Th}/\text{U}$ et de la datation précédente afin de quantifier les taux de dénudation affectant la séquence et de mettre en évidence le rôle de l'érosion marine dans le remaniement de la surface des terrasses basses. Nos résultats démontrent que 1) la terrasse la plus basse est composite, c'est-à-dire formée par différentes unités de calcaire récifal construites et érodées au cours des hauts niveaux marins successifs du dernier interglaciaire, 2) après la dernière déglaciation, cette terrasse a été soumise à nouveau à l'érosion côtière et à la réoccupation au cours de l'Holocène moyen, 3) son bord distal est affecté par l'érosion marine actuelle et présente des taux de dénudation beaucoup plus élevés d'un à deux ordres de grandeur (de $279 \pm 0,4$ à $581 \pm 0,4 \text{ mm ka}^{-1}$) que les valeurs de dénudation continentale des terrasses supérieures ($14,7 \pm 8,3 \text{ mm ka}^{-1}$ en moyenne), 4) à l'échelle d'une seule surface de terrasse, la variation des taux de dénudation continentale est produite par sa rugosité naturelle due aux processus d'épikarstification, 5) les bords distaux ont le taux de dénudation continentale le plus élevé en raison de la diffusion et de l'érosion régressive produite par le ruissellement le long des falaises des TRCs.

**On the generation and degradation of emerged coral reef terrace
sequences: first cosmogenic ^{36}Cl analysis at Cape Laundi, Sumba Island
(Indonesia)**

Denovan Chauveau^a, Christine Authemayou^a, Kevin Pedoja^b, Stéphane Molliex^a, Laurent Husson^c, Denis Scholz^d, Vincent Godard^e, Anne-Morwenn Pastier^f, Gino de Gelder^c, Sri Yudawati Cahyarini^g, Mary Elliot^h, Michael Weber^d, Lucilla Benedetti^e, Marion Jaud^a, Audrey Boissierⁱ, Vera Christanti Agusta^g, Sonny Aribowo^c, Ann. F. Budd^j, Danny Hilman Natawidjaja^g, A.S.T.E.R. Team^e

^aLGO, IUEM, CNRS, UMR 6538, Université de Bretagne Occidentale, Plouzané, France

^bM2C, UMR6143, UnivCaen-Normandie, Caen, France

^cISTerre, CNRS, UMR 5275, Université de Grenoble Alpes, Grenoble, France

^dInstitut für Geowissenschaften, Johannes-Gutenberg-Universität Mainz, Mainz, Germany

^eCEREGE, CNRS-IRD, UMR 34, Aix-Marseille Université, Aix-en-Provence, France

^fGFZ German Research Centre for Geosciences, Earth Surface Process Modelling, Potsdam, Germany

^gResearch Center for Geotechnology, Indonesian Institute of Science, LIPI, Bandung, Indonesia

^hLPG, CNRS, UMR 6112, Université de Nantes, Nantes, France

ⁱIFREMER, Géosciences Marines, Centre de Brest, Plouzané, France

^jDepartment of Earth and Environmental Sciences, University of Iowa, Iowa City, USA

Keywords: Quaternary; Coral reef terrace; ^{36}Cl cosmogenic isotope; Denudation rate; U-Th series; Coastal erosion; MIS 5; Southeastern Asia.

Abbreviations: Coral Reef Terrace (CRT); Marine Isotope Stage (MIS); Electron Spin Resonance (ESR).

Abstract

The emerged coral reef terraces sequence at Cape Laundi, on the north coast of Sumba Island (Indonesia), with at least 18 successive strandlines, remains poorly dated in spite of numerous previous data. The age discrepancies within these coral reef terraces (CRTs) were previously explained by their polycyclic nature, triggered by marine erosion and reoccupation of old coral colonies by new ones. This study aims at highlighting these processes, as well as the continental denudation that participates in the partial stripping of the thin superficial coral reef layer overlying the pre-existing surface, exhuming older coral colonies. For this purpose, we use a combined analysis of ^{36}Cl cosmogenic concentrations, new $^{230}\text{Th}/\text{U}$ ages, and the previous dating in order to quantify denudation rates affecting the sequence and to highlight the role of marine erosion in reworking the lowest CRT surface. Our results demonstrate that 1) the lowermost CRT is composite, i.e. formed by different reefal limestone units constructed and eroded during successive highstands of the last interglacial, 2) following the last deglaciation, this CRT has been subjected again to coastal erosion and reoccupation during the Mid Holocene highstand, 3) its distal edge is affected by the current marine erosion and shows denudation rates much higher by one to two orders of magnitude (from 279 ± 0.4 to $581 \pm 0.4 \text{ mm ka}^{-1}$) than the continental denudation values of higher CRTs ($14.7 \pm 8.3 \text{ mm ka}^{-1}$ on average), 4) at the scale of a single CRT surface, variation of continental denudation rates is produced by its natural roughness due to the epikarstification processes, 5) the distal edges have the highest continental denudation rate due to diffusion and regressive erosion produced by the runoff occurring along the steep downward cliff.

3.1.1. Introduction

Sumba is an actively rising island in Indonesia where an emerged coral reef terrace sequence records the progressive emergence of the island. The sequence at Cape Laundi, on the north coast of the island, reaches ~470 m in elevation and includes at least 18 successive coral reef terraces (CRTs). This sequence has a well-preserved and potentially valuable record of Quaternary sea level, paleoclimate and tectonics, for which dating of the CRTs is crucial. The previous studies of this CRTs sequence (Pirazzoli et al., 1991; 1993; Bard et al., 1996) have identified significant temporal discrepancies within the CRTs, i.e. different ages of corals within the same CRT and similar ages of corals on several CRTs. Pirazzoli et al. (1991; 1993) and Bard et al. (1996) proposed that the CRTs have a polycyclic nature in order to explain age

diachronism. Bard et al. (1996) indicated that a low uplift rate would result in sea level reaching the same position several times, causing several phases of reef development on a pre-existing surface. Pirazzoli et al., (1993) suggested that marine erosion can reshape the CRT surface and promote the bioconstruction of a new coral-colony on an older one during sea level highstands. The role of marine erosion on the morphogenesis of CRTs has been discussed since a long time (e.g., Chappell, 1974; Hearty et al., 2008). Despite the persistence in recent publications of a simplistic definition of CRTs as constructive marine terraces; it is now clearly accepted in many syntheses that a CRT surface results from the combination of bioconstruction, erosion at sea level and accumulation of the eroded sediments (Pirazzoli, 2005; Cabioch, 2011; Murray-Wallace and Woodroffe, 2014; Pedoja et al., 2018; Pastier et al., 2019).

Apart from the role of marine erosion and bioconstruction reoccupation, what is the role of continental denudation in age diachronism on the same CRT? On polycyclic CRT, continental denudation could partially strip the thin superficial layer of a young fossil coral reef and exhume older corals in several places. Since the stratigraphy of the CRTs on Sumba is not described and is difficult to observe in the canyons that incise them, and since the preservation of paleo-soils is unlikely in the polycyclic CRTs by their subsequent marine abrasion during a new transgression, we have chosen to combine the cosmogenic ^{36}Cl method (e.g., Lal, 1988; 1991; Bierman, 1994), new $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating and previous dating to highlight the processes of marine erosion, reoccupation and continental denudation affecting the CRTs of Cape Laundi. The ^{36}Cl method has already been carried out on CRTs in Barbados, resulting in quantification of the continental denudation rate (Lal et al., 2005).

In this study, we measured the cosmogenic ^{36}Cl isotopes concentration of 34 *in situ* surface samples collected from the oldest CRT to the current reef shelf and took several samples on each CRT from the inner edge to the lower cliff in order to detect spatial variation of continental denudation on them. Moreover, we analyzed the ^{36}Cl concentration in a 2.5 ± 0.1 m deep core of the lowermost CRT to attempt to (1) constrain its exposure time to cosmic rays (i.e. the age at which it emerged) if the concentration of ^{36}Cl decreases exponentially at depth (e.g., Braucher et al., 2011), or (2) to detect several exposure phases (i.e. reoccupation stages) by ^{36}Cl concentration peaks at depth. We conducted $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of two coral colonies in growth position collected on the Holocene landform, and used these $^{230}\text{Th}/\text{U}$ ages to calculate a coastal denudation rate from the ^{36}Cl concentrations of samples taken from the top of the active Holocene sea cliff. We discuss our results in terms of 1) their comparison with global trends,

as well as 2) continental denudation rates of carbonates and their spatial variations, and 3) the influence of marine erosion and constructive reoccupation components on CRT morphogenesis.

3.1.2. Background

3.1.2.1. Emerged coral reef terrace sequences

Morphologically, a CRT is an expanse of reefal limestone with a surface that is flat or slightly sloping seawards, limited by a change in slope seaward and landward. Seaward, the change in slope (i.e. a distal edge associated with a more or less steep cliff; Fig. 52), is usually described as the paleo reef crest (e.g., Pirazzoli et al., 1991; Rovere et al., 2016). Landward, at the inner edge, a CRT is characterized by a break in slope, sometimes associated with an erosional notch, the whole interpreted as a shoreline angle suggesting the erosional sea cliff nature (e.g., Speed and Cheng, 2004; Pedoja et al., 2018). This break in slope provides a rather good marker for relative sea level, usually associated with the sea level highstands of former interglacial stages (e.g., Pirazzoli et al., 1993; Bard et al., 1996; Pedoja et al., 2018).

CRTs are geomorphologic plane surfaces encountered in the tropical zones and are a type of marine terraces in the broadest sense of the term (Schwartz, 2006; Murray-Wallace and Woodroffe, 2014; Pedoja et al., 2018). When the global sea level falls too rapidly and/or the reef is lifted by tectonic movements or glacial isostatic adjustment, it emerges, dies, and fossilizes, forming a CRT. The joint effects of sea level oscillations and tectonic uplift can result in the generation of a CRTs sequence with a staircase geometry (Fig. 52) (e.g., Chappell, 1974; Pirazzoli, 2005).

Since the 19th century, such sequences have been described in the Caribbean province (Haiti, Cuba, Barbados; e.g., Crosby, 1883), in the Indo-Pacific province (Indonesia, Papua New Guinea, Japan, Fiji, Philippine, and other islands or archipelagos; e.g., Darwin, 1842; Daly, 1915; Pirazzoli et al, 1993; Pedoja et al, 2018), as well as alongshore the Red Sea (Scholz et al., 2004; Murray-Wallace and Woodroffe, 2014; Pedoja et al., 2011; 2014; Obert et al., 2019).

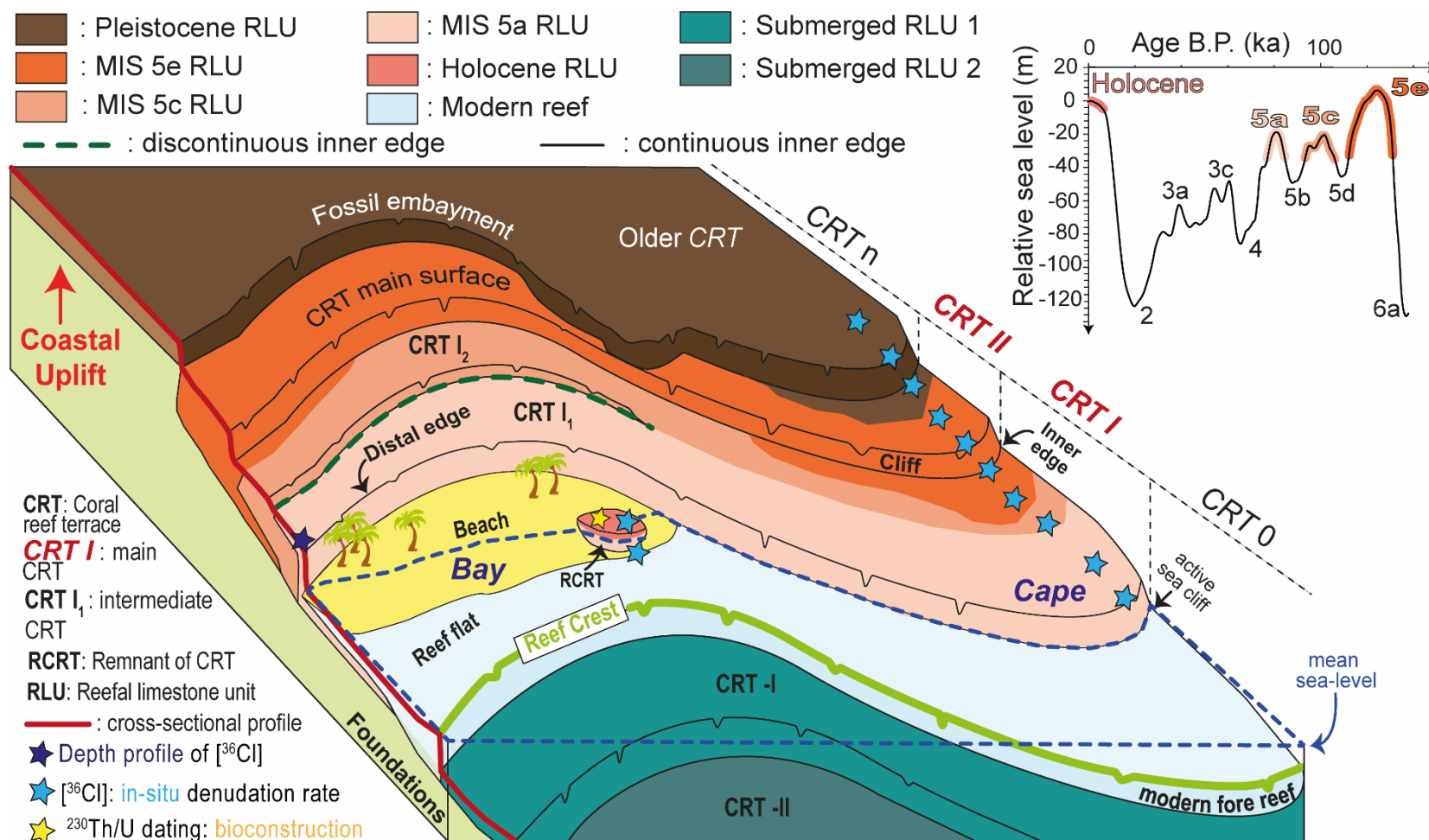


Fig. 52. Schematic plot of a sequence of coral reef terraces, modified from Pedoja et al. (2018). The blue and yellow stars represent the location of samples collected on the CRT surfaces and intended for analysis in ³⁶Cl concentration and ²³⁰Th/U dating, respectively. The relative sea level curve is from Waelbroeck et al. (2002).

The stratigraphy and morphology of a CRT, as well as these of a sequence, result from interactions between the vertical land motion, absolute and relative sea level variations, slope of the foundations, erosion processes (either mechanical or chemical and marine or continental in origin), reef bioconstruction, subsequent accumulation of eroded sediments and reef reoccupation (e.g., Pirazzoli, 2005; Cabioch, 2011; Husson et al., 2018; Pedoja et al., 2018; Pastier et al., 2019). Rates of reef growth, marine erosion and sedimentation may vary spatially due to a change in shoreline direction (e.g., from a bay to a cape), resulting in a modification in the final geometry of the sequence (Fig. 52). Thus, one CRT with a continuous high fossil sea cliff (>10 m; CRT I in figure 52) can include numerous secondary or intermediate CRTs (CRTs I₁ and I₂ in figure 52) with or without low (<10 m), eroded, fossil sea cliffs and various reefal limestone units (Fig. 52) (Hantoro et al., 1989; Pirazzoli et al., 1993; Speed and Cheng, 2004). Geomorphologically, these compound CRTs are named main CRTs (e.g., Pirazzoli et al., 1993). These main CRTs, sometimes morphologically forming a single CRT (CRT I in figure 52), may contain coral colonies sampled in growth position on their surface providing ages associated with different MIS (the different reefal limestone units on CRT I in figure 52) (e.g., Pirazzoli et al., 1993; Bard et al., 1996). When such a diachronism is observed, these CRTs are named composite CRTs (e.g., Kindler et al., 2007).

3.1.2.2. Sumba Island

3.1.2.2.1. Tectonic and geologic setting

Sumba is a 220 km-long and 65 km-wide island located in the lesser Sunda Archipelago, Indonesia. It is located near the transition from oceanic subduction in the west, along the Java trench, and the collision of the Banda arc with the continental Indian-Australian plate in the east (Fig. 53) (Hinschberger et al., 2005). The Cretaceous to Oligocene crystalline basement is almost entirely covered by Miocene and Pliocene deposits (Abdullah et al., 2000). The Miocene rocks consist of carbonate platform deposits to the west that evolve eastward into deep basin deposits (Von der Borch et al., 1983; Van der Werff et al., 1995). Since the late Miocene/Pliocene, the convergence between the Eurasian and Indian-Australian plates has been driving shortening and uplift in the fore-arc domain (e.g., Harris, 1991; Fortuin et al., 1997; Haig, 2012; Tate et al., 2014). In Sumba island, the Quaternary uplift is recorded by a ~350 km long CRTs sequence (e.g., Pirazzoli et al., 1991; Bard et al., 1996). The Sumba sequence is nearly continuous, interrupted only locally by large rivers. It spans approximately two-thirds of

the island's shores, mostly along its northern coast and the eastern and western tips of the island (Hantoro, 1992; Fleury et al., 2009; Nexer et al., 2015; Authemayou et al., 2018).

3.1.2.2.2. Climate and hydrodynamics

The climate affecting Sumba island is tropical, with humid winters and dry summers, albeit relatively dry compared to other parts of Indonesia (Prasetia et al., 2013). The mean annual precipitation in Sumba is $1077 \pm 406 \text{ mm a}^{-1}$ (average over the 1998-2009 period of TRMM data; e.g., Kummerow et al., 2000).

The tides of Sumba Island have a range of $\sim 3.5 \text{ m}$ (Colas and Sutherland, 2001; Alfonso-Sosa, 2016; Hibbert et al., 2016). Nevertheless, our study site (Cape Laundi) is located on the northern, leeward side of the island which is only exposed to short wavelength fetch swell ($< 10 \text{ s}$, i.e. windswell) (Butt et al., 2004).

3.1.2.2.3. Previous studies on the Cape Laundi emerged coral reef terraces sequence

Cape Laundi was first mapped by Jouannic et al., (1988). It reaches $\sim 470 \text{ m}$ in elevation and has a staircase shape with six main CRTs separated by continuous high ($> 10 \text{ m}$) fossil sea cliffs (Pirazzoli et al., 1993). Each main CRT includes several intermediate CRTs (Hantoro et al., 1989; Pirazzoli et al., 1993). Marine erosion was detected by Pirazzoli et al. (1991; 1993) from the presence of marine notches in the inner edges of main CRTs, and the observation of coral development surfaces marked by traces of subsequent erosion observed along several canyons transversely cutting the slope of the sequence.

Approximately fifty coral colonies have been dated (using U/Th and ESR dating methods) on the surface of the five lowest main CRTs (T_I to T_{IV1} in Pirazzoli et al., 1993). These ages were correlated to eustatic peaks of the highstands associated, respectively from the oldest to the youngest, to Marine Isotope Stage (MIS) 15 ($610 \pm 10 \text{ ka}$), MIS 11 ($390 \pm 30 \text{ ka}$), MIS 9 ($325 \pm 18.5 \text{ ka}$), MIS 7 ($239.5 \pm 8.5 \text{ ka}$), MIS 5 ($122 \pm 6 \text{ ka}$) and MIS 1 (mid Holocene highstand, $6 \pm 2 \text{ ka}$) (Pirazzoli et al., 1993; Bard et al., 1996; Cutler et al., 2003; Murray-Wallace and Woodroffe, 2014).

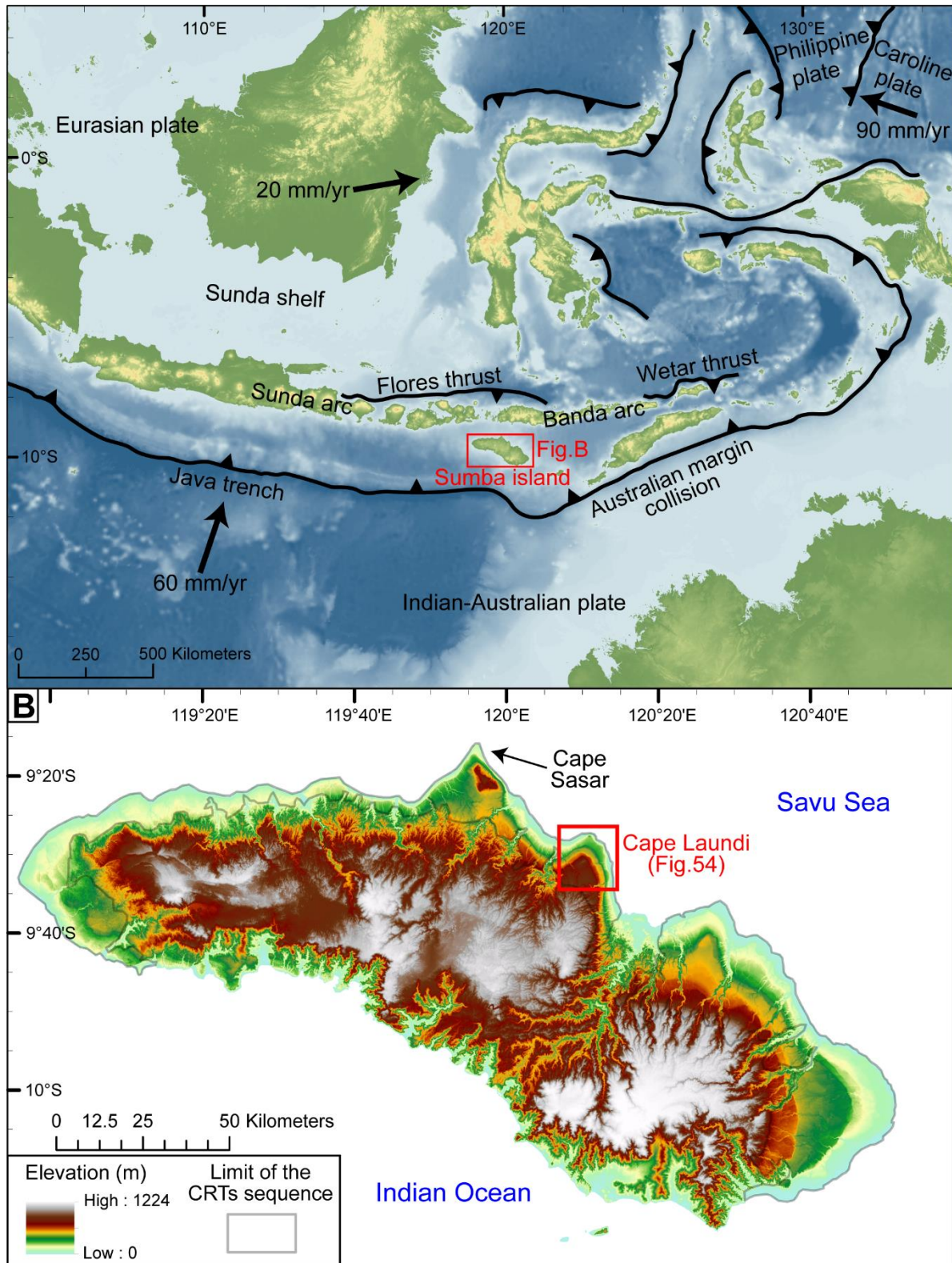


Fig. 53. *A*) Geodynamics of SE Asia and location of Sumba Island (Indonesia). Plate velocities indicated in relation to the Eurasia plate, from Nugroho et al. (2009), elevation data from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), and bathymetry data from the General Bathymetric Chart of Oceans (GEBCO), both at 90 m resolution. *B*) Digital elevation model (TanDEM-X, 13 m resolution) of Sumba Island.

The oldest dated CRT, named T_{IV1} in previous studies, yielded ESR ages of 584 ± 88 ka and 603 ± 90 ka and was corresponding to MIS 15 (Pirazzoli et al., 1991; 1993). At higher elevations than T_{IV1} , the ages of the successive CRTs were extrapolated assuming a constant uplift rate (i.e. 0.49 ± 0.01 mm a⁻¹; Pirazzoli et al., 1993). The upper, undated CRTs, were thus correlated to sea level highstands up to ~1 Ma, i.e. MIS 29 (Jouannic et al., 1988; Pirazzoli et al., 1991; 1993; Hantoro, 1992; Bard et al., 1996).

However, a number of temporal discrepancies emerged with the dating done by Pirazzoli et al. (1991; 1993). Firstly, U-series ages of corals from the same CRT are diachronic (e.g., ages of ~82 ka and ~138 ka from CRT I₁). Secondly, the same U-series ages came from corals on at least three CRTs (e.g., MIS 5e ages on CRTs I₁, I₂, and II₂), and thirdly, U-series ages and ESR ages of corals from the same CRT do not always match with one another. Thereafter, TIMS U-series dating of corals (Bard et al., 1996) specified the diachronism (i.e. MIS 5a, 5c, and 5e ages on CRT I₁; MIS 5c, 5e and pre-MIS 5e ages on CRT I₂).

Bard et al. (1996) interpreted the age inconsistencies to reflect the decrease in uplift rates during a significant period of the late Pleistocene. Very low uplift rates induce negligible uplift of the lowest CRTs before the next transgression, resulting in one or more reoccupation events in which materials can be added to from the CRT. Combining ²³⁰Th/U dating with numerical modeling, Bard et al. (1996) estimated an uplift rate ranging from 0.2 to 0.5 mm a⁻¹ and proposed also a polycyclic nature for several CRTs (up to MIS 7). Low uplift rates (0.2 mm a⁻¹) allow coral colonies of a CRT to be recovered by younger ones during a new transgression. But, to obtain the 0.2 mm a⁻¹ minimum uplift rate, the previous authors correlated the inner edge of the lowermost main CRT (23 ± 2 m) to MIS 5e, taking into account only the oldest ²³⁰Th/U ages. This hypothesis implies that during the MIS 5c and 5a highstands, coastal erosion has been negligible to preserve the morphology of the MIS 5e CRT.

Pirazzoli et al. (1993) interpreted the age inconsistencies to reflect marine erosion. Indeed, they suggested that eustatic sea level fluctuations with efficient marine abrasion superimposed on a regular uplift trend of 0.5 mm a⁻¹ must have led sea level to reach nearly the same position several times and the development of bioconstructions differing in age as much as 100 ka on the same CRT. The present altitude of dated CRTs allowed Pirazzoli et al. (1991; 1993) to propose an uplift rate trend of 0.49 ± 0.01 mm a⁻¹.

3.1.3. Methods

3.1.3.1. Mapping, bathymetry, and sampling

3.1.3.1.1. Onshore and offshore data

We mapped the inner edges of the CRTs at Cape Laundi using a high resolution (2 m) Digital Elevation Model (DEM) produced from stereoscopic satellite images (Pleades, CNES) with MicMac freeware (e.g., Rupnik et al., 2016). We acquired topographic and bathymetric profiles, using a real kinematic differential global positioning system (RTK DGPS) onshore, and a Humminbird 700 series sonar offshore (Fig. 54). Onshore, our profiles were carried out perpendicular to the main inner edges of the successive CRTs, parallel to those proposed by Pirazzoli et al. (1993) and starting from the mean sea level. Profile 1 crosses the whole ECRT and Profile 2 focuses on the lowest CRT (Fig. 54).

The roughness of the successive CRTs increases with elevation and therefore age because of continental denudation (e.g., epikarst). This roughness is the main source of error in elevation, far beyond instrumental errors. Consequently, we assigned an elevation uncertainty to all the field measurements as a function of the amplitude of the observed natural landform roughness; ± 0.5 m for low standing landforms ($<250.5 \pm 0.5$ m in elevation); ± 1.5 m on the summit of Cape Laundi and the upper CRTs ($>250.5 \pm 0.5$ m in elevation) (Fig. 55).

3.1.3.1.2. Sampling strategy

We extracted samples for $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating, by drilling two coral colonies in growth positions (samples SUM17-10 and SUM17-13) located on the Holocene CRT (H), near the modern shore (Figs. 53; 54). From the base (CRT H) to the summit of Cape Laundi (CRT VI), we collected 34 samples from the non-vegetated surfaces of the reefal limestones forming the CRTs surfaces for cosmogenic ^{36}Cl analysis (Fig. 54). To investigate the potential spatial variability of denudation rates across a given CRT, we collected samples, when possible, from 1) the inner edge, 2) the main surface and 3) the distal edge (Fig. 52).

Below 167.6 ± 0.5 m, intermediate CRTs are distinguishable in the field through fossil sea cliffs (~ 3 m in height), separated by narrow (80-430 m wide) flat surfaces (Fig. 56). For such CRTs, the distances between two successive sampling sites (i.e. inner edge, main surface, and

distal edge) typically range from 20 to 100 m. The CRTs higher than 167.6 ± 0.5 m are wider, typically from ~330 to ~1 300 m wide, and our sampling interval is ~500 m.

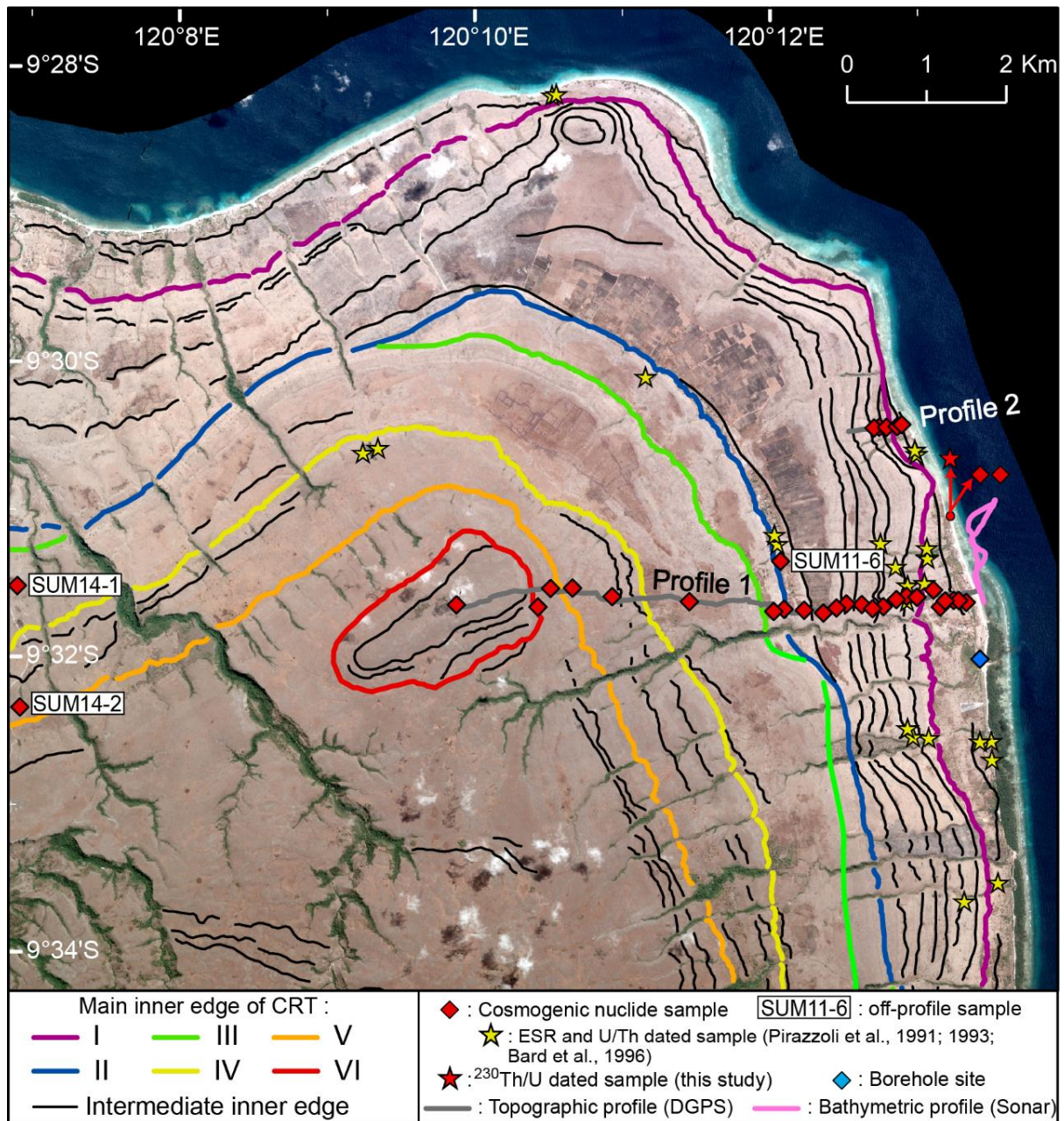


Fig. 54. CRTs inner edges of the Cape Laundi sequence (Pleiades satellite imagery, 1 m resolution), and the location of samples, topographic and bathymetric profiles.

To constrain exposure age (i.e. the age at which the CRT emerged), in the case that the concentration of ^{36}Cl decreases exponentially at depth (e.g., Braucher et al., 2011) or to highlight several exposure events (i.e. reoccupation stages), in the case that ^{36}Cl concentration peaks at a certain depth, we drilled the lowermost CRT (I₁) to get a continuous ~2.5 m deep borehole (Fig. 54) (e.g., Braucher et al. 2009; 2011; Hein et al. 2009; Schaller et al. 2009).

Because of the heterogeneity and porosity of the fossil reefal limestone, our borehole broke into pieces, preventing us from precisely knowing the depths of most of the individual samples. Only the depth of the deepest material recovered from 2.5 ± 0.1 m below the surface of the CRT was considered.

3.1.3.2. Cosmogenic nuclides

The ^{36}Cl cosmogenic concentration in rocks ($N(z,t)$, g^{-1} atom) as a function of depth (z , cm) and time (t , year) can be expressed as follows (Stone et al., 1994):

$$\frac{\partial N(z,t)}{\partial t} = P(z) - \lambda N(z,t) - \varepsilon \frac{\partial N(z,t)}{\partial z} \quad (7)$$

z is the depth of a sample. Here, all but one sample (from the bottom of the core in the lowermost CRT) have been collected from exposed bedrock surfaces ($z=0$), under a surface that denudes at a rate ε (cm a^{-1}). $P(z)$ is the total production rate of ^{36}Cl ($\text{atom g}^{-1} \text{rock a}^{-1}$), depending on 1) the cosmic radiation (itself affected by the following parameters: latitude, elevation, topographic shielding, self-shielding (i.e. sample thickness and depth)) passing through a rock of thickness z and 2) on the composition of the rock (Gosse and Phillips, 2001). λ is the decay constant of ^{36}Cl ($\lambda = 2.303 \cdot 10^{-6} \text{ a}^{-1}$).

For all 34 samples, we selected the carbonate matrix containing as few coral fragments as possible. These matrices are therefore theoretically aragonite-free. Density measurements on these matrix samples averaged 2.5 g cm^{-3} . Each sample was washed and the fraction 250-1000 μm extracted. About ~ 100 g of each sample was then used for chemical analysis. We used a standard chlorine extraction protocol, which includes several steps of leaching, designed to remove labile Cl of meteoric origin from mineral surfaces (Stone et al., 1996; Schlagenhauf et al., 2010; Merchel et al., 2008). The isotopic ratio of chlorine was measured with Accelerator Mass Spectrometry (AMS) at CEREGE (Centre de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement) in Aix-en-Provence (France). ^{36}Cl production and denudation rates were calculated following Schimmelpfennig et al. (2009) taking into account Sea-Level-High-Latitude production rates for rapid neutron spallation reactions ($42.2 \pm 2 \text{ atoms } ^{36}\text{Cl} (\text{g Ca}^{-1} \text{ a}^{-1})$); Braucher et al., 2011; Schimmelpfennig et al., 2011; 2014), negative muons (Heisinger et al., 2002), the rate of epithermal neutron production from fast neutrons (Phillips et al., 2001)

and the production from radiogenic neutrons (Fabryka-Martin, 1988; Phillips and Plummer, 1996) (more information related to ^{36}Cl production is detailed in Appendix "A" of Schimmelpfennig et al., 2009). Topographic shielding was calculated for each sample using the topographic shielding add-in for ArcGIS software (Codilean, 2006). The scaling factors are calculated with CosmoCalc 1.7 macro (Vermeesch, 2007; Dunai, 2010). Major oxides (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) and trace elements (Li, Be, Mo, Ba, Sm, Gd, Pb, Th, U, B, Sc, Cr, Cr, Co, Ni, Rb, Sr) have been measured on the bulk samples (i.e. the size fraction $< 250 \mu\text{m}$ collected after crushing), respectively by an ICP AES-Ultima 2-Jobin Yvon and an HR-ICP-MS Element XR, at the LGO (Laboratoire Géosciences Océan, IUEM) in Brest (France). The CO_2 concentration in samples is determined by weighing the samples, dissolving them in a Gas bench and measuring the CO_2 produced (Pôle de Spectrométrie Océan, Plateforme Isotopes Stables, IUEM, Brest, France).

The interaction of secondary cosmic rays with rocks exposed in the Earth's surface produces cosmogenic isotopes (Gosse and Phillips, 2001). Four major interactions are responsible for the production of cosmogenic isotopes, in order of importance: spallation, muon capture, neutron activation, and alpha particle interaction (Bierman, 1994). Except for the production of ^{36}Cl by neutron capture, which peaks at a shallow depth rather than at the surface, cosmogenic isotope production rates decrease exponentially with depth until steady state is reached (Stone et al., 1998). For a surface sample that has not reached steady state and was taken on a surface without age constraint, there is an infinity of age-denudation pair hypotheses that can explain the measured concentration. Constraining both exposure ages and denudation rates is possible by fitting a theoretical depth profile, calculated with in depth concentration measured (Braucher et al. 2009; 2011; Hein et al. 2009; Schaller et al. 2009).

When bedrock surfaces are exposed to the cosmic ray particles and denuded at a constant rate for long enough, the induced cosmogenic nuclide production equilibrates the losses due to radioactive decay and mass removal linked to denudation processes (Lal, 1991). The cosmogenic nuclide concentration reached at this steady state is inversely proportional to the denudation rate of the surface (e.g., Granger and Riebe, 2014). However, the time it takes for the concentration of a cosmogenic nuclide to reach a steady state depends mainly on the denudation rate. For instance, in the case of an infinite denudation rate, a steady state concentration of ^{36}Cl is reached instantaneously (Gosse and Phillips, 2001). When this steady state is reached, it is possible to quantify the denudation rates. These are temporally averaged

over the time period necessary to erode to a depth equivalent to the neutron characteristic attenuation length (approximately 60 cm in a substrate with a density of 2.5 g cm^{-3}) (Von Blanckenburg, 2005). In the period before steady state is reached, the denudation rate can be calculated by assuming or independently constraining an exposure age and vice versa; e.g., using absolute chronological constraints such as $^{230}\text{Th}/\text{U}$ ages. In this study, the denudation rates were calculated from ^{36}Cl concentrations assuming a range of absolute ages for CRTs proposed by Pirazzoli et al. (1991; 1993). However, we show that a cosmogenic steady state has been reached for older CRTs than CRT II₄ (corresponding to ~95 m altitude) and that therefore these age hypotheses are useless to quantify denudation rates for these older CRTs (Section 4.4.).

3.1.3.3. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating

On CRT H (Holocene), at the same sites as the lowest ^{36}Cl samples (SUM18-46 and SUM18-47), we also sampled coral colonies of *Platygyra* (sample SUM17-10) and *Favites* (sample SUM17-13 drilled in a fossil tidal pool) in growth position for $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating (Fig. 54). The two samples were mechanically cleaned with a micro-drill and then crushed. Coral samples were rinsed in MilliQ water and leached in 0.1 N bi-distilled HCL for 15-20 minutes in an ultrasonic bath. The cleaned samples were then crushed into powder and analyzed using a XRD Brucker D8 at the LCG (Laboratoire d'étude des "Cycles Géochimiques et Ressources", IFREMER) in Brest (France) to quantify the relative quantities of calcite and aragonite. We proceeded with $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating only with two samples, consisting purely of aragonite (>99%). We consider these samples to have remained a closed-system with respect to U and Th since their deposition in the coral reef.

Subsequently, the powders were dissolved in 7N HNO_3 and a mixed ^{229}Th - ^{233}U - ^{236}U spike was added to the solution. A detailed description of the calibration of the spike is given by Gibert et al. (2016). After drying down the solutions, the residues were treated with a mixture of concentrated HNO_3 , HCl , and H_2O_2 to remove potential organic components. Then, the solutions were dried again and dissolved in 6N HCl . The fractions of U and Th were then separated from the CaCO_3 matrix as described by Yang et al. (2015). For mass spectrometric analysis, the U and Th fractions were dissolved in 2 ml of 0.8N HNO_3 . U and Th isotope analysis was performed by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry at the Institute for Geosciences of the Johannes Gutenberg-University, Mainz (Germany), using a

Thermo Fisher Scientific Neptune Plus MC-ICP-MS. A detailed description of the analytical procedures is given by Obert et al. (2016).

3.1.4. Results

3.1.4.1. Cape Laundi revisited: offshore and onshore landforms

The improvement in DEM resolution and the acquisition of new bathymetric data allowed us to improve the mapping of Cape Laundi. Offshore, two submerged ~200 m wide surfaces (named -I₁ and -I₂; Fig. 56), were newly identified. Their morphology is consistent with paleo-lagoons: flat in their central part (at -38 ± 1 and -53 ± 1 m for -I₁ and -I₂, respectively; Fig. 56) and convex at their distal part associated with submerged barrier reefs (at -31 ± 1 and -44 ± 1 m for -I₁ and -I₂, respectively; Fig. 56). We interpret these bathymetric features as submerged CRTs.

Onshore, seven main CRTs were identified up to 469.8 ± 1.5 m with six major fossil sea cliffs (Figs. 54; 55A; 56). Most of these main CRTs include intermediate CRTs. For example, CRT II, with an inner edge raised at 136.8 ± 0.5 m, is composed of seven intermediate CRTs (II₁, II₂, II₃, II₄, II₅, II₆, II₇) separated by low fossil sea cliffs (<10 m each). Consequently, CRT II exhibits a steeper seaward slope compared to the higher CRTs (Fig. 56). The lowermost main CRT (CRT I) is 550 m wide, has an inner edge raised at 23.2 ± 0.5 m, and includes of two intermediate CRTs (I₁, I₂) separated at 6.4 ± 0.5 m by a ~3 m high fossil sea cliff. On profile 2, CRT I is only 200 m wide, its surface is irregular and the two intermediate CRTs (I₁, I₂) are separated at 7.6 ± 0.5 m by a ~15 m high fossil sea cliff.

CRT I₁ consists of well-preserved smooth flat surfaces (Figs. 55C; 55D). In places, its surface is covered by centimeter-scale remnants of a sandstone layer including coral rubbles (Fig. 55E). The surface of CRT I₂ is irregular, corrugated, and exhibits some isolated smooth multi-centimetric carbonate surfaces underneath a rough carbonate superficial layer easily released by biochemical erosion, attesting for the relatively quick formation of rough surfaces on the CRT. This superficial layer becomes rougher and thicker from CRT II₂, where it reaches ~20 cm (Fig. 55B). At the highest CRTs, the roughness reaches 1 to 2 m (Figs. 55F; 55G). Moreover, the roughness varies across the CRTs, between ~0.1 to ~2 m, i.e. the inner edges and the main surfaces of the CRTs are rather smooth whereas their distal edges are rougher (Fig. 55G).

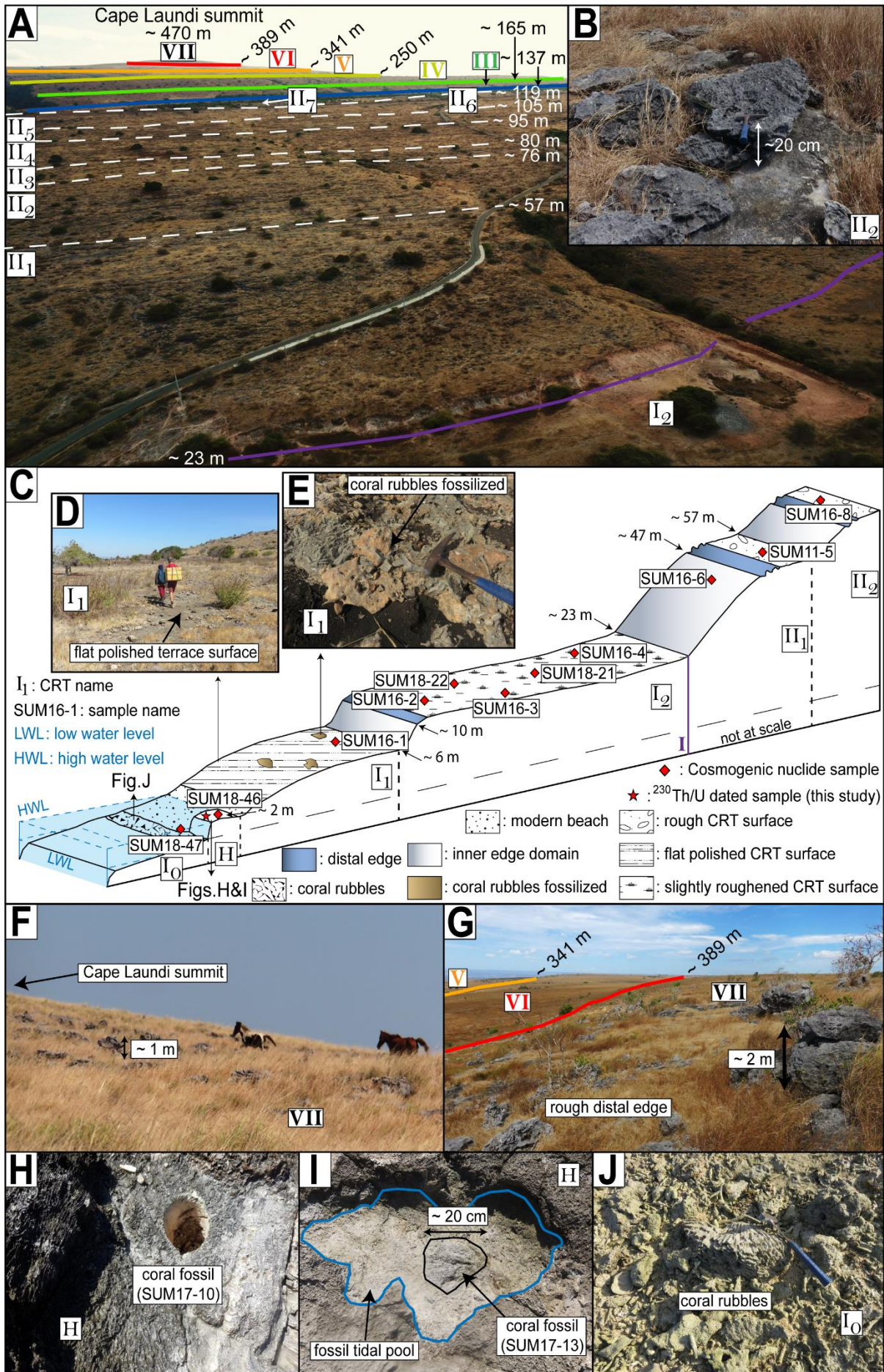


Fig. 55. Pictures and interpretations of the Cap Laundi CRTs sequence. The elevations result from the DGPS profile. **A)** Aerial photo of Cape Laundi showing the staircase coastal landscape. **B)** CRT I_2 surface. **C)** Schematic 3D diagram of the lowest CRTs, with locations of Figs. 55D; 55E; 55H; 55I; 55J. **D)** Smooth flat surface of CRT I_1 . **E)** Fossil coral rubbles cemented within the reefal limestones outcropping on the CRT I_1 surface. **F)** Cape Laundi summit. **G)** Distal edge of CRT VII. **H)** Sample SUM17-10. **I)** Sample SUM17-13. **J)** Coral rubbles on the modern reef flat (CRT I_0).

Alongshore, Holocene landforms are represented by a conglomerate, remnants of reefal limestone units, and coral colonies in growth position, reaching approximately 2 ± 0.5 m above mean sea level (Fig. 55C). Remnants of CRT H have a restricted width (~ 5 m) and are delimited seaward by active sea cliffs (Fig. 55C). The surface of CRT H is flat and contains coral colonies in growth positions (Fig. 55H). Some fossil corals appear very well-preserved and most frequently located in circular depressions with their associated ramparts filled by clearer carbonates (Fig. 55I). The diameter of such circular landforms is generally ~ 1 m and we interpret them as fossil tidal pools (Fig. 55I) (Hoeksema, 2012). Fossil coral colonies samples within this Holocene emergent reef have been previously cross-dated from 2.03 ± 0.18 to 6.32 ± 0.14 (Jouannic et al., 1988; Pirazzoli et al., 1991, 1993; Bard et al., 1996). The modern reef flat (called I_0 on Fig. 55B) is typical of a fringing reef, as previously interpreted by Bard et al. (1996). There are living corals on the reef crest (seaward), whereas landwards the reefal flat is covered by coral rubbles (Fig. 55J) and associated with beaches and/or mangroves at some sites.

3.1.4.2. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of the Holocene CRT

The two fossil coral samples display ^{238}U concentrations between 2.4 and 3 ppm (Table 1). Low ^{232}Th contents together with high ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) activity ratios argue for a lack of significant detrital contamination. Both samples display initial $\delta^{234}\text{U}$ values that agree within errors with a mean modern ocean water value of $\delta^{234}\text{U} = 146.8 \pm 0.1\%$ (Andersen et al., 2010a), indicating closed system evolution and no evidence for diagenetic alteration. These coral colonies samples yielded $^{230}\text{Th}/\text{U}$ ages of 5.45 ± 0.02 ka (sample SUM17-10) and 2.13 ± 0.01 ka (sample SUM17-13) (Table 1).

Sample (SUM)	Sample information						Sample composition		²³⁰ Th/U chemistry							
	Coral species	CRT	Morphology location	Longitude (E)	Latitude (N)	Elevation (m)	Calcite (%)	Aragonite (%)	²³⁸ U (μg/g)	²³² Th (ng/g)	(²³⁴ U/ ²³⁸ U)	(²³⁰ Th/ ²³⁸ U)	age uncorrected (ka)	age corrected (ka)	MIS	(²³⁴ U/ ²³⁸ U)initial
17-10	<i>Pseudodiploria clivosa</i>	H	Distal edge	120.221	-9.52	2.0 ± 0.5	< 1	> 99	2.37 ± 0.01	1.080 ± 0.006	1.14627 ± 0.00041	0.05584 ± 0.00020	5.460 ± 0.020	5.448 ± 0.02	1	1.14854 ± 0.00040
17-13	<i>Mussismilia leptophylla</i>	H	Distal edge	120.221	-9.52	2.0 ± 0.5	< 1	> 99	3.02 ± 0.02	1.281 ± 0.007	1.1404 ± 0.0003	0.02199 ± 0.00010	2.1359 ± 0.0083	2.1252 ± 0.0098	1	1.14126 ± 0.00030

Table 1. Results of ²³⁰Th/U dating of samples SUM17-10 and SUM17-13.

3.1.4.3. Distribution of ^{36}Cl concentration at the scale of the emerged coral reef terraces sequence

The ^{36}Cl concentrations obtained from the samples along profiles 1 and 2 range from 3.68 ± 0.08 to $20.00 \pm 0.37 \cdot 10^5$ atoms g^{-1} rock and average at $7.74 \pm 3.67 \cdot 10^5$ atoms g^{-1} rock ($n = 28$; Table 2). Given the overall uniform lithology and precipitation rate, the variability across the profile is higher than expected if all measured ^{36}Cl concentrations have been controlled by steady state erosion. The six measured ^{36}Cl concentrations of samples from CRT I have low variability (with an average at $5.54 \pm 0.67 \cdot 10^5$ atoms g^{-1} rock) compared to the ^{36}Cl concentration of all other/older samples (with an average at $8.25 \pm 3.90 \cdot 10^5$ atoms g^{-1} rock).

The ^{36}Cl concentration measured at the base (sample SUM18-47: $0.30 \pm 0.05 \cdot 10^5$ atoms g^{-1} rock) and on the top of the modern sea cliff (sample SUM18-46: $0.38 \pm 0.08 \cdot 10^5$ atoms g^{-1} rock) are an order of magnitude lower than those measured on Pleistocene CRTs (I-VII) (Table 2). At the borehole site (Fig. 54), the ^{36}Cl concentrations measured at the surface ($C_{\text{m,surface}}$) and at a depth of 2.5 ± 0.1 m ($C_{\text{m},2.5\text{m}}$) are 6.23 ± 0.28 and $2.46 \pm 0.12 \cdot 10^5$ atoms g^{-1} rock, respectively (Table 2).

3.1.4.4. Denudation rates

The time scales over which denudation rates are integrated (Von Blanckenburg, 2005) range from 16.2 ± 0.3 (highest rates) to 237.3 ± 27.0 ka (lowest rates) with an average of 61.7 ± 49.6 ka ($n = 66$) (Table 3). Denudation rates for the various CRTs of the sequence range from 2.5 ± 0.1 to 37.1 ± 0.9 mm ka^{-1} (average at 14.7 ± 8.3 mm ka^{-1} , $n = 66$) (Table 3; Fig. 56). Despite the different age hypotheses for CRT I, the denudation rates calculated are more uniform than those determined for the upper CRTs (Table 3; Fig. 56). Denudation rates from the CRTs II₂, II₃, and II₄ are rather similar, irrespective of different age hypotheses (Table 3; Fig. 56). Values are more dispersed for CRTs I₁, I₂, and II₁ despite lower differences in the corresponding age hypotheses (Table 3; Fig. 56). These findings suggest that cosmogenic steady state has been reached for older CRTs than II₁; i.e. whatever the assigned age to the CRT, the calculated denudation rates for these CRTs do not vary much (Table 3; Fig. 56).

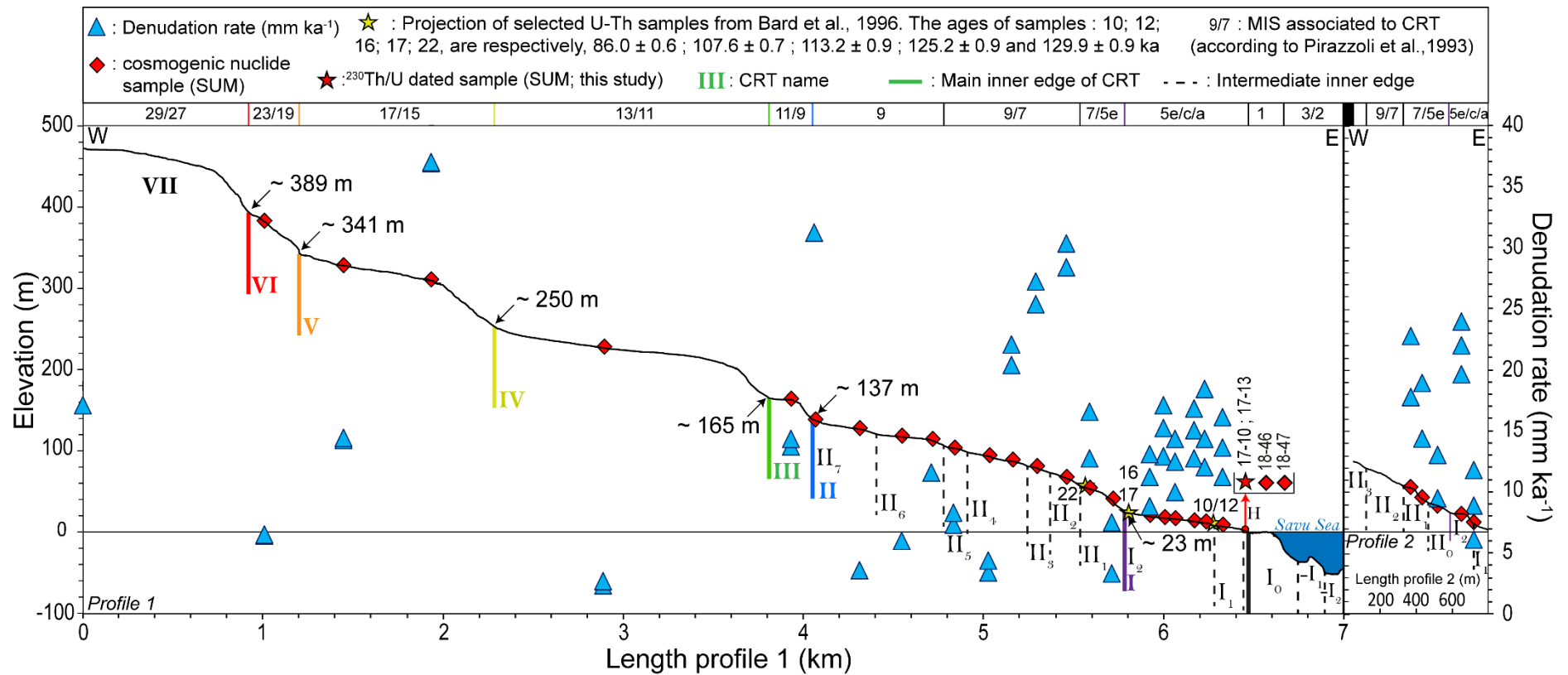


Fig. 56. Altimetric profiles (DGPS and sonar) at Cape Laundi, showing the calculated denudation rates with various age hypotheses (blue triangles), as well as location and ages of U/Th samples (Bard et al., 1996; this study).

Sample (SUM)	Sample location, elevation, slope and Mean Annual Precipitation (MAP)							Sample composition			AMS result
	DGPS profile	CRT name	Longitude (E)	Latitude (N)	Elevation (m)	Slope (°)	MAP (mm yr ⁻¹)	Cl (target fraction) (ppm ± 0.12)	CaO (target fraction) (wt% ± 0.25)	MgO (bulk rock) (wt%)	[³⁶ Cl] (10 ⁵ atom g ⁻¹ rock)
16-1	Profile 1	I1	120.2222	-9.5272	8.4 ± 0.5	0.0	722.8	26.23	55.24	0.39	5.95 ± 0.14
16-2	Profile 1	I2	120.2213	-9.5270	12.5 ± 0.5	2.6	722.3	15.08	54.82	0.47	5.43 ± 0.13
18-22	Profile 1	I2	120.2208	-9.5270	14.4 ± 0.5	1.5	723.3	14.17	52.06	0.57	4.82 ± 0.11
16-3	Profile 1	I2	120.2198	-9.5271	17.4 ± 0.5	3.8	727.3	12.26	56.61	0.36	6.1 ± 0.14
18-21	Profile 1	I2	120.2193	-9.5278	18.5 ± 0.5	1.5	739.9	6.29	54.34	0.32	4.69 ± 0.10
16-4	Profile 1	I2	120.2185	-9.5258	20.4 ± 0.5	1.7	723.9	14.94	55.77	0.29	6.26 ± 0.14
16-6	Profile 1	II1	120.2166	-9.5266	40.7 ± 0.5	14.9	750.7	3.07	55.80	0.34	9.7 ± 0.22
11-5	Profile 1	II1	120.2154	-9.5266	54.4 ± 0.5	4.2	760.1	18.97	53.62	0.68	6.33 ± 0.14
16-8	Profile 1	II2	120.2143	-9.5269	67.5 ± 0.5	4.5	774.6	6.49	55.51	0.47	4.45 ± 0.10
16-9	Profile 1	II3	120.2128	-9.5277	80.2 ± 0.5	4.0	797.7	8.81	55.37	0.31	4.8 ± 0.11
16-10	Profile 1	II4	120.2116	-9.5279	88.1 ± 0.5	3.1	811.6	2.89	55.14	0.15	5.53 ± 0.12
18-20	Profile 1	II4	120.2104	-9.5275	94.4 ± 0.5	3.6	816.7	1.75	52.58	0.40	13.17 ± 0.31
18-19	Profile 1	II5	120.2086	-9.5274	104.0 ± 0.5	3.3	831.3	3.67	53.59	0.28	9.54 ± 0.19
18-18	Profile 1	II6	120.2075	-9.5279	113.9 ± 0.5	3.6	847.2	2.47	52.72	0.36	7.63 ± 0.17
18-17	Profile 1	II6	120.2060	-9.5284	117.9 ± 0.5	1.5	867.0	4.32	52.75	0.34	11.47 ± 0.23
18-16	Profile 1	II7	120.2039	-9.5281	127.8 ± 0.5	3.6	881.6	5.57	47.47	0.42	13.57 ± 0.26
18-15	Profile 1	II7	120.2016	-9.5280	138.6 ± 0.5	8.2	901.0	3.16	50.46	0.30	3.80 ± 0.08
18-14	Profile 1	III	120.2004	-9.5283	163.0 ± 0.5	6.0	913.9	2.16	54.33	0.24	7.20 ± 0.16
18-37	Profile 1	IV	120.1909	-9.5272	227.1 ± 0.5	6.2	987.1	4.42	51.70	0.20	20.00 ± 0.37
18-36	Profile 1	V	120.1822	-9.5266	309.5 ± 1.5	7.3	1059.6	2.87	52.19	0.20	4.04 ± 0.09
18-35	Profile 1	V	120.1777	-9.5256	327.2 ± 1.5	8.8	1073.7	2.23	53.19	0.25	8.50 ± 0.17
18-31	Profile 1	VI	120.1738	-9.5278	380.5 ± 1.5	3.5	1101.7	2.43	53.20	0.46	15.00 ± 0.28
18-33	Profile 1	VII	120.1646	-9.5275	471.6 ± 1.5	2.7	1109.8	4.06	51.42	0.20	8.01 ± 0.17
18-24	Profile 2	I1	120.2149	-9.5072	14.7 ± 0.5	14.4	765.6	38.37	52.12	0.51	7.26 ± 0.16
18-25	Profile 2	I2	120.2144	-9.5074	25.8 ± 0.5	3.1	767.4	7.37	52.29	0.29	3.68 ± 0.08
18-26	Profile 2	II0	120.2132	-9.5075	35.2 ± 0.5	7.0	774.4	49.08	51.88	0.63	8.31 ± 0.21
18-28	Profile 2	II1	120.2123	-9.5075	43.3 ± 0.5	10.6	779.6	3.96	53.32	0.50	5.11 ± 0.11
18-27	Profile 2	II1	120.2118	-9.5076	56.1 ± 0.5	12.1	782.4	9.24	51.62	0.29	5.11 ± 0.11
Cmsurface	Borehole	I1	120.2237	-9.5336	2.8 ± 0.5	0.0	790.6	12.26	56.61	0.36	6.23 ± 0.14
Cm2.5m	Borehole	I1	120.2237	-9.5336	-2.5 ± 0.1			18.15	52.49	0.75	2.46 ± 0.06
18-46	Off profile	I1	120.2207	-9.5179	2.0 ± 0.5	0.0	638.9	245.15	47.14	2.67	0.38 ± 0.04
18-47	Off profile	I0	120.2207	-9.5179	0.0	0.0	638.9	178.84	49.93	1.43	0.30 ± 0.03
11-6	Off profile	II6	120.2009	-9.5217	149.3 ± 0.5	2.1	830.8	3.38	55.33	0.38	10.82 ± 0.23
14-2	Off profile	IV	120.1139	-9.5274	210.8 ± 0.5	3.5	1094.4	2.22	55.33	0.26	7.07 ± 0.15
14-2	Off profile	V	120.1141	-9.5407	293.9 ± 1.5	3.4	1142.8	1.97	55.69	0.14	8.27 ± 0.18

Table 2. Bedrock sample information, location, elevation, chemical composition, and AMS ³⁶Cl results. Mean annual precipitation (MAP) values are TRMM data (e.g., Kummerow et al., 2000).

The average denudation rates affecting the inner edges, main surfaces and distal edges of the CRTs are 11.1 ± 7.0 (n = 16), 14.3 ± 6.8 (n = 38), and 20.8 ± 8.6 mm ka⁻¹ (n = 12) respectively. Denudation rates for CRTs main surfaces are widely dispersed and range from 2.5 ± 0.3 (sample SUM18-37) to 29.4 ± 1.4 mm ka⁻¹ (sample SUM16-8). Apart from the denudation rate calculated for sample SUM18-15 (Table 3), denudation rates affecting the inner edges of CRTs I₁, II₁, II₄, II₆, V, VI are similar to those of the fossil reef flats. Denudation rates for the distal edge of the CRTs are higher than rates from other parts of the landform.

Sample SUM18-46 was collected from the same surface (CRT H) of the samples used for ²³⁰Th/U dating (SUM17-10 and SUM17-13) (Figs. 54; 55C). Considering ²³⁰Th/U ages as the exposure time of the surface, we calculated denudation rates of 279.0 ± 0.4 mm ka⁻¹ and 581.0 ± 0.4 mm ka⁻¹ (Table 3). These denudation rates (average of 430 ± 214 mm ka⁻¹; Table 3) are much higher, by one to two orders of magnitude, than the denudation rates calculated for the other CRTs (I-VI).

3.1.5. Discussion

Our results provide the opportunity to discuss the dynamics of erosion processes at Cape Laundi. We first compare our data with denudation rates published for the Barbados and Puerto Rico CRTs (Lal et al., 2005) as well as for other carbonated landscapes (e.g., Spencer, 1985; Vasconcelos and Stone, 2000). We then focus on the spatial variability of denudation rates. Finally, we highlight the role of reoccupation processes and marine erosion in shaping CRTs.

3.1.5.1. Comparison with global trends of carbonate denudation rates

In previous studies, continental denudation of reef carbonate landforms has been quantified by taking direct *in situ* measurements, for example, ³⁶Cl concentrations (Lal et al., 2005) as well as micro-erosion (e.g., Trudgill, 1976; 1979). Each method is representative of a given period of time on which the calculated denudation rates are integrated. For the ³⁶Cl method, this period is between 10³ to 10⁵ years. In contrast, the micro-erosion method covers periods of only one to two years (e.g., Trudgill, 1976; Spencer, 1985).

Sample (SUM)	Morphology location	AMS result [³⁶ Cl] (10 ⁵ atom g ⁻¹)	Hypothesis 1			Hypothesis 2			Hypothesis 3			Mean denudation rate (mm ka ⁻¹)	Integration time (ka)
			MIS	Exposure duration (ka)	Denudation rate (mm ka ⁻¹)	MIS	Exposure duration (ka)	Denudation rate (mm ka ⁻¹)	MIS	Exposure duration (ka)	Denudation rate (mm ka ⁻¹)		
16-1	Terrace main surface	5.95 ± 0.14	5a	82 ± 3	11.3 ± 0.1	5c	100 ± 5	13.7 ± 0.1	5e	122 ± 6	16.2 ± 0.1	13.7 ± 2.5	44.7 ± 8.0
16-2	Terrace main surface	5.43 ± 0.13	5a	82 ± 3	12.1 ± 0.1	5c	100 ± 5	14.4 ± 0.1	5e	122 ± 6	18.4 ± 0.1	15.0 ± 3.2	41.2 ± 8.5
18-22	Terrace main surface	4.82 ± 0.11	5a	82 ± 3	12.8 ± 0.4	5c	100 ± 5	175.1 ± 0.4	5e	122 ± 6	16.9 ± 0.4	14.9 ± 2.1	40.7 ± 5.7
16-3	Terrace main surface	6.1 ± 0.14	5a	82 ± 3	10.0 ± 0.1	5c	100 ± 5	12.5 ± 0.1	5e	122 ± 6	14.4 ± 0.1	12.3 ± 2.2	49.9 ± 9.3
18-21	Terrace main surface	4.69 ± 0.10	5a	82 ± 3	13.0 ± 0.4	5c	100 ± 5	15.2 ± 0.4	5e	122 ± 6	17.1 ± 0.4	15.1 ± 2.1	40.3 ± 5.7
16-4	Terrace main surface	6.26 ± 0.14	5a	82 ± 3	8.9 ± 0.1	5c	100 ± 5	11.3 ± 0.1	5e	122 ± 6	13.1 ± 0.1	11.1 ± 2.1	55.5 ± 11.3
16-6	Inner edge	9.7 ± 0.22	5e	122 ± 6	3.4 ± 0.0(2)	7e	239.5 ± 8.5	7.6 ± 0.0(2)				5.5 ± 2.9	127.9 ± 68.6
11-5	Distal edge	6.33 ± 0.14	5e	122 ± 6	12.8 ± 0.1	7e	239.5 ± 8.5	16.7 ± 0.1				14.7 ± 2.8	41.6 ± 7.8
16-8	Terrace main surface	4.45 ± 0.10	7e	239.5 ± 8.5	28.4 ± 0.2	9e	325 ± 18.5	30.4 ± 0.2				29.4 ± 1.4	20.4 ± 1.0
16-9	Terrace main surface	4.8 ± 0.11	7e	239.5 ± 8.5	25.4 ± 0.2	9e	325 ± 18.5	27.3 ± 0.2				26.4 ± 1.3	22.8 ± 1.1
16-10	Terrace main surface	5.53 ± 0.12	7e	239.5 ± 8.5	20.4 ± 0.1	9e	325 ± 18.5	22.1 ± 0.1				21.3 ± 1.2	28.3 ± 1.6
18-20	Terrace main surface	13.17 ± 0.31	7e	239.5 ± 8.5	3.4 ± 0.1	9e	325 ± 18.5	4.4 ± 0.1				3.9 ± 0.7	156.0 ± 26.8
18-19	Inner edge	9.54 ± 0.19	7e	239.5 ± 8.5	7.4 ± 0.2	9e	325 ± 18.5	8.3 ± 0.2				7.8 ± 0.7	76.8 ± 6.4
18-18	Distal edge	7.63 ± 0.17	9e	325 ± 18.5	11.6 ± 0.3							11.6 ± 0.3	51.7 ± 0.1
18-17	Terrace main surface	11.47 ± 0.23	9e	325 ± 18.5	6.0 ± 0.1							6.0 ± 0.1	99.5 ± 0.1
18-16	Terrace main surface	13.57 ± 0.26	9e	325 ± 18.5	3.6 ± 0.1							3.6 ± 0.1	164.8 ± 0.1
18-15	Inner edge	3.80 ± 0.08	9e	325 ± 18.5	31.3 ± 0.8							31.3 ± 0.8	19.2 ± 0.1
18-14	Distal edge	7.20 ± 0.16	9e	325 ± 18.5	13.8 ± 0.4	11c	390 ± 30	14.4 ± 0.4				14.1 ± 0.4	42.5 ± 1.4
18-37	Terrace main surface	20.00 ± 0.37	11c	390 ± 30	2.3 ± 0.1	13a	495 ± 15	2.8 ± 0.1				2.5 ± 0.3	237.3 ± 27.0
18-36	Distal edge	4.04 ± 0.09	15e	610 ± 10	37.0 ± 0.9	17c	695 ± 15	37.1 ± 0.9				37.1 ± 0.1	16.2 ± 0.3
18-35	Terrace main surface	8.50 ± 0.17	15e	610 ± 10	14.3 ± 0.3	17c	685 ± 15	14.4 ± 0.3				14.4 ± 0.1	41.8 ± 0.3
18-31	Inner edge	15.00 ± 0.28	19	780 ± 10	6.4 ± 0.1	21	850 ± 15	6.5 ± 0.1	23	910 ± 10	6.6 ± 0.1	6.5 ± 0.1	92.4 ± 0.8
18-33	Terrace main surface	8.01 ± 0.17	27	980 ± 5	17.1 ± 0.4	29	1020 ± 10	17.2 ± 0.4				17.2 ± 0.0(1)	35.0 ± 0.1
18-24	Inner edge	7.26 ± 0.16	5a	82 ± 3	6.1 ± 0.2	5c	100 ± 5	8.9 ± 0.2	5e	122 ± 6	10.8 ± 0.2	8.6 ± 2.4	73.8 ± 22.1
18-25	Distal edge	3.68 ± 0.08	5a	82 ± 3	19.7 ± 0.5	5c	100 ± 5	22.0 ± 0.5	5e	122 ± 6	24.0 ± 0.2	21.9 ± 2.2	27.6 ± 2.8
18-26	Terrace main surface	8.31 ± 0.21	5e	122 ± 6	9.4 ± 0.2	7e	239.5 ± 8.5	13.0 ± 0.2				11.2 ± 2.6	55.1 ± 12.8
18-28	Inner edge	5.11 ± 0.11	5e	122 ± 6	14.4 ± 0.4	7e	239.5 ± 8.5	19.0 ± 0.4				16.7 ± 3.3	36.6 ± 7.1
18-27	Distal edge	5.11 ± 0.11	5e	122 ± 6	17.8 ± 0.5	7e	239.5 ± 8.5	22.8 ± 0.5				20.3 ± 3.5	30.0 ± 5.3
18-46	Distal edge	0.38 ± 0.04	Holocene	2.13 ± 0.01	279.0 ± 0.4	Holocene	5.45 ± 0.02	581.0 ± 0.4				430 ± 214	1.6 ± 2.8
11-6	Inner edge	10.82 ± 0.23	9e	325 ± 18.5	8.4 ± 0.2							8.4 ± 0.2	71.4 ± 0.1
14-1	Terrace main surface	7.07 ± 0.15	11c	390 ± 30	16.8 ± 0.4	13a	495 ± 15	17.5 ± 0.4				17.1 ± 0.5	35.0 ± 1.1
14-2	Inner edge	8.27 ± 0.18	15e	610 ± 10	16.1 ± 0.4	17c	685 ± 15	16.3 ± 0.4				16.2 ± 0.1	37.0 ± 0.3

Table 3. Morphology location and calculated denudation rates from the ³⁶Cl concentrations and the different MIS and age hypotheses, assuming that the ages of reefal bioconstruction and exposure duration are synchronous, for each CRT of the sequence as proposed by Pirazzoli et al. (1991; 1993). The MIS ages and their uncertainties are derived from Cutler et al. (2003) and Murray-Wallace and Woodroffe (2014). Denudation rate uncertainties are calculated by standard error propagation, including uncertainties from production rates, ages, and AMS measurements. Mean denudation rate uncertainties are calculated using the standard deviation. The integration time is the time period necessary to erode to a depth equivalent to the neutron characteristic attenuation length (approximately 60 cm in a substrate with a density of 2.5 g cm⁻³) (Von Blanckenburg, 2005).

Denudation rates at Cap Laundi (average of $14.7 \pm 8.3 \text{ mm ka}^{-1}$), where precipitation rates are $\sim 1000 \text{ mm a}^{-1}$, are similar to those derived with the same method (^{36}Cl concentration) on the same features (upper Pleistocene CRTs) at locations with the same mean annual precipitation rates ($1200\text{-}1500 \text{ mm a}^{-1}$ in Rendezvous Hill, Barbados and $\sim 915 \text{ mm a}^{-1}$ in Isla Mona, Puerto Rico). Denudation rates range from 7 to 118 mm ka^{-1} on the Rendezvous Hill and from 26 to 61 mm ka^{-1} at Isla Mona (Lal et al., 2005). Trudgill (1976; 1979) obtained similar denudation rates ($9\text{-}62 \text{ mm ka}^{-1}$) in Aldabra atoll (Seychelles archipelago), that receives comparable rainfalls (Shekeine et al., 2015). Thus, denudation rates calculated at Cape Laundi are consistent with the global correlation between rainfall and denudation rates determined by the *in situ* ^{36}Cl method on carbonate flat surfaces (Ryb et al., 2014; Levenson et al., 2017).

3.1.5.2. Spatial variations of denudation rates across the sequence as well as individual CRT

Denudation rates (i.e. ^{36}Cl concentrations) spatially vary across the sequence, as well as within each CRT. In the following, we propose that this is mainly due to the sampling bias related to the roughness of the carbonate surfaces and the staircase morphology of the sequence.

3.1.5.2.1. Roughness versus ^{36}Cl concentrations

Over time, aerial dissolution forms larger and larger dissolution pits, amplifying the roughness of the CRT (Figs. 55A; 55B; 55F; 55G). Thus, at Cape Laundi, the older the CRT, the rougher it is (Figs. 55A; 55B; 55F; 55G). The roughness of all CRTs is in the order of decimeters (Fig. 55B). We also observed a coastal karren-type epikarstification (e.g., Lundberg, 2019). This process induces a detachment of 10 to 50 cm thick blocks from the CRT surface (Figs. 55B; 57A). The types of corals, sediments, and stage of cementation produce distinctive layers of limestone rocks in fossilized reefs (James and Macintyre, 1985). The layering of the paleo-reef could therefore play an important role in the development of these karstic forms (Fig. 57B).

Block detachment could produce a change of ^{36}Cl concentrations over the CRTs surfaces with low values on recently dismantled zones. The following goal is to get an independent estimate of the typical block size removed by these karstification processes using our ^{36}Cl data. We selected two pairs of surface samples from the flat part of the same CRT that yield different

^{36}Cl concentrations (SUM18-21/SUM16-4 and SUM18-20/SUM16-10) and we hypothesized that the difference in ^{36}Cl concentration values for each pair is related to the dismantling of the surface blocks. The pairs are located on CRTs I₂ and II₄, respectively (Fig. 57C). We calculate the theoretical depth profile of ^{36}Cl concentrations from the CRTs age inferred by Pirazzoli et al. (1991; 1993) combined with the measured ^{36}Cl concentration for the most concentrated surface sample (Fig. 57C). To quantify the stripped thickness required to achieve the lowest ^{36}Cl concentration of each pair, we projected this concentration onto the calculated theoretical depth profile of ^{36}Cl concentrations (Fig. 57C). We obtained stripped thicknesses of ~30 cm and ~82 cm for CRTs I₂ and II₄, respectively (Fig. 57C). These results are consistent with the natural roughness observed and the height generated by the detachment of a block (Figs. 55B; 57A). Thus, the difference in ^{36}Cl concentration between each pair of samples can be attributed to the removal of a single block. Variations in ^{36}Cl concentration on the same CRT can be explained by the spatial variations of the degradation of the initial CRT surface. The greater the thickness of the removed blocks, the greater the variations in ^{36}Cl concentration at the surface related to its dismantling will be (Figs. 57B; 57C). Such spatial variations in denudation rates imply that it is impossible to accurately date, with the analysis cosmogenic ^{36}Cl concentrations, a CRT that has not yet reached the steady state (such as CRT I) because it requires having a uniform value of this parameter all along the CRT. Besides, these results suggest that on a given polycyclic CRT, the continental denudation can partially strip the thin superficial layer of a young fossil coral reef and exhume older corals in several places.

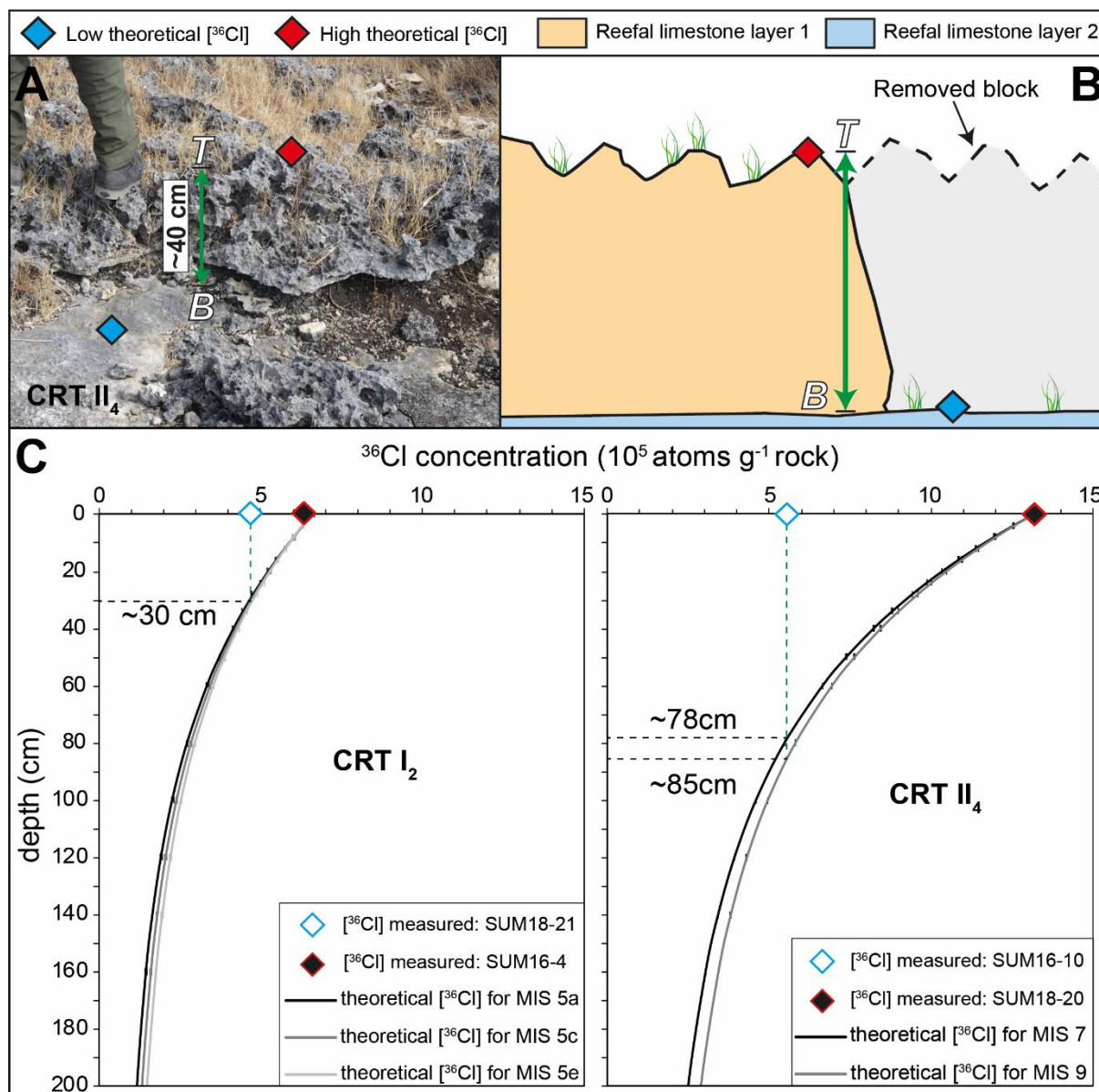


Fig. 57. ^{36}Cl concentration variations at the scale of a CRT. **A)** Epikarstification on the surface of CRT II₄. **B)** Schematic cross-sectional view of Figure 57A. T and B correspond to the top and bottom of the reefal limestone layer 1, respectively. **C)** Theoretical ^{36}Cl concentration curves of depth for 2 samples pairs (SUM18-21/16-4 and SUM18-20/16-10) in function of depth and the different MIS and age hypotheses, assuming that the ages of reefal bioconstruction and exposure duration are synchronous, as proposed by Pirazzoli et al. (1991; 1993).

3.1.5.2.2. CRT morphology versus ^{36}Cl concentrations

When samples are divided according to their distribution on the CRT (i.e. inner edge, terrace main surface, and distal edge) (Table 3), denudation rates reveal different averages, with the highest values for the distal edges (Fig. 58). We consider that the distal edges are the most

sensitive to continental denudation because of their position at the top of the slope (Figs. 52; 56). In this case, distal edges could be faster dissolved by diffusion between the fossil sea cliff and fossil reef flat, and regressive erosion associated with runoff on the cliff. The flat geometry of the CRT main surfaces prevents diffusion and runoff that could increase the denudation rate. Furthermore, there may be a change in porosity between the main surface and the distal edge of CRTs that may cause the dissolution rate to vary spatially. The main surfaces of CRTs, considered a paleo lagoon (Cabiocch, 2011), can be then partly formed by the compaction and deposition of marine cements (Figs. 55C; 55D; 55E; Hopley, 2011), which reduces the porosity of the framework. The distal edges of the CRTs, considered as the paleo reef crests (e.g., Pirazzoli et al., 1991; Rovere et al., 2016), therefore appear to have a higher porosity than the main surfaces. The greater the porosity, the more it allows the infiltration of meteoric water, accelerating chemical dissolution and therefore potentially the denudation rate. Which in turn explains the high roughness of the distal edges compared to other parts of the CRTs (Fig. 55G).

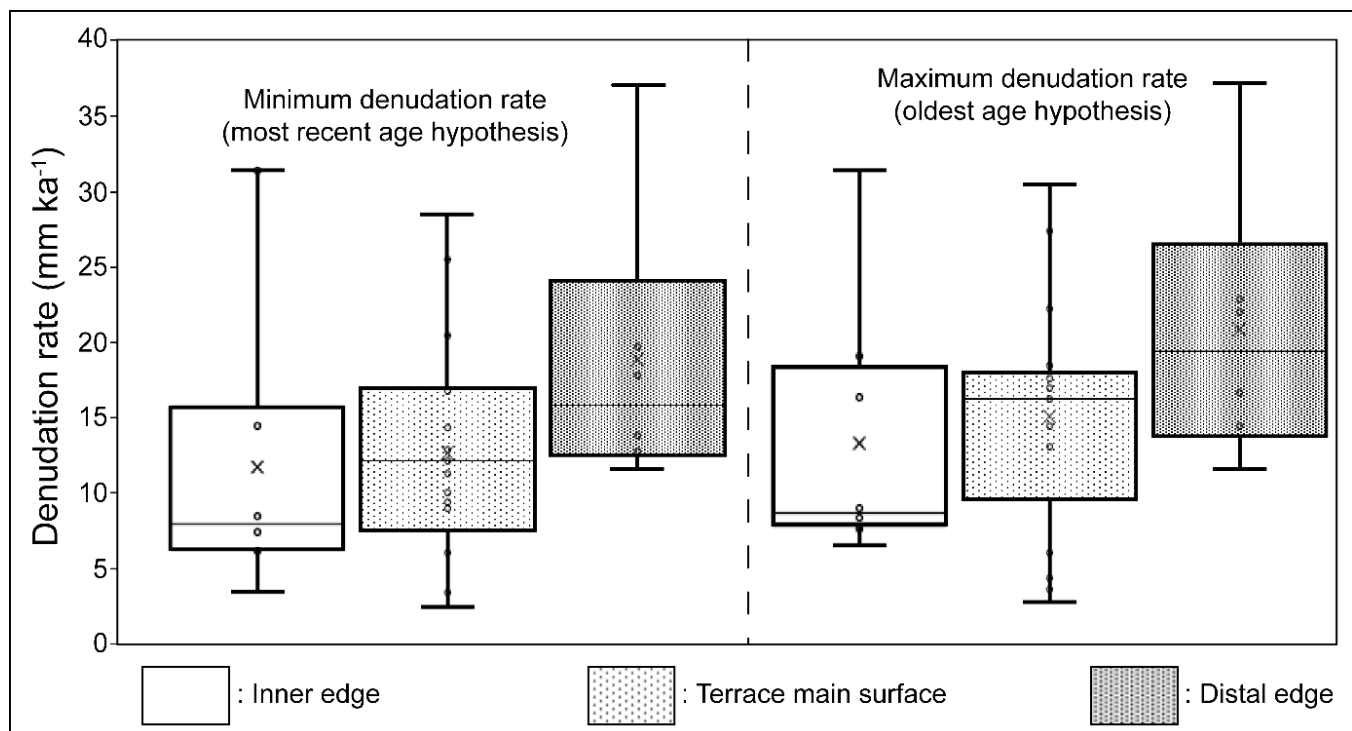


Fig. 58. Boxplots of denudation rates, calculated with the most recent and oldest age hypothesis, classified by morphological zone: the white, white dotted and grey dotted boxes correspond to the inner edge, terrace main surface and distal edge of the CRTs, respectively. The crosses, inner bars, circles, upper, and lower outer bars represent the average, median, data, maximum and minimum value for ³⁶Cl concentrations, respectively.

3.1.5.2.3. Soils and sand cover versus ^{36}Cl concentrations

CRTs are partially covered with fine earth on the main surfaces. In addition, we observed scattered remnants of sandstone layers at the centimetre scale with coral debris only on CRT I (Fig. 55E). Both types of cover could play a role in shielding and affect the production of ^{36}Cl .

Our field observations have shown that soil is almost non-existent on the lowest CRT (Figs. 55D; 55E) and the soil on the upper CRT is very thin (a few millimeters to centimeters) and only allows the formation of moorland (Figs. 55A; 55B; 55D; 55F; 55G). The relatively dry climate of the Cape Laundi region (e.g., Prasetia et al., 2013) and the karst nature of the CRTs may be the cause of the lack of thick soil, which can affect the production of ^{36}Cl . But despite this arid climate, the contribution of volcanic ash from the Sunda-Banda arc or of Australian dust could favour the development of soil. This has already been observed in Barbados, where the parent materials of the soils on uplifted CRTs are Sahara dust and volcanic ash from the Lesser Antilles Island arc (Muhs, 2001). Similar examples have been reported in Taiwan (Liew and Hsieh, 2000) as well as in Liuchiu Island (Cheng et al., 2011). It remains an open question whether deforestation (e.g., Orr et al, 2012) and agricultural burning (e.g., Russell-Smith et al., 2007) could have removed the soil formed over time, despite the low runoff induced by the horizontality of the surfaces of the CRT. We have not observed any soil trapped and preserved in the dissolution features (i.e. coastal karren; Lundberg, 2019) of the CRTs to testify to its previous existence. Over time, soil forms from the weathering of the initial surface of the CRT and thickens. An older CRT should therefore have a thicker soil, a more weathered surface and be more protected from cosmic rays (shielding action) than a more recent CRT. Thus, we should have observed a decrease in the ^{36}Cl concentration with the age of the CRT. We have not observed such a trend. Therefore, we have no evidence of the influence of soils on the ^{36}Cl production in the CRT at Cape Laundi.

CRT I₁ surface is covered by centimeter-scale remnants of a sandstone layer including coral rubbles. The process that form this layer may be related to marine diagenetic cementation (Rasser and Riegl, 2002). Storms are the natural events that generally explain the formation and deposition of these layers (e.g., Scoffin, 1993; Bourrouilh-Le Jan, 1998; Blanchon et al. 1997; Rasser and Riegl, 2002). But they are also common features in sites characterised by gently sloping, pre-existing surfaces (i.e. composite CRTs in our study site) and medium wave energy (Cabioch et al., 1995). These sand patches are widely scattered on the lower CRTs and are

absent on the upper CRTs due to continental denudation. They must have been removed during the CRT emergence by marine erosion and only a few pieces remain (Figs. 55C; 55E). With a continental denudation rate of $14.7 \pm 8.3 \text{ mm ka}^{-1}$ on average, it takes only ~ 7000 years to strip the remnants of decimetric thickness.

3.1.5.3. The genesis of the lowermost main CRT (I)

3.1.5.3.1. Evidence of the abandonment of the main CRT (I) in a single eustatic event.

Denudation rates vary significantly depending on the age estimated for the low-standing CRT from CRT I₁ to CRT II₄, which is the most obvious for CRT I₂ (Fig. 56). Such variations suggest that these CRTs are not old enough to have reached the cosmogenic steady state. In this context, despite the roughness effect, ³⁶Cl concentrations measured on the main CRT I (I₁, I₂) are uniform (Table 2), suggesting a similar exposure time to radiation for the whole surface of CRT I. Thus, the abandonment of the CRT I surface most probably corresponds to a discrete, single event, during the last interglacial regression.

3.1.5.3.2. Reefal limestone units overlapping

In the borehole site, if both measured samples belong to the same reefal limestone unit, the ³⁶Cl concentration profile in depth (constrained by an erosion rate and age) should decrease exponentially and join the two measured ³⁶Cl concentration points. To attempt to produce this profile, we (1) made different age hypotheses of the CRT I₁, (2) used the ³⁶Cl concentration measured at the surface (C_{surface}) to start the profile, (3) set the denudation rate automatically by combining the measured ³⁶Cl concentration at the surface (C_{surface}) with the chosen hypothetical age, and (4) set a minimum and a maximum of reef porosity from 0% (i.e. density 2.5 g cm^{-3}) to 50 % (i.e. a density of 1.25 g cm^{-3}) (e.g., Smith, 1983). We choose to test the ages proposed by Pirazzoli et al. (1991; 1993): MIS 5e, c and a, as well as an extremely old age, i.e. 1.5 Ma, to test a steady state assumption (Schimmelpfennig et al., 2009).

We observe that whatever the assumptions, it is not possible to join the two ^{36}Cl concentrations measured by the theoretical ^{36}Cl concentration profiles (Fig. 59). Regardless of the scenario, the 2.5 ± 0.1 m deep sample exhibits a ^{36}Cl concentration higher than theoretically estimated (Fig. 59B). The only exception is observed with a 50% porosity and the age of the drilled unit estimated at 1.5 Ma. However, this age is too old compared to the dating done by previous authors on the studied CRT (Pirazzoli et al., 1991; 1993; Bard et al., 1996). The only way to explain the high ^{36}Cl concentration of the sample at 2.5 ± 0.1 m is that this reefal limestone unit has been exposed to cosmic radiation before an upper surface was emplaced, i.e. a reoccupation event. As a result, our interpretation is that the drilling encountered two reefal limestone units of which the upper one is thinner than 2.5 m.

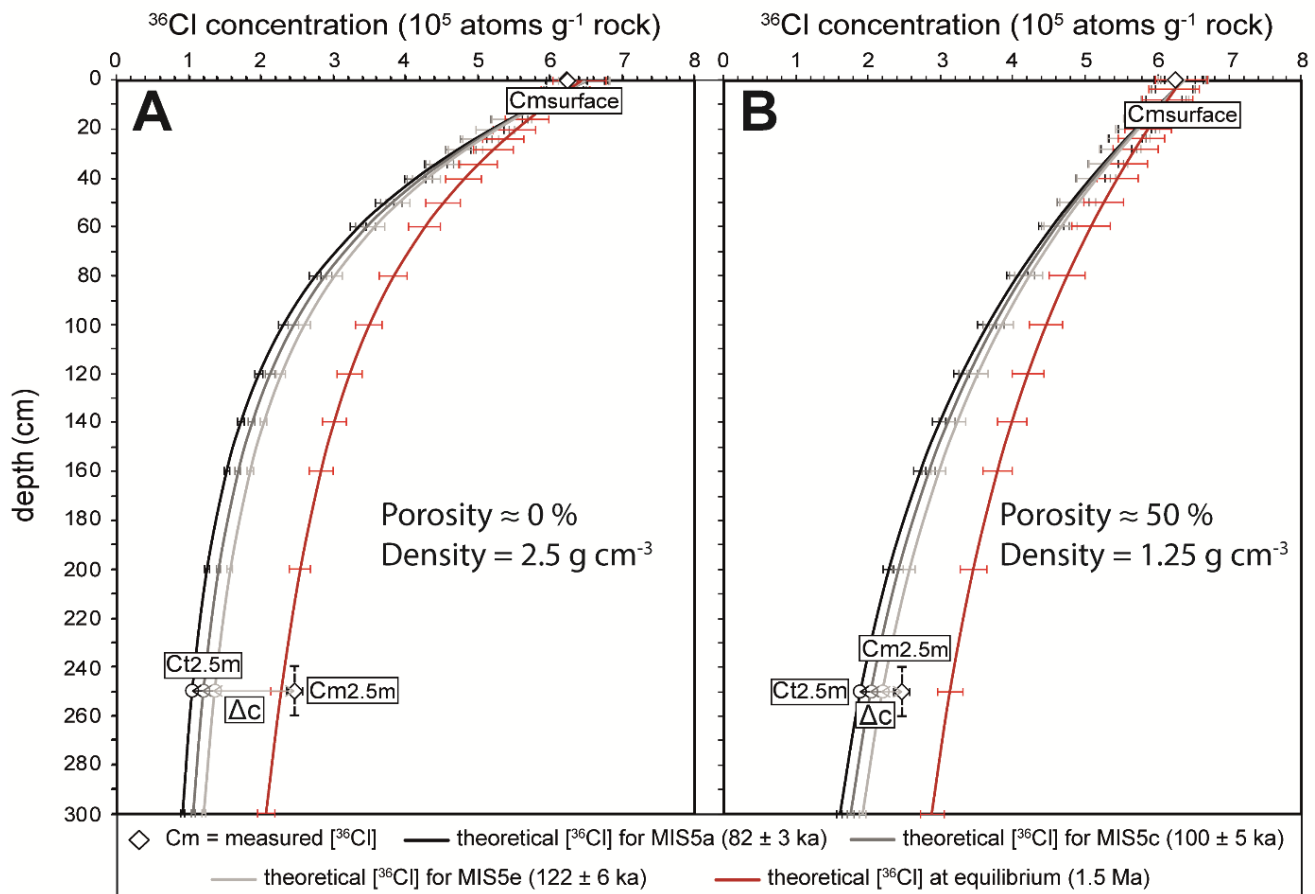


Fig. 59. Surface ($C_{msurface}$) and 2.5 ± 0.1 m ($C_{m2.5m}$) depth ^{36}Cl concentration of the borehole within CRT I₁ for a porosity of **A**) 50% (i.e. density = 1.25 g cm^{-3}) and **B**) 0% (density = 2.5 g cm^{-3}). Theoretical ^{36}Cl concentration curves in function of depth and the different MIS and age hypotheses. Δc is the difference between ^{36}Cl measured ($C_{m2.5m}$) and theoretical concentrations at 2.5 ± 0.1 m depth ($C_{t2.5m}$).

We hypothesize that this difference in the ^{36}Cl concentrations measured has been acquired on the temporarily emerged surface of the CRT between two successive highstands. We then

calculate exposure times before overlapping with Δc (i.e. difference between the measured and theoretical ^{36}Cl concentration at a depth of 2.5 m; Table 4) according to possible ages of MIS 5a, MIS 5c and MIS 5e for the surface unit ($Ed_{\Delta c}$ in Table 4). These values correspond to minimum exposure time because after overlapping, the ^{36}Cl concentration decreases with the isotope decay. Considering the ages of MIS 5e, 5c and 5a, which are 122 ± 6 ka, 100 ± 5 ka, and 82 ± 3 ka, respectively (Cutler et al., 2003), the time intervals between isotopic stages 5e-5c, 5c-5a and 5e-5a are 22 ± 11 ka, 18 ± 8 ka, and 40 ± 9 ka, respectively. For the zero porosity assumption, the calculated exposure times before overlapping, which are of 13.8 ± 1.3 ka, 12.5 ± 1.2 ka, and 11.0 ± 1.2 ka, are equivalent to the time intervals between two successive substages of MIS 5 (Table 4). Consequently, our data argue that the borehole intersected two units that could be associated to the two of the three relative highstands of the last interglacial: MIS 5a and 5c, or MIS 5c and 5e (Table 4; Fig. 59).

We conclude that the ^{36}Cl borehole method confirms previous observations deduced from $^{230}\text{Th}/\text{U}$ ages (Pirazzoli et al., 1991; 1993; Bard et al., 1996): CRT I₁ is composite and was built during at least two successive highstands of the last interglacial.

Porosity %	Density (g cm ⁻³)	Ed		Denudation rate (mm ka ⁻¹)	Ct2.5m (10 ⁵ atoms g rock ⁻¹)	Δc (10 ⁵ atoms g rock ⁻¹)	Ed Δc ka
		MIS	ka				
50	1.25	5a	82 ± 3	20.0 ± 0.2	1.88 ± 0.03	0.58 ± 0.15	5.4 ± 1.3
		5c	100 ± 5	24.9 ± 0.2	2.02 ± 0.03	0.44 ± 0.15	4.0 ± 1.2
		5e	122 ± 6	28.6 ± 0.3	2.18 ± 0.03	0.28 ± 0.15	2.6 ± 1.2
0	2.5	5a	82 ± 3	9.5 ± 0.2	1.05 ± 0.03	1.41 ± 0.15	13.8 ± 1.3
		5c	100 ± 5	11.9 ± 0.2	1.19 ± 0.03	1.27 ± 0.15	12.5 ± 1.2
		5e	122 ± 6	13.8 ± 0.3	1.34 ± 0.03	1.15 ± 0.15	11.0 ± 1.2

Table 4. Borehole ^{36}Cl theoretical concentrations and theoretical exposure duration within CRT I₁. Ed, MIS, Ct2.5m, Δc , Ed Δc , correspond to the exposure duration for surface sample (Cmsurface), Marine Isotope Stage, ^{36}Cl theoretical concentration at 2.5 ± 0.1 m depth (Ct2.5m) calculated from the ^{36}Cl measured concentration of the surface sample, the difference between ^{36}Cl measured (Cm2.5m) and theoretical concentrations at 2.5 ± 0.1 m depth (Ct2.5m), the theoretical exposure duration calculated from Δc , respectively. The ages and their uncertainties are derived from Cutler et al. (2003) and Murray-Wallace and Woodroffe (2014).

3.1.5.3.3. Evidence for marine erosion and constructive reoccupation

Our two samples from CRT H, one at the base (SUM18-47, $0.30 \pm 0.03 \cdot 10^5$ atoms g^{-1} rock) and the other at the top of the modern sea cliff (SUM18-46, $0.38 \pm 0.04 \cdot 10^5$ atoms g^{-1} rock), give similar low ^{36}Cl concentrations (Table 2). If sample SUM18-47 had been recently exposed by sea cliff retreat, its ^{36}Cl concentration would be much lower (e.g., Regard et al., 2012). Therefore, the two samples at the top and the base of the modern sea cliff probably experienced the same erosive history over the time interval resolved by the ^{36}Cl method (~ 1.5 ka). In view of their location close to sea level and the high denudation rates calculated from the top of the modern sea cliff (average of 430 ± 214 mm ka^{-1}), the erosion process is most likely marine. The efficiency of marine erosion has already been demonstrated by numerous studies, in particular using cosmonuclides (Gibb, 1978; Spencer, 1985; Stephenson and Kirk, 1998; Brown et al., 2003; Raimbault et al., 2018). In Grand Cayman Island, the average marine erosion rate affecting reef protected coasts is 450 mm ka^{-1} (Spencer, 1985), which is in accordance with our denudation rate values. However, denudation rates affecting the active sea cliff at Cape Laundi were calculated on small lengths (sample of few centimeters) and time-scales (age assumption of few thousand years). It may reflect the stochastic nature of erosion, i.e. the detachment of a small block that can generate a large difference on the calculated denudation rates. Such efficient erosion at sea level during a relatively short period of time can be caused by extreme events, such as storms, cyclones, or tsunamis (Anderson et al., 1999). Consequently, a comparison with denudation rates averaged over much larger temporal and spatial scales may be misleading.

Whatever the uplift rate or the value of the glacial isostatic adjustment, the promiscuity of the samples dated at 5.45 ± 0.02 ka and 2.13 ± 0.01 ka at the same altitude and a few metres apart can only be explained by erosion and reoccupation. In addition, we have observed fossil tidal pools on the CRT H surface (Fig. 55I), where the coral dated as 2.13 ± 0.01 ka was sampled, which allows us to specify the way in which reoccupation can take place. Therefore, we interpret the coral dated at 2.13 ± 0.01 ka (SUM17-13) as a coral-colony that settled on the top surface of the active sea cliff in fossil tidal pools alimented by seawater through the swash of waves during high tides or storms, as observed elsewhere (e.g., Hoeksema, 2012). As such, we conclude that the constructive reoccupation affected the CRT H during the Mid-Holocene without involving a new complete immersion of the reef platform.

3.1.6. Conclusions

At Cape Laundi, previous studies (Pirazzoli et al., 1991; 1993; Bard et al., 1996) have identified age discrepancies on CRTs. We disentangled the roles of continental denudation, coastal erosion, and marine reoccupation in the promiscuity of diachron coral colonies on the same CRT surface. The ^{36}Cl concentrations of 34 surface limestone samples taken from different morphological zones of this ECRT allowed us to calculate continental denudation rates, ranging from 2.5 ± 0.3 to 37.1 ± 0.1 mm ka^{-1} (14.7 ± 8.3 mm ka^{-1} on average). Our results highlight 1) significant spatial variability in the denudation rates, probably related to variable roughness and morphological zoning of a CRT, which could bring coral colonies of different ages to the surface depending on the efficiency of continental denudation, and 2) higher denudation rates affecting the distal edges CRT than in other parts of the landform. The combined analysis of $^{230}\text{Th}/\text{U}$ ages and cosmogenic ^{36}Cl concentrations of surface and depth samples in both the distal and proximal part of the lowermost CRT suggest that this CRT is composite and records a polycyclic history with alternating construction and erosion phases during the eustatic sea level variations of the last interglacial highstands (MIS 5e, 5c, and 5a) and during the Mid-Holocene. Eventually, we stress that such erosion processes, suggested since a long time but rarely discussed in the literature, should be systematically taken into account when establishing the morphostratigraphy of emerged coral reef terrace sequences.

Acknowledgements

This work was supported by public funds received in the framework of GEOSUD, a project (ANR-10-EQPX-20 and ANR-10-LABX-19-01, Labex Mer, CLIMORESO, C. Authemayou) of the program "Investissements d'Avenir" managed by the French National Research Agency, the INSU Tellus Syter program (SECOMAS, C. Authemayou) and the CNES TOSCA program (CETTROPICO, C. Authemayou). We thank the German Aerospace Center for providing us the TanDEM-X data for our study zone. We thank the State Ministry of Research and Technology of Indonesia "RISTEK" that allowed us to conduct the field trip to Sumba (research permit 680/FRP/E5/Dit.KI/IV/2017). We also thank the National Geographic Explorer grant (no CP 087R 17) to support the Indonesian researchers (Sri Yudawati Cahyarini, Vera Christanti Agusta, and Danny Hilman Natawidjaja). Denis Scholz is thankful to the DFG for funding (SCHO 1274/11-1 and INST 247/889-1 FUGG). We thank Gilles Brocard for his help with karstic terminology. Finally, we thank 2 anonymous reviewers for fruitful discussions on former versions of this manuscript.

Chapitre 2 : Dynamique des knickpoints eustatiques dans une séquence de terrasses de récifs coralliens, île de Sumba, Indonésie.

L'article scientifique ci-dessous a été soumis à *Geomorphology* le 18 janvier 2021. La présente version correspond à la version corrigée suite aux premières examinations reçues le 28 février 2021. Les références citées se trouvent à la fin du manuscrit de thèse.

Résumé

Une séquence de terrasses de récifs coralliens émergées flanque la côte nord de l'île de Sumba, en Indonésie. La séquence a été créée par les effets conjugués du soulèvement et des oscillations du niveau marin au Quaternaire. Depuis son émergence, elle a été drainée par des bassins versants présentant plusieurs knickpoints le long de leurs profils de cours d'eau côtiers. Nous avons appliqué une approche multi-méthode utilisant des données topographiques à haute résolution (imagerie Pléiades), une analyse géomorphologique et des taux de dénudation dérivés des concentrations cosmogéniques de ^{36}Cl pour caractériser la dynamique de ces drainages côtiers. Nous étudions plus particulièrement (1) la réponse du chenal au forçage eustatique, en analysant la dynamique des knickpoints le long d'un profil longitudinal de la rivière, et (2) le contrôle des forçages internes et externes sur l'érosion à l'échelle du bassin versant. Premièrement, les knickpoints se forment au bord distal du récif émergent à chaque stade de régression suivant une élévation du niveau marin. Le knickpoint se propage, avec un mode de rotation, vers le haut par érosion régressive. La vitesse de propagation du knickpoint diminue fortement avec le temps jusqu'à devenir négligeable avant la prochaine élévation du niveau marin, ce qui implique une diminution drastique de la vitesse de recul du knickpoint avant sa résorption. Nous attribuons l'incapacité de la rivière du cap Laundi à propager pleinement les oscillations eustatiques à son faible débit et à son faible apport en sédiments, liés à sa faible surface de drainage, à la nature karstique des terrasses de récifs coralliens composant la séquence, et à la fréquence élevée du forçage eustatique. Deuxièmement, les taux moyens de dénudation calculés à partir des concentrations cosmogènes de ^{36}Cl des sables recueillis à la sortie de cinq bassins versants drainant la séquence s'élèvent à 69 ± 16 mm/ka. Nous soulignons le rôle des canyons dans la dénudation globale des bassins versants. Cependant, aucune corrélation de premier ordre n'a été observée entre les mesures des bassins versants, les taux de soulèvement et les taux de dénudation. Enfin, nos corrélations entre les volumes érodés finis des bassins versants et les taux de soulèvement mettent en évidence la tendance des bassins versants à s'élargir avec un faible taux de soulèvement et à s'allonger et inciser profondément la séquence avec des taux plus élevés.

Eustatic knickpoint dynamics in an uplifting sequence of coral reef terraces, Sumba Island, Indonesia

Denovan Chauveau^a, Christine Authemayou^a, Stéphane Molliex^a, Vincent Godard^b, Lucilla Benedetti^b, Kevin Pedoja^c, Laurent Husson^d, Sri Yudawati Cahyarini^e, A.S.T.E.R. Team^b

^aLGO, IUEM, CNRS, UMR 6538, Université de Brest, UBL, Plouzané, France

^bCEREGE, CNRS-IRD, UMR 34, Aix-Marseille Université, Aix-en-Provence, France

^cM2C, CNRS, UMR 6143, Université de Caen, Caen, France

^dISTerre, CNRS, UMR 5275, Université de Grenoble Alpes, Grenoble, France

^eResearch Center for Geotechnology, Indonesian Institute of sciences, LIPI, Bandung, Indonésie

Keywords: Eustatic knickpoint; coral reef terrace; alluvial erosion; ³⁶Cl cosmogenic denudation rates; Sumba Island.

Abbreviations: Coral Reef Terrace (CRT); Marine Isotopic Stage (MIS); Cosmogenic Nuclide ³⁶Cl Concentration (CNC); Digital Elevation Model (DEM).

Abstract

An emerged coral reef terraces sequence flanks the northern coast of Sumba Island in Indonesia. The sequence was created by the joint effects of uplift and Quaternary sea level oscillations. Since its emergence, it undergoes chemical erosion, which is facilitated by its carbonate lithology. The morphology is dissected by multiple catchments are drained by catchments showing deep canyons, whose stream profiles display several knickpoints. We applied a multi-methods approach using high-resolution topographic data (Pleiades imagery), geomorphological analysis and denudation rates derived from ^{36}Cl cosmogenic nuclide concentrations to characterize the dynamics of these coastal drainages. We specifically investigate (1) the channel response to eustatic forcing, by analyzing knickpoint dynamics along a longitudinal river profile, and (2) the control of internal and external forcing over the catchment-scale erosion. Firstly, knickpoints form at the distal edge of the emergent reef at each regressive stage following a sea level highstand. The knickpoint propagates and rotates upward by regressive erosion. Knickpoint propagation rate decreases sharply over time until it becomes negligible before the next sea level rise, which implies the drastic decline in retreat rate of the knickpoint before its resorption. We attribute the inability of the river at Cape Laundi to fully propagate eustatic oscillations to its low stream discharge and low sediment supply, related to its small drainage area, to the karstic nature of the coral reef terraces composing the sequence, and to the high frequency of eustatic forcing. Secondly, average denudation rates calculated from ^{36}Cl cosmogenic nuclide concentrations of sands collected at the outlet of five catchments draining the sequence amount to $69 \pm 16 \text{ mm.k.a}^{-1}$. We emphasize the role of canyon areas in driving the denudation of the major catchments. However, no first-order correlation has been observed between catchment metrics, uplift rates and denudation rates. Finally, our correlations between catchment finite eroded volumes and uplift rates highlight the tendency of catchments to widen with low uplift rate and to lengthen while incising the sequence deeply with higher rates.

3.2.1. Introduction

Rivers are relentlessly adapting to tectonic, climatic, eustatic, lithologic, and biologic conditions by modulating their erosion or sedimentation dynamics. A river responds to an extrinsic base-level drop by an upstream propagation of an incision wave (e.g., Whipple and Tucker, 1999; Montgomery and Brandon, 2002; Wobus et al., 2006; Kirby and Whipple, 2012).

As the incision propagates upstream, it isolates the downstream region that is adjusted or adjusting to the new forcing conditions and the upstream relict region that retains topographic features adjusted to the initial or background forcing (Whipple and Tucker, 1999; Schoenbohm et al., 2004; Crosby and Whipple, 2006; Reinhardt et al., 2007; Berlin and Anderson, 2007; Whittaker, 2012). The river will be in a transient situation until the upstream relict region disappears. The discrete and mobile boundary between the two regions is marked by upstream-migrating steep reaches, called knickpoints, or more properly knickzones - the knickpoint being the upper break in slope from shallow to steep. Knickpoints can generate large variations in denudation rates within the catchment (e.g., Willenbring et al., 2013). Investigating the geometry of transient channels, coupled with quantified stream incision rates allows to diagnose active fluvial processes and better characterize erosion laws and their controlling parameters (e.g., upstream drainage area; local channel gradient; dimensional erosion efficiency factor; e.g., Whipple and Tucker, 2002; Van der Beek, 2003; Godard et al., 2019). In that respect, coastal areas are especially interesting because they are exposed to eustatic base level changes (Gardner, 1983; Snyder et al., 2002; Loget and Van Den Driessche, 2009; Castillo et al., 2013; Ye et al., 2013). According to the models of Snyder et al. (2002), sea level drops may form knickpoints if (1) the exposed seafloor (below current sea level) is steeper than the upstream channel (above sea level), (2) the relative rate of base-level change exceeds wave and tide erosion, and (3) the rock-uplift rate remains uniform onshore and offshore. In order to quantify knickpoint propagation rates, it is then necessary to identify the initial base-level from which the knickpoint started to retreat, which is challenged by the uncertainties on eustasy and vertical motion (Fig. 60A; e.g., Pedoja et al., 2014). Paleo-sea level indicators as marine terraces (e.g., Castillo et al., 2013) help alleviating these uncertainties.

We focused on an uplifted coastal area characterized by a sequence of emerged coral reef terraces (CRTs) in Sumba island, Indonesia. CRTs are marine terraces in the broadest sense of the term that thrive in the tropical coastal zones; they include a slightly sloping area separated by steep slopes (Schwartz, 2006; Murray-Wallace and Woodroffe, 2014; Pedoja et al., 2018). When relative sea level drops, the reef emerges, fossilizes, and forms a CRT. The joint effects of sea level oscillations and tectonic uplift result in the generation of CRTs sequences whose staircase geometries are largely structured by sea level highstands (e.g., Chappell, 1974; Pirazzoli, 2005). The CRTs in Sumba island are worldwide recognized (e.g., Murray-Wallace and Woodroffe, 2014) and associated with an active fringing reef. They are drained by a drainage pattern associated with deep canyons. The relative sea level due to Pleistocene glacio-

eustatic oscillations, coastal tectonic uplift and the dynamics of the incising channels fingerprints the successive emerged coral reef terraces (Nexer et al., 2015, Pedoja et al., 2011; 2014). The major rivers, embedded in the CRTs sequence, display pronounced knickpoints (Nexer et al., 2015). At first order, the longitudinal profile of the rivers mimics the profile of the CRTs sequence: the amplitude of knickpoints correlates with the amplitude of the CRT topographic steps. We thus hypothesize that knickpoints are generated at the distal edge of the CRT, along streams draining an emerged CRTs sequence (Fig. 60B). These knickpoints are better expressed than the knickpoints associated with marine terraces because they initially adopt the downstream break in slope of the reef, which is more pronounced than that of a rocky-shore platform from which marine terraces originate (e.g., Castillo et al., 2013). The upstream migration of knickpoints associated with their erosion is produced by the sediment load and the river flow and allows the river to rebalance itself. The distance of a knickpoint from the distal edge of the associated CRT yields the upward retreat length knickpoint migration since the occurrence of the eustatic drop (Figs. 60B; 61). In addition, the coral colonies from a CRT can be dated (e.g., U/Th and ESR-dating; Pirazzoli et al., 1991; Bard et al., 1996), which permit to infer the propagation rates of knickpoints. Moreover, the propagation rates of active knickpoints can be additionally measured by quantifying denudation rates from terrestrial cosmogenic nuclides (e.g., ^{10}Be or ^{36}Cl) both upstream and downstream of the knickpoint (e.g., Brocard et al., 2016). Finally, the finite eroded volume at the catchment scale can also be determined from the difference between the current topography and the reconstructed surface of the original sequence (Fig. 61; e.g., Molliex et al., 2016). This finite eroded volume at the catchment scale can be compared with denudation rates deduced from terrestrial cosmogenic nuclides measured at the catchment outlet. We applied this multi-method approach with high resolution topographic data (Pleiades imagery) to characterize the dynamics of coastal channels draining the CRTs sequence of Sumba Island (Indonesia).

We selected a catchment draining the well-documented coastal sequence of CRTs at Cape Laundi. We detected knickpoints on the longitudinal profile of the main stream, the majority of which are associated with a CRT distal edge, and we calculated knickpoint retreat lengths, finite vertical incision and detrital cosmogenic nuclide ^{36}Cl denudation rates along the channel profile. These data constrain the eustatic knickpoint dynamics at short (10^3 yr, inferred from ^{36}Cl denudation rate), medium (10^4 & 10^5 yr, inferred from knickpoint retreat since a given MIS highstand) and long-term (10^6 yr, inferred from the finite eroded volume of the whole quaternary CRTs sequence).

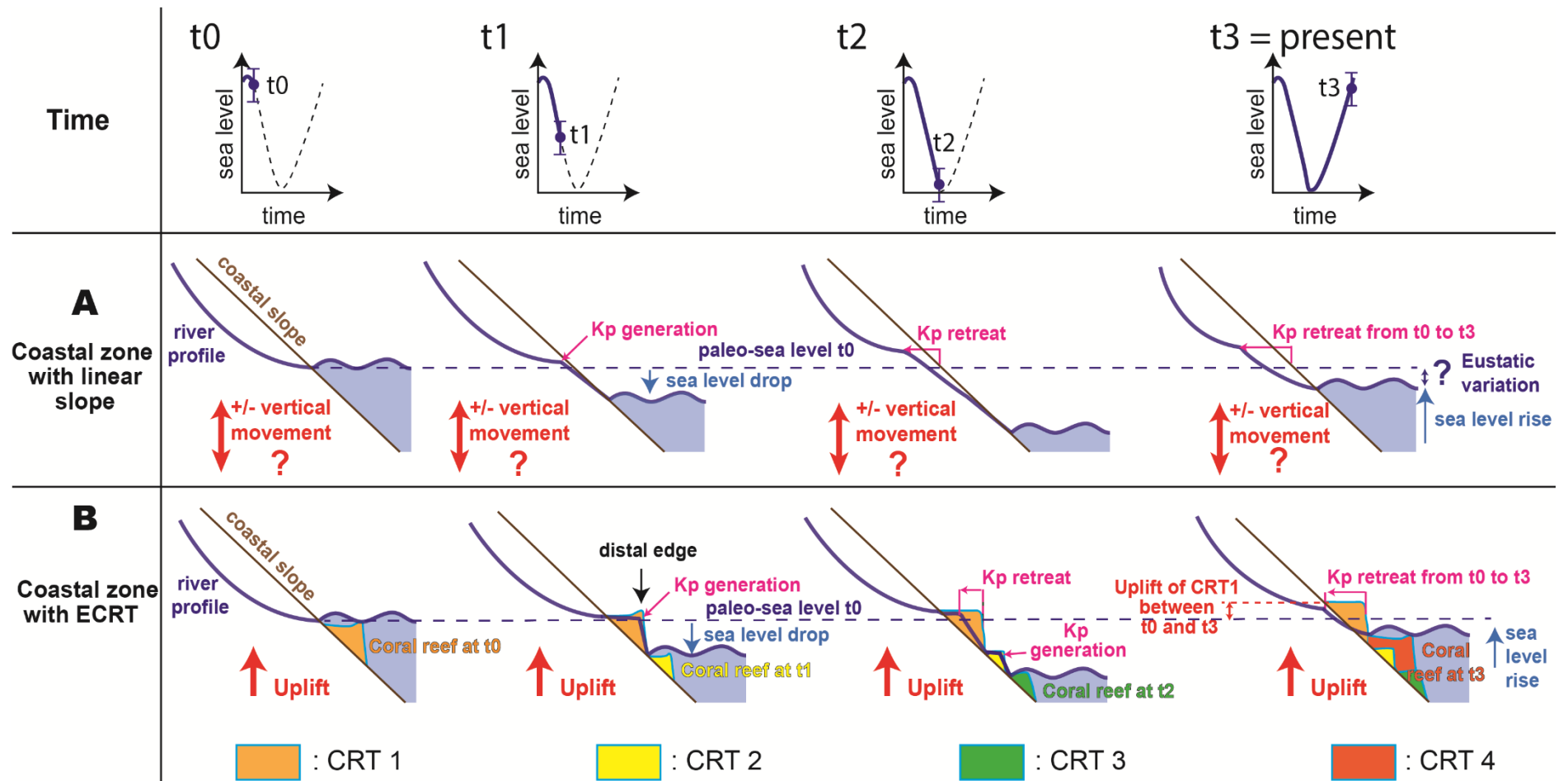


Fig. 60. Eustatic-triggered knickpoint dynamics, in A) coastal environment with offshore linear ramp and B) coastal zone with emerged coral reef terraces sequence, and associated with the distal edge of coral reef terraces (CRTs).

We complete the study of the dynamics of coastal transient landscapes by exploring the correlation between catchment-scale denudation rates, finite eroded volume, uplift rate, and catchment drainage area and mean slope. We analyzed the topography of five coastal catchments affected by various uplift rates and quantify ^{36}Cl -derived catchment-scale denudation rates.

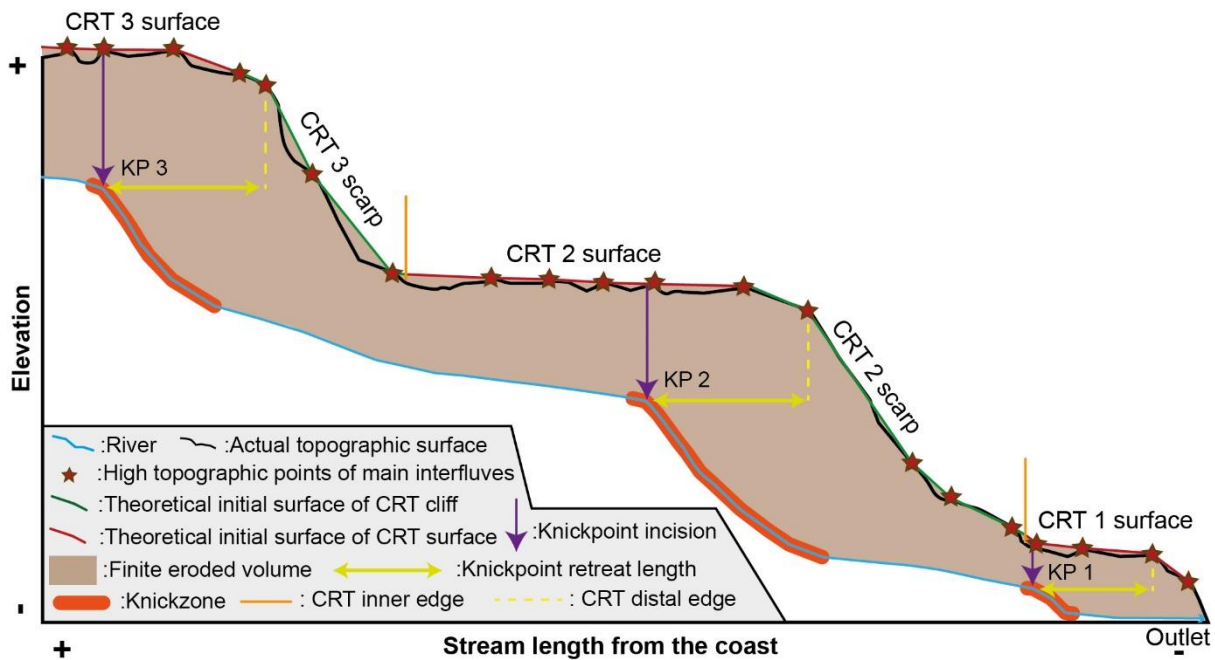


Fig. 61. 2D sketch of a theoretical river draining a CRTs sequence, showing the principle of the method of the finite eroded volume calculation (Sections 3.2.3.3. and 3.2.4.3).

3.2.2. Settings

Sumba Island is a 220 km-long and 65 km-wide island situated in the Sunda-Banda fore-arc region (Fig. 62). It lies at the convergent boundary between the Eurasian and Indian-Australian plates. Which places it near the transition from oceanic subduction to the West, along the Java trench, to the collision of the Banda arc with the continental Indian-Australian plate to the East (Hinschberger et al., 2005). Sumba Island is the emergent portion of the Sumba Ridge, an isolated tectonic block of crystalline basement located halfway between the Sunda trench and the active volcanic arc (e.g., Fortuin et al., 1997). Subduction of thick buoyant continental Australian crust under the Banda arc started during Late Miocene and induced uplift and emergence of the Sumba ridge (Harris, 1991; Fortuin et al., 1997; Hall and Smyth, 2008; Haig, 2012). Ensuing uplift is responsible for (1) the diachronic emergence of Sumba starting ~3 Ma ago (Roep and Fortuin, 1996) in the East, and ~1 Ma ago at Cape Laundi (Pirazzoli et al., 1991;

1993; Fig. 63), (2) the formation of an emerged CRTs sequence along the northern, western and eastern flanks of the island (Hantoro, 1992; Fleury et al., 2009; Nexer et al., 2015), and (3) coeval south-verging collapse of the southern flank of the island (Fleury et al., 2009). Sumba island consists of Late Cretaceous and Eocene–Oligocene volcanic rocks largely covered Miocene to Quaternary sediments (Abdullah et al., 2000). The sedimentary cover is composed of the Waikabubak limestones (Mio–Pliocene), Kannanggar limestones and turbiditic sandstones (Mio–Pliocene), and Quaternary reefal limestones (i.e. CRTs) that festoon two thirds of the coastline (Rutherford et al., 2001). The CRTs sequence in Cape Laundi develops over the Mio-Pliocene limestones and is incised by linear streams embedded in canyons of decametric depths. These valleys result from tectonic uplift and karstic processes and only seldom reach the Mio/Pliocene basement.

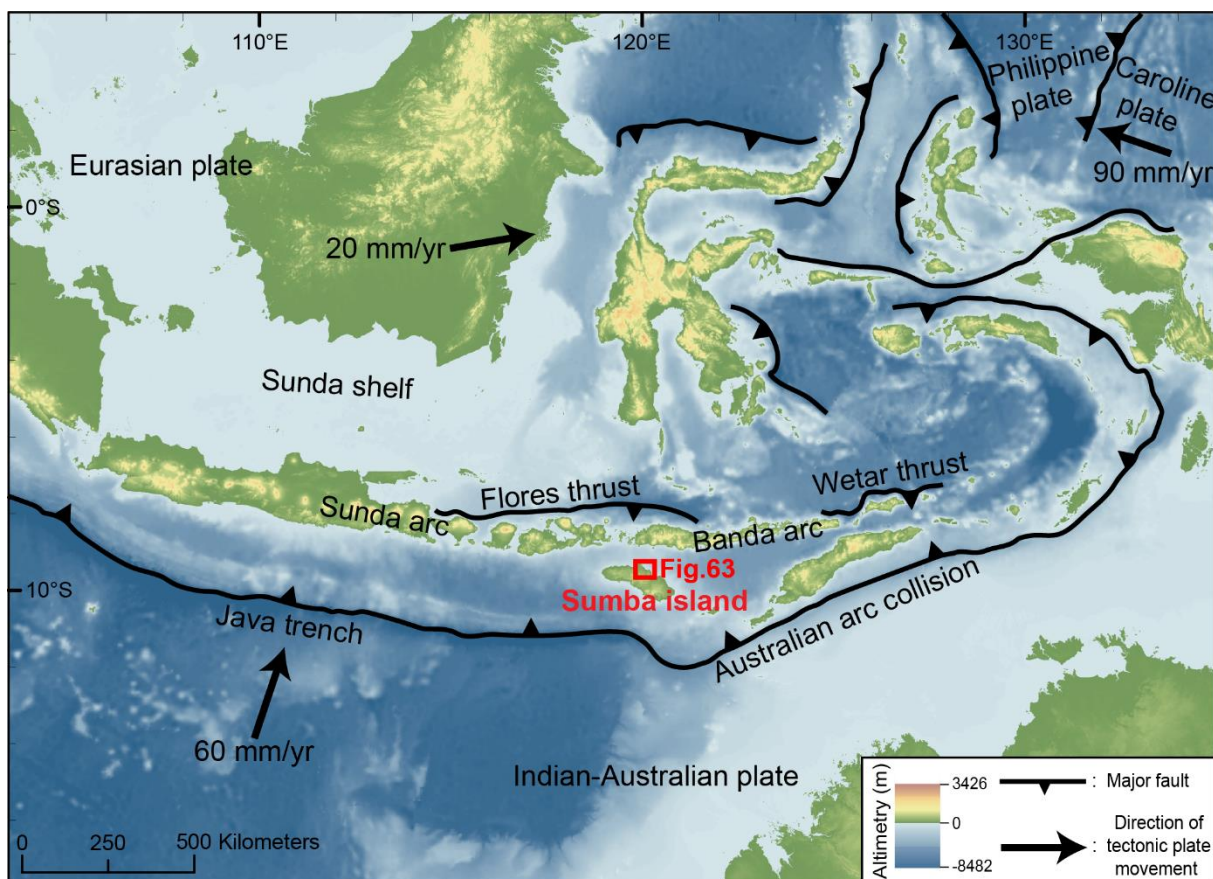


Fig. 62. Geodynamics of SE Asia and location of Sumba island (Indonesia). Plate velocities indicated with respect to Eurasia plate, from Nugroho et al. (2009), elevation data from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) and bathymetry data from the General Bathymetric Chart of Oceans (GEBCO).

Detailed studies of the CRTs sequences were carried out in our study area at Cape Laundi (Fig. 64). The sequence reaches ~470 m in elevation and has a staircase shape with six main CRTs separated by continuous high (>10 m) fossil sea cliffs (Pirazzoli et al., 1993). Each main CRT includes several intermediate CRTs (Hantoro et al., 1989; Pirazzoli et al., 1993). Based on ~56 $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -ages, the successive CRTs were correlated to highstands associated with Marine Isotopic Stage (MIS) 1 (~Holocene) to MIS 29 (~1 Ma; Jouannic et al., 1988; Pirazzoli et al., 1991; 1993; Hantoro, 1992; Bard et al., 1996; Chauveau et al., submitted). For the last 600 ka, steady uplift rates are suggested, at $0.49 \pm 0.01 \text{ mm.a}^{-1}$ (Pirazzoli et al., 1991; 1993) and from 0.20 to 0.50 mm.a^{-1} (Bard et al., 1996). The distal edge of the CRT associated to MIS 11c (i.e. CRT III; Fig. 64), well-marked in the landscape and laterally continuous on all the coastal stretch covered by the CRTs sequence of Sumba Island, was used as a morphological benchmark to calculate uplift rate all along the western, eastern and northern coasts of Sumba Island (Nexer et al., 2015). The rates range from 0.02 to 0.06 mm.a^{-1} (Nexer et al., 2015).

Downstream, the active reef contains live coral colonies, which mostly develop on the reef crest and fore reef, with micro-atolls of *Porites* and a few branching corals (Hantoro, 1992). The back reef and reef flat comparatively bear a low density of living corals (i.e. coral cover < 10%) and a coral-algal environment. Most species tolerate episodic emergence and water turbidity (e.g., *Goniastrea retiformis*, *Acropora digitifera*; Bard et al., 1996).

3.2.3. Methods

3.2.3.1. Quantifications of knickpoint incisions

We selected a coastal channel draining the well documented and dated sequence of Cape Laundi (catchment D1; Figs. 63; 64; Jouannic et al., 1988; Hantoro, 1992; Pirazzoli et al., 1993; Bard et al., 1996; Chauveau et al., submitted) for which we assembled a high resolution digital elevation model from Pleiades satellite imagery. The stream is embedded in a deep canyon from 0 to 70 m depth. In addition to chemical erosion affecting the CRTs, uplift allows characterizing this canyon as a tectonic gorge. We walked upstream from the sea outlet, following the riverbed to D5 sampling site (Figs. 64; 65A). Beyond this point, the vegetation in the river bed is too dense to continue. Downstream, the vegetation is concentrated in the lateral slopes of the canyon (Fig. 65A). During our field campaign (July 2018) during the dry season, the river was dry, which point to an intermittent seasonal cycle (during the rainy season from November to April; Prasetia et al., 2013; Figs. 65B; 65C; 65D). Yet, the vegetation on the cliff slopes ensures

constant humidity in the confined space of the canyon and helps the formation and leaching of soil towards the riverbed, thus supplying sediment load of the catchment. During the rainy season, large blocks detach from the slopes to the riverbed, which increases the (carbonate) sediment load (Fig. 65D).

River D1 displays pronounced knickzones that are commonly located by waterfalls that incise the CRTs, sometimes carving potholes (Fig. 65C). These river segments are free of sediments. We mapped all the knickzones along the selected coastal stream from field observations, GPS and DGPS data and satellite imagery (Pleiades). We identified each eustatic knickpoint that could be associated with the distal edge of a CRT (Fig. 60B). In order to properly correlate a knickpoint to the CRT distal edge, and therefore to the MIS responsible for the formation of the CRT, we considered that the knickpoint must be 1) located upstream from the CRT distal edge, and 2) topographically lower than the distal edge of the CRT. Above and below the knickpoints, the bedrock is homogeneous and partly covered by sediments (Fig. 65B). Carbonated sands and gravels are abundant enough to allow sampling for ^{36}Cl cosmogenic nuclide analysis, on both sides of knickpoint, where the stream slope is lower (i.e. sampling areas; Fig. 65B).

We calculated the steepness index for each 100-m-long river segment of D1 channel (e.g., Wobus et al., 2006; Kirby and Whipple, 2012; Castillo et al., 2014). Under steady state conditions, fluvial channels can be conveniently reconstructed using a power-law relationship (Flint, 1974):

$$S = k_s a^{-\theta}, \quad (8)$$

where k_s is the steepness index, S is the slope, a is the upstream catchment area, and θ is the concavity index. Because concavity varies among rivers and that variation leads to large changes in k_s , the steepness index is often expressed in a normalized form, k_{sn} , by using the same reference concavity, θ_{ref} , for all channels being analyzed (e.g., Snyder et al., 2000; Duvall et al., 2004; Kirby and Whipple, 2012), such that:

$$S = k_{sn} a^{-(\theta_{ref})}, \quad (9)$$

where $\theta_{ref} = 0.45$ is a standard value in the literature. k_{sn} values increase drastically downstream knickpoints.

The mobility of knickpoints can be inferred from a slope-area relationship (Kirby and Whipple, 2012). Vertical-step knickpoints are stationary, and reveal discrete heterogeneities whereas knickpoints that represent a break in slope-area scaling typically develop in response to a persistent change in forcing, either spatial or temporal (Kirby and Whipple, 2012).

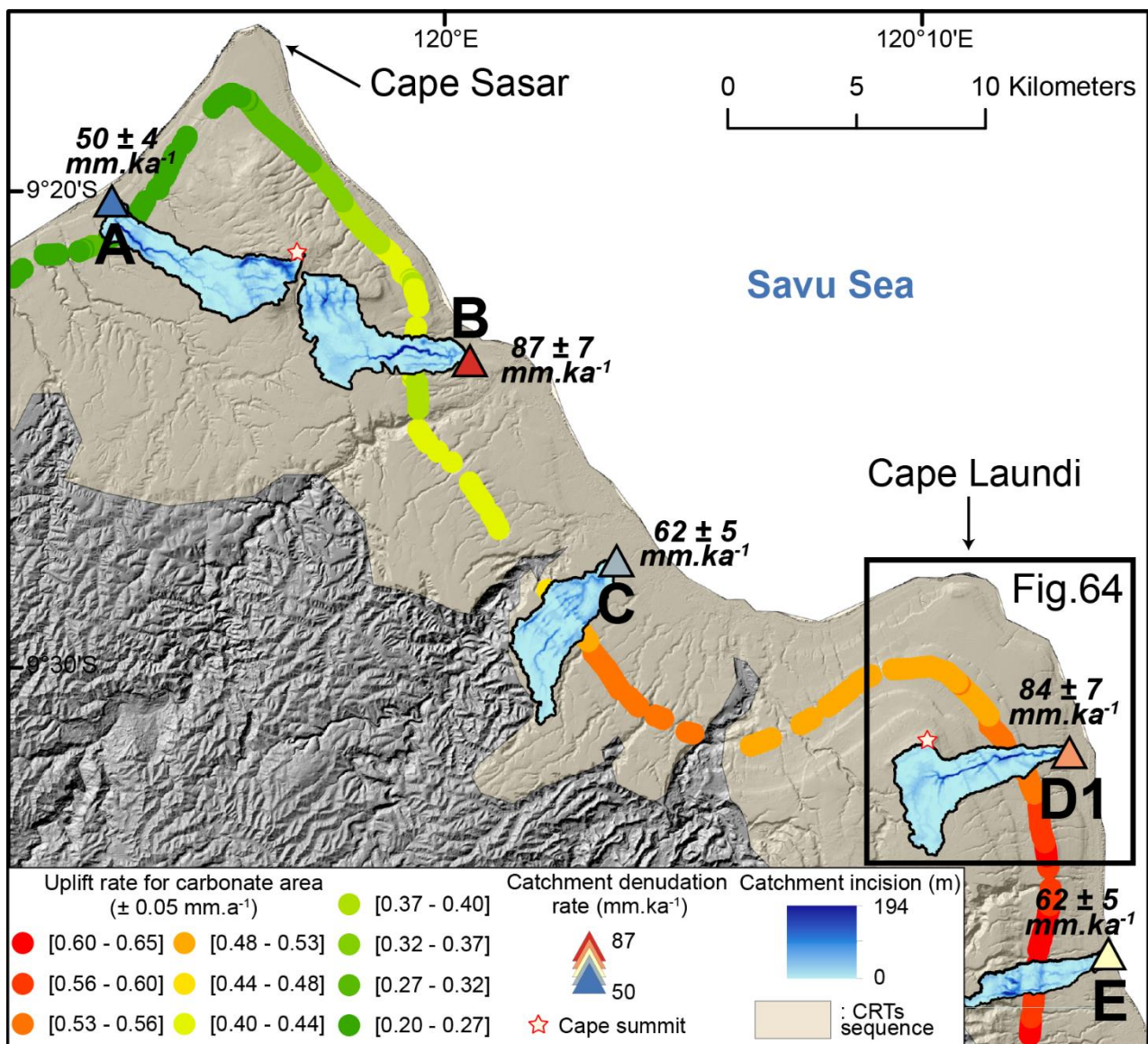


Fig. 63. Map of catchments incision and uplift rates of the studied zone, near Cape Laundi, and location of the sampled catchments. The triangles correspond to the sampling location, and numbering (e.g., D1). Denudation rates, calculated for each catchment outlet, are in bold italics (Table 6).

3.2.3.2. Denudation rate inferred from terrestrial Cosmogenic Nuclide ^{36}Cl Concentration (CNC)

In order to examine the relationships between denudation rates, uplift rate and catchment metrics, we selected five catchments in the same area along the central part of the northern coast of Sumba. They all only drain CRTs sequence, but uplift at variable rates (from 0.2 to 0.6 mm.a⁻¹; Fig. 63). We sampled sands at river outlets to measure the ^{36}Cl cosmogenic nuclide concentration. To evaluate the spatial variations of denudation rate along a coastal channel due to its transient-state, we sampled at five sites separated from one another by knickpoints (catchment D1; Fig. 64).

Cosmogenic nuclide ^{36}Cl is appropriate for reefal limestones. Carbonate rocks accumulate ^{36}Cl cosmogenic nuclides over the uppermost meters of soil because of the interactions of Ca with secondary cosmic rays (e.g., Stone et al., 1994). After some exposure, ^{36}Cl concentration will rise and plateau to value determined by the trade-off between ^{36}Cl production rate and surface denudation rate (Bierman, 1994). ^{36}Cl concentration is inversely proportional to the surface denudation rate (e.g., Granger and Riebe, 2014). ^{36}Cl concentrations of river sediments thus scale with average denudation rate over the catchment (Brown et al., 1995; Bierman and Steig, 1996; Granger et al., 1996). The time scales over which denudation rates are averaged are inversely proportional to denudation rate, and is approximately equivalent to the time required to remove ~60 cm of bedrock (von Blanckenburg, 2005).

We used a standard chlorine extraction technique with leaching to eliminate the potential meteoric ^{36}Cl (Stone et al., 1996; Merchel et al., 2008; Schlagenhauf et al., 2010;). Each sample was washed and the fraction 250-1000 μm extracted. About ~100 g of each sample are used for chemical analysis. Major oxides (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) and trace elements (Li, Be, Mo, Ba, Sm, Gd, Pb, Th, U, Sc, Cr, Cr, Co, Ni, Rb, Sr) have been measured on bulk samples (i.e. the fraction finer than 250 μm collected after crushing), respectively by an ICP AES - Ultima 2 - Jobin Yvon and a HR-ICP-MS Element XR, at the LGO (Laboratoire Géosciences Océan, IUEM) in Brest (France). CO_2 concentration is determined by weighing the samples, dissolving them in a Gas bench and measuring the CO_2 produced (Pôle de Spectrométrie Océan, Plateforme Isotopes Stables, IUEM, Brest, France). Cl isotopic ratio was measured by Accelerator Mass Spectrometry (AMS) at CEREGE (Centre de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement) in Aix-en-Provence

(France). Analytical uncertainties include uncertainties associated with AMS counting statistics, chemical blank measurements, and AMS internal error (0.5%). ^{36}Cl production and denudation rates were calculated following Schimmelpfennig et al. (2009) taking into account Sea-Level-High-Latitude production rates for rapid neutron spallation reactions in Ca (42.2 ± 2 atoms ^{36}Cl ($\text{g Ca}^{-1} \text{a}^{-1}$); Braucher et al., 2011; Schimmelpfennig et al., 2011; 2014), negative muons (Heisinger et al., 2002), rate of epithermal neutron production from fast neutrons (Phillips et al., 2001) and production from radiogenic neutrons (Fabryka-Martin, 1988; Phillips and Plummer, 1996; more information related to ^{36}Cl production is detailed in Appendix "A" of Schimmelpfennig et al., 2009). The effective fast neutron attenuation coefficient is 177 ± 4 g.cm^{-2} (Farber et al., 2008). Topographic shielding was calculated for each sample (i.e. average over the whole catchment) using the topographic shielding add-in for ArcGIS software (Codilean, 2006). The scaling factors for nucleonic and muonic production are calculated with CosmoCalc 1.7 macro (Vermeesch, 2007; Dunai, 2010) and with the mean elevation, longitude and latitude of each catchment.

The uncertainty on the extent of the actual catchment area contributing to stream sediments adds to the uncertainty on measured ^{36}Cl concentrations. The sub-horizontal parts of the catchment area (i.e. the CRT surfaces) will mainly be affected by chemical erosion, by means of sinkholes and epikarsts (Figs. 64; 65E; 65F; 65G; e.g., Authemayou et al., 2018; Chauveau et al., submitted). Consequently, it is difficult to quantify dissolution inputs to karst surfaces and thus catchment parts that do not significantly contribute to canyon inputs. In order to overcome this problem, we assume that the overwhelming majority of the sediment supply comes from the canyon area itself, that we define as a valley wherein slopes are systematically greater than $\sim 10^\circ$. In order to obtain the maximum and minimum limits of the sediment supply area, we calculated the denudation rates both for the whole drainage area extracted automatically with the Digital Elevation Model (DEM), and for the canyon area only.

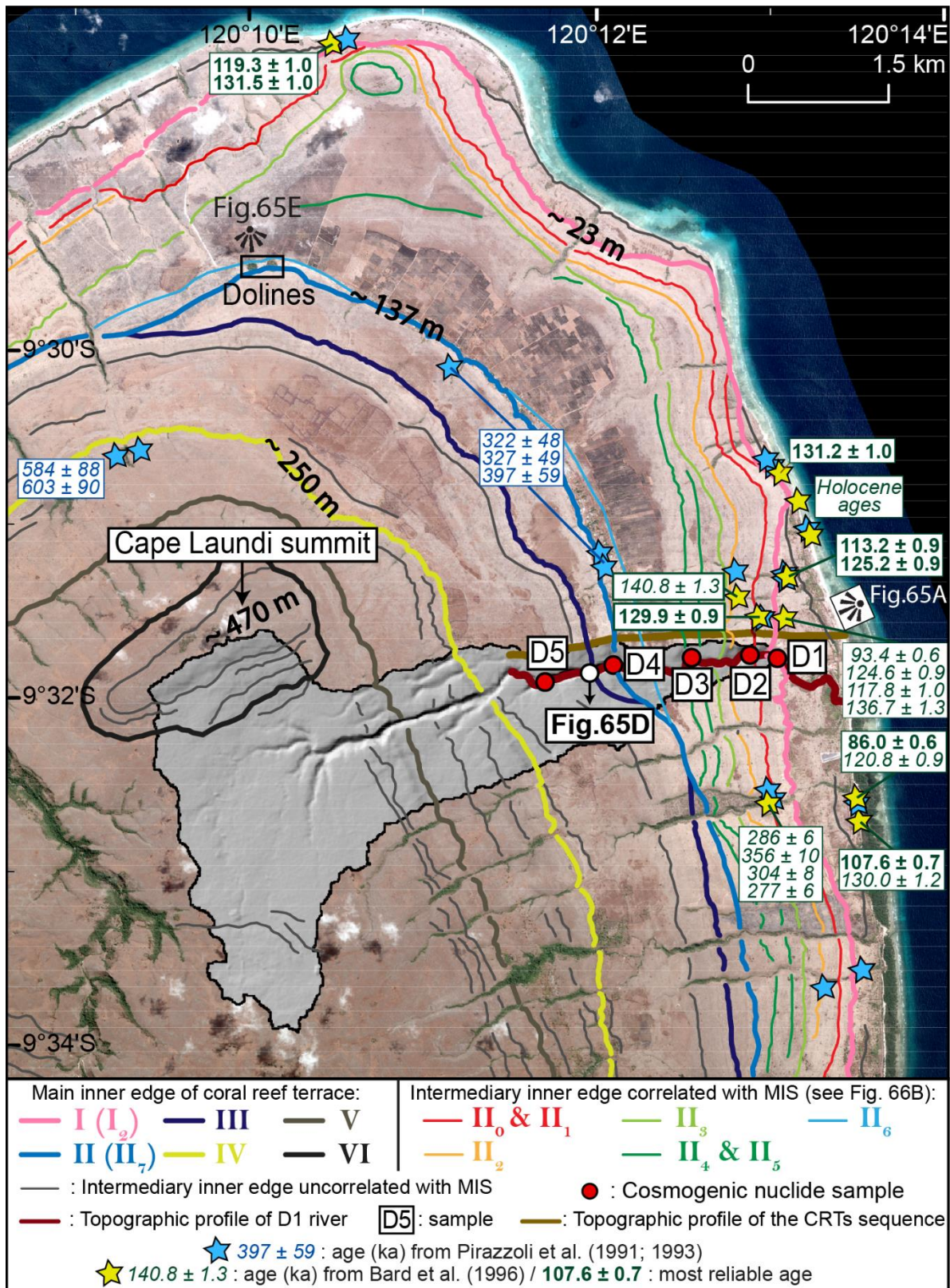


Fig. 64. CRTs at Cape Laundi. The map is drawn on a Pleiades satellite imagery with a 1 m resolution. Location of samples (D2, D3, D4 and D5) and outlet sample (D1) and topographic profiles. Some data from Pirazzoli et al, (1991; 1993) are not located on the map because their coordinates were not provided.

3.2.3.3. Catchment metric and finite eroded volume of the emerged coral reef terraces sequence

Morphometric parameters were computed for each catchment from the 13 m TanDEM-X using Rivertools in order to determine if the catchment denudation rate is a function of internal parameters. We extracted for each catchment the drainage area (catchment versus canyon), the finite eroded volume and the mean slope of the canyon. In view of the particular morphology drained by the catchments, it is necessary to also focus on the catchment metric parameters and finite eroded volume restricted to the canyon areas that concentrate most of the mechanical erosion.

We calculated the uplift rates using the present-day elevation of the CRT III distal edge (± 2 m at Cap Laundi, and ± 12 m on the rest of the island), correcting for eustasy, during MIS 11c (-1.5 ± 11 APSL; Bowen, 2010), and assigning an age of 390 ± 20 ka to MIS 11c (Murray-Wallace and Woodroffe, 2014). We attribute a mean uplift rate to each catchment with the uplift rate values calculated along the MIS 11 CRT segment located on their drainage area.

In order to assess the lateral continuity of the CRTs sequence, we also make use of stacked swath profiles (Armijo et al., 2015; Fernández-Blanco et al., 2019). These are constructed using a large number of parallel swath profiles (here 600) to derive a 2.5-D view of the landscape. Areas of the overall morphology with several lines stacked together denote relatively flat surfaces separated by more or less steep slopes; in this case, the CRTs of the sequence.

Long-term denudation estimates from finite eroded volume were obtained by subtracting the actual topography (TanDEM-X and Pleiades imagery DEM) from a reconstructed topography that attempts to compensate the effects of erosion. We computed this theoretical uneroded surface from envelope of the highest points of the sequence, after extraction of high points and main interfluves from the DEM, using the “Topo to Raster” tool in “Spatial Analyst” extension of ArcGis software (e.g., Small and Anderson, 1998; Molliex et al., 2016; Fig. 61). This tool interpolates the elevation values of a raster by imposing constraints to ensure a drainage structure that is connected and the correct representation of ridges and streams from the input isoline data. The volume yielded by such an approach requires a subjective adjustment, for it relies on the number of control points selected to reconstruct the purportedly pristine topography (Lucazeau and Hurtrez, 1997; Champagnac et al., 2012). If such points are too

sparse, some reliefs may not be taken into account and the interpolated envelope can locally be lower in elevation than the actual topography. On the contrary, oversampling the topography yields an interpolated envelope that is close to present-day topography. The difference between present-day topography elevation and the reconstructed surface yields the minimum finite eroded volume by coastal channels, since CRTs distal edges experienced in-situ denudation (Chauveau et al., submitted). In this study, because of the staircase morphology of the sequence, with fossil sea cliff separating successive CRT, the finite eroded volumes are first calculated for the main surfaces of the CRT and then for the cliffs between two CRTs (Fig. 61). We assumed that the total finite eroded volume yielded by such method globally represents the finite eroded volume of coastal drainage since the beginning of the incision following the emergence of the oldest CRT giving a mean long-term denudation rate of ~ 1 Ma at Cape Laundi (Pirazzoli et al., 1991). We also used this method to calculate the maximum vertical incision of the knickpoint and the vertical incision all along the stream profile of catchment D1 (Fig. 61).

3.2.4. Results

3.2.4.1. Catchment D1: Morphological characteristics and knickpoints

Catchment D1 is small (10.9 km²; Table 5) and its main stream (~ 7.6 km) is almost linear and deeply incises the CRTs sequence in a canyon (Figs. 64; 65A; 66; 67A). Except within the canyon, the staircase morphology of the CRTs sequence is well preserved. The drainage area restricted to canyon is 1.2 km² (Table 5).

We identified 14 knickpoints along the stream profile from the outlet up to 4 km upstream (Figs. 66; 67B; 67C). The majority of these knickpoints are also highlighted by higher steepness indices (i.e. k_{sn}) values downstream than upstream (Fig. 67C). Nine of them have been correlated with distal edges of CRT and assigned to sea level highstands (Figs. 66A; 66B; Pirazzoli et al., 1991; 1993; Bard et al., 1996). More specifically, K2, K4, K6, K7/K8, K9, K10, K11, and K12 are respectively associated with regressions following MIS 5e, MIS 7a, MIS 7c, MIS 7e, MIS 9a, MIS 9c, MIS 9e and MIS 11c highstands (Figs. 66A; 66B). Their retreat lengths range from 209 to 376 m (Figs. 66B). Five small knickpoints could not be correlated to any CRT (K1, K3, K5, K12 and K14; Fig. 66B).

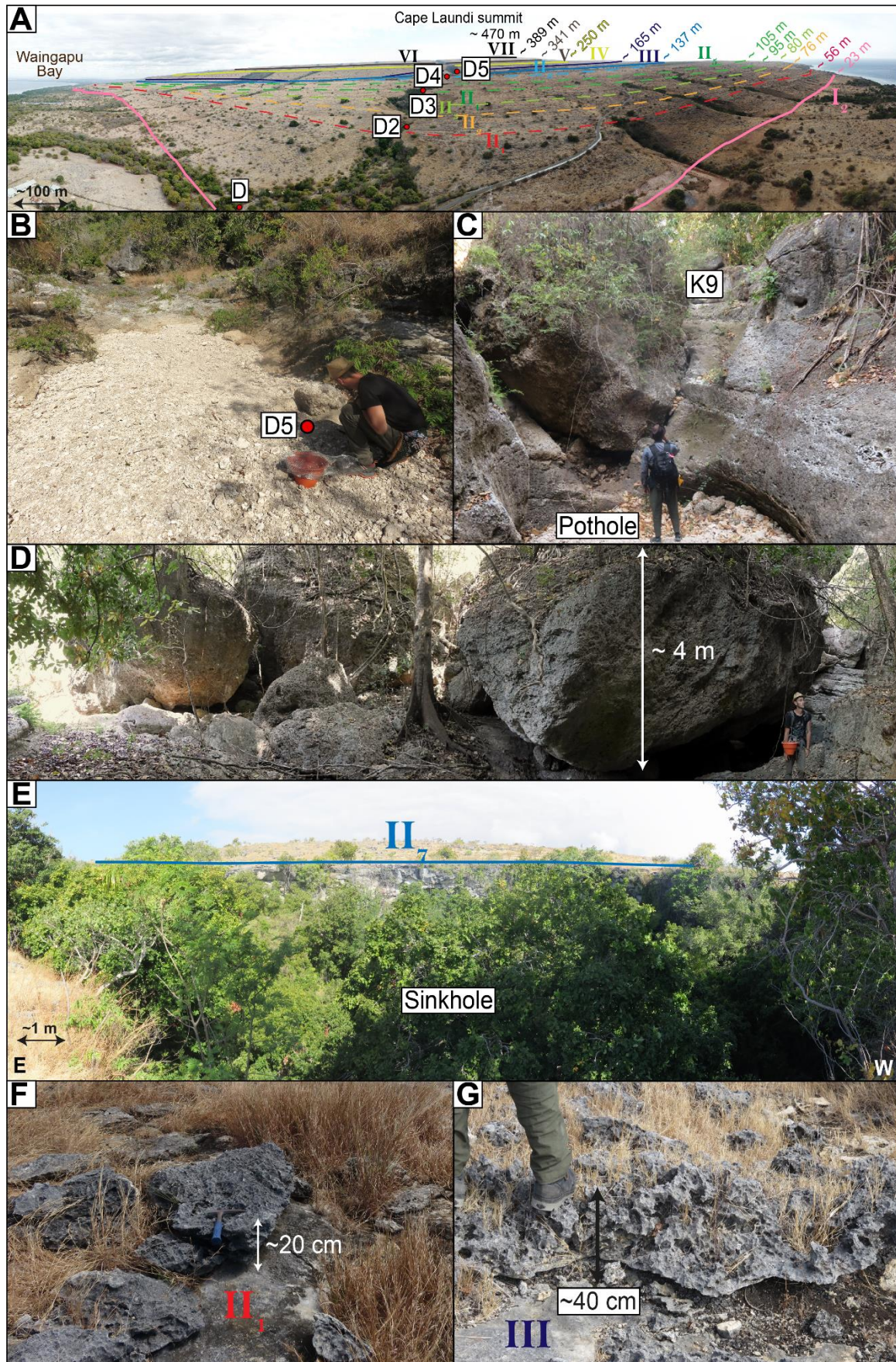


Fig. 65. *Interpreted pictures of the Cap Laundi emerged coral reef terraces sequence and the canyon draining them (catchment D1). A) Aerial photo of Cape Laundi showing the staircase coastal landscape (location of capture on Fig. 6). B) Sampling site of sample D5. C) Knickpoint K9 (see location on Fig. 7B). D) Collapsed blocks in the canyon (location on Fig. 6). E) Sinkhole of Cape Laundi. Epikarst on the surface of CRT F) II₁ and G) III.*

3.2.4.2. Denudation rates inferred from Cosmogenic Nuclide ³⁶Cl Concentration (CNC)

Catchment denudation rates calculated for the five selected catchments (Fig. 63) range from $50 \pm 4 \text{ mm.ka}^{-1}$ (sample A) to $87 \pm 7 \text{ mm.ka}^{-1}$ (sample B) with an average of $69 \pm 8 \text{ mm.ka}^{-1}$ ($n = 5$; Table 6). Catchment denudation rates calculated for the canyon area range from $49 \pm 4 \text{ mm.ka}^{-1}$ (sample A) to $87 \pm 7 \text{ mm.ka}^{-1}$ (sample B) with an average of $68 \pm 8 \text{ mm.ka}^{-1}$ ($n = 5$; Table 6). Along the river of catchment D1, denudation rates range from $69 \pm 5 \text{ mm.ka}^{-1}$ (sample D4) to $78 \pm 7 \text{ mm.ka}^{-1}$ (sample D1) with an average of $71 \pm 5 \text{ mm.ka}^{-1}$ ($n = 5$; Table 6; Fig. 66B). Samples D4, D3, D2 present comparable low values, whereas D5 and D1 have the highest denudation rate values (Table 6; Fig. 66B). In this study, the calculated integration times of denudation rates range from $6.9 \pm 0.5 \text{ ka}$ (highest denudation rates; sample B) to $12.0 \pm 0.8 \text{ ka}$ (lowest denudation rates; sample A), with an average of $8.8 \pm 1.6 \text{ ka}$ ($n = 5$; Table 6).

3.2.4.3. Finite eroded volume and vertical incision

The finite eroded volumes calculated for the five selected catchments range from $\sim 0.026 \text{ km}^3$ (sample E) to $\sim 0.070 \text{ km}^3$ (sample B) with an average of $0.049 \pm 0.017 \text{ km}^3$ (Table 5). The finite eroded volumes values restricted to canyon range from $\sim 0.015 \text{ km}^3$ (sample E) to $\sim 0.050 \text{ km}^3$ (sample B) with an average of $0.027 \pm 0.013 \text{ km}^3$ (Table 5). Therefore, canyons are responsible for $\sim 53 \%$ of the finite eroded volume in average, ranging from $\sim 42 \%$ (catchment A) to $\sim 72 \%$ (catchment B).

Incision along stream D through the canyon is up to 70 m between knickpoints K14 and K10 through CRT older than MIS 9e (Fig. 66B). Maximum incision is found at the distal edge of the CRT associated with MIS 11c highstand (Fig. 66B). Downstream, incision values are comparable ($\sim 35 \text{ m}$) and decrease downstream of the distal edge of the MIS 5e CRT to a few meters (Fig. 66B).

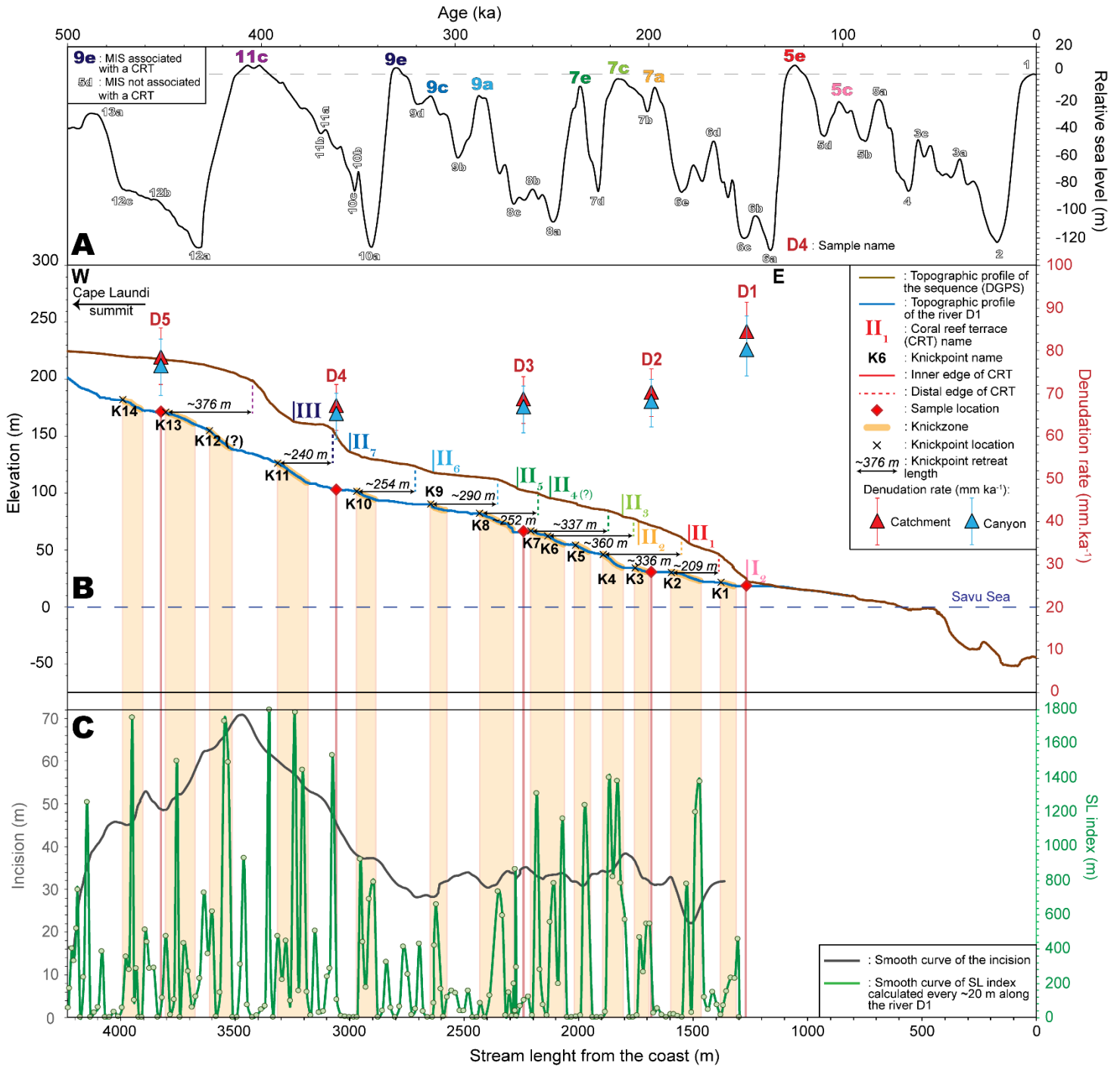


Fig. 66. The knickpoints of the Cape Laundi river. **A)** Relative sea level curve from Waelbroeck et al. (2002). **B)** Elevation profiles (derived from Pleiades DEM and GPS measurement) of the Cape Laundi main river (catchment D1) and associated profile of the emerged CRTs sequence, in relation with the calculated cosmogenic ³⁶Cl denudation rates with catchment areas extracted from DEM (red triangles) and with canyon areas (blue triangles), as well as the location of knickzones (orange areas), distal edge of CRT and knickpoint retreat length. **C)** Incision (black line) and SL index (green line and marks) along the stream profile.

3.2.4.4. Morphological and environmental parameters of catchments

Morphometric parameters computed for the five catchments are summarized in table 5. Uncertainties in the averages correspond to standard deviations. The drainage areas of the catchments range from 4.40 km² (catchment E) to 12.23 km² (catchment B), with an average of 9.75 ± 1.60 km². The area of the canyon covers a minimum of 1.17 km² (catchment D1) and reaches a maximum of 3.85 km² (catchment B). The mean slope of the catchment ranges from 5.54° (catchment C) to 8.26° (catchment E), and averages to 6.59 ± 1.05 °. The mean slope restricted to canyons ranges from 10.58° (catchment C) to 17.92° (catchment D1), and averages to 13.90 ± 1.41 °. The uplift rates range from 0.27 ± 0.02 mm.a⁻¹ (catchment A; Cape Sasar) to 0.60 ± 0.03 mm.a⁻¹ (catchment E; North of Waingapu Bay), with an average of 0.45 ± 0.12 mm.a⁻¹ (Table 5; Nexer et al., 2015).

Catchment name	Mean elevation (m)	Catchment area (km ²)	Canyon area (km ²)	Uplift rate (mm a ⁻¹)	Mean slope of canyon area (°)	Incised volume of catchment (km ³ ; $\pm 6.10^{-6}$)	Incised volume of canyon area (km ³ ; $\pm 1.10^{-6}$)
A	196	11.8	1.5	0.27 \pm 0.03	15.3	0.0638	0.0271
B	220	12.2	3.9	0.39 \pm 0.03	12.3	0.0699	0.0505
C	216	9.5	1.7	0.45 \pm 0.04	10.6	0.0434	0.0199
D	343	10.9	1.2	0.51 \pm 0.04	17.9	0.0434	0.0209
E	239	4.4	1.3	0.61 \pm 0.04	13.4	0.0264	0.0152

Table 5. Synthesis of metrics from studied catchments in Sumba island

Sample	Information	Longitude	Latitude	Elevation	N_{meas}	$\frac{S_{el,s}}{S_{el,n}}$	$S_{el,\mu}$	P_s	P_{eth}	P_{th}	P_{μ}	P_r	Denudation rate of whole catchment	Denudation rate of canyon	Integration time
		(E)	(N)	(m)	(10^5 atom g^{-1} rock)	(± 0.04)	(± 0.03)	($g(^{36}Cl)^{-1}yr^{-1}$)	($g(^{36}Cl)^{-1}yr^{-1}$)	($g(^{36}Cl)^{-1}yr^{-1}$)	($g(^{36}Cl)^{-1}yr^{-1}$)	($g(^{36}Cl)^{-1}yr^{-1}$)	($mm\ ka^{-1}$)	($mm\ ka^{-1}$)	ka
A		119.88	-9.34	10.3	4.39 ± 0.10	0.68	0.65	19.60 ± 0.81	0.09	0.24	3.65 ± 0.91	0.0031	50.1 ± 4.2	49.4 ± 4.2	12.0 ± 0.8
B		120.01	-9.39	12.2	2.35 ± 0.05	0.70	0.65	18.58 ± 0.77	0.04	0.11	3.31 ± 0.83	0.0013	87.0 ± 7.2	86.8 ± 7.2	6.9 ± 0.5
C	drains only carbonate surfaces	120.06	-9.45	12.5	3.72 ± 0.08	0.69	0.65	19.62 ± 0.81	0.07	0.19	3.81 ± 0.95	0.0020	61.5 ± 5.3	60.6 ± 5.2	9.8 ± 0.7
D1		120.01	-9.39	25.4	2.77 ± 0.06	0.76	0.69	19.02 ± 0.79	0.10	0.33	3.49 ± 0.87	0.0033	84.6 ± 7.0	81.3 ± 6.8	7.1 ± 0.5
E		120.23	-9.60	6.0	3.23 ± 0.07	0.71	0.66	18.69 ± 0.77	0.05	0.16	3.09 ± 0.77	0.0014	61.7 ± 5.0	62.4 ± 5.0	9.7 ± 0.7
D2		120.21	-9.53	30.6	2.91 ± 0.06	0.77	0.69	18.05 ± 0.75	0.08	0.25	2.97 ± 0.74	0.0030	70.3 ± 5.6	68.2 ± 5.4	8.5 ± 0.6
D3	Knickpoints (catchment D)	120.21	-9.53	65.2	3.12 ± 0.07	0.77	0.70		0.09	0.28	3.09 ± 0.77	0.0036	68.8 ± 5.4	66.9 ± 5.3	8.7 ± 0.6
D4		120.20	-9.53	103.6	3.19 ± 0.07	0.78	0.70	18.10 ± 0.75	0.09	0.25	3.12 ± 0.78	0.0036	67.3 ± 5.4	65.4 ± 5.3	8.9 ± 0.6
D5		120.20	-9.53	200.3	3.07 ± 0.07	0.79	0.71	19.20 ± 0.79	0.06	0.17	3.62 ± 0.90	0.0024	78.4 ± 6.6	76.5 ± 6.4	7.7 ± 0.5

Table 6. ^{36}Cl concentrations in present-day river sands sampled at catchments outlets, the scaling factor for nucleonic ($S_{el,s}$ - $S_{el,n}$) and muonic ($S_{el,\mu}$) production, ^{36}Cl production rate by spallation of target elements (P_s), capture of epithermal neutrons (P_{eth}), capture of thermal neutrons (P_{th}), capture of slow negative muons (P_{μ}), radiogenic ^{36}Cl production rate (P_r) and derived denudation rates.

3.2.5. Discussion

3.2.5.1. Eustatic knickpoints on coral reef terraces sequence

3.2.5.1.1. Making the case for eustatic knickpoints

Our findings indicate that the majority of the Cape Laundi knickpoints are transient eustatic knickpoints (9 out of 14 knickpoints). First, the knickpoints are easily associated with a CRT distal edge from the geomorphologic profiles, i.e. their point of origin during the emergence of the CRT and the beginning of their aerial incision can be easily identified (Figs. 60B; 66B). Then, at the scale of catchment D1, uplift rate is spatially uniform (no lateral variability in the elevation of the inner edge of each CRT in the catchment area; Fig. 67E) and temporally constant (Pirazzoli et al., 1991; 1993; Nexer et al., 2015). There is no morphological evidence of active faulting (i.e. no linear fault scarp was detected on the CRTs surface), which may rule out the possibility of tectonic knickpoints. The seismicity of the subduction zone on Sumba Island is moderate, no historical earthquakes have produced coastal uplift on the island, and no co-seismic terraces have been observed at Cape Laundi (e.g., Jones et al., 2014). Therefore, it is unlikely that knickpoints (K1, K3, K5, K12 and K14) are associated with co-seismic terrace formation. Furthermore, over the studied area, the lithology is uniform, i.e. exclusively composed of reef limestones, ruling out lithological knickpoints. Also, the catchments are too small to have a significant climatic gradient within the catchment, excluding climatic knickpoints. Finally, the three conditions that lead to the formation of eustatic knickpoint (following Snyder et al., 2002) are reached. 1) Eustatic knickpoints are caused by the emergence of the fore-reef steeper than the upstream channel. 2) Wave-base erosion has not balanced the uplift rate otherwise the sequence could not be built. 3) There are no spatial variations in uplift rates onshore and offshore since the coast is normal to the regional tectonic tilting axis (Nexer et al., 2015).

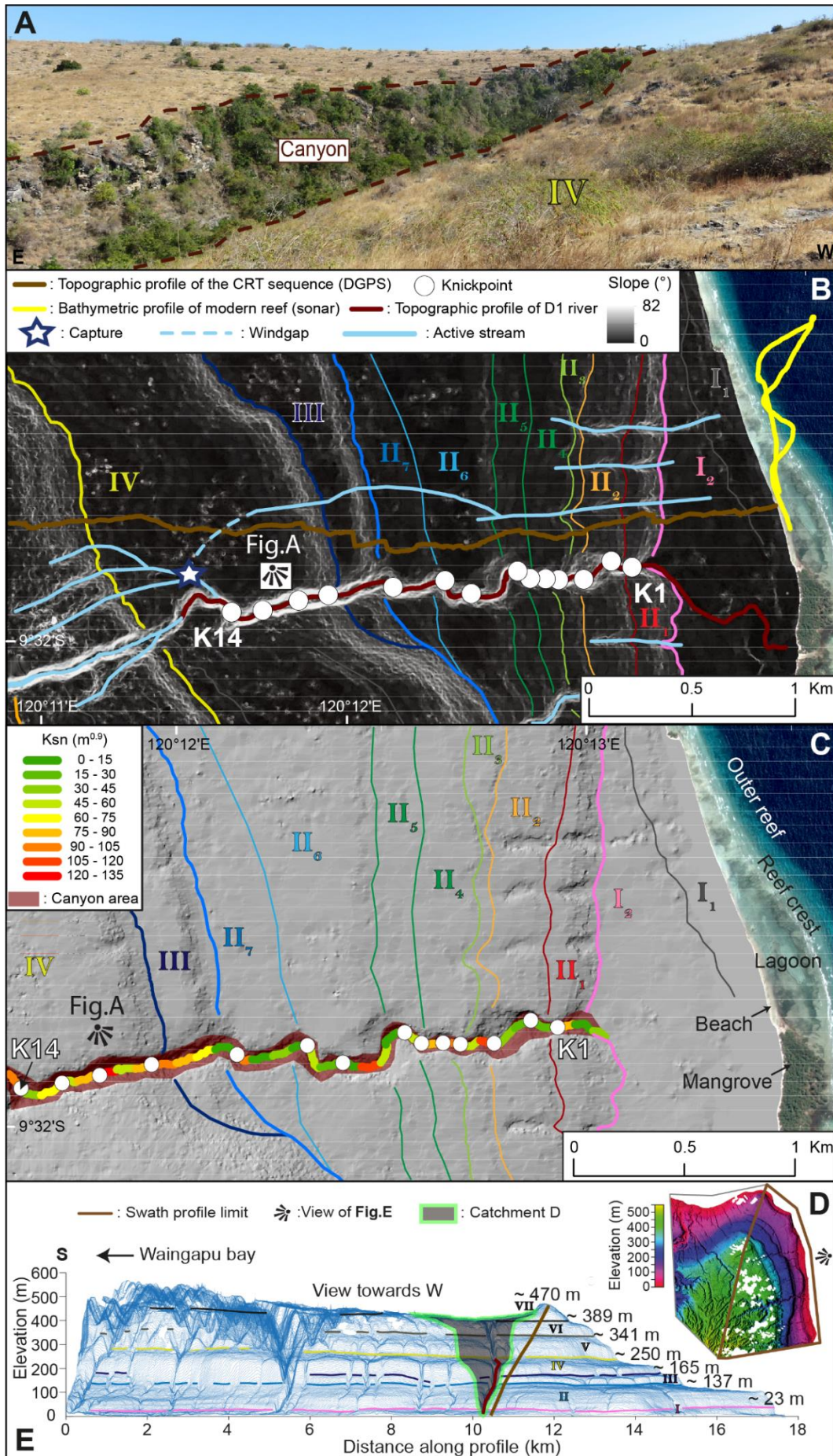


Fig. 67. **A)** Canyon in catchment D1. **B)** Slope map of the south-east of Cape Laundi, showing the different altimetric profiles (bathymetric and topographic), the location of the knickpoints and the inner edge of the low CRTs. **C)** Hillshade map of the Digital Elevation Model (2 m in resolution) based on Pleiades images southeast of Cape Laundi, showing the canyon area, steepness index values (i.e. k_{sn}) along river D1, knickpoint locations, inner edges of low CRTs, and current coastal morphology (beach, mangrove, fringing reef). **D)** Hillshaded Digital Elevation Model (2 m in resolution) from Pleiades images. The white spots inside the hillshade correspond to the clouds in the Pleiades images. **E)** Stacked swath profiles (600 profiles, vertical exaggeration $\times 6$, viewpoint location in panel D) and main inner edges of the CRTs sequence at Cape Laundi.

Five knickpoints of lower amplitude (i.e. the height between the bottom and the top of the knickzone) are not correlated to a CRT (K1, K3, K5, K12, K14). K1 is located just downstream of K2, which was correlated to the post-MIS 5e regression. The CRT associated with MIS 5c does not exhibit a clear distal edge that could be correlated with K1 (Fig. 66B). This CRT was reworked by marine erosion during MIS 5a and Mid-Holocene highstand (Chauveau et al., submitted). Consequently, the distal edge of MIS 5c CRT have been eroded, excluding direct correlation of K1 to this CRT. Other explanations can be put forward related to eustatic forcings for K5, K3 and K1. During regression, when sea level reached a lower elevation than the distal part of the newly emerged CRT, an acceleration of the base level drop could generate a second knickpoint (Cantelli and Muto, 2014). For instance, K5, K3 and K1 are located downstream of a large knickzone probably related to the onset of a major regression (Fig. 66B). Thus, they could have been produced during the sea level drop. Cantelli and Muto (2014) demonstrate that a single perturbation of base-level (e.g., eustatic drop) can generate multiple knickpoints. Therefore, it cannot be excluded that several knickpoints are associated with the same regressive event. Knickpoints could also be produced by a sudden sediment supply locally triggered by landslides on incised stream sides, river captures, or confluences. Confluences may suddenly increase the runoff and sediment supply of the main stream and could thus impact its longitudinal profile (Hayakawa and Matsukura, 2003; Crosby and Whipple, 2006). The location of K14 in the upstream part of the stream profile D at a confluence (Fig. 67B) could explain their formation. Yet, river capture cannot be excluded too, because an inactive secondary pathway to the tributary located in the flat part of CRT IV, upstream of the confluence (Fig. 67B).

3.2.5.1.2. Dynamics of eustatic knickpoints

Comparing river profiles with the coastal sequence topographic profiles, we observed that eustatic knickpoints are lower in elevation than their associated CRT distal edges, and the morphology of knickpoints is smoother than the staircase shape of the sequence (Fig. 66B). More precisely, the initial steep segment downstream of the knickpoint decreased in slope by rotation of the segment at the base of the knickzone (Gardner, 1983). These observations indicate that these knickpoints have propagated upward with vertical incision and a rotation mode (Gardner, 1983; Castillo et al., 2013). If the erosive efficiency was constant along the stream and if knickpoint retreat was steadily active, an upstream increase in knickpoint retreat length and an upstream decrease in knickpoint amplitude would be observed (Gardner, 1983; Schumm, 1993; Snyder et al., 2002; Whipple and Tucker, 2002; Loget and Van Den Driessche, 2009). However, our results show that the knickpoint retreat length does not increase upstream (Fig. 66B). The knickpoints retreat lengths are comparable (from 209 m to 376 m) and knickpoint morphologies remain preserved, even earliest ones (300 to 400 ka ago, K11, K13). Furthermore, no relationship can be noticed between the knickpoint retreat lengths and their assumed age ($R^2 = 0.08$; Fig. 69A). It suggests that knickpoint retreats were stopped before their full propagation. In addition, the slope-area scaling relationships of D1 channel (Figs. 68A; 68B) points to vertical-step knickpoints, despite the small spacing between each knickpoints, indicative of stationary knickpoints (e.g., Korup et al., 2010; Kirby and Whipple, 2012).

The knickpoint activity (or inactivity) may be also highlighted by the values of the denudation rate deduced by the concentration of ^{36}Cl of the samples along stream D. During knickpoint activity, denudation rates should be higher downstream than upstream (e.g., Brocard et al., 2016). Instead, our results show that denudation rates do not vary between D4 and D2 despite the presence of knickpoints between these samples (Fig. 66B). Even more strikingly, upstream sample D5 presents a denudation rate higher than downstream sample D4 (Fig. 66B), although this higher denudation rate could be enhanced by a local increase in stream flow and sediment supply due to the proximity of the sample to an upstream confluence and potential river capture event (Fig. 67B).

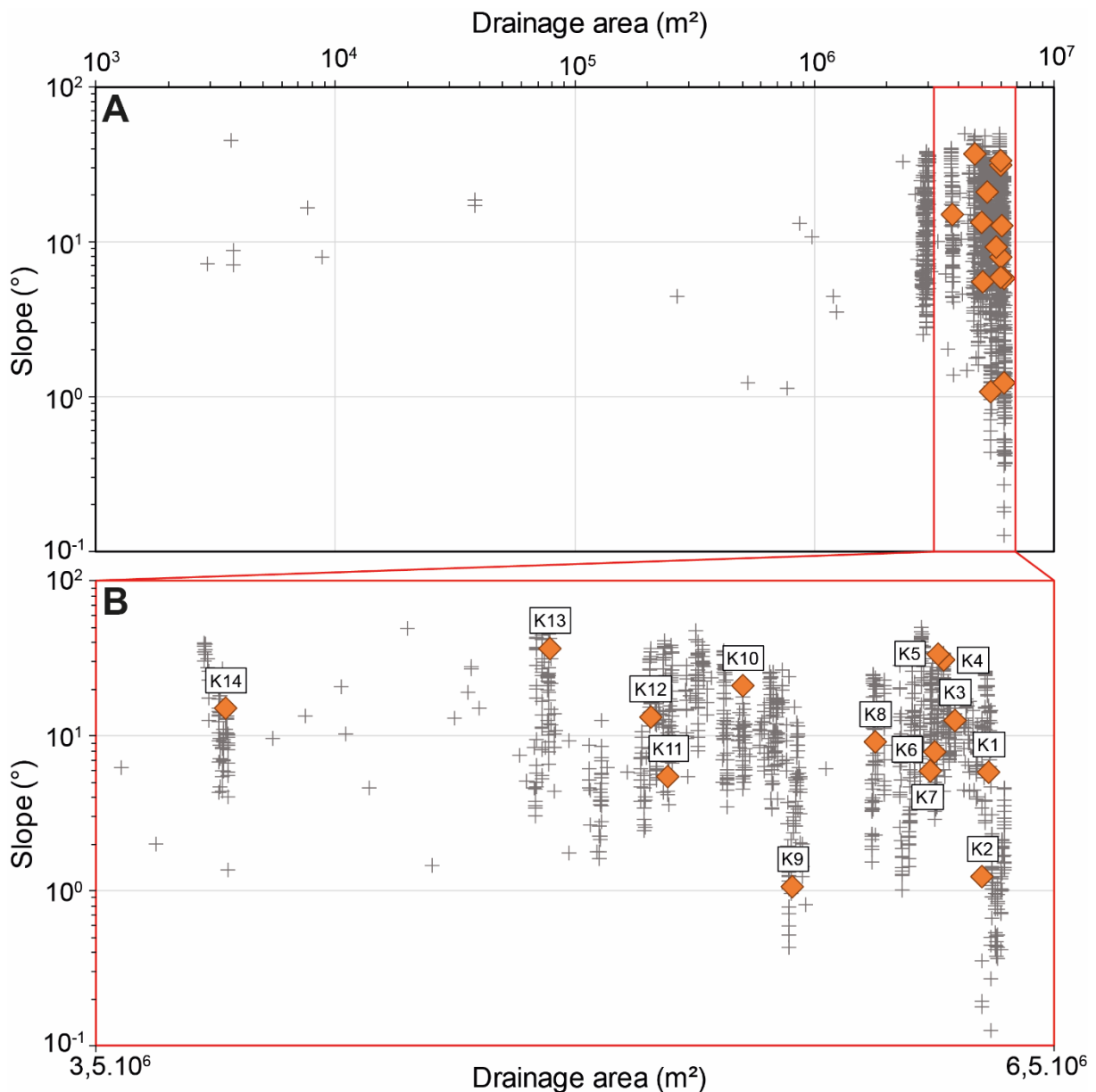


Fig. 68. Slope-area relationship (\log_{10} scale) of river D1. (A) Full set and (B) Zoomed-in, with knickpoint values. Each grey cross corresponds to one pixel (4 m^2) along the stream profile of catchment D1.

Only samples D2 and D1, upstream and downstream of K2 (which is associated with the post-MIS 5e regression) are in agreement with theoretical knickpoint dynamics (Fig. 66B). K2 would thus be the only knickpoint that is still active along the stream. It is another argument to suggest that the full propagation of eustatic knickpoints K13 to K3 was never reached, and knickpoints slowed down before that. A plausible explanation is that the small size of catchment D1 coupled with its partly karstic dynamics induces a low stream discharge and a low sediment supply, and thus an insufficient ability of the river to adjust to the base-level fall. This observation was already proposed by Castillo et al. (2013), who detected in Scotland a drainage

area threshold of 4 km² for full knickpoint retreat. Another explanation for inhibition of knickpoint recession is the decreasing efficiency of the regressive erosion of the knickpoint produced by the decrease of the slope gradient downstream with the sea level rise during transgression. The transgression would erase the imbalance since the base level will almost return to its initial position (Fig. 60B). In addition, the knickpoints studied here are generated by a high-frequency external forcing (i.e. sea level variations; Fig. 66A), which does not allow them to adjust to the conditions before new ones appear.

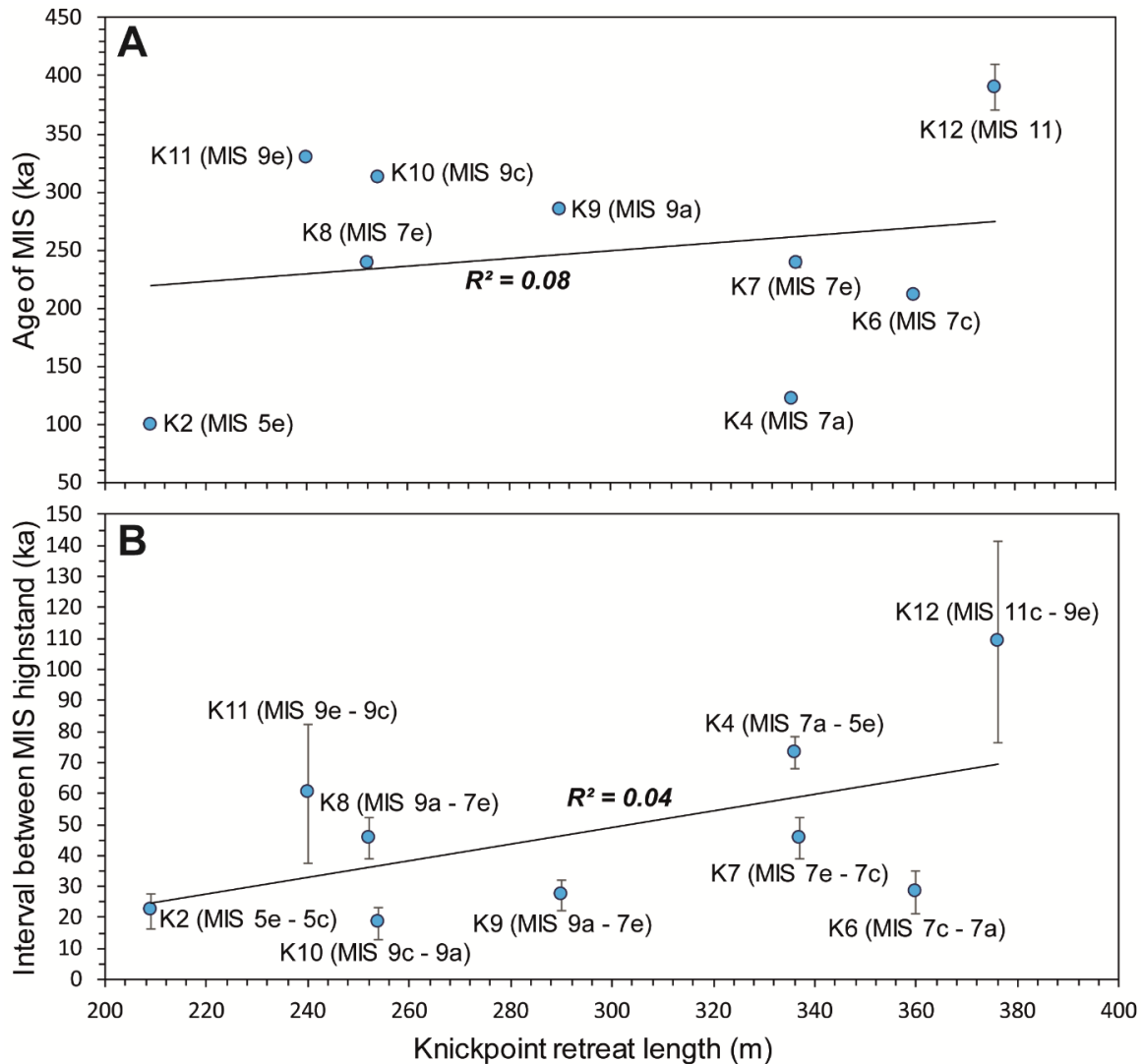


Fig. 69. Relationships between knickpoint retreat length calculated for the stream of catchment D1 with **A)** the corresponding highstand correlated to a MIS and **B)** the age interval between two successive highstands enclosing the knickpoint. The ages of MIS 11c, 9e, 9c, 9a, 7e, 7c, 7a, 5e, 5c and 5a are 390 ± 20 , 330 ± 5 , 312 ± 5 , 285 ± 5 , 239.5 ± 8.5 , 211.5 ± 5.5 , 195 ± 5 , 122 ± 6 , 100 ± 5 and 82 ± 3 ka, respectively (Cutler et al., 2003; Murray-Wallace and Woodroffe, 2014; Thompson and Goldstein, 2005).

3.2.5.1.3. Timescale of eustatic knickpoint retreat

The long-term horizontal propagation rate of the only knickpoint still active (i.e. K2), produced by the last major regression (i.e. MIS 5e), is $\sim 1.71 \text{ mm.a}^{-1}$ (i.e. a retreat length of $\sim 209 \text{ m}$ in $\sim 122 \text{ ka}$). The most likely hypothesis regarding the inactivity of knickpoints older than K2, is that a knickpoint slows down when a new one is formed by a new regression. To test such hypothesis, we quantified the correlation between the time interval between two interglacial highstands that enclose knickpoint formation and the knickpoint retreat length. However, no correlation between these two parameters was found ($R^2 = 0.04$; Fig. 69B). The propagation time of the knickpoints is shorter than the time intervals between two highstands.

Knickpoint migration rate depends on several parameters such as the drainage area, lithology and amplitude of base level fall (e.g., Loget Van Den Driessche, 2009). The local stream gradient creating potential for abrasion, plucking and undercutting of bedrock and sediment supply could also impact this propagation rate (e.g., Whipple et al., 2013). Upstream of knickpoint K10, which is associated with the MIS 9c highstand, the stream gradient is high while it decreases downstream (Fig. 66C). However, the knickpoint retreat lengths of K11 and K13 are not greater than those of the lower downstream knickpoints. Thus, the local stream gradient does not seem to control the propagation rate. The knickpoint migration must vary according to other parameters, such as variations in regression/transgression rates or the geometry of the sequence that control the stream gradient during each regression. However, these forcings are difficult to constrain (e.g., Caputo, 2007). In addition, during Pleistocene regressions, the original offshore morphology of the foundations (i.e. the bedrock on which the reefs have been built over the last 1 Ma; Pirazzoli et al., 1993) has been obliterated by the construction of more recent reefs. In the end, our results only allow us to conclude that the timescale on which the knickpoint retreat is effective is short (i.e. a few thousand years).

3.2.5.2. Dynamics of coastal stream denudation

3.2.5.2.1. Vertical incision along the stream

In principle, at constant incision rate, the older the incised CRT, the higher the finite vertical incision would be, which is at odds with our results (Fig. 66C). Besides, vertical incision does not increase significantly downstream of each knickpoint (Fig. 66C) which indicates that the

incision induced by knickpoint retreat is negligible. Finite vertical incision values are comparable (~35 m) from the CRT associated with MIS 5e to the CRT associated with MIS 9c and increase upstream, with a maximum of ~74 m located at the distal part of the CRT associated with MIS 11c (Fig. 66B). Between MIS 11c CRT and MIS 9c CRT, the seaward slope of the sequence is higher than the seaward slope between the MIS 9c CRT and the MIS 5e CRT (Figs. 66B; 66C). We conclude that vertical incision rates are moderately influenced by eustatic knickpoint dynamics, but rather by the long wavelength slope gradient of the catchment.

3.2.5.2.2. Catchment scale denudation rates

For catchments located in a karstic environment, using the catchment area extracted from DEM may be biased since a large part of this area may experience a much higher chemical weathering rate compared to the mechanical erosion rate (Authemayou et al., 2018). As a result, the denudation rates calculated in this study may be biased (section 3.2.). Nevertheless, we tried to compare the catchment- and canyon-scale CNC denudation rates with different uplift rates and morphometric parameters (i.e. drainage area, finite eroded volume, mean slope of canyon area, etc...) to appreciate the influence of these forcings on drainage dynamics (Table 5; Figs. 70A; 70B; 70C; 70D; 70E). However, in both cases (i.e. the relationships with CNC denudation rates of catchment or canyon area), there is no significant correlation of denudation rates with catchment and canyon areas, uplift rates, the finite eroded volume and the mean slope of canyons (Fig. 70). Moreover, we have previously shown that the denudation rate varies along the stream profile and that the catchment-scale denudation rate measured at the outlet mainly reflects the erosion of the last knickpoint associated with the eustatic drop of the last regression, especially if the outlet is close to the fossil sea cliff of the last emerged CRT. Thus, CNC denudation rates from the catchment outlet do not reflect the erosion process at the catchment scale, which prevents any possibility of seeing correlations with morphometric parameters.

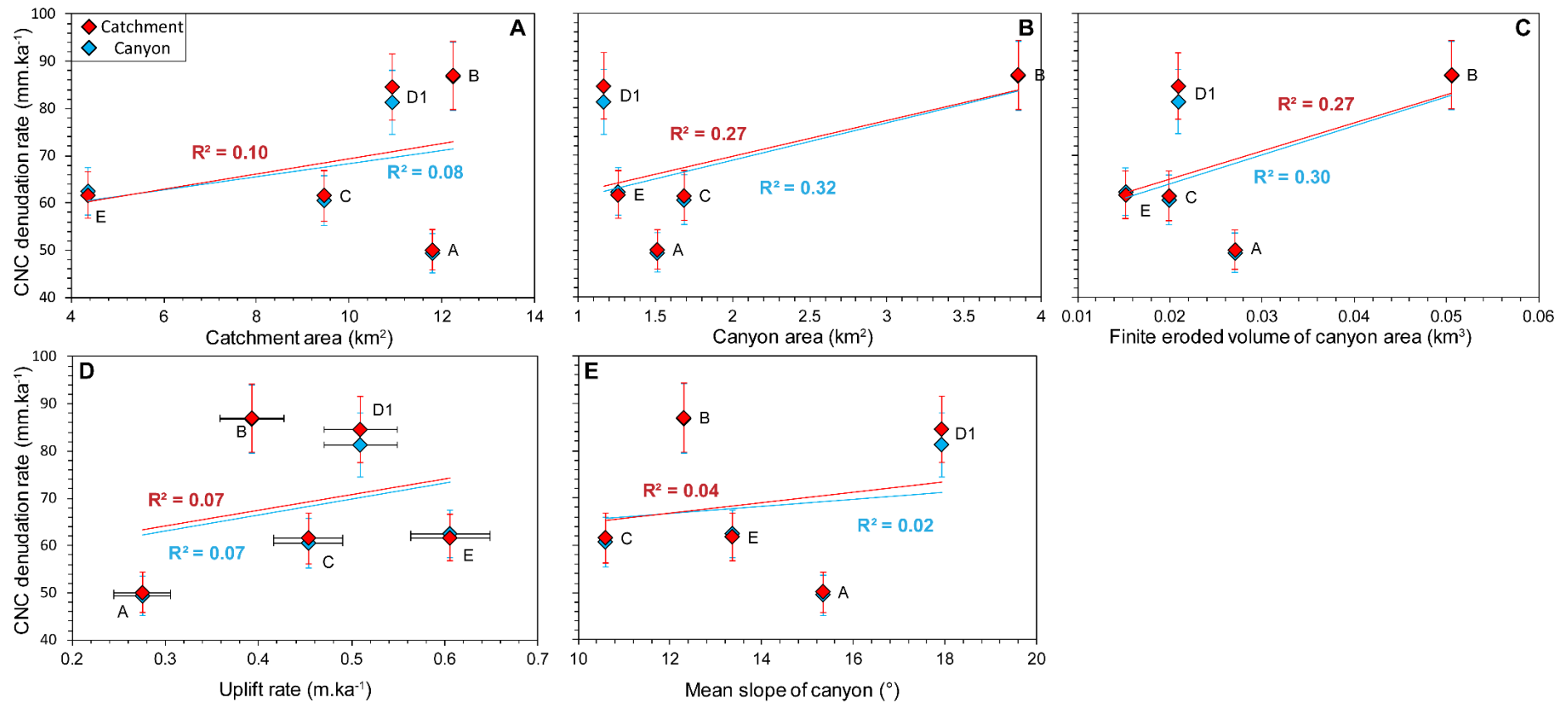


Fig. 70. Relationships between CNC denudation rates (calculated from the entire drainage area extracted automatically with the DEM (red diamond) and the canyon area (blue diamond)), and **A)** Catchment area, **B)** Canyon area (incised zone), **C)** Finite eroded volume, **D)** Uplift rate, and **E)** Mean slope of canyon area.

3.2.5.2.3. Eroded volume at the catchment scale

Because the CNC denudation rate at the outlet is not representative of the catchment denudation, we compare the finite eroded volume at the catchment-scale obtained from catchments with different uplift rates and morphometric parameters (i.e. mean slope, drainage area, etc.) to assess their influence on the long-term drainage dynamics (Figs. 71A; 71B; 71C; 71D; 71E).

First of all, there is no noticeable relationship between the finite eroded volumes, the CNC denudation rates ($R^2=0.04$) and the mean slope of the canyon areas ($R^2=0.00$; Figs. 71C; 71E). Nevertheless, we were able to observe a significant correlation between the finite eroded volumes and the area of catchments ($R^2=0.79$; Fig. 71A). Such correlation slightly decreases with the canyon area ($R^2=0.49$), but with a linear constraint on a single catchment (i.e. catchment B; Fig. 71B), excluding definitive conclusions regarding such correlations.

The finite eroded volumes and uplift rates also show a possible strong linear correlation ($R^2=0.77$; Fig. 71D). However, this relationship shows an inverse trend to what the stream power law predicts about the relationship between erosion and uplift rate in a steady state (e.g., Whipple, 2004; Wobus et al., 2006). The catchments affected by the highest uplift rates (D1 and E) show the lowest finite eroded volumes, while the catchments affected by the lowest uplift rates (A and B) have the highest finite eroded volumes (Fig. 71D). In addition, the catchments affected by low uplift rates are those with the largest total drained areas (Figs. 71A; 71B). These relationships would suggest that the lower the uplift rate, the more the catchment extends its drained area onto the CRTs surfaces near the canyon. This leads to an increase in sediment inputs from chemical weathering of the CRTs surfaces that contribute to the catchment supply, and thus an increase in the finite eroded volume (Figs. 71D; 71F). Such an observation is consistent with the results of Nexer et al. (2015) indicating that the more the catchment is located in an area of high uplift rate, the more elongated and the less widened it is (catchments D1 and E in figure 63). Its surface area thus remains small because it will tend to incise mainly on the main drain of the catchment rather than expand laterally.

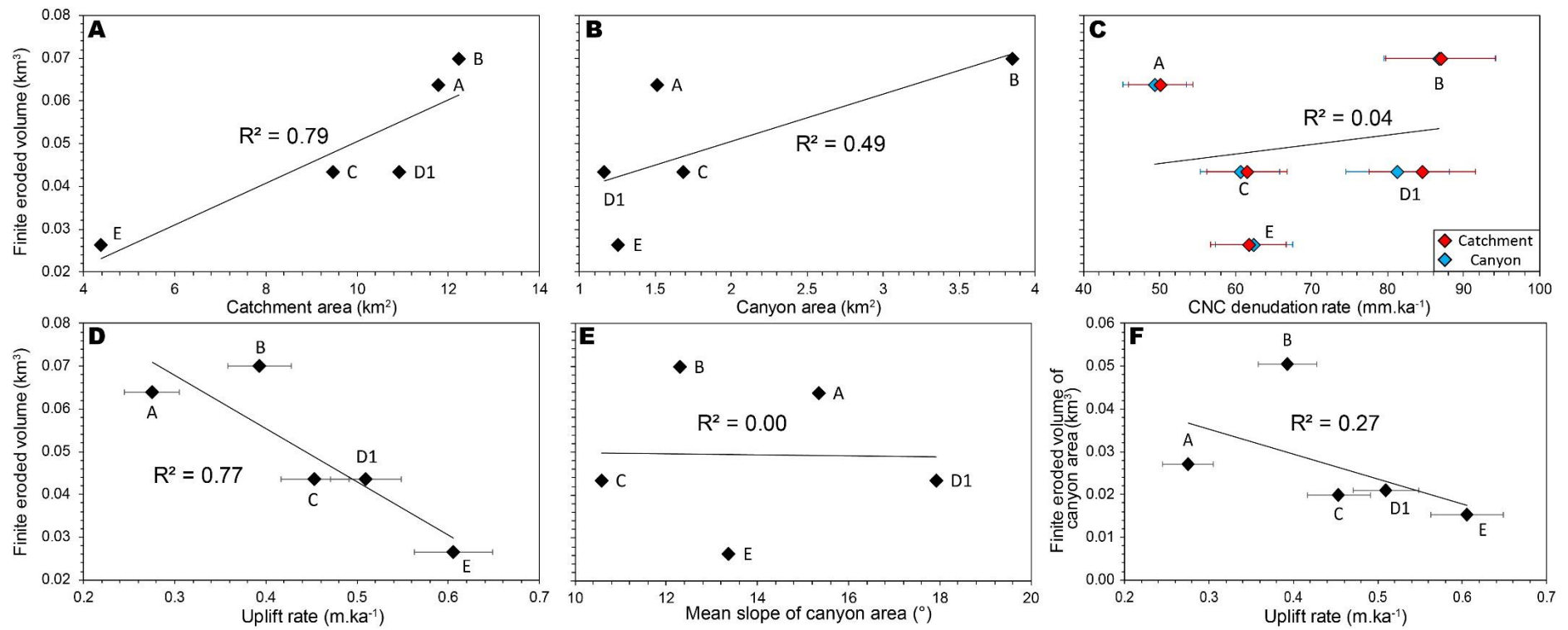


Fig. 71. Relationships between finite eroded volume and **A)** Catchment area, **B)** Canyon area (incised zone), **C)** CNC denudation rate, **D)** Uplift rate, and **E)** Mean slope of canyon area. **F)** Relationship between finite eroded volume of canyon area and uplift rate.

3.2.6. Conclusion

In Sumba Island, the specific morphology of the emerged coral reef terraces sequence, shaped by the combined effects of constant uplift rate and Quaternary sea level fluctuations, yields a drainage network characterized by the formation of several knickpoints along coastal stream profiles. We correlated the formation of the majority of these knickpoints to major Quaternary sea level highstands. Each knickpoint was formed at the distal edge of the reef recently emerged at the beginning of the regression. We highlighted that the eustatic knickpoint retreat length does not depend on the age of the knickpoint formation and are quite homogenous in the sequence drainage. These eustatic knickpoints migrate upstream until they almost stall before the next sea level transgression. The inability of the river to fully absorb the base-level fall would probably be related to its low stream discharge of small drainage areas, low sediment supply in karstic carbonated conditions of the coral reef terraces sequence, and the high frequency of the eustatic oscillations.

Catchment-scale denudation rates investigated from ^{36}Cl concentration on five catchments draining exclusively the sequence yielded an average value of $69 \pm 16 \text{ mm.ka}^{-1}$ (integrated over a few thousand years). No significant correlation was noticed between the catchments morphometric parameters, uplift and denudation rates because the denudation rate at the outlet influenced by the younger knickpoint activity is not representative of the catchment denudation rate. Also, the relations between the finite eroded volumes of the catchments and the morphometric parameters highlight that slower uplift for a catchment may correspond to a greater finite eroded volume. This result is explained by the tendency of catchments to widen with low uplift rate and to lengthen while incising the sequence deeply with higher uplift rate.

Acknowledgement

This work was supported by public funds received in the framework of GEOSUD, a project (ANR-10-EQPX-20 and ANR-10-LABX-19-01, Labex Mer, CLIMORESO, C. Authemayou) of the program "Investissements d'Avenir" managed by the French National Research Agency, the INSU Tellus Syter program (SECOMAS, C. Authemayou), the CNES TOSCA program (CETTROPICO, C. Authemayou). We thank the German Aerospace Center to provide us the
TanDEM-X data

for our study area. We thank the State Ministry of Research and Technology of Indonesia “RISTEK” that allowed us to conduct the field trip to Sumba (research permit 680/FRP/E5/Dit.KI/IV/2017). We thank also the National Geographic Explorer grant (no CP 087R 17) to support the Indonesian researchers (Sri Yudawati Cahyarini). We also thank David Fernández Blanco for the stacked swath profiles. We also thank the editor and reviewers for their recommendations and suggestions.

3.2.7. Vitesse de propagation des knickpoints à l'échelle mondiale

Afin de mettre en perspective nos valeurs de vitesse de propagation à l'échelle mondiale, nous avons utilisé la compilation des données de vitesse de propagation publiées par Loget et Van Den Driessche (2009) (Fig. 72). Ainsi, malgré une zone drainée similaire à de nombreux autres sites d'étude (Wohl, 1998 ; Yodis et Kesel, 1993 ; Brocard et al. 2003 ; Crosby et Whipple, 2006), les vitesses de propagation calculées pour K2 sont très faibles par rapport à des données similaires (Fig. 72). Néanmoins, elles sont proches de celles obtenues dans la rivière Kauhao (1 mm/an, Hawaii ; Seidl et al., 1994), les chutes de Ryogenji (1,8 mm/an, Japon ; Hayakawa et Matsukura, 2003), dans les baies de Darn et de Strathlethan (2 et 5,4 mm/an, Écosse ; Bishop et al, 2005), qui ont une petite zone de drainage (Crosby et Whipple, 2006 ; Loget et Van Den Driessche, 2009 ; Castillo et al., 2013). Cette faible vitesse de propagation à long terme semble être une caractéristique des knickpoints eustatiques pour les petits bassins versants, qui se stabilisent rapidement en réponse au forçage eustatique.

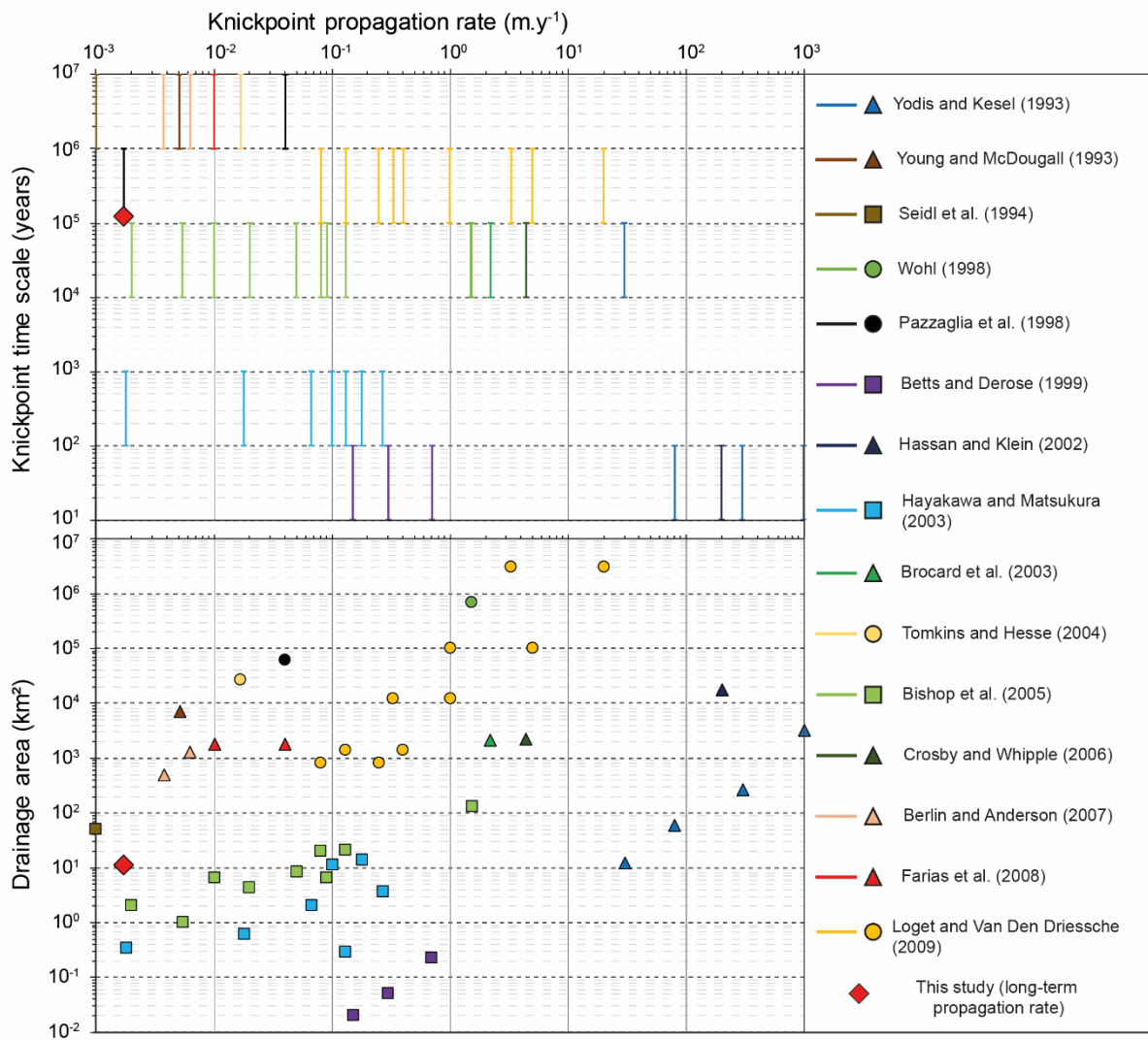


Fig. 72. Comparaison de la vitesse de propagation du knickpoint en fonction des zones de drainage et de l'échelle de temps (c'est-à-dire le temps écoulé depuis le début de la génération du knickpoint). Données de Loget et Van Den Driessche (2009). Le losange rouge correspond aux données calculées pour le knickpoint 2 (K2) de la rivière du cap Laundi (rivière D).

**PARTIE 4 : DISCUSSIONS, CONCLUSIONS ET
PERSPECTIVES**

4.1. Discussion finale

Dans une première sous-partie, il sera discuté des résultats décrits dans un article en cours de préparation (second auteur : Pedoja, Chauveau et al., in prep), sur l'étude de la morphogenèse des terrasses holocènes observées sur toute l'île de Sumba. Les différents forçages impliqués dans ce processus de formation seront discutés par rapport à ceux démontrés au cours de cette thèse. La seconde sous-partie traitera des rôles respectifs de l'érosion chimique et mécanique sur la dénudation des terrasses de récifs coralliens au cap Laundi, puis de l'importance de la prise en compte de la dénudation continentale sur le calcul du taux de soulèvement et des paléo-niveaux marins.

4.1.1. Forçages et processus impliqués dans la morphogenèse de la terrasse holocène de l'île de Sumba.

Au cours de ce manuscrit de thèse nous avons étudié le couplage entre tectonique, eustatisme, biologie, érosion et sédimentation sur la morphogenèse des terrasses de récifs coralliens (TRCs) anté-holocènes (Parties 2 et 3). Nous avons montré que tous ces processus doivent être pris en compte pour comprendre la morphologie finale des TRCs. Cependant, l'étude des terrasses holocènes (MIS 1) n'a pas été présentée. Modéliser leur formation est difficile, car les codes des modélisations numériques utilisés ne prennent pas en compte les effets du « rebond post-glaciaire » ou « ajustement isostatique » (« *Glacial Isostatic Adjustment* » en anglais). En outre, ces effets sont mal contraints dans la zone d'étude (île de Sumba, Indonésie). En revanche, que ce soit dans cette étude ou dans les précédentes (Jouannic et al., 1988 ; Pirazzoli et al., 1991 ; 1993 ; Bard et al., 1996), des colonies de corail *in situ* ont été datées à l'Holocène sur l'estran actuel de plusieurs sites, mais surtout sur le bord distal de la TRC I₁ du cap Laundi formée au moins au MIS 5a (de 1 à 3 m d'élévation au-dessus du niveau marin moyen pour l'ensemble de nos échantillons) (Figs. 73A ; 73B ; 73C ; 73D).

Dans la Partie 3 du présent manuscrit, nous avons démontré que la TRC principale produite au dernier interglaciaire (TRC I) était affectée en aval par une érosion marine récente et intense (430 ± 214 mm/ka en moyenne au cap Laundi). Nous avons mis en évidence des phénomènes de réoccupations constructives sur cette TRC sous la forme de coraux se développant dans des piscines tidales (Fig. 55I). Ces résultats tendraient à démontrer que durant l'Holocène moyen (6 ± 1 ka), l'océan a érodé efficacement les TRCs plus anciennes en cours d'émersion (TRC I₁ et I₂) et a permis le développement d'un fin récif corallien sur le bord distal de la TRC I₁. Jouannic et al. (1988) écrivaient déjà: « *The Holocene reef in this area, therefore, appears to be limited to the tiny piece of terrace, 3 m high, north of Maudulung [...]* ». Ainsi, il semblerait que les constructions holocènes au cap Laundi n'aient pas l'expression morphologique claire d'une TRC avec une paleo-falaise en amont. Cependant, un petit ressaut topographique élevé à environ ~ 2.6 m au-dessus de la ligne de marée haute (i.e. mesuré à partie de l'encoche moderne de marée haute ; Fig. 73E), localement plus développé et associé à une grotte marine, visible à quelques mètres du second profil topographique de référence de l'étude (e.g., Fig. 56), pourraient être un marqueur du haut niveau marin holocène (Figs. 73A ; 73B ; 73E).



Fig. 73. L'enregistrement côtier de l'Holocène sur le flanc Est du cap Laundi (site n°12 sur les figures 74 et 75). **A)** Cartographie de la séquence de TRCs du Cap Laundi et localisation du site n°12 (Pedoja et al., in prep). **B)** Cartographie des TRCs basses du cap Laundi et localisation des images interprétées (C, D et E). **C)** Vue vers le Nord du cap Laundi. Photographie de drone prise à marée haute. **D)** Vue vers le Sud du cap Laundi. Photographie prise sur le reste de récif holocène à marée moyenne. Le conglomérat décrit dans les études précédentes (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993) est visible en arrière du reste de récif holocène. **E)** Marqueur potentiel du haut niveau marin holocène préservé localement sur le Cap Laundi. Photographie prise à marée haute par un drone. Les altitudes sont données par rapport aux hautes mers.

En vue de la morphologie particulière et de la discontinuité latérale de la terrasse holocène au cap Laundi, il est tout naturel de se demander s'il existe une expression morphologique unique, ou non, des terrasses holocènes sur l'ensemble de la côte de l'île de Sumba. L'archivage des côtes holocènes sur l'île de Sumba, produit en collaboration avec Kevin Pedoja, montre que la terrasse holocène décrite au cap Laundi n'a pas une morphologie exclusive. Au contraire, la diversité des morphologies rencontrées suggère la contribution plus ou moins forte, selon la localisation des sites, des différents forçages impliqués dans la morphogénèse des TRCs décrits dans les parties 2 et 3 du manuscrit.

Dans cette partie, 14 sites holocènes ont été décrits, sept du côté sud (sous le vent ; i.e. *leeward side*) et sept du côté nord (au vent ; i.e. *windward side*) de l'île, dont 3 ont été datés par datation ^{14}C (sites n°4, 12 et 13 ; Fig. 74). L'un d'eux a été analysé à l'aide d'une méthode photogrammétrique (i.e. *open-source structure from motion photogrammetry* ; e.g., Froideval et al., 2019 ; site n°1)* nous permettant d'avoir des mesures de hautes résolutions de sa morphologie (Fig. 74). Les altitudes des terrasses et des bords intérieurs ont été mesurées par rapport à ligne de marée haute (i.e. ~1.75 m en moyenne au-dessus du niveau marin moyen sur l'ensemble de l'île de Sumba ; Hibbert et al., 2016). Ce repère a été choisi, car la limite des marées hautes est ce qu'il y a de plus visible sur la côte de l'île de Sumba, par les laisses de hautes mers ou encore par les encoches modernes de marée haute (Fig. 73E).

* Les résultats et figures issus de cette méthode ne seront pas montrés dans le présent manuscrit, car je n'ai pas participé à l'élaboration de ces modèles photogrammétriques, seulement à leur interprétation. Cependant, ils seront bientôt consultables dans un article scientifique (Pedoja, Chauveau et al., in prep).

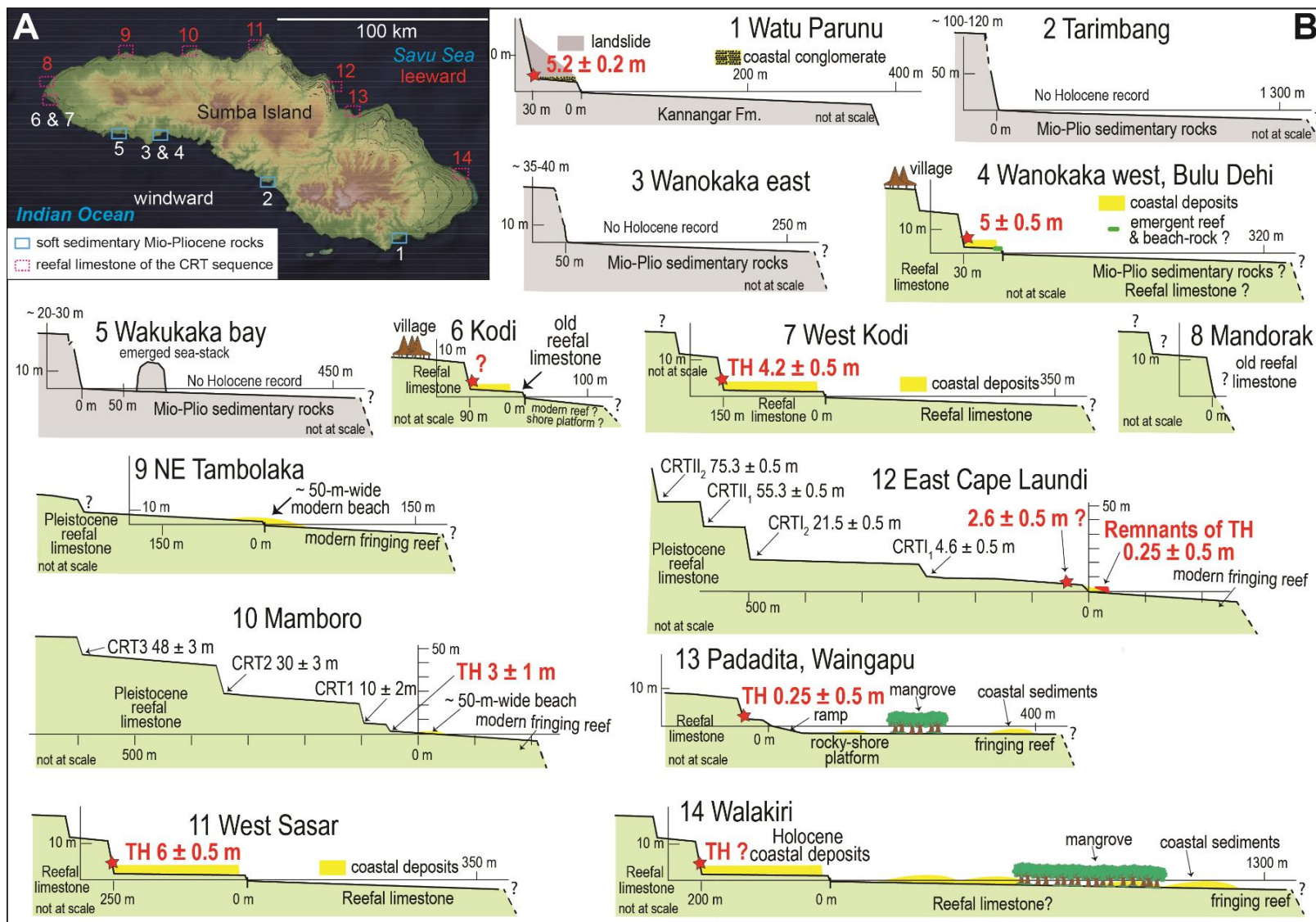


Fig. 74. Variation de morphologie et d'élévation de la terrasse côtière holocène le long du littoral de l'île de Sumba. A) Localisation des sites et B) transect d'élévation des sites n°1 à 14. Les élévations sur cette figure sont données par rapport à la ligne de marée haute.

Dans cette discussion, nous comparons surtout deux terrasses (site n°1 : Watu Paruno et site n°12 : cap Laundi), montrant une anti-corrélation entre le taux de soulèvement calculé à partir de l'altitude des terrasses pléistocènes (site n°1 : 0.39 ± 0.06 mm/an et site n°12 : 0.53 ± 0.07 mm/an) et l'altitude maximum du niveau holocène (site n°1 : 5.2 ± 0.2 m et site n°12 : 2.6 ± 0.5 m au-dessus de la ligne de marée haute) (Fig. 74). Ainsi, les terrasses holocènes de Sumba, loin de refléter simplement le taux de soulèvement et les variations du niveau marin, semblent être le résultat d'un couplage plus complexe entre différents forçages et processus (Fig. 75). Les différences d'altitude plurimétriques de ces marqueurs, liées à ces processus, engendrent un biais non négligeable pour la quantification des taux de soulèvement. Il est donc préférable de quantifier des taux de soulèvement avec des TRCs plus anciennes et plus hautes afin que les incertitudes sur l'âge et l'altitude des marqueurs aient moins d'impact sur le calcul final du taux de soulèvement.

Le long du littoral de Sumba, nous avons observé un large éventail de proxies côtiers holocènes : terrasses marines avec conglomérat clastique associé (site n°1 ; Fig. 74), récifs émergents (site n°8 ; Fig. 74) avec conglomérat clastique associé (site n°12 ; Fig. 74) ou sédiments associés (sites n°4, 6, 7, 9, 10, 11 ; Fig. 74) et des mangroves associées à un banc d'érosion et/ou au-dessus d'une encoche de marée haute (sites n°13, 14 ; Fig. 74). La plus haute élévation mesurée pour un bord intérieur de terrasse holocène (6 ± 0.5 m au-dessus de la ligne de marée haute) est celle d'une terrasse sédimentaire localisée localement dans une petite baie (site n° 11 ; Fig. 74).

Dans le sud-est de Sulawesi (Indonésie), les bords intérieurs holocènes mesurés les plus élevés sont aussi ceux de terrasses sédimentaires présentes dans une baie (Pedoja et al., 2018). Ainsi, nous suggérons que les terrasses sédimentaires côtières de l'Holocène ont leur bord intérieur « apparent » à une altitude plus élevée que les TRCs, car la protection des baies contre l'hydrodynamisme permet un remplissage sédimentaire marqué et plus apte à se fossiliser. Les terrasses dans un tel environnement enregistrent donc plus facilement les événements « extrêmes » tels que les tempêtes ou les tsunamis. Cette préservation du bord intérieur de terrasse peut également se faire via l'enfouissement de ce marqueur par un dépôt continental postérieur de type colluvial comme le suggère le site n°1 (Fig. 76). En effet, sur ce site, le paléo-niveau marin est fossilisé par un dépôt marin formé de galets et de débris de coraux, recouvert par un dépôt colluvial épais (Figs. 76D ; 76E ; 76F ; 76G).

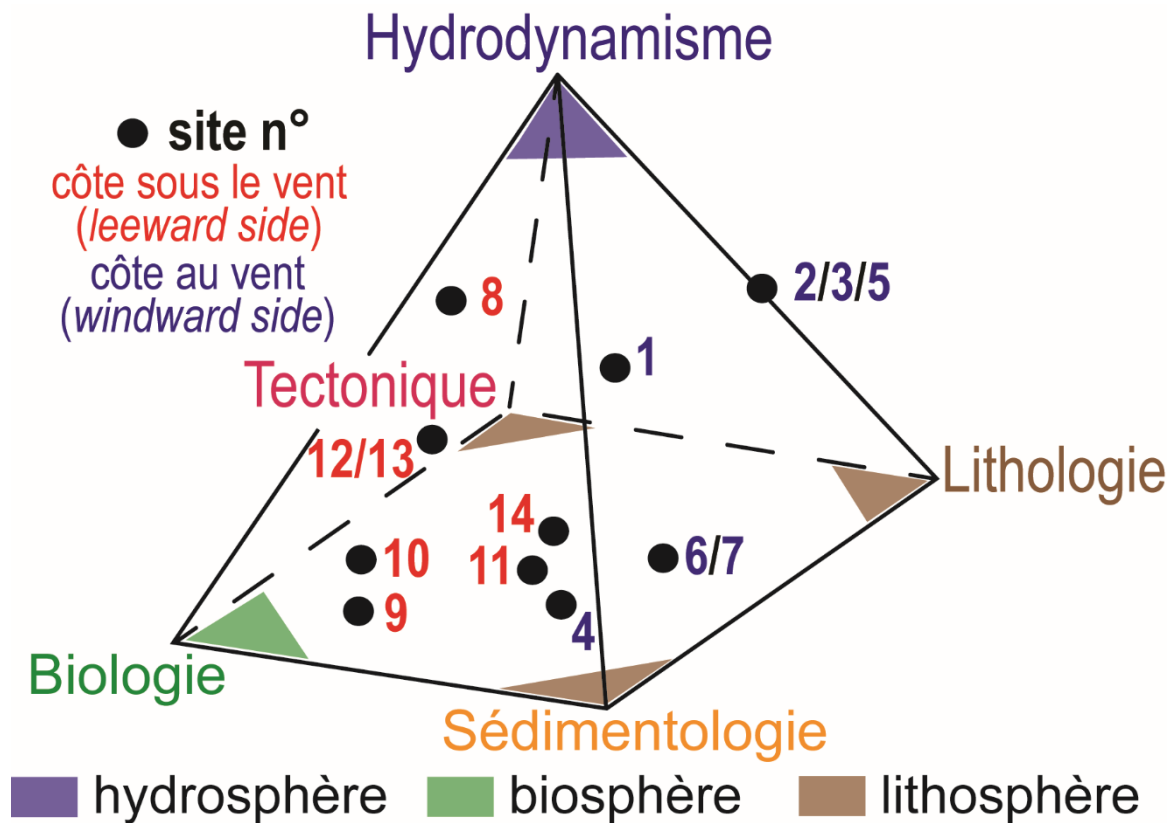


Fig. 75. Proposition de classification des terrasses holocènes sur l'île de Sumba sous forme de diagramme triangulaire. Pour chaque site, nous avons essayé de déterminer quels sont les paramètres de forçage les plus susceptibles d'être en jeu. Nous postulons que les marées, le climat et le haut niveau marin de l'holocène moyen sont égaux sur l'ensemble du littoral de l'île de Sumba.

Sur le littoral de Sumba, la lithologie du substrat et son exposition au vent déterminent la morphologie côtière et la présence ou non d'indicateurs côtiers de l'Holocène. Au sud de l'île, les sédiments volcaniques et les roches sédimentaires peu compétents du Mésozoïque et du Tertiaire sont soumis à une forte érosion liée à l'activité hydrodynamique des côtes au vent de Sumba. La ligne de rivage moderne est plus découpée qu'au nord. Elle présente un motif fractal définissant des caps et des baies complexes à différentes échelles. Le littoral est plus linéaire aux extrémités est et ouest de l'île, où la séquence de TRCs affleure sur une grande distance.

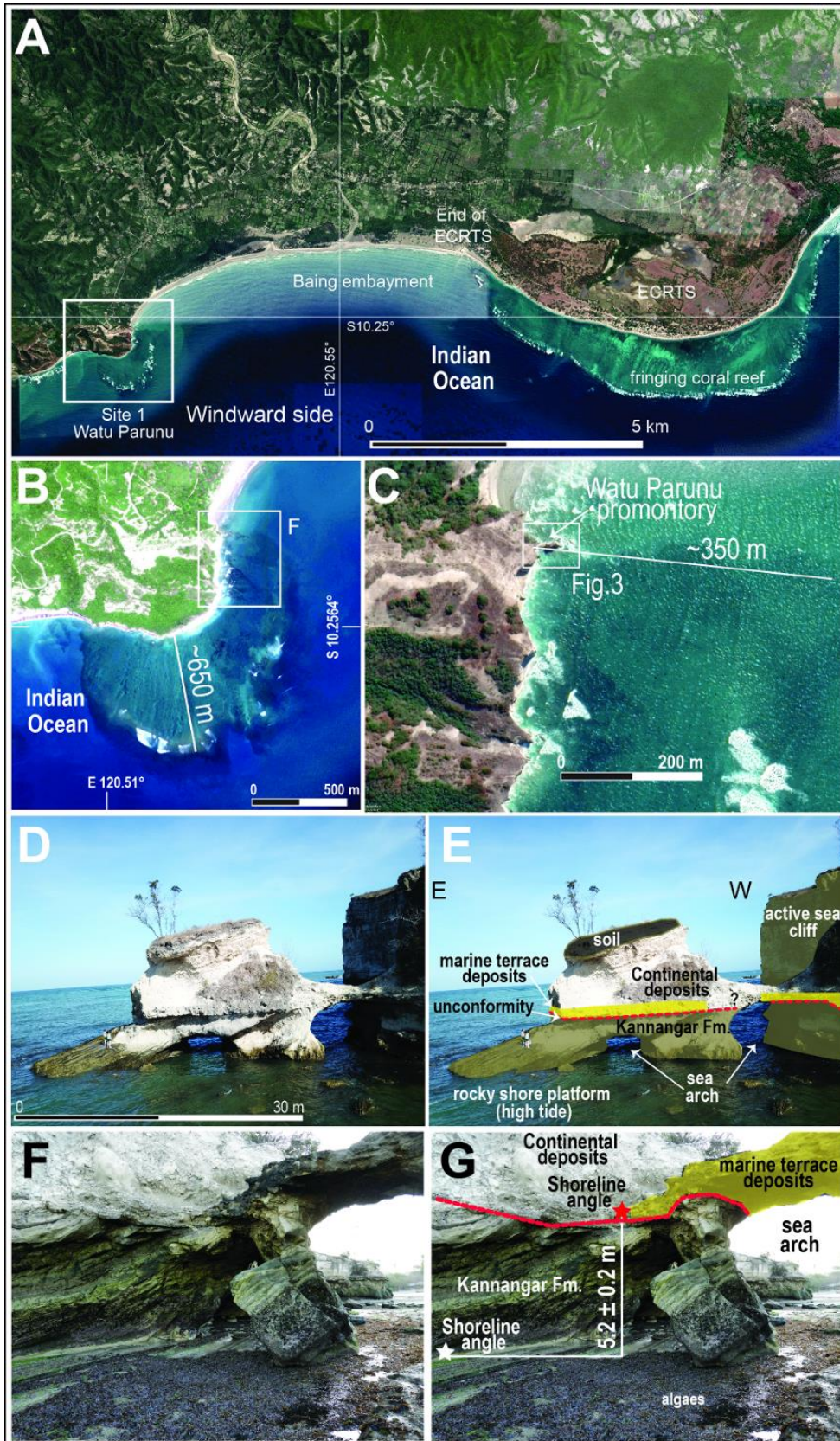


Fig. 76. *Le rivage rocheux et la terrasse marine basse à Watu Parunu (site n°1), SE Sumba. A) Emplacement de Watu Parunu. B) Emplacement du site n°1. C) Photographie du site vue de drone. D) Photographie du promontoire depuis l'Est. E) Interprétation de l'image D. F) Photographie du paléo-niveau marin holocène sur le côté ouest du promontoire. G) Interprétation de l'image F.*

L'enregistrement côtier holocène est mieux conservé lorsqu'il est associé aux unités de calcaire récifal formant les TRCs sur la côte nord protégée du vent (*leeward side*). Les roches sédimentaires facilement érodables qui affleurent sur la plus grande partie de la côte sud de l'île (*windward side*), associées à un hydrodynamisme élevé, tendent à empêcher la préservation des archives côtières de l'Holocène. À Watu Parunu (site 1 ; Figs. 74 ; 76), la largeur de la terrasse marine (~32 m), comparée à celle de la plateforme côtière récifale moderne (de ~350 à ~650 m), indique que la terrasse marine n'est qu'un vestige, actuellement en cours d'érosion, comme en témoignent les multiples arches de mer présentes sur le promontoire (Figs. 76E ; 76F ; 76G ; 74H). Cette érosion explique très probablement l'absence de formes côtières émergées plus anciennes dans les formations sédimentaires du Mio-Pliocène qui affleurent le long du rivage sud de Sumba. Par conséquent, nous suggérons que la compétence lithologique du substrat (lithosphère) et l'hydrodynamisme (hydrosphère) sont des facteurs importants qui contrôlent la préservation des terrasses côtières individuelles et donc de la séquence côtière dans les contextes de soulèvement tectonique (Fig. 75).

Les terrasses holocènes de Sumba résultent d'une combinaison de facteurs (lithologiques, biologiques, sédimentaires, eustatiques, tectoniques, érosifs et hydrodynamiques) dont l'influence relative varie selon les sites. Ainsi, au vu de l'hétérogénéité morphologique et lithologique des terrasses holocènes détectées le long de la côte de Sumba, du manque de datation sur le possible dernier vestige de bord intérieur de la terrasse holocène au cap Laundi, nous proposons que les côtes holocènes subissent une érosion intense et que la construction de ces terrasses ait été principalement effectuée sous forme de réoccupation partielle des terrasses plus anciennes. La morphologie des terrasses holocènes quand elles existent est ainsi peu comparable à celles des terrasses de récifs coralliens pléistocènes. Il est donc probable que la morphologie finale d'une terrasse s'acquière au cours de la régression, stade non encore atteint pour l'Holocène. Cette proposition est en accord avec les résultats de la modélisation numérique de la formation des terrasses de récifs coralliens (Partie 2).

4.1.2. La dénudation continentale des séquences de terrasses de récifs coralliens

4.1.2.1. Rapport entre érosion chimique et alluviale

Les paysages carbonatés émergés sont soumis à l'érosion mécanique, mais également à l'altération chimique (comprenant les processus de dissolution chimiques). L'ensemble de ces processus d'érosion sont compris dans le terme : « dénudation (ou érosion) continentale ». Le taux de dénudation continentale se réfère donc à l'abaissement d'une surface au moyen de procédés chimiques et mécaniques et est généralement exprimé en mm/ka (e.g., Ryb et al., 2014a).

La capacité des roches carbonatées à se dissoudre, mais également à s'éroder mécaniquement, a soulevé de multiples questions sur l'évolution morphologique de ce type de paysage. Le développement de l'analyse en concentration de l'isotope cosmogénique ^{36}Cl et les applications qui en découlent ont été bénéfiques pour l'étude de la morphogenèse de ces paysages (e.g., Matsushi et al. 2010 ; Schlagenhauf et al., 2010 ; Xu et al., 2013 ; Ryb et al. 2014a ; 2014b ; 2015 ; Godard et al., 2016). En Israël, Ryb et al. (2014a ; 2014b) ont calculé des taux de dénudation à partir du ^{36}Cl mesuré dans le substratum rocheux exposé et dans des sédiments alluviaux prélevés dans des cours d'eau actifs afin d'étudier la part des différents modes d'érosion des carbonates et leurs corrélations avec les taux de précipitation. Ryb et al. (2014a) ont démontré sur leur zone d'étude, impliquant des reliefs modérés, que la transition entre une dénudation dominée par le transport mécanique de particules rocheuses et une dénudation dominée par la dissolution chimique s'effectue entre 100 et 200 mm de taux de précipitations annuelles.

Matsushi et al. (2010) ont observé la dominance de la dissolution chimique dans les zones karstiques subtropicales du Japon et l'impact plus important de l'érosion mécanique dans des régions subarctiques. Après avoir étudié des échantillons provenant de plusieurs régimes climatiques en Chine, Xu et al. (2013) sont arrivés aux mêmes conclusions. Dans le présent manuscrit, nous apportons des informations nouvelles pour des paysages carbonatés subtropicaux (île de Sumba, Indonésie). En effet, nous avons pu quantifier la dénudation continentale grâce à la mesure de la concentration en cosmonucléides ^{36}Cl et cela sur différents types de sources, à savoir : *in situ* dans les carbonates exposés des TRCs, montrant des figures de dissolutions karstiques, et dans les sables issus des canyons incisant une séquence de TRCs.

Sur la base de 30 échantillons prélevés *in situ*, et avec les différentes hypothèses d'âges des TRCs, nous avons calculé une dénudation *in situ* moyenne affectant le cap Laundi de 14.7 ± 8.3 mm/ka ($n = 66$). Nous avons également montré que ces taux varient le long de la séquence de TRCs, avec des moyennes de 11.1 ± 7.0 ($n = 16$), 14.3 ± 6.8 ($n = 38$), et 20.8 ± 8.6 mm/ka ($n = 12$), pour les bords intérieurs, les surfaces principales et les bords distaux des TRCs, respectivement (Fig. 58). Les bords distaux subissent donc une dénudation plus importante que les autres parties morphologiques des TRCs. Nous expliquons cela principalement par leur position en haut de pente des TRCs. Cette pente correspondant à une falaise fossile affectée par le ruissellement et la diffusion, entraînant un retrait progressif de l'escarpement et donc une dénudation très active. Les bords distaux peuvent également correspondre à d'anciennes crêtes récifales (e.g., Pirazzoli et al., 1991 ; Rovere et al., 2016) poreuses, car composées d'un assemblage de coraux massifs (i.e. *Porites*) et branchus (Hantoro, 1992) et donc logiquement plus érodables. *A contrario*, les surfaces planes sont considérées comme peu poreuses, car elles correspondent à d'anciens lagons recouverts de débris de coraux et de sédiments soumis à la compaction et à la cimentation (Hopley, 2011).

Parallèlement, nous avons quantifié les taux de dénudation alluviale affectant la séquence de TRCs. Nous avons montré dans cette étude que cette érosion est majoritairement restreinte aux zones de canyon (Partie 3 Chapitre 2). Ainsi, en prenant en compte le taux de dénudation alluviale du canyon principal (81.3 ± 7.1 mm/ka) et la moyenne des taux de dénudation *in situ* (14.7 ± 8.3 mm/ka) au cap Laundi, et en pondérant ces moyennes par rapport à leurs surfaces d'influence (~11 % pour la zone de canyon et ~89 % pour les surfaces planes du bassin versant théorique ; i.e. la séquence de TRCs du cap Laundi) : l'érosion alluviale serait responsable de ~40 % de la dégradation du paysage alors que l'érosion *in situ*, majoritairement chimique, car produite sur la surface plane des TRCs montrant des figures de dissolution, le serait de ~60 %. De ce fait, la combinaison d'un taux de dénudation *in situ* relativement faible affectant les surfaces planes des TRCs et une dominance de ces surfaces dans les bassins versants, assure la préservation de la séquence de TRCs.

Lorsqu'on considère les effets combinés des précipitations et de l'activité tectonique, le changement entre les styles de dénudation mécanique et chimique reflète l'équilibre entre les taux de soulèvement et l'altération chimique (Fig. 77) (Ryb et al., 2014b). Lorsque les taux d'altération chimique sont inférieurs aux taux de soulèvement tectonique, cela déclenche une augmentation de l'incision aérienne d'un cours d'eau (Fig. 77) (Ryb et al., 2014b). Les pentes

bordant le cours d'eau deviennent alors plus abruptes, ce qui provoque une érosion mécanique plus importante, pouvant ainsi former de profond canyon (Ryb et al., 2014b).

A contrario, lorsque l'altération chimique influence majoritairement les processus d'érosion par rapport au soulèvement, les pentes des cours d'eau se stabilisent et la dissolution des carbonates est suffisante pour dissoudre tout volume de débris produits par érosion mécanique (Fig. 77) (Ryb et al., 2014b). Cette altération dominante est favorisée par de fortes précipitations accompagnées de températures élevées et de la formation d'une couverture végétale propice à l'acidification des eaux du sol et à la capacité d'infiltration des eaux de ruissèlement (Fig. 77) (Simms, 2004).

Le cap Laundi est soumis à un soulèvement tectonique non négligeable (~0.5 mm/an ; e.g., Pirazzoli et al., 1993 ; Nexer et al., 2015), une température moyenne annuelle élevée (~30°C ; données issues de l'aéroport de Waingapu situé sur la côte Nord de l'île) et un régime de précipitation humide (~1000 mm/an) marqué par une forte saisonnalité entre période sèche (mai à octobre) et humide (novembre à mars/avril) (e.g., Aldrian et Susanto, 2003). Cependant, nous estimons que les précipitations efficaces (i.e. part des précipitations totales disponibles pour l'écoulement superficiel et l'infiltration, alimentant réellement les aquifères) au cap Laundi sont relativement faibles, car les précipitations affectant le site d'étude sont extrêmement rares durant la saison sèche (parfois 0 mm/mois). Nous assumons qu'en raison de cette saisonnalité, les précipitations efficaces au cap Laundi se situent proches du pôle « sec » sur la figure 77.

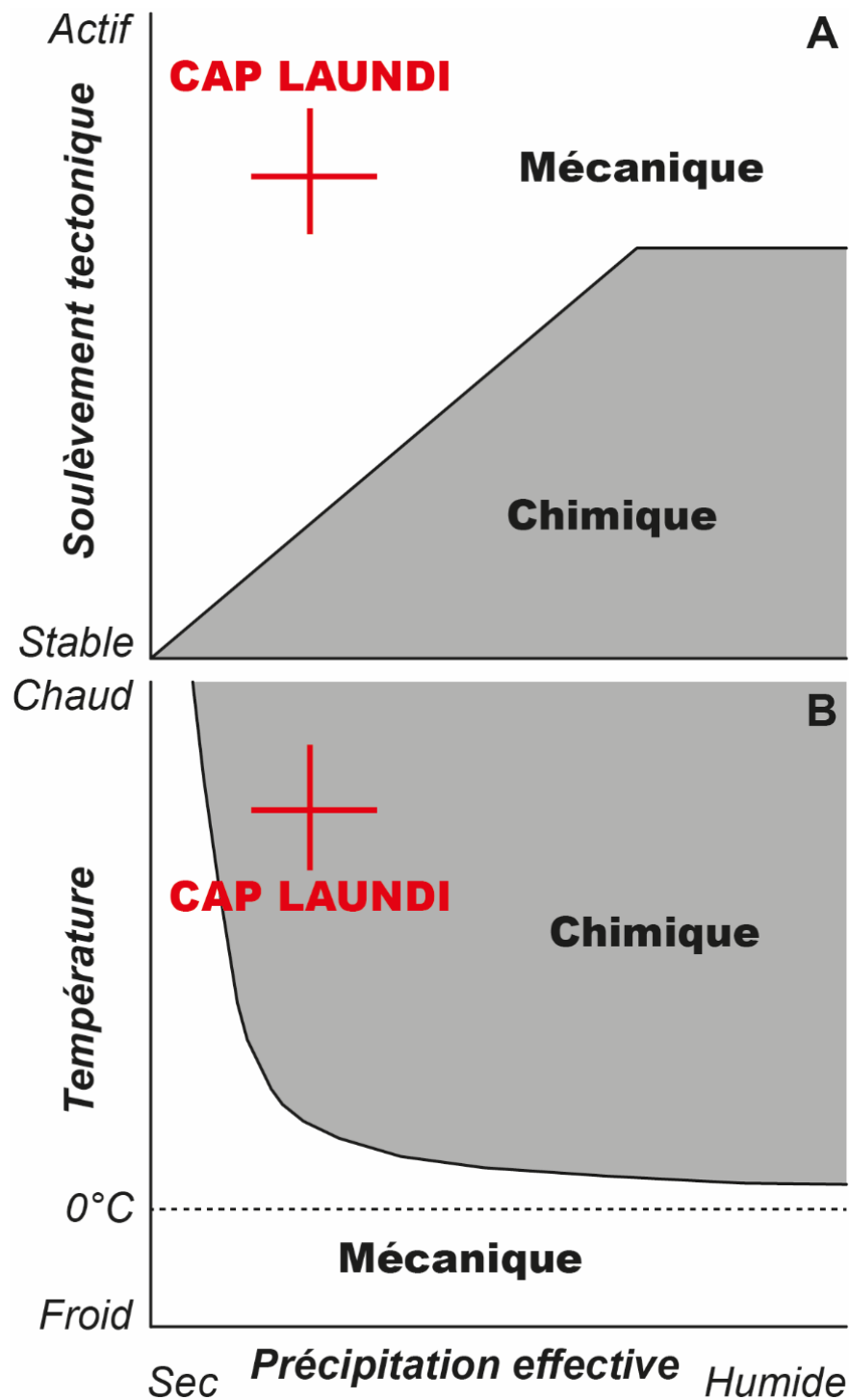


Fig. 77. Diagrammes qualitatifs conceptuels présentant le contrôle des précipitations effectives, **A)** de l'activité tectonique et **B)** de la température selon le style de dénudation des terrains carbonatés (mécanique ou chimique). Les conditions climatiques et tectoniques dans lesquelles les processus de dénudation chimique ou mécanique devraient être dominants sont indiquées par des zones de couleur grise et blanche, respectivement. Les croix rouges représentent l'emplacement approximatif de la zone du cap Laundi dans ce diagramme arbitraire. Figure modifiée à partir de la figure 7 de Ryb et al. (2014b).

Les systèmes fluviaux et karstiques se font concurrence pour un volume donné d'eau de ruissellement (Phillips et al., 2004). Sous un régime de dénudation mécanique, le ruissellement de surface et la capacité d'érosion mécanique sont maximisés. Au cap Laundi, une partie des précipitations lors de la saison humide (~300 mm/mois) doivent être ainsi rapidement évacuées par les canyons et par l'infiltration karstique. Si au cours du temps, une augmentation des précipitations et de la température, ou une diminution de l'activité de soulèvement tectonique, avait lieu, les canyons du cap Laundi pourraient être totalement abandonnés au profit d'un réseau karstique dominant.

Cependant, selon les paramètres listés ci-dessus et l'influence respective des taux de dénudation alluviale (~40 %) et chimique (~60 %), le cap Laundi peut être soumis autant à l'érosion mécanique que chimique (Fig. 77). Cette bimodalité est donc en accord avec l'observation de canyons actifs et de nombreuses figures de dissolution sur les TRCs.

4.1.2.2. Implication de la dénudation sur les calculs de taux de soulèvement

En pratique, les bords intérieurs et distaux des TRCs sont considérés comme de bons marqueurs des anciens niveaux marins, car pouvant représenter le pied de falaise du récif (parfois marqué par une encoche marine ; Speed et Cheng, 2004) et la crête récifale, respectivement (e.g., Rovere et al., 2016). Les taux de soulèvement tectonique sont généralement obtenus à partir de l'âge des TRCs et l'altitude, de leurs bords intérieurs ou distaux, corrigée de l'eustatisme (i.e. le niveau marin maximum d'un interglaciaire ; e.g., Pedoja et al., 2018). Cependant, lors d'une régression du niveau marin, les bords distaux des TRCs se font raboter par l'érosion marine et une fois émergées, les surfaces planes des TRCs sont affectées par la dénudation continentale (14.7 ± 8.3 mm/ka en moyenne au cap Laundi). L'altitude actuelle de ces marqueurs ne correspond donc pas à l'élévation finie induite par le taux de soulèvement. Leurs altitudes doivent être ainsi corrigées des taux de dénudation.

Cependant, les faibles taux de dénudation calculés sur le cap Laundi, comparés à d'autres données publiées dans des zones plus humides (e.g., Vasconcelos et Stone, 2000 ; Lal et al., 2005), ont un impact mineur, et non significatif (i.e. compris dans les incertitudes de calcul des taux de soulèvement) sur les estimations des taux de soulèvement à partir des bords intérieurs des TRCs (de l'ordre de ~0.01 mm/an). En revanche, dans les endroits où les taux de dénudation sont plus élevés, il convient d'en tenir compte avant de déterminer les taux de

soulèvement, car l'érosion continentale va alors abaisser significativement l'altitude des TCRs. Prenons l'exemple de la Papouasie-Nouvelle-Guinée où un taux de dénudation continentale de ~150 mm/ka a été mesuré dans des carbonates affleurants sur les hauts reliefs de la région (Stone et Vasconcelos, 2000). Bien que cette quantification de la dénudation n'ait pas été faite sur la célèbre séquence de terrasses de récifs coralliens de la péninsule de Huon (e.g., Chappell, 1974), nous prenons cette donnée comme une valeur maximale de la dénudation continentale affectant cette séquence. Ainsi, s'il reflète une érosion en régime permanent, un taux de dénudation de ~150 mm/ka (Vasconcelos et Stone, 2000) pourrait réduire l'élévation d'une TRC d'âge MIS 5e de ~18 m et donc diminuer les estimations du taux de soulèvement de ~0.15 mm/an. Par conséquent, dans l'état actuel des connaissances, nous considérons qu'il est potentiellement inexact de soustraire simplement le soulèvement tectonique de l'élévation des TCRs dans le but d'estimer le niveau eustatique ou marin relatif.

4.2. Conclusion générale

Durant le Quaternaire, les variations importantes et fréquentes du niveau marin, associées au soulèvement tectonique, ont localement provoqué l'émersion des récifs coralliens, formant des séquences de terrasses de récifs coralliens. Ces séquences sont largement répandues à travers le monde et sont décrites depuis plus d'un siècle (e.g., Crosby, 1883 ; Darwin, 1842 ; Daly, 1915 ; Pirazzoli et al, 1993 ; Scholz et al., 2004 ; Murray-Wallace and Woodroffe, 2014 ; Pedoja et al., 2011 ; 2014 ; 2018 ; Obert et al., 2019). De l'échelle mondiale à locale, les séquences de terrasses de récifs coralliens sont des enregistrements essentiels du niveau marin, du paléoclimat et de la tectonique du Quaternaire. Mais loin de refléter seulement les forçages tectonique et eustatique, les séquences de terrasses de récifs coralliens sont en réalité un objet géologique généré par l'enchevêtrement de nombreux forçages et processus (Fig. 78). En effet, tout au long de cette thèse nous avons pu démontrer :

1) par des simulations numériques, obtenues à partir d'un modèle cinématique basé sur la morphologie des récifs, que la morphogenèse des terrasses était issue, bien sûr, des forçages eustatique et tectonique, mais également de la pente du substratum, de l'héritage géométrique des terrasses antécédentes, du taux de croissance récifale, de l'érosion marine et des sédiments clastiques qui en découlent. Ce premier travail a également démontré que l'approche dite « bijective » (i.e. association réciproque d'une terrasse et d'un haut niveau marin spécifique) est erronée, puisque l'ensemble des résultats montrent que :

a) une terrasse ne se construit pas seulement pendant un haut niveau marin, mais durant toute l'histoire eustatique d'un MIS (i.e. durant les périodes de transgression, de haut niveau et de régression du niveau marin) (Fig. 78), et donc que :

b) plusieurs terrasses peuvent être générées lors d'un seul MIS. Par exemple, au cap Laundi, la transgression du niveau marin lors du MIS 5e a construit une première terrasse (TRC I₂), suivie d'une deuxième construite plus haute topographiquement durant le haut niveau marin (TRC II₁). Ensuite, durant la régression du niveau marin du MIS 5e une troisième terrasse a été construite (TRC II₀) et la première terrasse formée lors de la transgression a été réoccupée par de nouvelles colonies de coraux (TRC I₂) (Fig. 78).

c) plusieurs MIS peuvent être à l'origine d'une seule terrasse. Par exemple, la terrasse I₂ du cap Laundi a été construite au moins au cours des stades MIS 5e et 5c.

Ceci s'explique par les phénomènes de réoccupation d'une ancienne terrasse par abrasion marine et recolonisation récifale.

d) une modélisation minutieuse de la morphologie d'une séquence de TRCs permet non seulement de compenser le manque de datation robuste des TRCs, mais également d'obtenir une approximation des taux de variations passées du niveau marin, de discuter des constructions récifales réalisées lors des transgressions, des hauts niveaux et des régressions du niveau marin, et donc potentiellement d'améliorer les reconstructions de ces fluctuations.

2) par une méthode croisée (concentration du cosmonucléide ^{36}Cl et datation $^{230}\text{Th}/\text{U}$), appliquée sur l'ensemble des terrasses de récifs coralliens du cap Laundi, que :

e) la dénudation continentale majoritairement chimique peut être à l'origine d'un décapage partiel de la surface superficielle des terrasses, exhumant ainsi d'anciennes colonies de coraux.

f) les bords distaux des terrasses se dénudent plus rapidement que les autres parties morphologiques des terrasses, principalement en raison des phénomènes de ruissellement et de diffusion.

g) l'érosion marine (430 ± 214 mm/ka en moyenne au cap Laundi) a une valeur quasiment trente fois supérieure à la dénudation continentale (14.7 ± 8.3 mm/ka en moyenne au cap Laundi), confirmant son efficacité. Elle est donc un forçage primordial dans les phénomènes de réoccupation des terrasses par abrasion marine d'anciennes surfaces, et donc de la nature polycyclique de ces dernières par réoccupation de celles-ci par de nouvelles colonies coralliennes en dépôts superficiels (<1-2m) (Fig. 78).

L'ensemble de ces premières démonstrations permettent d'expliquer le diachronisme mis en lumière par les datations faites au cap Laundi (Jouannic et al., 1988 ; Pirazzoli et al., 1991 ; 1993 ; Bard et al., 1996), de proposer une alternative à l'hypothèse de diminution du taux de soulèvement énoncée par Bard et al. (1996) et d'expliquer la nature polycyclique, largement acceptée mais très peu investiguée, des terrasses du cap laundi et d'autres terrasses mondiales.

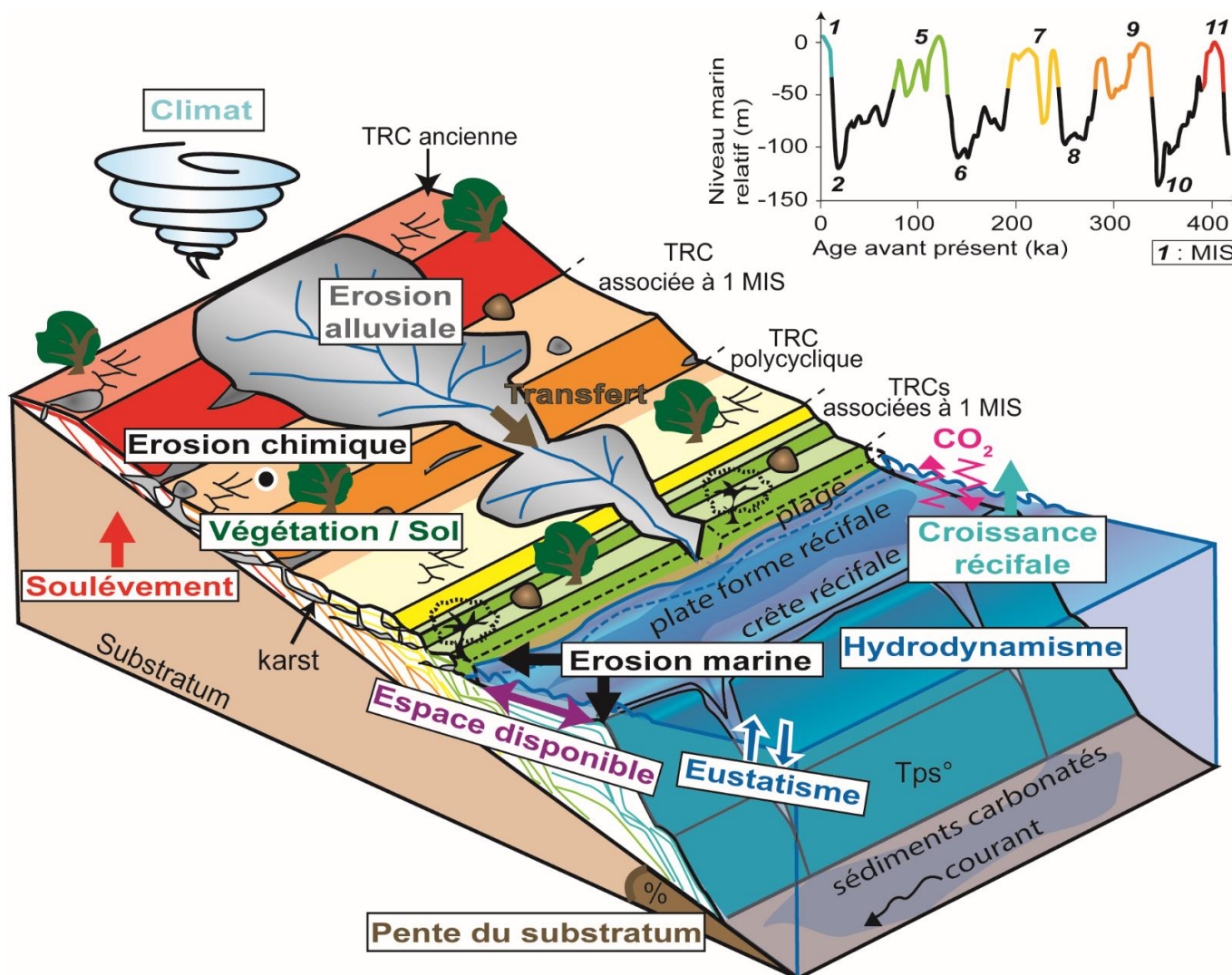


Fig. 78. Bloc 3D d'une séquence de terrasses de récifs coralliens dont la morphogenèse est issue de l'ensemble des forçages et processus décrits dans cette thèse, à savoir : l'eustatisme, la tectonique, la croissance récifale, la bioconstruction corallienne, l'espace disponible, la pente du substrat rocheux, l'érosion marine, l'érosion chimique, l'érosion alluviale et l'hydrodynamisme.

3) par le biais d'une enquête de terrain approfondie dans un des canyons drainant le cap Laundi, d'images hautes résolutions (images Pléiades), d'analyse en concentration ^{36}Cl dans des sables prélevés à l'exutoire de cinq bassins versants, mais également à quatre endroits le long de la rivière formant le canyon principal du cap Laundi, que :

h) les knickpoints/seuils (i.e. onde d'incision générée dans une rivière par une chute intrinsèque de son niveau de base) sont créés par les chutes du niveau marin en début de phase de régression marine au niveau de la crête récifale d'un récif corallien en cours d'émersion. Une fois formés, ils reculeront progressivement dans le profil en long des rivières par érosion régressive à la fois horizontalement et verticalement par rotation. La longueur finale du retrait de ces knickpoints est équivalente et ne dépend pas de leurs âges de formation, car ces knickpoints migrent vers l'amont jusqu'à ce qu'ils s'arrêtent presque avant la prochaine transgression marine. De ce fait, l'incapacité de la rivière à absorber complètement la chute du niveau de base est liée à son faible débit induit par l'aire faible du bassin versant et par l'activité karstique affectant la séquence de terrasses de récifs coralliens, mais surtout à la haute fréquence du forçage eustatique.

i) les bassins versants ont tendance à s'élargir avec un faible taux de soulèvement et à s'allonger tout en incisant profondément la séquence avec un taux de soulèvement plus élevé. Dans le cas du cap Laundi, le taux de soulèvement étant relativement élevé par rapport à d'autres bassins versants étudiés, cela se traduira par un canyon profond et une aire drainée restreinte.

Enfin, pour conclure, l'étude du couplage Tectonique/Érosion/Eustatisme sur la morphogenèse des terrasses de récifs coralliens de l'île de Sumba (Indonésie), et plus particulièrement du cap Laundi, nous a montré qu'en plus des forçages tectonique et eustatique, le forçage érosif et les processus biologique, lithologique (i.e. la lithologie des terrasses), sédimentologique et hydrodynamique sont d'autres éléments importants à prendre en compte quant à la bonne compréhension de la morphogenèse des terrasses de récifs coralliens (Fig. 78). De plus, l'ensemble des résultats de cette thèse ont démontré qu'une terrasse de récifs coralliens est un objet morphologique généré par l'enchevêtrement complexe des forçages et processus listés ci-dessus et continuellement tout au long de l'histoire des oscillations du niveau marin d'un ou plusieurs stades isotopiques marins.

4.3. Perspectives

4.3.1. Développement et applications de la modélisation des séquences de terrasses de récifs coralliens

Une amélioration que nous aurions pu apporter aux codes de modélisation utilisés dans cette étude est la prise en compte des taux de dénudation continentale calculés sur la séquence de TRCs du cap Laundi. De plus, nous avons montré que les bords distaux des terrasses se dénudent quasiment deux fois plus vite que les bords intérieurs et les surfaces principales des TRCs. Ainsi, il aurait pu être implémenté dans le code un paramètre comprenant un gradient de dénudation, et cela pour chaque terrasse. Une autre amélioration aurait été d'implémenter une diminution du taux de soulèvement au cours du temps, par exemple de 0.5 mm/an à 0.2 mm/an depuis le dernier million d'années, afin de tester l'hypothèse de Bard et al. (1996) avec les courbes du niveau marin actuelles. Mais, en associant ces deux implémentations, une complexité d'un autre ordre serait apparue. Par conséquent, le développement d'un tel modèle est une problématique de thèse à lui seul.

Le facteur limitant principal aux améliorations que nous avons apportées aux modèles est que le code utilisé dans cette étude (Partie 2) est en cours de développement par des membres de notre équipe. Les améliorations effectuées seront donc prochainement accessibles à tous. Enfin, il persiste un réel besoin de confronter le modèle à d'autres sites d'études, car pour l'instant, seul Pastier et al. (2019) et la présente étude, ont appliqué le modèle à la séquence en subsidence d'Hawaii, à celle en soulèvement de Wangi-wangi (Sulawesi, Indonésie) et à la séquence de TRCs du cap Laundi (Sumba, Indonésie), respectivement.

Enfin, une analyse morphologique détaillée, sur la base du MNT haute résolution issu des images Pléiades, couplée au travail de modélisation aiderait, entre autres, à mieux discuter la variabilité éventuelle des terrasses modélisées (et notamment les terrasses secondaires), à mettre en évidence et quantifier des déformations (flexures) éventuelles et d'expliquer leur origine. Une première esquisse de ce travail est visible en Annexe 6 et sur la Fig. A6.1.

4.3.2. L'analyse du cosmonucléide ^{36}Cl dans les terrasses de récifs coralliens

Un des résultats majeurs, et quelque peu inattendu de cette étude, est la concentration du cosmonucléide ^{36}Cl , mesurée en profondeur dans le bord distal de la TRC I₁ du cap Laundi, anormalement élevée comparée à ce que les modèles théoriques de concentrations ^{36}Cl en profondeur prédisent (Partie 3 - Chapitre 1). Inattendu, car l'objectif premier était de contraindre l'âge de formation de la TRC en faisant concorder nos concentrations mesurées avec les profils théoriques de profondeur (e.g., Braucher et al., 2011). Cependant, ce résultat étant d'autant plus excitant, car il vient s'ajouter aux nombreuses preuves de la nature polycyclique de la TRC I du cap Laundi. Cependant, c'est la première fois que cette méthode par forage est réalisée sur les TRCs. Ainsi, étant l'unique résultat de ce type, d'autres forages doivent être effectués afin de voir s'il est possible de dater des TRCs de plus de 3 mètres d'épaisseur ou d'observer de nouveaux témoignages de ré-exposition de TRCs au cours de sous-stades glaciaires.

4.3.3. Développement de la quantification de l'érosion marine

Une méthode utilisée dans cette thèse, qui mérite également une investigation plus approfondie, est la quantification de l'érosion marine (moyenne de 430 ± 214 mm/an au cap Laundi). En effet, sur une même surface (i.e. la surface du reste de récif holocène surplombant la falaise active du cap Laundi ; Fig. 73E), nous avons combiné des datations $^{230}\text{Th}/\text{U}$, afin d'avoir des contraintes temporelles robustes, avec la mesure de la concentration en cosmonucléides ^{36}Cl , ce qui nous a permis de quantifier une dénudation *in situ* qui reflète surtout l'érosion marine récente. Ainsi, un transect d'échantillonnage parallèle à la côte de la plateforme active, en suivant cette méthode, pourrait nous permettre de confirmer nos résultats et de quantifier les variations spatiales de l'érosion marine.

4.3.4. Étude stratigraphique dans les canyons du cap Laundi

Une mission de terrain se concentrant sur les rivières drainant la séquence de terrasses de récifs coralliens de l'île de Sumba pourrait enfin lever le voile, ne serait-ce que partiellement, sur la structure interne des TRCs de cette zone. En effet, une exploration de plusieurs canyons permettrait de bien observer et contraindre la stratigraphie générale de la séquence en étudiant

les séquences de construction des unités récifales, c'est-à-dire les constructions faites durant les périodes de haut niveau marin, de transgression ou de régression marine. Cette investigation des canyons permettrait également d'observer d'éventuelles discordances, dépôts détritiques, colonies de coraux en position de croissance, ou encore toutes traces d'érosion ou d'abrasion comme observés par les précédents auteurs (Pirazzoli et al., 1993).

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je remercie Vincent Regard et Nathalie Feuillet d'avoir accepté de rapporter cette thèse. Merci également à Jacques Deverchère, Carole Petit et Frédérique Leclerc d'avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse. Je remercie aussi Bernard Delcaillau et Stephan Jorry pour leurs précieux conseils et leurs intérêts pour mes travaux lors des comités de suivi individuels annuels.

Un grand merci à Vincent Godard, Lucilla Benedetti et Valéry Guillou pour leur accueil chaleureux au sein du C.E.R.E.G.E. (Aix-en-Provence), leurs explications concernant le protocole de préparation des échantillons de carbonates en vue d'analyses en concentration cosmonucléide ^{36}Cl , leurs aides pour interpréter les résultats et pour toutes les réponses à mes questions.

Merci à Audrey Boissier pour les analyses XRD faites sur nos poudres coralliennes. Merci à Prof. Dr. Denis Scholz, Marissa Großkopf, Jennifer Klose, Dr. Dana Riechelmann, Dr. Maximilian Hansen, Alexander Budsky, Dr. Michael Weber pour leur accueil, leur temps et leurs explications sur les différentes étapes de préparation d'échantillon en vue de datation $^{230}\text{Th}/\text{U}$ au sein du groupe de recherche « *speleothem* » de l'« *Institute für Geowissenschaften Johannes Gutenberg* » de l'Université de Mayence (*Mainz*), en Allemagne. Merci particulièrement à Denis Scholz pour sa disponibilité et ses réponses à mes diverses questions.

Un énorme merci à Sri Yudawati Cahyarini et à toute l'équipe indonésienne (Vera Christanti Agusta, Sonny Aribowo et Danny Hilman Natawidjaja) pour leur accueil dans ce merveilleux pays qu'est l'Indonésie. Merci à Sonny pour son aide lors des différentes étapes administratives à Jakarta. Merci Yuda, pour m'avoir permis de découvrir l'île de Sumba, sa culture atypique, ses paysages merveilleux, et cet époustouflant cap... qu'est le cap Laundi et qui aura été l'épicentre de ma thèse.

Mille mercis à l'équipe cubaine (Leandro Peñalver, Denyse Martin-Izquierdo, Arelys Nuñez, Pedro Davilan) pour leur accueil, leur gentillesse, et surtout pour leur humanité. Je n'ai jamais autant appris qu'à Cuba. Ce camp de terrain restera longtemps gravé dans ma mémoire (des larmes de joie montent en écrivant ces lignes). Que d'expériences scientifiques et humaines

REMERCIEMENTS

extraordinaires vécues lors de ce terrain qui mériteraient d'être posées sur papier dans un document dédié.

Merci à tous mes collègues doctorants, avec lesquels j'ai avancé durant ces 3 ans et demi. Merci tout d'abord à la génération de doctorant qui était déjà là quand je suis arrivé : Maxence, Charles, Virgil, Emmanuelle, Murielle, Ruth, Alden, Marie T., Marion, Marie B. Merci à Marie Thoby pour les moments de décompression complètement absurdes (le tira-misu, le skotch, etc.) et pour ce séjour à Notre-Dame de Bellecombes qui nous a, à tous les deux rappelé de très bons souvenirs d'enfance, et qui m'a bien fait souffler durant ces mois de nettoyage de coraux. Merci à Marie Bidault pour toutes nos conversations, rigolades, balades, etc. bref pour ta présence (ou ton squattage ahah) dans mon bureau lors de ta dernière année, tu as su rompre la routine monotone du loup solitaire que je suis, merci. Merci à la « petite » génération de doctorant qui m'a précédé, Sabrina et Jean. On aura bien rigolé. Et, Jean, moi j'aime ton humour ! Merci à tous ceux de ma génération, qui de prêt ou de loin m'ont soutenu, tout comme je l'espère, j'ai pu les soutenir : Judith, Pierre, Shaza, Maëlle et Massimo. Massimo, tes remerciements personnalisés suivent d'ici quelques lignes... Merci également aux doctorants des générations suivantes : Clarisse et Léna. Merci à tous ceux de l'autre côté du portail (vous me comprendrez) : Thomas, Shray et Claire.

Merci à Mathieu pour nos soirées, nos sorties sous les ponts, nos sessions de surf, nos discussions. Je n'ai sans doute pas été le pote le plus chaud à sortir, à faire la fête, etc. je mettrais ça sur le dos de la fin de thèse (en réalité je suis déjà, sans doute, effectivement un papi), mais sache que tous ces moments passés à se marrer ou surfer m'ont toujours fait le plus grand bien.

Massimo, merci, simplement pour ta présence ou autrement dit, pour ton arrivée dans ma petite vie. Je me souviens encore de la première fois que tu as débarqué dans mon bureau, on s'est tout de suite bien entendu. Que ce soit au labo, à Ouessant, dans la vallée d'Aoste, ou je ne sais où encore, on aura quand même bien rigolé durant ces foutues années. Tu seras mon meilleur pote rital à jamais ! Je te souhaite toute la réussite (professionnelle et sentimentale) que tu mérites !

Merci à tous les gens du laboratoire, qui de prêt ou de loin, ont montré un intérêt pour ma thèse ou moi-même (et oui il n'y a pas que le côté scientifique qui compte) : Margot,

REMERCIEMENTS

Jacques, Marin, Arnaud, Céline, Bleuenn, Phillippe, Christophe, Julie, Marina, Aurélie, Audrey, Charlotte, Carole, Stefan, Nathalie, Pierre, Laurent (et j'en oublie sûrement beaucoup). Merci également à Marc-André Gutscher, directeur du Laboratoire Géosciences Océan, envers lequel j'ai toujours été admiratif. Merci à Laurence d'avoir accepté de prendre la direction de ma thèse avant que Christine passe son HDR et également pour nos discussions lors de nos pauses clopes.

Merci à Elisabeth Bondu pour son aide et ses explications concernant les divers dossiers que j'ai dû remplir, la composition de mon jury ou de manière générale, toutes réponses qu'elle a pu apporter à mes questionnements.

Merci à tous ces gens, extérieurs au laboratoire ou à la science tout simplement, qui m'ont soutenu moralement depuis le début. Merci à ma fratrie, ma secte, mes frères de cœur, mes *babouns* : Corentin, Alexis, Clément, Maxime, Lucas, Titouan, Antonin. Merci Cobo, car même si je ne l'ai jamais dit clairement, nos retrouvailles et nos soirées m'ont toujours permis de souffler, de remettre les pieds sur terre, de retrouver une once de réalité, mais surtout de rigoler et m'amuser à cœur ouvert. Depuis nos 4 ans, tu es là, j'espère que tu le seras encore longtemps, enfin je ne fais pas vraiment de soucis pour ça. Merci également à tous mes amis du pays nantais : Alice, Lucile, Heloïse, Dorian, Louis. J'en oublie sans doute encore beaucoup.

Merci à Rachel et Yannis qui sont là depuis mon arrivée dans cette contrée pluvieuse. Vous m'avez tellement aidé pour plein de choses, quand je n'avais pas forcément le moral, ou au contraire, quand j'étais déchaîné, merci infiniment à tous les deux. Je ne vais pas faire la liste de tous les supers moments qu'on a passé ensemble, mais je citerai au moins votre fabuleux mariage ! Lors duquel on a pu reformer, le temps d'un week-end, notre terrible équipe nantaise (donc au passage, merci à David, Pierre R., Pierre B., Maël et Margaux). Encore une fois, merci pour tout, je vous souhaite un immense bonheur pour la suite (et avec votre petit bébé) !

Merci à Maël et Léa, vous aussi vous avez toujours été là pour moi, et rien que pour ça, vous non plus je ne pourrais vous remercier assez. Toutes nos sessions surf, nos discussions (parfois loufoques), nos balades, etc. resteront longtemps dans mes souvenirs. Merci Léa, pour toutes tes corrections d'Anglais qui m'ont beaucoup apporté et aidé. Mama, on se suit, du moins nos destins nous on fait nous retrouver à plusieurs reprises, depuis un moment déjà, et que ce

REMERCIEMENTS

soit durant la licence, le master, ou aujourd'hui, tu as toujours été une personne extraordinaire, que j'admire tant. Je me souviens encore de la fois où tu m'avais appris à faire du feu avec des branches mortes. Tu as eu parfois des embûches sur ton parcours professionnel, mais une personne telle que toi finira nécessairement par faire de grande chose ou du moins quelque chose qu'il aime. Encore un immense merci à vous deux.

Merci également aux nombreux auteurs, et leurs personnages fictifs, qui m'ont permis de m'évader durant ces quelques années : Eiichiro Oda, J.R.R. Tolkien, Stephen King, Georges Orwell, Isaac Asimov, Maxime Chattam, Dan Simmons, Dmitry Glukhovsky, Michel Robert, Bernard Werber, Hiro Mashima, Hajime Isayama, Tite Kubo, et encore bien d'autres.

Merci à Stéphane Molliex pour les discussions qu'on a pu avoir sur divers sujets et pour ses explications quant aux calculs de taux de production, de dénudation et toutes sortes de problèmes variés que j'ai rencontrés sur les logiciels S.I.G.. Le début de thèse aurait été difficile sans ton aide précieuse. Merci encore !

Merci à Mary Elliot, car même si elle n'a pas vraiment participé à cette thèse de manière significative, c'est elle qui m'a mis en contact pour la première fois avec Christine. Sans elle je n'aurais sans doute jamais fait la présente thèse. Merci également pour ta confiance, que tu as su me prouver dès mon premier stage de master. C'est précisément cette confiance et la liberté que tu me laissais qui m'a donné envie de continuer sur les voies de la recherche scientifique.

Merci à Anne-Morwenn Pastier pour son accueil lors de notre premier meeting, de sa patience pour nous (moi et Gino) expliquer les modèles de terrasses de récifs coralliens, pour sa sympathie, sa disponibilité, pour ses explications quand je ne comprenais pas grand-chose au code, et bien sûr, pour son énorme contribution au travail de modélisation fait dans cette étude. Je n'aurais clairement pas pu aboutir à de tels résultats sans son aide précieuse.

Merci à Gino de Gelder, également pour sa sympathie, son humour, son sourire toujours présent, ses danses de la tête, mais aussi pour tous les apports à mes travaux et notamment ses corrections d'Anglais qui ont permis d'élever les articles présentés ici à un autre niveau.

REMERCIEMENTS

Merci à Laurent Husson, qui, dès la première mission, a su m'apporter beaucoup quant à la compréhension de l'objet d'étude de cette thèse. Tu as toujours été très réactif et disponible pour répondre à mes questions. Tes corrections et suggestions, toujours très justes, sur mes articles ont apporté beaucoup au présent travail.

Merci également à toute ma famille, qui a su me supporter, moi et mes sauts d'humeur, durant toutes ces années d'études. De loin ou de près, même si vous n'avez jamais vraiment compris ce que je faisais, vous m'avez toujours soutenu et encouragé à continuer. Merci à tata et tonton qui ont toujours su me redonner le sourire, que ce soit durant nos petites vacances bretonnes ou durant je ne sais qu'elle journée/soirée. Vous êtes des gens extraordinaires avec lesquels on peut discuter et rire de tout, ce qui aide, bien sûr, à l'ouverture d'esprit, chose que je chéris tant. Merci à mes grands-parents. Depuis mes plus lointains souvenirs, vous êtes là. Vous avez toujours été présent pour nous, avec votre amour immuable, et rien que pour ça je ne vous remercierais jamais assez. Merci à ma sœur pour sa présence dans les moments où j'avais besoin de décompresser. Toi aussi tu iras loin, car tu es douée, intelligente, rusée, etc., et bien plus que tu ne le penses toi-même, parole de frère de sang. Merci papa, car même si tu ne le sais sans doute pas, tu m'as appris à rester droit, fidèle à mes principes, à encaisser les coups durs, et encore pleins d'autres choses qui ont fait de moi quelqu'un qui n'abandonne pas, et cela peu importe la difficulté de la tâche. Merci maman, sans toi, Dieu seul sait que je n'aurais jamais pu arriver où je suis maintenant. Il est normal qu'un fils remercie sa mère, mais je ne te remercierais cependant jamais assez pour tout ce que tu as fait pour moi. Tu as toujours été là. J'ai toujours suivi tes conseils, tes choix, ton amour. On a, tous ensemble, vécu des moments difficiles, mais on a toujours réussi à avancer, à aller de l'avant sans jamais perdre la face. C'est précisément ce qui fait que nous soyons aujourd'hui une famille unie et c'est également ce qui m'a permis de garder la motivation pour continuer jusqu'à aujourd'hui, et je l'espère, jusqu'à demain. Merci infiniment à tous.

Je terminerais ces remerciements par les deux personnes, qui m'ont soutenu scientifiquement et humainement durant ces années de thèse : Kevin Pedoja et Christine Authemayou.

Kevin, mille mercis. Dès notre première rencontre, j'ai su qu'on s'entendrait à merveille et que je pourrais en apprendre énormément de toi et tes expériences. Nous avons tellement

REMERCIEMENTS

échangé sur tellement de sujets ! Que ce soit sur les côtes, les terrasses, le surf, la musique, l'humain... tous nos échanges m'ont beaucoup apporté et j'espère qu'ils continueront jusqu'à épuisement de nos sujets de conversation, chose qui, bien sûr, n'arrivera pas. Tous les moments passés sur le terrain, en Indonésie ou à Cuba, resteront dans ma mémoire. On aura quand même bien rigolé.

Christine, une infinité de merci. Je pense que rares sont les doctorants à avoir développé des liens avec leur directrice(eur) de thèse aussi fort que les nôtres. Il faut dire que deux missions de terrain comme celles que nous avons faites, ça rapproche. Je te l'ai déjà dit de vive voix, mais je te le dis aujourd'hui par écrit, merci de m'avoir offert l'opportunité d'aller dans des pays tels que l'Indonésie et Cuba. C'était vraiment fabuleux comme voyage/mission. On aura rigolé, parfois même pleuré, ces missions auront été intenses en émotion. Merci de m'avoir fait confiance tout au long de cette thèse. Merci également pour toute ton aide lors de cette dernière année, qui de plus, a été difficile. Christine, MERCI !

BIBLIOGRAPHIE

A

1. 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. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(5), 533-546.
2. Abram, N. J., McGregor, H. V., Gagan, M. K., Hantoro, W. S., & Suwargadi, B. W. (2009). Oscillations in the southern extent of the Indo-Pacific Warm Pool during the mid-Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 28(25-26), 2794-2803.
3. Aharon, P. (1991). Recorders of reef environment histories: stable isotopes in corals, giant clams, and calcareous algae. *Coral Reefs*, 10(2), 71-90.
4. Aldrian, E., & Dwi Susanto, R. (2003). Identification of three dominant rainfall regions within Indonesia and their relationship to sea surface temperature. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 23(12), 1435-1452.
5. Alfonso-Sosa, E. (2016). Tidal mixing in the Sumba Strait and internal wave activity detected during strong semidiurnal forcing.
6. Andersen, M. B., Stirling, C. H., Zimmermann, B., & Halliday, A. N. (2010a). Precise determination of the open ocean $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ composition. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(12).
7. Andersen, M. B., Stirling, C. H., Potter, E.-K., Halliday, A. N., Blake, S. G., McCulloch, M. T., et al. (2010b). The timing of sea-level high-stands during Marine Isotope Stages 7.5 and 9: constraints from the uranium-series dating of fossil corals from Henderson Island. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(12), 3598-3620.
8. Anderson, R. S., Densmore, A. L., & Ellis, M. A. (1999). The generation and degradation of marine terraces. *Basin Research*, 11(1), 7-20.
9. 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. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 49-70.
10. Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A., & Carrizo, D. (2015). Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth-Science Reviews*, 143, 1-35.
11. Authemayou, C., Brocard, G., Delcaillau, B., Molliex, S. p., Pedoja, K., Husson, L., et al. (2018). Unraveling the roles of asymmetric uplift, normal faulting and groundwater flow to drainage rearrangement in an emerging karstic landscape. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(9), 1885-1898.

BIBLIOGRAPHIE

B

12. Bard, E., Jouannic, C., Hamelin, B., Pirazzoli, P., Arnold, M., Faure, G., et al. (1996). Pleistocene sea levels and tectonic uplift based on dating of corals from Sumba Island, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 23(12), 1473-1476.
13. Battistini, R. (1975). *Eléments de terminologie récifale indopacifique: Téthys*.
14. Benedetti, L., Finkel, R., Papanastassiou, D., King, G., Armijo, R., Ryerson, F., et al. (2002). Post-glacial slip history of the Sparta fault (Greece) determined by ³⁶Cl cosmogenic dating: Evidence for non-periodic earthquakes. *Geophysical research letters*, 29(8), 87-81-87-84.
15. Berger, A., & Loutre, M.-F. (2002). An exceptionally long interglacial ahead? *Science*, 297(5585), 1287-1288.
16. Berlin, M. M., & Anderson, R. S. (2007). Modeling of knickpoint retreat on the Roan Plateau, western Colorado. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F3).
17. Bierman, P. R. (1994). Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B7), 13885-13896.
18. Bierman, P., & Steig, E. J. (1996). Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundances in sediment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21(2), 125-139.
19. Bintanja, R., Van De Wal, R. S. W., & Oerlemans, J. (2005). Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. *Nature*, 437(7055), 125-128.
20. Bintanja, R., & Van de Wal, R. S. W. (2008). North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles. *Nature*, 454(7206), 869-872.
21. 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 Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 30(6), 767-778.
22. Blanchon, P., Jones, B., & Kalbfleisch, W. (1997). Anatomy of a fringing reef around Grand Cayman; storm rubble, not coral framework. *Journal of Sedimentary Research*, 67(1), 1-16.
23. Blanchon, P. (2011). Back-stepping. *Encyclopedia of Modern Coral Reefs: Structure, form and process*: New York, Springer-Verlag, 77-84.
24. Blanchon, P., Granados-Corea, M., Abbey, E., Braga, J. C., Braithwaite, C., Kennedy, D. M., et al. (2014). Postglacial Fringing-Reef to Barrier-Reef conversion on Tahiti links Darwin's reef types. *Scientific Reports*, 4(1), 1-9.

BIBLIOGRAPHIE

25. Bock, Y., Prawirodirdjo, L., Genrich, J. F., Stevens, C. W., McCaffrey, R., Subarya, C., et al. (2003). Crustal motion in Indonesia from global positioning system measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B8).
26. Bosscher, H., & Schlager, W. (1992). Computer simulation of reef growth. *Sedimentology*, 39(3), 503-512.
27. Bourdon, B., Turner, S., Henderson, G. M., & Lundstrom, C. C. (2003). Introduction to U-series geochemistry. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 52(1), 1-21.
28. Bourrouilh-Le Jan, F. G., & Talandier, J. (1985). Sedimentation et fracturation de haute energie en milieu récifal: tsunamis, ouragans et cyclones et leurs effets sur la sedimentologie et la geomorphologie d'un atoll: Motu et hoa, a rangiroa, Tuamotu, Pacifique SE. *Marine Geology*, 67(3-4), 263-333.
29. Bourrouilh-Le Jan, F. G. (1998). The role of high-energy events (hurricanes and/or tsunamis) in the sedimentation, diagenesis and karst initiation of tropical shallow water carbonate platforms and atolls. *Sedimentary Geology*, 118(1-4), 3-36.
30. Bowen, D.Q., (2010). Sea level ~ 400 000 years ago (MIS 11) : analogue for present and future sea-level ? *Clim. Past* 6, 19-29.
31. Braithwaite, C. J. R. (2016). Coral-reef records of Quaternary changes in climate and sea-level. *Earth-Science Reviews*, 156, 137-154.
32. Braucher, R., Del Castillo, P., Siame, L., Hidy, A. J., & Bourles, D. L. (2009). Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced ^{10}Be depth profile: a mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases. *Quaternary Geochronology*, 4(1), 56-67.
33. Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., & Bourlès, D. L. (2011). Production of cosmogenic radionuclides at great depth: a multi element approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 309(1-2), 1-9.
34. Broecker, W. S., & Thurber, D. L. (1965). Uranium-series dating of corals and oolites from Bahaman and Florida Key limestones. *Science*, 149(3679), 58-60.
35. Brocard, G. Y., Van Der Beek, P. A., Bourlès, D. L., Siame, L. L., & Mugnier, J. L. (2003). Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ^{10}Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects. *Earth and Planetary Science Letters*, 209(1-2), 197-214.
36. Brocard, G. Y., Willenbring, J. K., Scatena, F. N., & Johnson, A. H. (2016). Effects of a tectonically-triggered wave of incision on riverine exports and soil mineralogy in the Luquillo Mountains of Puerto Rico. *Applied Geochemistry*, 63, 586-598.

BIBLIOGRAPHIE

37. Brown, E. T., Stallard, R. F., Larsen, M. C., Raisbeck, G. M., & Yiou, F. o. (1995). Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ^{10}Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. *Earth and Planetary Science Letters*, 129(1-4), 193-202.
38. Brown, J., Jorgenson, M. T., Smith, O. P., & Lee, W. (2003). Long-term rates of coastal erosion and carbon input, Elson Lagoon, Barrow, Alaska. Paper presented at the Eighth International Conference on Permafrost.
39. Buddemeier, R. W., & Hopley, D. (1988). Turn-ons and turn-offs: causes and mechanisms of the initiation and termination of coral reef growth: Lawrence Livermore National Lab., CA (USA).
40. Butt, T., Russell, P., & Grigg, R. (2004). *Surf science: An introduction to waves for surfing*: University of Hawaii Press Honolulu.
41. Burbank, D. W., & Anderson, R. S. (2001). *Tectonic Geomorphology*. Backwell Science: 274 p: Oxford.
42. Burbank, D. W., & Anderson, R. S. (2012). *Tectonic Geomorphology*, 454 pp: Wiley, West Sussex, UK.

C

43. Cabioch, G., Montaggioni, L. F., & Faure, G. (1995). Holocene initiation and development of New Caledonian fringing reefs, SW Pacific. *Coral Reefs*, 14(3), 131-140.
44. Cabioch, G. (2011). Emerged reefs. *Encyclopedia of Modern Coral Reefs: Structure, Form and Process*, 373-380.
45. Camoin, G. F., & Webster, J. M. (2015). Coral reef response to Quaternary sea-level and environmental changes: State of the science. *Sedimentology*, 62(2), 401-428.
46. Cantelli, A., & Muto, T. (2014). Multiple knickpoints in an alluvial river generated by a single instantaneous drop in base level: experimental investigation. *Earth Surface Dynamics*, 2(1), 271-278.
47. Caputo, R. (2007). Sea-level curves: perplexities of an end-user in morphotectonic applications. *Global and Planetary Change*, 57(3-4), 417-423.
48. 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, 1-9.
49. Chamalaun, F. H., Grady, A. E., Von der Borch, C. C., & Hartono, H. M. S. (1982). Banda Arc Tectonics: The Significance of the Sumba Island (Indonesia): *Convergent Margins: Fields Investigations of Margin Structure and Stratigraphy*.

BIBLIOGRAPHIE

50. Chambers, R. (1848). Ancient Sea-margins: As Memorials of Changes in the Relative Level of Sea and Land: W. & R. Chambers.
51. Champagnac, J. D., Molnar, P., Sue, C., & Herman, F. (2012). Tectonics, climate, and mountain topography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B2).
52. Chappell, J. (1974a). Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geological Society of America Bulletin*, 85(4), 553-570.
53. Chappell, J. (1974b). The geomorphology and evolution of small valleys in dated coral reef terraces, New Guinea. *The Journal of geology*, 82(6), 795-812.
54. Chappell, J. (1980). Coral morphology, diversity and reef growth. *Nature*, 286(5770), 249-252.
55. Chappell, J. (1983). Evidence for smoothly falling sea level relative to north Queensland, Australia, during the past 6,000 yr. *Nature*, 302(5907), 406-408.
56. Chappell, J. (1998). Jive talking. *Nature*, 394(6689), 130-131.
57. Chappell, J., & Veeh, H. H. (1978). Late Quaternary tectonic movements and sea-level changes at Timor and Atauro Island. *Geological Society of America Bulletin*, 89(3), 356-368.
58. Chauveau, D., Authemayou, C., Pedoja, K., Molliex, S., Husson, L., Scholz, D., Godar, V., Pastier, A.M., de Gelder, G., Cahayarini, S.Y., Elliot, M., Weber, M., Benedetti, L., Jaud, M., Boissier, A., Agusta, V.C., Aribowo, S., Budd, A.F., Natawidjaja, D.H. (**submitted to Quaternary Science Review**). On the generation and degradation of emerged coral reef terrace sequences: first cosmogenic ³⁶Cl analysis at Cape Laundi, Sumba Island (Indonesia)
59. Chauveau, D., Authemayou, C., Molliex, S., Godard, V., Benedetti, L., Pedoja, K., Husson, L., Cahayarini, S.Y. (**submitted to Geomorphology**). Eustatic knickpoint dynamics in an uplifting sequence of coral reef terraces, Sumba Island, Indonesia
60. Chauveau, D., Pastier, A.M., de Gelder, G., Husson, L., Authemayou, C., Pedoja, K., Cahayarini, S.Y. (**in prep**). Modeling the establishment of coral reef terraces: Focus on the MIS 5 (Cape Laundi, Sumba Island, Indonesia)
61. Chen, J. H., Edwards, R. L., & Wasserburg, G. J. (1986). ²³⁸U, ²³⁴U and ²³²Th in seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, 80(3-4), 241-251.
62. Cheng, C.-H., Jien, S.-H., Tsai, H., & Hseu, Z.-Y. (2011). Geomorphological and paleoclimatic implications of soil development from siliceous materials on the coral-reef terraces of Liuchiu Island in southern Taiwan. *Soil science and plant nutrition*, 57(1), 114-127.
63. Cheng, H., Lawrence Edwards, R., Shen, C. C., Polyak, V. J., Asmerom, Y., Woodhead, J., Hellstrom, J., Wang, Y., Kong, X., Spötl, C., Wang, X., and Calvin Alexander, E. (2013). Improvements in ²³⁰Th dating, ²³⁰Th and ²³⁴U half-life values, and U-Th isotopic

BIBLIOGRAPHIE

measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth and Planetary Science Letters*, 371-372:82–91.

64. Clemens, S. C., & Tiedemann, R. (1997). Eccentricity forcing of Pliocene-early Pleistocene climate revealed in a marine oxygen-isotope record. *Nature*, 385(6619), 801-804.
65. Cobb, K. M., Charles, C. D., Cheng, H., Kastner, M., & Edwards, R. L. (2003). U/Th-dating living and young fossil corals from the central tropical Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 210(1-2), 91-103.
66. Codilean, A. T. (2006). Calculation of the cosmogenic nuclide production topographic shielding scaling factor for large areas using DEMs. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(6), 785-794.
67. Colas, A., & Sutherland, B. (2001). *The world stormrider guide: Low Pressure*.
68. Cook, K. L., Turowski, J. M., & Hovius, N. (2013). A demonstration of the importance of bedload transport for fluvial bedrock erosion and knickpoint propagation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(7), 683-695.
69. Crabbe, M. J. C., Wilson, M. E. J., & Smith, D. J. (2006). Quaternary corals from reefs in the Wakatobi Marine National Park, SE Sulawesi, Indonesia, show similar growth rates to modern corals from the same area. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 21(8), 803-809.
70. Crosby, W. O. (1883). Elevated coral reefs of Cuba. *Journal of Natural History*, 12(70), 283-284.
71. Crosby, B. T., & Whipple, K. X. (2006). Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 82(1-2), 16-38.
72. Cross, T. S., & Cross, B. W. (1983). U, Sr, and Mg in Holocene and Pleistocene corals *A. palmata* and *M. annularis*. *Journal of Sedimentary Research*, 53(2), 587-594.
73. Cutler, K. B., Edwards, R. L., Taylor, F. W., Cheng, H., Adkins, J., Gallup, C. D., et al. (2003). Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth and Planetary Science Letters*, 206(3-4), 253-271.

D

74. Dalongeville, R., Kéraudren, B., Bernier, P., & Renault-Miskovsky, J. (2000). Trottoirs de corrosion étagés d'âge tyrrhénien (stade 5.1) à Malia, Crète. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 6(1), 21-24.
75. Daly, R. A. (1915). The glacial-control theory of coral reefs.

BIBLIOGRAPHIE

76. Daly, R. A. (1948). Coral reefs, a review. *American Journal of Science*, 246(4), 193-207.
77. Darwin, C. (1842). *The Structure and Distribution of Coral Reefs: Being the First Part of the Geology of the Voyage of the Beagle... During the Years 1832-1836*: Smith, Elder.
78. Darwin, C., & Sowerby, G. B. (1846). *Geological observations on South America: Being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Capt. Fitzroy, RN during the years 1832 to 1836*: Smith, Elder and Company.
79. Davies, P. J., & Montaggioni, L. F. (1985). Reef growth and sea level: the environmental signature: Antenne Muséum-EPHE.
80. De Gelder, G., Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Fernández-Blanco, D., Rouby, H., Pedoja, K., Husson, L., Armijo, R., & Lacassin, R. (2020). How do sea-level curves influence modeled marine terrace sequences? *Quaternary Science Reviews*, 229, 106132.
81. Delanghe, D., Bard, E., & Hamelin, B. (2002). New TIMS constraints on the uranium-238 and uranium-234 in seawaters from the main ocean basins and the Mediterranean Sea. *Marine Chemistry*, 80(1), 79-93.
82. DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1-80.
83. Desilets, D., & Zreda, M. (2001). On scaling cosmogenic nuclide production rates for altitude and latitude using cosmic-ray measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(1-2), 213-225.
84. Desilets, D., Zreda, M., & Prabu, T. (2006). Extended scaling factors for in situ cosmogenic nuclides: new measurements at low latitude. *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3-4), 265-276.
85. DiBiase, R. A., Whipple, K. X., Heimsath, A. M., & Ouimet, W. B. (2010). Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. *Earth and Planetary Science Letters*, 289(1-2), 134-144.
86. Dockhorn, B., Neumaier, S., Hartmann, F. J., Petitjean, C., Faestermann, H., Korschinek, G., et al. (1991). Determination of erosion rates with cosmic ray produced ^{36}Cl . *Zeitschrift für Physik A Hadrons and Nuclei*, 341(1), 117-119.
87. Droxler, A. W., & Jorry, S. J. (2020). The Origin of Modern Atolls: Challenging Darwin's Deeply Ingrained Theory. *Annual Review of Marine Science*.
88. Dullo, W.-C. (2005). Coral growth and reef growth: a brief review. *Facies*, 51(1-4), 33-48.
89. Dunai, T. J. (2001). Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(1-2), 197-212.

BIBLIOGRAPHIE

90. Dunai, T. J. (2010). *Cosmogenic Nuclides: Principles, concepts and applications in the Earth surface sciences*: Cambridge University Press.
91. Duvall, A., Kirby, E., Burbank, D., (2004). Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *J. Geophys. Res.* 109 (F3002), 1–18.

E

92. Edwards, R. L., Chen, J. H., & Wasserburg, G. J. (1987). ^{238}U ^{234}U ^{230}Th ^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 81(2-3), 175-192.
93. Effendi, A. C., & Apandi, T. (1981). Geological map of Sumba quadrangle. GRDC, Indonesia.
94. Elderfield, H., Ferretti, P., Greaves, M., Crowhurst, S., McCave, I. N., Hodell, D., et al. (2012). Evolution of ocean temperature and ice volume through the mid-Pleistocene climate transition. *Science*, 337(6095), 704-709.
95. Emery, K. O. (1954). Geology of Bikini and nearby atolls. *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 260, 1-265.
96. Evans, J. M., Stone, J. O. H., Fifield, L. K., & Cresswell, R. G. (1997). Cosmogenic chlorine-36 production in K-feldspar. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 123(1-4), 334-340.

F

97. Fabryka-Martin, J. T. (1988). Production of radionuclides in the earth and their hydrogeologic significance, with emphasis on chlorine-36 and iodine-129.
98. Farber, D. L., Mériaux, A.-S., & Finkel, R. C. (2008). Attenuation length for fast nucleon production of ^{10}Be derived from near-surface production profiles. *Earth and Planetary Science Letters*, 274(3-4), 295-300.
99. Fernández-Blanco, D., de Gelder, G., Lacassin, R., & Armijo, R. (2019). Geometry of flexural uplift by continental rifting in Corinth, Greece. *Tectonics*.
100. Ferry et Trentin, (s. d.). L'univers corallien. <http://vimeocean.free.fr/paf/pafcadre.html>
101. Fleury, J.-M., Pubellier, M., & de Urreiztieta, M. (2009). Structural expression of forearc crust uplift due to subducting asperity. *Lithos*, 113(1-2), 318-330.
102. Flint, J.J., (1974). Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resour. Res.* 10, 969–973.

BIBLIOGRAPHIE

- 103.** Fortuin, A. R., Roep, T. B., & Sumosusastro, P. A. (1994). The Neogene sediments of east Sumba, Indonesia-products of a lost arc? *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 9(1-2), 67-79.
- 104.** Fortuin, A. R., Van der Werff, W., & Wensink, H. (1997). Neogene basin history and paleomagnetism of a rifted and inverted forearc region, on-and offshore Sumba, Eastern Indonesia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 15(1), 61-88.
- 105.** Froideval, L., Pedoja, K., Garestier, F., Moulon, P., Conessa, C., Pellerin Le Bas, X., et al. (2019). A low-cost open-source workflow to generate georeferenced 3D SfM photogrammetric models of rocky outcrops. *The Photogrammetric Record*, 34(168), 365-384.

G

- 106.** Galili, E., Zviely, D., Ronen, A., & Mienis, H. K. (2007). Beach deposits of MIS 5e high sea stand as indicators for tectonic stability of the Carmel coastal plain, Israel. *Quaternary Science Reviews*, 26(19-21), 2544-2557.
- 107.** Gardiner, J. S. (1903). *The Fauna and Geography of the Maldive and Laccadive Archipelagoes: Being the Account of the Work Carried on and of the Collections Made by an Expedition During the Years 1899 and 1900 (Vol. 1): University press.*
- 108.** Gardner, T. W. (1983). Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin*, 94(5), 664-672.
- 109.** Gibb, J. G. (1978). Rates of coastal erosion and accretion in New Zealand. *New Zealand journal of marine and freshwater research*, 12(4), 429-456.
- 110.** Gibbard, P. L., & Lewin, J. (2016). Partitioning the quaternary. *Quaternary Science Reviews*, 151, 127-139.
- 111.** Godard, V., Burbank, D. W., Bourlès, D. L., Bookhagen, B., Braucher, R., & Fisher, G. B. (2012). Impact of glacial erosion on ¹⁰Be concentrations in fluvial sediments of the Marsyandi catchment, central Nepal. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F3).
- 112.** Godard, V., Ollivier, V., Bellier, O., Miramont, C., Shabanian, E., Fleury, J., et al. (2016). Weathering-limited hillslope evolution in carbonate landscapes. *Earth and Planetary Science Letters*, 446, 10-20.
- 113.** Godard, V., Dosseto, A., Fleury, J., Bellier, O., Siame, L., & Team, A. (2019). Transient landscape dynamics across the Southeastern Australian Escarpment. *Earth and Planetary Science Letters*, 506, 397-406.

BIBLIOGRAPHIE

114. Gosse, J. C., & Phillips, F. M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20(14), 1475-1560.
115. Granger, D. E., Kirchner, J. W., & Finkel, R. (1996). Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment. *The Journal of Geology*, 104(3), 249-257.
116. Granger, D. E., & Riebe, C. S. (2014). Cosmogenic nuclides in weathering and erosion.
117. Grant, K. M., Rohling, E. J., Ramsey, C. B., Cheng, H., Edwards, R. L., Florindo, F., et al. (2014). Sea-level variability over five glacial cycles. *Nature communications*, 5(1), 1-9.
118. Guilcher, A. (1988). *Coral reef geomorphology (Vol. 1)*: Wiley.
119. Guyomard, T. S., Aïssaoui, D. M., & McNeill, D. F. (1996). Magnetostratigraphic dating of the uplifted atoll of Maré: geodynamics of the Loyalty Ridge, SW Pacific. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B1), 601-612.

H

120. Hack, J. T. (1960). Interpretation of erosional topography in humid temperate regions: Bobbs-Merrill.
121. Haig, D. W. (2012). Palaeobathymetric gradients across Timor during 5.7-3.3 Ma (latest Miocene-Pliocene) and implications for collision uplift. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 331, 50-59.
122. Hall, R. (2002). Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20(4), 353-431.
123. Hall, R. (2011). Australia-SE Asia collision: plate tectonics and crustal flow. Geological Society, London, Special Publications, 355(1), 75-109.
124. Hall, R., & Smyth, H. R. (2008). Cenozoic arc processes in Indonesia: Identification of the key influences on the stratigraphic record in active volcanic arcs. *Formation and applications of the sedimentary record in arc collision zones*, 436, 27.
125. Hamilton, W. B. (1979). Tectonics of the Indonesian region. Professional Paper 1078. US Geological Survey, Reston, VA, USA.
126. Hantoro, W. S., Jouannic, C., & Pirazzoli, P. A. (1989). Terrasses coralliennes quaternaires soulevées dans l'île de Sumba (Indonésie). *Photo interprétation (Paris)*, 28(1), 17-34.

BIBLIOGRAPHIE

- 127.** Hantoro, W. S. (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.
- 128.** Hantoro, W. S., Pirazzoli, P. A., Jouannic, C., Faure, H., Hoang, C. T., Radtke, U., et al. (1994). Quaternary uplifted coral reef terraces on Alor Island, East Indonesia. *Coral Reefs*, 13(4), 215-223.
- 129.** Harris, R. A. (1991). Temporal distribution of strain in the active Banda orogen: a reconciliation of rival hypotheses. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 6(3-4), 373-386.
- 130.** Harris, R. (2006). Rise and fall of the Eastern Great Indonesian arc recorded by the assembly, dispersion and accretion of the Banda Terrane, Timor. *Gondwana Research*, 10(3-4), 207-231.
- 131.** Harris, R. (2011). The nature of the Banda Arc-continent collision in the Timor region. In *Arc-Continent Collision* (pp. 163-211): Springer.
- 132.** Hasbargen, L. E., & Paola, C. (2000). Landscape instability in an experimental drainage basin. *Geology*, 28(12), 1067-1070.
- 133.** Hayakawa, Y., & Matsukura, Y. (2003). Recession rates of waterfalls in Boso Peninsula, Japan, and a predictive equation. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 28(6), 675-684.
- 134.** Hearty, P. J., & Kindler, P. (1995). Sea-level highstand chronology from stable carbonate platforms (Bermuda and the Bahamas). *Journal of Coastal Research*, 675-689.
- 135.** Heckel, P. H. (1974). Carbonate buildups in the geologic record: a review.
- 136.** Hearty, P. J., & Olson, S. L. (2008). Mega-highstand or megatsunami? Discussion of McMurtry et al. (Elevated marine deposits in Bermuda record a late Quaternary megatsunami: *Sed. Geol.* 200 (2007) 155-165). *Sedimentary Geology*, 203(3-4), 307-312.
- 137.** Hein, A. S., Hulton, N. R. J., Dunai, T. J., Schnabel, C., Kaplan, M. R., Naylor, M., et al. (2009). Middle Pleistocene glaciation in Patagonia dated by cosmogenic-nuclide measurements on outwash gravels. *Earth and Planetary Science Letters*, 286(1-2), 184-197.
- 138.** Heisinger, B., Lal, D., Jull, A. J. T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Neumaier, S., et al. (2002). Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 1. Fast muons. *Earth and Planetary Science Letters*, 200(3-4), 345-355.
- 139.** Hibbert, F. D., Rohling, E. J., Dutton, A., Williams, F. H., Chutcharavan, P. M., Zhao, C., et al. (2016). Coral indicators of past sea-level change: A global repository of U-series dated benchmarks. *Quaternary Science Reviews*, 145, 1-56.

BIBLIOGRAPHIE

140. Hirschberger, F., Malod, J.-A., Réhault, J.-P., Villeneuve, M., Royer, J.-Y., & Burhanuddin, S. (2005). Late Cenozoic geodynamic evolution of eastern Indonesia. *Tectonophysics*, 404(1-2), 91-118.
141. Hoeksema, B. W. (2012). Extreme morphological plasticity enables a free mode of life in *Favia gravida* at Ascension Island (South Atlantic). *Marine Biodiversity*, 42(2), 289-295.
142. Hok, I. L. S. (1958). Traditional Housing in Sumba, Indonesia. *Ekistics*, 6(38), 281-285.
143. Holden, N. E. (1989). Total half-lives for selected nuclides: National Nuclear Data Center, Upton, NY (USA).
144. Hopley, D., & Kinsey, D. W. (1988). The effects of a rapid short-term sea-level rise on the Great Barrier Reef: Brill, Leiden, The Netherlands.
145. Hopley, D., Smithers, S. G., & Parnell, K. E. (1982). The Geomorphology of the Great Barrier Reef. *Oceanography*, 21(1), 110.
146. Hopley, D. (2011). Density and porosity: influence on reef accretion rates. In: Springer.
147. Huston, M. A. (1985). Patterns of species diversity on coral reefs. *Annual review of ecology and systematics*, 16(1), 149-177.
148. Husson, L., Pastier, A.-M., Padoja, K., Elliot, M., Paillard, D., Authemayou, C., et al. (2018). Reef carbonate productivity during Quaternary sea level oscillations. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, pp. 1148-1164.

I

149. Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., et al. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record.
150. Inman, D. L., & Nordstrom, C. E. (1971). On the tectonic and morphologic classification of coasts. *The Journal of geology*, 79(1), 1-21.
151. IUPAC. *Compendium of Chemical Terminology*, 2nd ed. (the "Gold Book"). Compiled by A. D. McNaught and A. Wilkinson. Blackwell Scientific Publications, Oxford (1997). XML on-line corrected version: <http://goldbook.iupac.org> (2006) created by M. Nic, J. Jirat, B. Kosata; updates compiled by A. Jenkins. ISBN 0-9678550-9-8. <https://doi.org/10.1351/goldbook>.

J

BIBLIOGRAPHIE

- 152.** Jaffey, A. H., Flynn, K. F., Glendenin, L. E., Bentley, W. C. t., & Essling, A. M. (1971). Precision measurement of half-lives and specific activities of U 235 and U 238. *Physical review C*, 4(5), 1889.
- 153.** James, N. P., & Choquette, P. W. (1984). Diagenesis 9. Limestones-the meteoric diagenetic environment. *Geoscience Canada*.
- 154.** James, N. P., & Macintyre, I. G. (1985). Carbonate depositional environments-modern and ancient-Part. 1: Reefs-zonation, depositional facies and diagenesis. *Colorado School of Mines Quarterly*, 80(3).
- 155.** Jansen, J. D., Fabel, D., Bishop, P., Xu, S., Schnabel, C., & Codilean, A. T. (2011). Does decreasing paraglacial sediment supply slow knickpoint retreat? *Geology*, 39(6), 543-546.
- 156.** Jokipii, J. R., Kóta, J., Giacalone, J., Horbury, T. S., & Smith, E. J. (1995). Interpretation and consequences of large-scale magnetic variances observed at high heliographic latitude. *Geophysical research letters*, 22(23), 3385-3388.
- 157.** Jones, E. S., Hayes, G. P., Bernardino, M., Dannemann, F. K., Furlong, K. P., Benz, H. M., & Villaseñor, A. (2014). Seismicity of the Earth 1900-2012 Java and vicinity (No. 2010-1083-N). US Geological Survey.
- 158.** Jouannic, C., 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. Paper presented at the 6th Proceedings International coral reef symposium.

K

- 159.** Karner, D. B., & Muller, R. A. (2000). A causality problem for Milankovitch. *Science*, 288(5474), 2143-2144.
- 160.** Kaufman, A. (1986). The distribution of ²³⁰Th/²³⁴U ages in corals and the number of last interglacial high-sea stands. *Quaternary research*, 25(1), 55-62.
- 161.** Kennedy, D. M., & Woodroffe, C. D. (2002). Fringing reef growth and morphology: a review. *Earth-Science Reviews*, 57(3-4), 255-277.
- 162.** Kim, S.-J., Crowley, T. J., & Stössel, A. (1998). Local orbital forcing of Antarctic climate change during the last interglacial. *Science*, 280(5364), 728-730.
- 163.** Kindler, P., Reyss, J.-L., Cazala, C., & Plagnes, V. r. (2007). Discovery of a composite reefal terrace of middle and late Pleistocene age in Great Inagua Island, Bahamas. Implications for regional tectonics and sea-level history. *Sedimentary Geology*, 194(1-2), 141-147.

BIBLIOGRAPHIE

- 164.** Kirby, E., & Whipple, K. X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44, 54-75.
- 165.** Koelling, M., Webster, J. M., Camoin, G., Iryu, Y., Bard, E., & Seard, C. (2009). SEALEX-Internal reef chronology and virtual drill logs from a spreadsheet-based reef growth model. *Global and planetary change*, 66(1-2), 149-159.
- 166.** Korup, O., Montgomery, D.R., Hewitt, K., (2010). Glacier and landslide feedbacks to topographic relief in the Himalayan syntaxes. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 107, 5317-5322.
- 167.** Kubik, P. W., Korschinek, G., Nolte, E., Ratzinger, U., Ernst, H., Teichmann, S., et al. (1984). Accelerator mass spectrometry of ^{36}Cl in limestone and some paleontological samples using completely stripped ions. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 5(2), 326-330.
- 168.** Kuenen, P. H. (1947). Two problems of marine geology: atolls and canyons: *Verhandelingen der Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Afdeling Natuurkunde: Reeks 2, Biologie, Geneeskunde*.
- 169.** Kummerow, C., Simpson, J., Thiele, O., Barnes, W., Chang, A. T. C., Stocker, E., et al. (2000). The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. *Journal of applied meteorology*, 39(12), 1965-1982.

L

- 170.** Ladd, H. S., Tracey, J. I., & Gross, M. G. (1970). *Deep drilling on Midway atoll*: US Government Printing Office.
- 171.** Lajoie, K. R. (1986). Coastal tectonics. *Active tectonics*, 95-124.
- 172.** Lal, D. (1988). In situ-produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16(1), 355-388.
- 173.** Lal, D. (1991). Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4), 424-439.
- 174.** Lal, D., & Peters, B. (1967). Cosmic ray produced radioactivity on the Earth. In *Kosmische Strahlung II/Cosmic Rays II* (pp. 551-612): Springer.
- 175.** Lal, D., Gallup, C. D., Somayajulu, B. L. K., Vacher, L. c., Caffee, M. W., Jull, A. J. T., et al. (2005). Records of cosmogenic radionuclides ^{10}Be , ^{26}Al and ^{36}Cl in corals: First studies on coral erosion rates and potential of dating very old corals. *Geochimica et cosmochimica acta*, 69(24), 5717-5728.

BIBLIOGRAPHIE

176. Lambeck, K., Esat, T. M., & Potter, E.-K. (2002). Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419(6903), 199-206.
177. Lazar, B., Enmar, R., Schossberger, M., Bar-Matthews, M., Halicz, L., and Stein, M. (2004). Diagenetic effects on the distribution of uranium in live and Holocene corals from the Gulf of Aqaba. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(22):4583–4593.
178. Lea, D. W., Martin, P. A., Pak, D. K., & Spero, H. J. (2002). Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 283-293.
179. Levenson, Y., Ryb, U., & Emmanuel, S. (2017). Comparison of field and laboratory weathering rates in carbonate rocks from an Eastern Mediterranean drainage basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 465, 176-183.
180. Liew, P.-M., & Hsieh, M.-L. (2000). Late Holocene (2 ka) sea level, river discharge and climate interrelationship in the Taiwan region. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(4), 499-505.
181. Lifton, N. A., Bieber, J. W., Clem, J. M., Duldig, M. L., Evenson, P., Humble, J. E., et al. (2005). Addressing solar modulation and long-term uncertainties in scaling secondary cosmic rays for in situ cosmogenic nuclide applications. *Earth and Planetary Science Letters*, 239(1-2), 140-161.
182. Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20(1).
183. Loget, N., & Van Den Driessche, J. (2009). Wave train model for knickpoint migration. *Geomorphology*, 106(3-4), 376-382.
184. Loutre, M.-F., & Berger, A. (2003). Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial. *Global and planetary change*, 36(3), 209-217.
185. Lucazeau, F., & Hurtrez, J. E. (1997). Length-scale dependence of relief along the south eastern border of Massif Central (France). *Geophysical Research Letters*, 24(14), 1823-1826.
186. Lundberg, J. (2019). Karren, surface. In *Encyclopedia of Caves* (pp. 600-608): Elsevier.
187. Lüschen, E., Müller, C., Kopp, H., Engels, M., Lutz, R., Planert, L., et al. (2011). Structure, evolution and tectonic activity of the eastern Sunda forearc, Indonesia, from marine seismic investigations. *Tectonophysics*, 508(1-4), 6-21.
188. Lyell, C. (2009). *Principles of Geology: An Attempt to Explain the Former Changes of the Earth's Surface, by Reference to Causes Now in Operation* (Vol. 2): Cambridge University Press.

BIBLIOGRAPHIE

M

- 189.** MacNeil, F. S. (1954). The shape of atolls; an inheritance from subaerial erosion forms. *American Journal of Science*, 252(7), 402-427.
- 190.** Matsushi, Y., Sasa, K., Takahashi, T., Sueki, K., Nagashima, Y., & Matsukura, Y. (2010). Denudation rates of carbonate pinnacles in Japanese karst areas: estimates from cosmogenic ^{36}Cl in calcite. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268(7-8), 1205-1208.
- 191.** McCaffrey, R., Molnar, P., Roecker, S. W., & Joyodiwiryo, Y. S. (1985). Microearthquake seismicity and fault plane solutions related to arc-continent collision in the eastern Sunda arc, Indonesia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B6), 4511-4528.
- 192.** Meco, J., Scaillet, S., Guillou, H., Lomoschitz, A., Carracedo, J. C., Ballester, J., et al. (2007). Evidence for long-term uplift on the Canary Islands from emergent Mio-Pliocene littoral deposits. *Global and planetary change*, 57(3-4), 222-234.
- 193.** Merchel, S., Arnold, M., Aumaître, G., Benedetti, L., Bourlès, D. L., Braucher, R., et al. (2008). Towards more precise ^{10}Be and ^{36}Cl data from measurements at the 10-14 level: influence of sample preparation. *Nuclear instruments and methods in physics research section B: beam interactions with materials and atoms*, 266(22), 4921-4926.
- 194.** Metcalfe, I. (2011). Tectonic framework and Phanerozoic evolution of Sundaland. *Gondwana Research*, 19(1), 3-21.
- 195.** Min, G. R., Edwards, R. L., Taylor, F. W., Recy, J., Gallup, C. D., & Beck, J. W. (1995). Annual cycles of UCa in coral skeletons and UCa thermometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(10), 2025-2042.
- 196.** Mitchell, S. G., Matmon, A., Bierman, P. R., Enzel, Y., Caffee, M., & Rizzo, D. (2001). Displacement history of a limestone normal fault scarp, northern Israel, from cosmogenic ^{36}Cl . *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B3), 4247-4264.
- 197.** Molengraaff, G. A. F. (1929). *The Coral reefs in the East Indian Archipelago, Their Distribution and Mode of Development: Van der Klits*.
- 198.** Molliex, S. p., Rabineau, M., Leroux, E., Bourlès, D. L., Authemayou, C., Aslanian, D., et al. (2016). Multi-approach quantification of denudation rates in the Gulf of Lion source-to-sink system (SE France). *Earth and Planetary Science Letters*, 444, 101-115.
- 199.** Montaggioni, L. F. (2005). History of Indo-Pacific coral reef systems since the last glaciation: development patterns and controlling factors. *Earth-Science Reviews*, 71(1-2), 1-75.
- 200.** Montaggioni, L. F. (2007). *Coraux & récifs: archives du climat*.

BIBLIOGRAPHIE

- 201.** Montaggioni, L. F., & Braithwaite, C. J. R. (2009). Quaternary coral reef systems: history, development processes and controlling factors: Elsevier.
- 202.** Montaggioni, L. F., & Pirazzoli, P. A. (1984). The significance of exposed coral conglomerates from French Polynesia (Pacific Ocean) as indicators of recent relative sea-level changes. *Coral Reefs*, 3(1), 29-42.
- 203.** Montaggioni, L. F., Richard, G., Bourrouilh-Le Jan, F., Gabri , C., Humbert, L., Monteforte, M., et al. (1985). Geology and marine biology of Makatea, an uplifted atoll, Tuamotu Archipelago, central Pacific Ocean. *Journal of Coastal Research*, 165-171.
- 204.** Montgomery, D. R., & Brandon, M. T. (2002). Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 201(3-4), 481-489.
- 205.** Moore, L. J., & Griggs, G. B. (2002). Long-term cliff retreat and erosion hotspots along the central shores of the Monterey Bay National Marine Sanctuary. *Marine Geology*, 181(1-3), 265-283.
- 206.** Moucha, R., Forte, A. M., Mitrovica, J. X., Rowley, D. B., Qu r , S., Simmons, N. A., et al. (2008). Dynamic topography and long-term sea-level variations: There is no such thing as a stable continental platform. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4), 101-108.
- 207.** Muhs, D. R. (2001). Evolution of soils on Quaternary reef terraces of Barbados, West Indies. *Quaternary research*, 56(1), 66-78.
- 208.** Muhs, D. R., Simmons, K. R., Kennedy, G. L., & Rockwell, T. K. (2002). The last interglacial period on the Pacific Coast of North America: Timing and paleoclimate. *Geological Society of America Bulletin*, 114(5), 569-592.
- 209.** Muhs, D. R., Simmons, K. R., & Steinke, B. (2002). Timing and warmth of the Last Interglacial period: new U-series evidence from Hawaii and Bermuda and a new fossil compilation for North America. *Quaternary Science Reviews*, 21(12-13), 1355-1383.
- 210.** Muller, R. A., & MacDonald, G. J. (1995). Glacial cycles and orbital inclination. *Nature*, 377(6545), 107-108.
- 211.** Murray-Wallace, C. V., & Woodroffe, C. D. (2014). Quaternary sea-level changes: a global perspective: Cambridge University Press.

N

- 212.** Neef, G., & McCulloch, M. T. (2001). Pliocene-Quaternary history of Futuna Island, south Vanuatu, southwest Pacific. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(6), 805-814.
- 213.** Neumann, A. C. (1985). Reef response to sea-level rise: keep-up, catch-up, or give-up. Paper presented at the Proceedings of the fifth international coral reef congress Tahiti, 27 May-1 June 1985 volume 3: Symposia and seminars (A).

BIBLIOGRAPHIE

- 214.** Nexer, M., Authemayou, C., Schildgen, T., Hantoro, W. S., Molliex, S., Delcaillau, B., et al. (2015). Evaluation of morphometric proxies for uplift on sequences of coral reef terraces: A case study from Sumba Island (Indonesia). *Geomorphology*, 241, 145-159.
- 215.** Nishiizumi, K., Kohl, C. P., Arnold, J. R., Klein, J., Fink, D., & Middleton, R. (1991). Cosmic ray produced ^{10}Be and ^{26}Al in Antarctic rocks: exposure and erosion history. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4), 440-454.
- 216.** Nugroho, H., Harris, R., Lestariya, A. W., & Maruf, B. (2009). Plate boundary reorganization in the active Banda Arc-continent collision: Insights from new GPS measurements. *Tectonophysics*, 479(1-2), 52-65.
- 217.** Nunn, P. D., Ollier, C., Hope, G., Rodda, P., Omura, A., & Peltier, W. R. (2002). Late Quaternary sea-level and tectonic changes in northeast Fiji. *Marine Geology*, 187(3-4), 299-311.

O

- 218.** O'Neil, J. R., Clayton, R. N., & Mayeda, T. K. (1969). Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *The Journal of Chemical Physics*, 51(12), 5547-5558.
- 219.** Obert, J. C., Scholz, D., Felis, T., Brocas, W. M., Jochum, K. P., & Andreae, M. O. (2016). $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of Last Interglacial brain corals from Bonaire (southern Caribbean) using bulk and theca wall material. *Geochimica et cosmochimica acta*, 178, 20-40.
- 220.** Obert, J. C., Scholz, D., Felis, T., Lippold, J., Jochum, K. P., & Andreae, M. O. (2019). Improved constraints on open-system processes in fossil reef corals by combined Th/U , Pa/U and Ra/Th dating: A case study from Aqaba, Jordan. *Geochimica et cosmochimica acta*, 245, 459-478.
- 221.** Orr, Y., Schimmer, R., Geerken, R., Castro, A., Taylor, D., & Brokensha, D. (2012). Ethno-ecology in the shadow of rain and the light of experience: local perceptions of drought and climate change in east Sumba, Indonesia. *Climate Change and Threatened Communities* [Castro, AP, D. Taylor, and DW Brokensha (eds.)]. Practical Action Publishing, Rugby, UK, 175-184.
- 222.** Ouimet, W. B., Whipple, K. X., & Granger, D. E. (2009). Beyond threshold hillslopes: Channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges. *Geology*, 37(7), 579-582.

P

- 223.** Pacheco, J. F., Sykes, L. R., & Scholz, C. H. (1993). Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B8), 14133-14159.

BIBLIOGRAPHIE

224. Paillard, D. (1998). The timing of Pleistocene glaciations from a simple multiple-state climate model. *Nature*, 391(6665), 378-381.
225. Pandolfi, J. M., & Jackson, J. B. C. (2006). Ecological persistence interrupted in Caribbean coral reefs. *Ecology Letters*, 9(7), 818-826.
226. Past Interglacials Working Group of, P. (2016). Interglacials of the last 800,000 years. *Reviews of Geophysics*, 54(1), 162-219.
227. Pastier, A. M., Husson, L., Pedoja, K., Bézoz, A., Authemayou, C., Arias-Ruiz, C., et al. (2019). Genesis and Architecture of Sequences of Quaternary Coral Reef Terraces: Insights From Numerical Models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*.
228. Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., & Factor, J. K. (2012). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4).
229. Pedoja, K., Husson, L., Regard, V., Cobbold, P. R., Ostanciaux, E., Johnson, M. E., et al. (2011). Relative sea-level fall since the last interglacial stage: are coasts uplifting worldwide? *Earth-Science Reviews*, 108(1-2), 1-15.
230. Pedoja, K., Husson, L., Johnson, M. E., Melnick, D., Witt, C., Pochat, S. p., et al. (2014). Coastal staircase sequences reflecting sea-level oscillations and tectonic uplift during the Quaternary and Neogene. *Earth-Science Reviews*, 132, 13-38.
231. Pedoja, K., Husson, L., Bézoz, A., Pastier, A.-M., Imran, A. M., Arias-Ruiz, C., et al. (2018). On the long-lasting sequences of coral reef terraces from SE Sulawesi (Indonesia): Distribution, formation, and global significance. *Quaternary Science Reviews*, 188, 37-57.
232. Phillips, F. M., & Plummer, M. A. (1996). CHLOE; a program for interpreting in-situ cosmogenic nuclide data for surface exposure dating and erosion studies. *Radiocarbon*, 38(1), 98-99.
233. Phillips, F. M., Stone, W. D., & Fabryka-Martin, J. T. (2001). An improved approach to calculating low-energy cosmic-ray neutron fluxes near the land/atmosphere interface. *Chemical Geology*, 175(3-4), 689-701.
234. Phillips, J. D., Martin, L. L., Nordberg, V. G., & Andrews Jr, W. A. (2004). Divergent evolution in fluviokarst landscapes of central Kentucky. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 29(7), 799-819.
235. Pirazzoli, P. A., Radtke, U., Hantoro, W. S., Jouannic, C., Hoang, C. T., Causse, C., et al. (1991). Quaternary raised coral-reef terraces on Sumba Island, Indonesia. *Science*, 252(5014), 1834-1836.

BIBLIOGRAPHIE

- 236.** Pirazzoli, P. A., Radtke, U., Hantoro, W. S., Jouannic, C., Hoang, C. T., Causse, C., et al. (1993). A one million-year-long sequence of marine terraces on Sumba Island, Indonesia. *Marine Geology*, 109(3-4), 221-236.
- 237.** Pirazzoli, P. A. (2005). A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area. *Quaternary Science Reviews*, 24(18-19), 1989-2001.
- 238.** Prasetia, R., As-syakur, A. R., & Osawa, T. (2013). Validation of TRMM Precipitation Radar satellite data over Indonesian region. *Theoretical and applied climatology*, 112(3-4), 575-587.
- 239.** Pubellier, M., & Morley, C. K. (2014). The basins of Sundaland (SE Asia): Evolution and boundary conditions. *Marine and Petroleum Geology*, 58, 555-578.
- 240.** Puchol, N. (2013). Détermination des paléo-taux d'érosion par l'utilisation des isotopes cosmogéniques. Cas de la transition Pliocène-Pleistocène. Université de Lorraine.
- 241.** Purdy, E. G. (1974). Reef configurations: cause and effect.
- R**
- 242.** Radtke, U., Grün, R., & Schwarcz, H. P. (1988). Electron spin resonance dating of the Pleistocene coral reef tracts of Barbados. *Quaternary research*, 29(3), 197-215.
- 243.** Railsback, L. B., Gibbard, P. L., Head, M. J., Voarintsoa, N. R. G., & Toucanne, S. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, 111, 94-106.
- 244.** Raimbault, C., Duperret, A., Regard, V., Molliex, S., Wyns, R., Authemayou, C., et al. (2018). Quaternary geomorphological evolution of a granitic shore platform constrained by in situ ¹⁰Be concentrations, Penmarc'h, SW Brittany, France. *Marine Geology*, 395, 33-47.
- 245.** Rangin, C., Jolivet, L., & Pubellier, M. (1990). A simple model for the tectonic evolution of southeast Asia and Indonesia region for the past 43 my. *Bulletin de la Société géologique de France*, 6(6), 889-905.
- 246.** Rasmusson, E. M., & Wallace, J. M. (1983). Meteorological aspects of the El Nino/southern oscillation. *Science*, 222(4629), 1195-1202.
- 247.** Rasser, M., & Riegl, B. (2002). Holocene coral reef rubble and its binding agents. *Coral Reefs*, 21(1), 57-72.
- 248.** Reedy, R. C., Arnold, J. R., & Lal, D. (1983). Cosmic-ray record in solar system matter. *Science*, 219(4581), 127-135.

BIBLIOGRAPHIE

- 249.** Regard, V., Dewez, T., Bourles, D. L., Anderson, R. S., Duperret, A., Costa, S., et al. (2012). Late Holocene seacliff retreat recorded by ^{10}Be profiles across a coastal platform: Theory and example from the English Channel. *Quaternary Geochronology*, 11, 87-97.
- 250.** Reinhardt, L. J., Bishop, P., Hoey, T. B., Dempster, T. J., & Sanderson, D. C. W. (2007). Quantification of the transient response to base-level fall in a small mountain catchment: Sierra Nevada, southern Spain. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F3).
- 251.** Rigg, J. W. D., & Hall, R. (2012). Neogene development of the Savu forearc basin, Indonesia. *Marine and Petroleum Geology*, 32(1), 76-94.
- 252.** Robinson, C., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Lehman, B., & Laj, C. (1996). The relationship between ^{10}Be and geomagnetic field strength records in central North Atlantic sediments during the last 80 ka. *Oceanographic Literature Review*, 8(43), 800.
- 253.** Robinson, L., Henderson, G., Hall, L., and Matthews, I. (2003). Controls on $\delta^{234}\text{U}$ in surface waters of the south island of new zealand. *AGUFM*, 2003:V51C-0306.
- 254.** Roep, T. B., & Fortuin, A. R. (1996). A submarine slide scar and channel filled with slide blocks and megarippled *Globigerina* sands of possible contourite origin from the Pliocene of Sumba, Indonesia. *Sedimentary Geology*, 103(1-2), 145-160.
- 255.** 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(6689), 162-165.
- 256.** Rohling, E. J., Grant, K., Hemleben, C. H., Siddall, M., Hoogakker, B. A. A., Bolshaw, M., et al. (2008). High rates of sea-level rise during the last interglacial period. *Nature geoscience*, 1(1), 38.
- 257.** Rohling, E. J., Grant, K., Bolshaw, M., Roberts, A. P., Siddall, M., Hemleben, C., et al. (2009). Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles. *Nature geoscience*, 2(7), 500-504.
- 258.** Rovere, A., Raymo, M. E., Vacchi, M., Lorscheid, T., Stocchi, P., Gomez-Pujol, L., et al. (2016). The analysis of Last Interglacial (MIS 5e) relative sea-level indicators: Reconstructing sea-level in a warmer world. *Earth-Science Reviews*, 159, 404-427.
- 259.** Rupnik, E., Deseilligny, M. P., Delorme, A., & Klinger, Y. (2016). Refined satellite image orientation in the free open-source photogrammetric tools Apero/Micmac. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 3, 83.
- 260.** Russell-Smith, J., Djoeroemana, S., Maan, J., & Pandanga, P. (2007). Rural livelihoods and burning practices in savanna landscapes of Nusa Tenggara Timur, eastern Indonesia. *Human Ecology*, 35(3), 345-359.

BIBLIOGRAPHIE

- 261.** 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. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19(4), 453-479.
- 262.** Rutter, N., Schnack, E. J., del Rio, J., Fasano, J. L., Isla, F. I., & Radtke, U. (1989). Correlation and dating of Quaternary littoral zones along the Patagonian coast, Argentina. *Quaternary Science Reviews*, 8(3), 213-234.
- 263.** Ryb, U., Matmon, A., Erel, Y., Haviv, I., Katz, A., Starinsky, A., et al. (2014a). Controls on denudation rates in tectonically stable Mediterranean carbonate terrain. *Bulletin*, 126(3-4), 553-568.
- 264.** Ryb, U., Matmon, A., Erel, Y., Haviv, I., Benedetti, L., & Hidy, A. J. (2014b). Styles and rates of long-term denudation in carbonate terrains under a Mediterranean to hyper-arid climatic gradient. *Earth and Planetary Science Letters*, 406, 142-152.

S

- 265.** Sachs, M., Mulvahill, M., & Dapawole, Y. L. (2005). The pancreas of sacrificial animals as an object of divination for the indigenous peoples on the island of Sumba, Indonesia. *Pancreatology*, 5(4-5), 486-491.
- 266.** Saillard, M., Hall, S. R., Audin, L., Farber, D. L., Hérail, G., Martinod, J., et al. (2009). Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31 S) inferred from ¹⁰Be dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(1-2), 50-63.
- 267.** Saji, N. H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N., & Yamagata, T. (1999). A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401(6751), 360-363.
- 268.** Sandiford, M. (2008). Seismic moment release during slab rupture beneath the Banda Sea. *Geophysical Journal International*, 174(2), 659-671.
- 269.** Sarg, J. F. (1988). Carbonate sequence stratigraphy.
- 270.** Schaller, M., Ehlers, T. A., Blum, J. D., & Kallenberg, M. A. (2009). Quantifying glacial moraine age, denudation, and soil mixing with cosmogenic nuclide depth profiles. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 114(F1).
- 271.** Schellmann, G., & Radtke, U. (2004). A revised morpho- and chronostratigraphy of the Late and Middle Pleistocene coral reef terraces on Southern Barbados (West Indies). *Earth-Science Reviews*, 64(3-4), 157-187.

BIBLIOGRAPHIE

- 272.** Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Finkel, R., Pik, R. I., Blard, P.-H., Bourles, D., et al. (2009). Sources of in-situ ^{36}Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates. *Quaternary Geochronology*, 4(6), 441-461.
- 273.** Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Garreta, V., Pik, R., Blard, P.-H., Burnard, P., et al. (2011). Calibration of cosmogenic ^{36}Cl production rates from Ca and K spallation in lava flows from Mt. Etna (38 N, Italy) and Payun Matru (36 S, Argentina). *Geochimica et cosmochimica acta*, 75(10), 2611-2632.
- 274.** Schimmelpfennig, I., Schaefer, J. M., Putnam, A. E., Koffman, T., Benedetti, L., Ivy-Ochs, S., et al. (2014). ^{36}Cl production rate from K-spallation in the European Alps (Chironico landslide, Switzerland). *Journal of Quaternary Science*, 29(5), 407-413.
- 275.** Schlagenhauf, A., Gaudemer, Y., Benedetti, L., Manighetti, I., Palumbo, L., Schimmelpfennig, I., et al. (2010). Using in situ Chlorine-36 cosmonuclide to recover past earthquake histories on limestone normal fault scarps: a reappraisal of methodology and interpretations. *Geophysical Journal International*, 182(1), 36-72.
- 276.** Schoenbohm, L. M., Whipple, K. X., Burchfiel, B. C., & Chen, L. (2004). Geomorphic constraints on surface uplift, exhumation, and plateau growth in the Red River region, Yunnan Province, China. *Geological Society of America Bulletin*, 116(7-8), 895-909.
- 277.** Scholz, D., Mangini, A., & Felis, T. (2004). U-series dating of diagenetically altered fossil reef corals. *Earth and Planetary Science Letters*, 218(1-2), 163-178.
- 278.** Scholz, D., & Mangini, A. (2007). How precise are U-series coral ages? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(8), 1935-1948.
- 279.** Scholz, D., & Hoffmann, D. (2008). $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -dating of fossil corals and speleothems. *Quaternary Science Journal*, 57(1-2), 52-76.
- 280.** Schumm, S. A. (1993). River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *The Journal of Geology*, 101(2), 279-294.
- 281.** Schwartz, M. (2006). *Encyclopedia of coastal science*: Springer Science & Business Media.
- 282.** Scoffin, T. P. (1993). The geological effects of hurricanes on coral reefs and the interpretation of storm deposits. *Coral Reefs*, 12(3-4), 203-221.
- 283.** Scoffin, T. P., & Dixon, J. E. (1983). The distribution and structure of coral reefs: one hundred years since Darwin. *Biological Journal of the Linnean Society*, 20(1), 11-38.
- 284.** Seidl, M. A., Dietrich, W. E., & Kirchner, J. W. (1994). Longitudinal profile development into bedrock: An analysis of Hawaiian channels. *The Journal of Geology*, 102(4), 457-474.

BIBLIOGRAPHIE

- 285.** Shackleton, N. J. (1987). Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6(3-4), 183-190.
- 286.** Shackleton, N. J. (1997). The deep-sea sediment record and the Pliocene-Pleistocene boundary. *Quaternary International*, 40, 33-35.
- 287.** Shackleton, N. J., & Opdyke, N. D. (1973). Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quaternary research*, 3(1), 39-55.
- 288.** Shakun, J. D., Lea, D. W., Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E. (2015). An 800-kyr record of global surface ocean $\delta^{18}O$ and implications for ice volume-temperature coupling. *Earth and Planetary Science Letters*, 426, 58-68.
- 289.** Shekeine, J., Turnbull, L. A., Cherubini, P., de Jong, R., Baxter, R., Hansen, D., et al. (2015). Primary productivity and its correlation with rainfall on Aldabra Atoll. *Biogeosciences Discussions*, 12(2), 981-1013.
- 290.** Shen, G. T., & Dunbar, R. B. (1995). Environmental controls on uranium in reef corals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(10), 2009-2024.
- 291.** Siddall, M., Chappell, J., & Potter, E. K. (2007). 7. Eustatic sea level during past interglacials. In *Developments in Quaternary Sciences (Vol. 7, pp. 75-92)*: Elsevier.
- 292.** Simms, M. J. (2004). Tortoises and hares: Dissolution, erosion and isostasy in landscape evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(4), 477-494.
- 293.** Simons, W. J. F., Socquet, A., Vigny, C., Ambrosius, B. A. C., Haji Abu, S., Promthong, C., et al. (2007). A decade of GPS in Southeast Asia: Resolving Sundaland motion and boundaries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B6).
- 294.** Small, E. E., & Anderson, R. S. (1998). Pleistocene relief production in Laramide mountain ranges, western United States. *Geology*, 26(2), 123-126.
- 295.** Smith, S. V. (1983). Coral reef calcification. *Perspectives on Coral Reefs*. Australian Institute of Marine Science, 240-247.
- 296.** Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., (2000). Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of streamprofiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 112 (8), 1250–1263.
- 297.** 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 Research*, 14(2), 105-127.
- 298.** Sosdian, S., & Rosenthal, Y. (2009). Deep-sea temperature and ice volume changes across the Pliocene-Pleistocene climate transitions. *Science*, 325(5938), 306-310.

BIBLIOGRAPHIE

- 299.** Spakman, W., & Hall, R. (2010). Surface deformation and slab-mantle interaction during Banda arc subduction rollback. *Nature geoscience*, 3(8), 562-566.
- 300.** Speed, R. C., & Cheng, H. (2004). Evolution of marine terraces and sea level in the last interglacial, Cave Hill, Barbados. *Geological Society of America Bulletin*, 116(1-2), 219-232.
- 301.** Spencer, T. (1985). Weathering rates on a Caribbean reef limestone: results and implications. *Marine Geology*, 69(1-2), 195-201.
- 302.** Spencer, T. (2011). Accommodation space. *Encyclopedia of modern coral reefs*. Springer, Dordrecht, 2-3.
- 303.** Spratt, R. M., & Lisiecki, L. E. (2016). A Late Pleistocene sea level stack. *Climate of the Past*, 12(4), 1079-1092.
- 304.** Stearns, C. E. (1976). Estimates of the position of sea level between 140,000 and 75,000 years ago. *Quaternary research*, 6(3), 445-449.
- 305.** Stearns, H. T. (1946). An integration of coral-reef hypotheses. *American Journal of Science*, 244(4), 245-262.
- 306.** Stephenson, W. J., & Kirk, R. M. (1996). Measuring erosion rates using the micro-erosion meter: 20 years of data from shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *Marine Geology*, 131(3-4), 209-218.
- 307.** Stephenson, W. J., & Kirk, R. M. (2000). Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand: Part one: the role of waves. *Geomorphology*, 32(1-2), 21-41.
- 308.** Stirling, C. H., Esat, T. M., McCulloch, M. T., & Lambeck, K. (1995). High-precision U-series dating of corals from Western Australia and implications for the timing and duration of the Last Interglacial. *Earth and Planetary Science Letters*, 135(1-4), 115-130.
- 309.** Stirling, C. H., Esat, T. M., Lambeck, K., & McCulloch, M. T. (1998). Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 160(3-4), 745-762.
- 310.** Stirling, C. H., & Andersen, M. B. (2009). Uranium-series dating of fossil coral reefs: extending the sea-level record beyond the last glacial cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3-4), 269-283.
- 311.** Stoddart, D. R. (1969). Ecology and morphology of recent coral reefs. *Biological Reviews*, 44(4), 433-498.

BIBLIOGRAPHIE

- 312.** Stephenson, W. J., & Kirk, R. M. (1998). Rates and patterns of erosion on inter-tidal shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group*, 23(12), 1071-1085.
- 313.** Stone, J. O. H., Allan, G. L., Fifield, L. K., Evans, J. M., & Chivas, A. R. (1994). Limestone erosion measurements with cosmogenic chlorine-36 in calcite-preliminary results from Australia. *Nuclear instruments and methods in physics research section B: beam interactions with materials and atoms*, 92(1-4), 311-316
- 314.** Stone, J. O. H., Allan, G. L., Fifield, L. K., & Cresswell, R. G. (1996). Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation. *Geochimica et cosmochimica acta*, 60(4), 679-692.
- 315.** Stone, J. Evans, J. M., Fifield, L. K., Allan, G. L., & Cresswell, R. G. (1998). Cosmogenic chlorine-36 production in calcite by muons. *Geochimica et cosmochimica acta*, 62(3), 433-454.
- 316.** Swart, P. K., & Hubbard, J. (1982). Uranium in scleractinian coral skeletons. *Coral Reefs*, 1(1), 13-19.

T

- 317.** Tate, G. W., McQuarrie, N., Van Hinsbergen, D. J. J., Bakker, R. R., Harris, R., Willett, S., et al. (2014). Resolving spatial heterogeneities in exhumation and surface uplift in Timor-Leste: Constraints on deformation processes in young orogens. *Tectonics*, 33(6), 1089-1112.
- 318.** Toomey, M., Ashton, A. D., & Perron, J. T. (2013). Profiles of ocean island coral reefs controlled by sea-level history and carbonate accumulation rates. *Geology*, 41(7), 731-734.
- 319.** Trenberth, K. E., & Shea, D. J. (1987). On the evolution of the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115(12), 3078-3096.
- 320.** Trench, R. K. (1979). The cell biology of plant-animal symbiosis. *Annual Review of Plant Physiology*, 30(1), 485-531.
- 321.** Trenhaile, A. S. (2000). Modeling the development of wave-cut shore platforms. *Marine Geology*, 166(1-4), 163-178.
- 322.** Trudgill, S. T. (1976). The marine erosion of limestones on Aldabra Atoll, Indian Ocean. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 26, 164-200.
- 323.** Trudgill, S. T. (1979). Surface lowering and landform evolution on Aldabra. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. B, Biological Sciences*, 286(1011), 35-45.
- 324.** Turcotte, D. L., & Bernthal, M. J. (1984). Synthetic coral-reef terraces and variations of Quaternary sea level. *Earth and Planetary Science Letters*, 70(1), 121-128.

V

- 325.** Van der Beek, P. (2003). Long term denudation rates and relief development: numerical modelling and data constraints
- 326.** Van der Kaars, W. A. (1991). Palynology of eastern Indonesian marine piston-cores: a Late Quaternary vegetational and climatic record for Australasia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 85(3-4), 239-302.
- 327.** Van de Plassche, O. (1986). *Sea-level research: A manual for the collection and evaluation of data*: Norwich. UK, Geobooks.
- 328.** Van der Werff, W. (1995). Cenozoic evolution of the Savu Basin, Indonesia: forearc basin response to arc-continent collision. *Marine and Petroleum Geology*, 12(3), 247-262.
- 329.** Vasconcelos, P. M. D., & Stone, J. O. (2000). Studies of geomorphic rates and processes with cosmogenic isotopes-examples from Australia.
- 330.** Vecsei, A. (2004). A new estimate of global reefal carbonate production including the fore-reefs. *Global and Planetary Change*, 43(1-2), 1-18.
- 331.** Verbeek, R. D. M. (1908). *Molukken-verslag. Jaarboek Mijnwesen Nederlandsche Oost-Indie*, 1908, 37.
- 332.** Veress, M. (2020). Karst types and their karstification. *Journal of Earth Science*, 31(3), 621-634.
- 333.** Vermeesch, P. (2007). CosmoCalc: An Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(8).
- 334.** Veron, J. E. N. (1995). *Corals in space and time: the biogeography and evolution of the Scleractinia*: Cornell University Press.
- 335.** Veron, J., Stafford-Smith, M., DeVantier, L., & Turak, E. (2015). Overview of distribution patterns of zooxanthellate Scleractinia. *Frontiers in Marine Science*, 1, 81.
- 336.** Villeneuve, M., Martini, R., Bellon, H., Réhault, J.-P., Cornée, J.-J., Bellier, O., et al. (2010). Deciphering of six blocks of Gondwanan origin within eastern Indonesia (South East Asia). *Gondwana Research*, 18(2-3), 420-437.
- 337.** Von Blanckenburg, F. (2005). The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters*, 242(3-4), 224-239.

BIBLIOGRAPHIE

- 338.** Von der Borch, C. C., Grady, A. E., Hardjoprawiro, S., Prasetyo, H., & Hadiwisastra, S. (1983). Mesozoic and late Tertiary submarine fan sequences and their tectonic significance, Sumba, Indonesia. *Sedimentary Geology*, 37(1-2), 113-132.

W

- 339.** Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., et al. (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 295-305.
- 340.** Walker, M., & Lowe, J. (2007). Quaternary science 2007: a 50-year retrospective. *Journal of the Geological Society*, 164(6), 1073-1092.
- 341.** Webb, M., White, L. T., Jost, B. M., Tiranda, H., & BouDagher-Fadel, M. (2020). The history of Cenozoic magmatism and collision in NW New Guinea-New insights into the tectonic evolution of the northernmost margin of the Australian Plate. *Gondwana Research*, 82, 12-38.
- 342.** Webster, J. M., & Davies, P. J. (2003). Coral variation in two deep drill cores: significance for the Pleistocene development of the Great Barrier Reef. *Sedimentary Geology*, 159(1-2), 61-80.
- 343.** Webster, J. M., Wallace, L. M., Clague, D. A., & Braga, J. C. (2007). Numerical modeling of the growth and drowning of Hawaiian coral reefs during the last two glacial cycles (0-250 kyr). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(3).
- 344.** Webster, P. J., Magana, V. O., Palmer, T. N., Shukla, J., Tomas, R. A., Yanai, M. U., et al. (1998). Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C7), 14451-14510.
- 345.** Wensink, H. (1994). Paleomagnetism of rocks from Sumba: tectonic implications since the late Cretaceous. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 9(1-2), 51-65.
- 346.** Wensink, H., & van Bergen, M. J. (1995). The tectonic emplacement of Sumba in the Sunda-Banda Arc: paleomagnetic and geochemical evidence from the early Miocene Jawila volcanics. *Tectonophysics*, 250(1-3), 15-30.
- 347.** Whipple, K. X. (2001). Fluvial landscape response time: how plausible is steady-state denudation? *American Journal of Science*, 301(4-5), 313-325.
- 348.** Whipple, K., (2004). Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32, 151-185.
- 349.** Whipple, K. X., Dibiase, R. A., & Crosby, B. T. (2013). Bedrock rivers. In *Treatise on geomorphology* (pp. 550-573): Elsevier Inc.
- 350.** 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. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B8), 17661-17674.

BIBLIOGRAPHIE

- 351.** Whipple, K. X., & Tucker, G. E. (2002). Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B2), ETG 3-1-ETG 3-20.
- 352.** Whittaker, A. C., Attal, M. I., Cowie, P. A., Tucker, G. E., & Roberts, G. (2008). Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles. *Geomorphology*, 100(3-4), 506-526.
- 353.** Whittaker, A. C., & Boulton, S. J. (2012). Tectonic and climatic controls on knickpoint retreat rates and landscape response times. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F2).
- 354.** Widmer, H. (2017). C'est quoi un corail ? <https://mrrecifcaptif.fr/cest-quoi-un-corail/>
- 355.** Willenbring, J. K., Gasparini, N. M., Crosby, B. T., & Brocard, G. (2013). What does a mean mean? The temporal evolution of detrital cosmogenic denudation rates in a transient landscape. *Geology*, 41(12), 1215-1218.
- 356.** Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., et al. (2006). Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Special papers-geological society of america*, 398, 55.
- 357.** Wohl, E. E. (1998). Bedrock channel morphology in relation to erosional processes. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 107, 133-152.
- 358.** Wood, R. (1999). Reef evolution: Oxford University Press on Demand.
- 359.** Woodroffe, C. D., & Murray-Wallace, C. V. (2012). Sea-level rise and coastal change: the past as a guide to the future. *Quaternary Science Reviews*, 54, 4-11.
- 360.** Woodroffe, C. D., & Webster, J. M. (2014). Coral reefs and sea-level change. *Marine Geology*, 352, 248-267.

X

- 361.** Xu, S., Liu, C., Freeman, S., Lang, Y., Schnabel, C., Tu, C., et al. (2013). In-situ cosmogenic ³⁶Cl denudation rates of carbonates in Guizhou karst area. *Chinese Science Bulletin*, 58(20), 2473-2479.

Y

- 362.** Yang, Q., Scholz, D., Jochum, K. P., Hoffmann, D. L., Stoll, B., Weis, U., et al. (2015). Lead isotope variability in speleothems-A promising new proxy for hydrological change? First results from a stalagmite from western Germany. *Chemical Geology*, 396, 143-151.

BIBLIOGRAPHIE

- 363.** Ye, F.-Y., Barriot, J.-P., & Carretier, S. (2013). Initiation and recession of the fluvial knickpoints of the Island of Tahiti (French Polynesia). *Geomorphology*, 186, 162-173.
- 364.** Yodis, E. G., & Kesel, R. H. (1993). The effects and implications of base-level changes to Mississippi River tributaries. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 37(4), 385-402.
- 365.** 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 and Planetary Science Letters*, 193(3-4), 579-587.

TABLE DES FIGURES

PARTIE 1 – CHAPITRE 1

- Fig. 1.** **A)** Charte chronostratigraphique internationale du Quaternaire (version de Mai 2012, par l'« International Commission on Stratigraphy »). **B)** Une courbe composite des isotopes de l'oxygène pour les 3.5 derniers Ma, construite par « empilage » (corrélation croisée) de 57 enregistrements marins benthiques répartis dans le monde entier, et présentée sur l'échelle de temps paléo-magnétique (d'après Lisiecki et Raymo (2005)). Les nombres impairs indiquent les stades isotopiques interglaciaires et les nombres pairs les stades isotopiques glaciaires. Les caractéristiques remarquables sont le déclin à long terme de la température moyenne (ligne pointillée) et la tendance à des fluctuations climatiques plus importantes au fil du temps, avec des décalages prononcés, vers 2.6 Ma (ligne verticale pointillée) et vers 700 ka (ligne verticale continue). Cette dernière est accompagnée d'un changement de dominance du cycle astronomique de 41 ka à celui de 100 ka. Figure modifiée à partir de Walker et Lowe (2007).21
- Fig. 2.** Relations entre les variations des paramètres orbitaux de la Terre (excentricité, obliquité), la précession des équinoxes (moment de la périhélie (i.e. point de la trajectoire de l'orbite héliocentrique le plus proche du Soleil) et distance Terre-Soleil au mois de Juin) et la variation de la quantité de chaleur reçue au sommet de l'atmosphère dans l'hémisphère Nord. Figure modifiée à partir de Burbank et Anderson (2001).23
- Fig. 3.** Variations du niveau marin sur les derniers 450 000 ans : Compilation de plusieurs courbes du niveau marin relatif calculées par différentes méthodes montrant les grandes incertitudes qui persistent toujours quant aux estimations de l'âge et de l'élévation des niveaux marins de chaque MIS. Les MIS sont notés en rouge et en bleu pour les périodes interglaciaires et glaciaires, respectivement. Les principaux haut et bas niveaux marins sont désignés par des caractères « gras ». Les sous-stades sont désignés par des caractères en « italique ». Notez que le « MIS 9a » est parfois nommé « MIS 8c » dans la littérature (e.g., Pastier et al., 2019).25
- Fig. 4.** Les différents types de terrasses. **A)** Terrasse marine rocheuse. **B)** Terrasse marine de dépôts. **C)** Terrasse de récifs coralliens.29
- Fig. 5.** **A)** Processus responsable de l'émersion des côtes. **B)** Exemple schématique de l'émersion des séquences de terrasses marines durant le Tardi-Cénozoïque. *n* = nombre de paléo-côtes altitudes indicatives. 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 glacio-eustatiques sur une côte en soulèvement. *X x 100 of m* : *X* centaine de mètres. Figure issue de Pedoja et al. (2014).31
- Fig. 6.** Schéma conceptuel illustrant la formation d'une séquence de terrasses marines (« strandlines » sur la figure) liée aux variations du niveau marin surimposées sur une côte en soulèvement (« uplift » sur la figure). Figure issue de Murray-Wallace et Woodroffe (2014).32
- Fig. 7.** Répartition mondiale des indicateurs morphologiques associés aux paléo-côtes quaternaires et plus particulièrement au maximum du dernier interglaciaire (MIS 5e). **MT** : terrasse marine, **N** : encoche, **CorB** : trottoir de corrosion, **CRT** : terrasse de récifs coralliens, **CRS** : surface (immergée) d'un récif, **B-Ridge** : cordon littoral, **WBT** : terrasse construite, **BD** : dépôt de plage, **CD** : dépôt côtier, **CB** : barrière côtière, **BoA** : base des dépôts éoliens (1 occurrence), **Che** : chenier, **B-rock** : grès de plage. Figure modifiée depuis Pedoja et al. (2011a).33
- Fig. 8.** Cartographie de Charles Darwin montrant la distribution des récifs coralliens à travers le monde (Charles Darwin, « The structure and Distribution of Coral Reefs, London: Smith 1842 (The Complete Works of Charles Darwin Online at <http://darwin-online.org.uk/>)).36
- Fig. 9.** Résumé schématique de la distribution des formes et assemblages dominants de coraux (et d'algues coralliennes) constructeurs de récifs dans la région tropicale Indo-Pacifique, des pentes extérieures plus profondes aux zones d'arrière-récifs, en fonction de l'énergie hydrodynamique et de la profondeur d'eau. **A)** Répartition dans les systèmes récifaux soumis à une énergie hydrodynamique élevée. **B)** Distribution dans les systèmes récifaux soumis à une énergie hydrodynamique faible. Assemblages et faciès : **CALG**=algue corallienne ; **ROBR**=corail ramifié robuste ; **DOMA**=corail en dôme ; **TABR**=corail ramifié tabulaire ; **ARBR**=corail arborescent ; **FOLIA**=corail foliacé ; **ENCR**=corail encroûtant. Figure issue de Montaggioni (2005).37

TABLE DES FIGURES

- Fig. 10.** Le recul des récifs frangeants contrôle la transition entre les types de récifs pendant les cycles glacio-eustatiques. Le premier cycle commence par un récif frangeant pendant une période glaciaire (t1). Au cours de la transgression post-glaciaire rapide, le récif est forcé de se retirer vers le haut en raison de son faible taux d'accrétion (t2). Ce n'est que lorsque la montée du niveau marin ralentit pendant l'interglaciaire que le récif frangeant peut avancer vers le large et construire un récif plat (t3). Après une seconde chute du niveau marin, lors de l'ère glaciaire suivante, le deuxième cycle commence, comme auparavant, par le retrait vers le haut d'un récif frangeant avec la transgression du niveau marin (t4). Cette fois, cependant, il rencontre l'ancienne plateforme récifale plate à une altitude plus basse en raison de l'affaissement tectonique (subsidence) de l'île. La légère pente inverse de la plateforme empêche tout nouveau recul vers le haut et fixe le nouveau récif sur son bord, produisant un lagon qui piège les sédiments côtiers (t5). Isolé des sédiments, le récif est colonisé par des acroporidés à croissance rapide qui lui permettent une accrétion verticale et de suivre le rythme de la montée du niveau marin, produisant ainsi une barrière récifale (t6). Lors du cycle final, l'affaissement et l'érosion déplacent le pic volcanique en dessous du niveau marin (t7), de sorte que lorsque le récif frangeant atteint le bord de l'ancienne barrière récifale (t8), il peut s'accrétionner verticalement et se transformer en atoll (t9). Figure modifiée à partir de Blanchon et al. (2014).38
- Fig. 11.** Diversité mondiale des espèces coralliennes. Carte modifiée à partir de Veron et al. (2015)41
- Fig. 12.** Bloc diagramme représentant une séquence de récifs frangeants soulevés surplombant un récif frangeant actuel. Figure modifiée depuis Hantoro (1992).43
- Fig. 13.** Exemple des différents types de récifs : **A)** et **B)** Récifs frangeants, **C)** et **D)** Récifs barrières, **E)** et **F)** Atolls. Excepté la Fig. B, les images sont issues de Google Earth.44
- Fig. 14.** Illustration schématique de la réponse des récifs aux variations du niveau marin à l'Holocène (figure issue de Camoin et Webster, 2015 et inspiré de Woodroffe, 2003).....46
- Fig. 15.** Séquences de terrasses de récifs coralliens. Figure modifiée d'après la Figure 15 de Pedoja et al., 2018 (voir Pedoja et al., 2014 pour une bibliographie détaillée). **A)** Répartition mondiale des sites détaillés. **B)** Île de Makatea (Montaggioni et al., 1985). **C)** Île Mare (Guyomard et al., 1996). **D)** Futuna Island (Neef et McCulloch, 2001). **E)** Péninsule de Sampolawa (Pedoja et al., 2018). L'épaisseur des unités de calcaire récifal est arbitraire. **F)** Péninsule de Kabola, île d'Alor, Indonésie (Hantoro et al., 1994). **G)** Île de la Barbade (Radtke et al., 1988 ; Schellmann et Radtke, 2004). **H)** Cap Laundi, île de Sumba (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993).48
- Fig. 16.** Vue schématique tridimensionnelle d'une séquence de TRCs, d'une baie à un cap. Figure modifiée depuis la Fig. 3A. de Pedoja et al. (2018). La courbe du niveau marin des derniers 150 000 ans est issue de Waelbroeck et al. (2002).51
- Fig. 17.** Vue schématique tridimensionnelle d'une séquence de terrasses de récif corallien âgée d'environ 400 000 ans et montrant les différents processus responsables de sa morphogénèse. La courbe du niveau marin relatif est issue de Bintanja et van de Wal (2008).53
- Fig. 18.** **A)** Bloc cyclopéen sur la TRC la plus basse, exempt de végétation, de la baie de Santiago de Cuba (Cuba). **B)** Plateforme d'abrasion au sud de la ville de Baracoa sur l'île de Cuba. Des figures épikarstiques sont également visibles sur la TRC I. **C)** Vue plongeante sur le bord distal dénudé de la TRC la plus basse du Cap Maisi (Cuba). **D)** Amas de débris coralliens concentré sur l'arrière-récif du Cap Laundi (île de Sumba, Indonésie). **E)** Débris coralliens fossilisés et sables consolidés sur la TRC la plus basse du Cap Laundi. **F)** Exemple d'encoches actuelles à Bahari, Sampolawa, île de Buton, Sulawesi, Indonésie. Les encoches se développent dans un calcaire récifal correspondant à un avant-récif formé lors d'un haut niveau marin du Quaternaire. Le retrait de la falaise côtière laisse des rochers champignons qui sont ceinturés d'une encoche. Lorsque leur pied est totalement érodé, ces rochers constituent des blocs décimétriques sur la plage.56
- Fig. 19.** Altération météorique des corps récifaux en milieu tropical. Figure modifiée depuis James et Choquette (1984).58
- Fig. 20.** Les différents types de karsts développés à la surface des séquences de TRCs. **A)** Épikarst sur la TRC I à l'extrême Ouest de l'île de Sumba. **B)** Endokarst visible sur les falaises créées par l'incision d'une rivière au Cap Maisi sur l'île de Cuba. **C)** Épikarst sur la TRC II₄ du cap Laundi. **D)** Doline du Cap Laundi.59
- Fig. 21.** **A)** Vue panoramique sur la séquence de terrasses de récif corallien du Cap Laundi et sur le lit de la rivière principale qui draine la séquence. Les traits noirs pleins et pointillés représentent les TRC principales et secondaires, respectivement. Les chiffres romains correspondent à la nomenclature associée aux TRC du Cap Laundi. **B)** Photographie d'une knickzone à l'intérieur de la rivière principale du Cap Laundi (localisation sur la

TABLE DES FIGURES

Fig. 16A). C) Dépôts de pente sur le paléo-avant récif de la terrasse « III₁ » du Cap Laundi (île de Sumba, Indonésie).61

PARTIE 1 – CHAPITRE 2

Fig. 22. A) Vue de la planète Terre à 13027 km d'altitude et localisation de la Fig. 22B. B) Carte géographique de l'Indonésie. Les océans, les mers, les détroits, les golfes, les îles principales sont signalés en police « italique bleu clair », « italique blanc », « italique-gras jaune », « italique orange », « gras blanc », respectivement. L'île de Sumba est en police « gras rouge ».64

Fig. 23. A) Les trois régions climatiques en Indonésie. L'île de Sumba est située dans la région A. B) Les cycles annuels des trois régions climatiques. Les lignes pointillées indiquent l'écart-type (σ) au-dessus et en dessous de la moyenne. Figures modifiées d'après Aldrian et Susanto (2003).65

Fig. 24. Géodynamique de l'Asie du Sud-Est et localisation de l'île de Sumba. Les vitesses des plaques tectoniques sont indiquées par rapport à la plaque eurasiennne, d'après Nugroho et al. (2009). Les données d'altimétrie sont issues de la « Shuttle Radar Topography Mission » (SRTM) et les données bathymétriques de la « General Bathymetric Chart of the Oceans » (GEBCO), toutes deux à une résolution de 90 m.66

Fig. 25. A) Dessin de l'espace de culte de la famille Anawara réalisé par Hok (1958). La pierre sainte (Watu dodo) se trouve au point A. B) Dessin d'une maison typique « Uma », lieu d'habitation et de culte. Dessin également réalisé par Hok (1958). On peut voir que la maison s'organise autour du foyer central (Kitchen sur le dessin).68

Fig. 26. Photographies prises sur l'île de Sumba. A) Tombes mégalithiques au centre d'un village. B) Tombes mégalithiques. C) Tombes mégalithiques. D) Tombe mégalithique sur la CRT I à l'ouest de l'île de Sumba. E) Maisons traditionnelles. F) Foyer ou feu central d'une maison traditionnelle.69

Fig. 27. Physiographie de l'île de Sumba. Le fond de carte est issu des données TanDEM-X (Modèle numérique de terrain de 30 m de résolution).70

Fig. 28. Géologie et structure géologique simplifiée de l'île de Sumba, redessinée d'après Effendi et Apandi (1981) et Fleury et al. (2009), et avec les mesures structurales de Authemayou et al. (submitted).74

Fig. 29. Figure issue de Fleury et al. (2009) : « Carte géologique de l'île de Sumba montrant la couverture étendue des sédiments néogènes et les affleurements localisés du socle le long de la côte sud. ».77

Fig. 30. A) Ile de Sumba. Cartographie de la crête récifale moderne. Les données d'élévation sont issues du modèle numérique de terrain TanDEM-X (12 m de résolution). B) Image Pléiades du cap Laundi. Cartographie des bords intérieurs des TRCs et localisation des figures 34A et 34B.79

Fig. 31. A) Panorama du cap Laundi et cartographie des bords intérieurs des TRCs. Photographies prises avec un drone Mavic Pro. B) Vue sur le cap Laundi et la baie de Waingapu depuis la plage de l'hôtel « Padadita Beach Hotel » à Waingapu. C) Doline proche du bord intérieur de la TRC principale « II » (localisation sur la figure 30B). D) Vue sur le sommet du cap Laundi depuis la surface de la TRC « IV ». E) Vue sur la Baie de Waingapu depuis le sommet du cap Laundi, localisation du point de vue de la figure B. F) Vue sur le cap Sasar depuis le sommet du cap Laundi. G) Vue sur la paléo-îlot du cap Laundi (localisation sur la figure 30B) depuis le sommet du cap Laundi.81

Fig. 32. Localisation et physiographie généralisée de la séquence de TRCs du cap Laundi, réalisé par Hantoro (1989 ; 1992) et Pirazzoli et al. (1991 ; 1993). A : terrasse principale. B : base de la pente principale de la terrasse. C : paléo-crête du récif principal. D : crête récifale moderne. E : sub-terrasse / sous-terrasse / terrasse intermédiaire. F : canyon. G : mangrove. H : conglomérat récifal holocène. I : emplacement d'échantillon daté. J : transect topographique de référence. K : altitude de la carte. L : village.....82

Fig. 33. Profil topographique simplifié, réalisé par Pirazzoli et al. (1991 ;1993), des TRCs surélevées du cap Laundi. A : noms des terrasses. B : MIS inféré. C : surface d'érosion. D : paléo-crête récifale. Les âges ESR et ²³⁰Th sont exprimés en ka.83

Fig. 34. A) Plage au nord du Cap Laundi, proche du paléo-îlot (voir location sur la Fig. 30B). Photographie prise à marée moyenne. L'encoche moderne est active à marée haute. Les bois flottés et les laisses de hautes mers marquent la limite de balancement des marées. B) Plage entre la photo A et Maudulung (voir location sur la Fig. 30B). Photographie prise à marée basse. Le reste de récif holocène est visible. À marée haute, il est submergé. Les légers enfoncements visibles en pied de falaise pourraient correspondre à une encoche du niveau marin moyen.

TABLE DES FIGURES

Elles sont cependant très peu marquées et discontinues. Le conglomérat observé par les auteurs précédents se trouve juste au-dessus de ce reste de récif, aujourd'hui principalement enfoui sous le sable. Il n'est pas visible sur la photo. L'arrière-récif est composé de nombreux amas de débris coralliens et quasiment aucun corail vivant.85

PARTIE 1 – CHAPITRE 3

Fig. 35. Schéma illustrant la cascade de réactions issues du rayonnement cosmique, en particulier la production d'isotopes cosmogéniques ^{36}Cl à l'intérieur des carbonates récifaux d'une séquence de TRCs. Figure modifiée d'après Puchol (2013).92

Fig. 36. Équation de l'évolution de la concentration du ^{36}Cl en fonction de la profondeur et du temps, adaptée au ^{36}Cl d'après Lal (1991).93

Fig. 37. Exemple des taux de production de cosmonucléides ^{36}Cl dans des roches ultramafiques. Figure issue de Gosse et Phillips (2001).94

Fig. 38. Graphique du temps nécessaire pour atteindre l'état d'équilibre en fonction des concentrations de cosmonucléide. Accumulation de cosmonucléide dans les surfaces en érosion ; temps d'exposition depuis le début de l'érosion d'une surface sans mémoire de pré-exposition. Les lignes noires pleines correspondent aux cosmonucléides stables (e.g., ^3He , ^{21}Ne), les lignes grises pointillées aux cosmonucléides radioactifs (e.g., ^{10}Be , ^{36}Cl) ; les deux sont calculées pour un taux de production hypothétique de 1 atome par gramme par an (multiplié par le taux de production local réel). À un faible taux de dénudation, la désintégration radioactive affecte les concentrations des cosmonucléides ; à des taux de dénudation plus élevés ($>10\text{ m/Ma}$), la désintégration n'a pas d'effet discernable sur les concentrations. Selon le taux de dénudation, $10^4 > 10^6$ ans sont nécessaires avant que les concentrations de cosmonucléides deviennent constantes et reflètent le taux de dénudation en régime permanent, c'est-à-dire avant que l'équilibre séculaire entre la production et la désintégration/érosion ne soit atteint. Figure issue de Dunai (2010).96

Fig. 39. Dessin schématique, modifié d'après Scholz et Hoffmann (2008), des chaînes de désintégration ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th . Les demi-vies des nucléides sont indiquées dans les cases. Dans cette étude, nous avons utilisé la série de chaînes de désintégration ^{238}U (cadre orange).102

Fig. 40. Échantillon corallien : CUB18-39. **A)** Forage de l'échantillon. **B)** Section transversale de l'échantillon. Les loges fossiles et le squelette calcaire sont bien visibles. **C)** TRC II au nord du Cap Maisi (Cuba) et cave associée. De nombreux spéléothèmes sont visibles à l'intérieur de la cave.104

Fig. 41. Préparation chimique des échantillons de coraux.105

Fig. 42. Sortie du modèle après une courte simulation de 10 ka. Le domaine gris correspond aux fondations (ayant initialement une surface linéaire), la ligne bleue est le niveau marin, les unités roses sont les corps récifaux, codés par couleur selon l'âge, tous les 1 ka. Les unités ombrées sont les couches sédimentaires. G, E, S et U indiquent respectivement le taux de croissance des récifs, le taux d'érosion, le taux de sédimentation et le taux de mouvement tectonique vertical. Les paramètres sont les suivants : niveau marin absolu stationnaire, $G^* = 10\text{ mm/an}$, $U = -1\text{ mm/an}$, $E^* = 3.10^{-2}\text{ m}^3/\text{an}$, $\alpha = 10\%$. **B)** Distribution du taux effectif d'agrégation des récifs verticaux pour plusieurs simulations sur 1,5 Ma. U varie de -2 à 2 mm/an, $G^* = 10\text{ mm/an}$, $E^* = 20\text{ mm/an}$ et $\alpha = 6\%$. Figure issue de Pastier et al. (2019).110

Fig. 43. Paramètres et symboles utilisés lors de la modélisation d'une séquence de TRCs. Les valeurs entre crochets indiquent les cas de référence.112

PARTIE 2

Fig. 44. Schematic plot of a CRTs sequence, modified from Padoja et al. (2018). The inner edge of the main CRT I is continuous from the bay to the cape, the inner edges of the secondary terraces (CRTs I₁ et I₂) that make up main CRT I are not. Main CRT I is composite as it includes different reefal limestone units (the blue, purple and light purple). These can be associated with different MIS.121

Fig. 45. **A)** Altimetry map of Southeast Indonesia and location of Sumba Island and Cape Laundi. Elevation data from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), and bathymetry data from the General Bathymetric Chart of Oceans (GEBCO), both at 90 m resolution. **B)** CRTs inner edges highlight by Pleiades satellite imagery (1 m resolution) associated with slope map. Location of previously dated samples (U/Th-, ^{14}C - and ESR (Electron Spin Resonance)-dating) (Pirazzoli et al., 1991; 1993; Bard et al., 1996), topographic and bathymetric profiles.124

TABLE DES FIGURES

Fig. 46. **A)** Hillshade map of the Digital Elevation Model based on Pleiades images (2 m in resolution) and the point of view for the stacked swath profiles. The white spots inside the hillshade correspond to the clouds in the Pleiades images. **B)** Stacked swath profiles (600 profiles, exaggeration x6) and main inner edges of the CRTs sequence at Cape Laundi. Some CRTs show lateral morphological variability. For example, on profile 1, the CRT V morphologically forms only one CRT, while at least two intermediate CRTs appear further south.126

Fig. 47. Eustatic and relative sea level curves used in this study. **A)** The rates of sea level fluctuation, and **B)** compilation of eustatic and relative sea level variations of the five curves used. The MIS nomenclature (i.e. the numbers and letters) used comes from Railsback et al. (2015). The curves are at relative frequencies low (Waelbroeck et al., 2002; Bintanja and van de Wal, 2008), intermediate (Grant et al., 2014; Spratt and Lisiecki 2016), and high (Rohling et al., 2009). The SL rate peaks of the different curves are generally all in agreement, however, they differ in their frequencies and amplitudes. For example, the SL rate curves during the sea level transgression between MIS 10a and MIS 9e show low (Spratt and Lisiecki 2016; Bintanja and van de Wal, 2008), intermediate (Waelbroeck et al., 2002), and high (Rohling et al., 2009; Grant et al., 2014) amplitudes. Concerning MIS 5e, RSL curves show a double acceleration of the sea level during the transgressions preceding this MIS (Rohling et al., 2009; Grant et al., 2014), a double highstand peak (Rohling et al., 2009) or neither (Bintanja and van de Wal, 2008).129

Fig. 48. **A)** Altimetric profiles (DGPS and sonar) at Cape Laundi, showing the location and ages of U/Th and ESR samples (Pirazzoli et al., 1993; Bard et al., 1996). **B)** Best numerical simulation obtained for the CRTs sequence at Cape Laundi (i.e. the simulation obtained with the RSL reconstruction of Bintanja and van de Wal, 2008). 131

Fig. 49. Evaluation of simulations for the different RSL curves (columns), uplift rates (rows), reef growth rates (x axis) and eroded volumes (y axis). Yellow boxes show the most robust simulations, while dark blue ones show the weakest. Grey boxes denote simulations that have an arbitrary valuation value lower than 15. Note the stability of the evaluations surrounding the chosen simulations for each RSL curve (red squares), specifically for the RSL reconstruction of Bintanja and van de Wal (2008).134

Fig. 50. Output simulated with the input parameters U: Uplift rate (mm a^{-1}); R: Reef accretion rate (mm a^{-1}); V: Eroded volume ($\text{mm}^3 \text{a}^{-1}$); S: Initial slope (%), and derived from the RSL curves of, **A)** Waelbroeck et al. (2002) (U: 0.45; R: 6; V: 60; S: 6), **B)** Rohling et al. (2009) (U: 0.46; R: 6; V: 60; S: 6) **C)** Grant et al. (2014) (U: 0.50; R: 6; V: 60; S: 7), and **D)** Spratt and Lisiecki (2016) (U: 0.45; R: 6; V: 60; S: 6).138

Fig. 51. The formation of CRTs associated with MIS 5e, there are **A)** 135, **B)** 130, **C)** 125, **D)** 120, **E)** 115, and **F)** 113 ka ago. The simulation shown in this figure is the same as the one in Fig. 48B. The relative sea level curve is from Bintanja and van de Wal (2008)141

PARTIE 3 – CHAPITRE 1

Fig. 52. Schematic plot of a sequence of coral reef terraces, modified from Pedoja et al. (2018). The blue and yellow stars represent the location of samples collected on the CRT surfaces and intended for analysis in ^{36}Cl concentration and $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating, respectively. The relative sea level curve is from Waelbroeck et al. (2002). 158

Fig. 53. **A)** Geodynamics of SE Asia and location of Sumba Island (Indonesia). Plate velocities indicated in relation to the Eurasia plate, from Nugroho et al. (2009), elevation data from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), and bathymetry data from the General Bathymetric Chart of Oceans (GEBCO), both at 90 m resolution. **B)** Digital elevation model (TanDEM-X, 13 m resolution) of Sumba Island.161

Fig. 54. CRTs inner edges of the Cape Laundi sequence (Pleiades satellite imagery, 1 m resolution), and the location of samples, topographic and bathymetric profiles.164

Fig. 55. Pictures and interpretations of the Cap Laundi CRTs sequence. The elevations result from the DGPS profile. **A)** Aerial photo of Cape Laundi showing the staircase coastal landscape. **B)** CRT II₂ surface. **C)** Schematic 3D diagram of the lowest CRTs, with locations of Figs. 54D; 54E; 54H; 54I; 54J. **D)** Smooth flat surface of CRT I₁. **E)** Fossil coral rubbles cemented within the reefal limestones outcropping on the CRT I₁ surface. **F)** Cape Laundi summit. **G)** Distal edge of CRT VII. **H)** Sample SUM17-10. **I)** Sample SUM17-13. **J)** Coral rubbles on the modern reef flat (CRT I₀).169

Fig. 56. Altimetric profiles (DGPS and sonar) at Cape Laundi, showing the calculated denudation rates with various age hypotheses (blue triangles), as well as location and ages of U/Th samples (Bard et al., 1996; this study).173

TABLE DES FIGURES

Fig. 57. ^{36}Cl concentration variations at the scale of a CRT. **A)** Epikarstification on the surface of CRT II₄. **B)** Schematic cross-sectional view of Figure 6A. T and B correspond to the top and bottom of the reefal limestone layer 1, respectively. **C)** Theoretical ^{36}Cl concentration curves of depth for 2 samples pairs (SUM18-21/16-4 and SUM18-20/16-10) in function of depth and the different MIS and age hypotheses, assuming that the ages of reefal bioconstruction and exposure duration are synchronous, as proposed by Pirazzoli et al. (1991; 1993).179

Fig. 58. Boxplots of denudation rates, calculated with the most recent and oldest age hypothesis, classified by morphological zone: the white, white dotted and grey dotted boxes correspond to the inner edge, terrace main surface and distal edge of the CRTs, respectively. The crosses, inner bars, circles, upper, and lower outer bars represent the average, median, data, maximum and minimum value for ^{36}Cl concentrations, respectively.180

Fig. 59. Surface (Cmsurface) and 2.5 ± 0.1 m (Cm2.5m) depth ^{36}Cl concentration of the borehole within CRT I₁ for a porosity of **A)** 50 % (i.e. density = 1.25 g cm^{-3}) and **B)** 0% (density = 2.5 g cm^{-3}). Theoretical ^{36}Cl concentration curves in function of depth and the different MIS and age hypotheses. Δc is the difference between ^{36}Cl measured (Cm2.5m) and theoretical concentrations at 2.5 ± 0.1 m depth (Ct2.5m).....183

PARTIE 3 – CHAPITRE 2

Fig. 60. Eustatic-triggered knickpoint dynamics, in **A)** coastal environment with offshore linear ramp and **B)** coastal zone with emerged coral reef terraces sequence, and associated with the distal edge of coral reef terraces (CRTs).194

Fig. 61. 2D sketch of a theoretical river draining a CRTs sequence, showing the principle of the method of the finite eroded volume calculation (Sections 3.2.3.3. and 3.2.4.3).195

Fig. 62. Geodynamics of SE Asia and location of Sumba island (Indonesia). Plate velocities indicated with respect to Eurasia plate, from Nugroho et al. (2009), elevation data from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) and bathymetry data from the General Bathymetric Chart of Oceans (GEBCO).196

Fig. 63. Map of catchments incision and uplift rates of the studied zone, near Cape Laundi, and location of the sampled catchments. The triangles correspond to the sampling location, and numbering (e.g., D1). Denudation rates, calculated for each catchment outlet, are in bold italics (Table 6).199

Fig. 64. CRTs at Cape Laundi. The map is drawn on a Pleiades satellite imagery with a 1 m resolution. Location of samples (D2, D3, D4 and D5) and outlet sample (D1) and topographic profiles. Some data from Pirazzoli et al, (1991; 1993) are not located on the map because their coordinates were not provided.202

Fig. 65. Interpreted pictures of the Cape Laundi emerged coral reef terraces sequence and the canyon draining them (catchment D1). **A)** Aerial photo of Cape Laundi showing the staircase coastal landscape (location of capture on Fig. 6). **B)** Sampling site of sample D5. **C)** Knickpoint K9 (see location on Fig. 7B). **D)** Collapsed blocks in the canyon (location on Fig. 6). **E)** Sinkhole of Cape Laundi. Epikarst on the surface of CRT **F)** II₁ and **G)** III.....205

Fig. 66. The knickpoints of the Cape Laundi river. **A)** Relative sea level curve from Waelbroeck et al. (2002). **B)** Elevation profiles (derived from Pleiades DEM and GPS measurement) of the Cape Laundi main river (catchment D1) and associated profile of the emerged CRTs sequence, in relation with the calculated cosmogenic ^{36}Cl denudation rates with catchment areas extracted from DEM (red triangles) and with canyon areas (blue triangles), as well as the location of knickzones (orange areas), distal edge of CRT and knickpoint retreat length. **C)** Incision (black line) and SL index (green line and marks) along the stream profile.207

Fig. 67. **A)** Canyon in catchment D1. **B)** Slope map of the south-east of Cape Laundi, showing the different altimetric profiles (bathymetric and topographic), the location of the knickpoints and the inner edge of the low CRTs. **C)** Hillshade map of the Digital Elevation Model (2 m in resolution) based on Pleiades images southeast of Cape Laundi, showing the canyon area, steepness index values (i.e. k_{sn}) along river D1, knickpoint locations, inner edges of low CRTs, and current coastal morphology (beach, mangrove, fringing reef). **D)** Hillshaded Digital Elevation Model (2 m in resolution) from Pleiades images. The white spots inside the hillshade correspond to the clouds in the Pleiades images. **E)** Stacked swath profiles (600 profiles, vertical exaggeration x6, viewpoint location in panel D) and main inner edges of the CRTs sequence at Cape Laundi.212

Fig. 68. Slope-area relationship (\log_{10} scale) of river D1. **(A)** Full set and **(B)** Zoomed-in, with knickpoint values. Each grey cross corresponds to one pixel (4 m^2) along the stream profile of catchment D1.215

Fig. 69. Relationships between knickpoint retreat length calculated for the stream of catchment D1 with **A)** the corresponding highstand correlated to a MIS and **B)** the age interval between two successive highstands enclosing

TABLE DES FIGURES

the knickpoint. The ages of MIS 11c, 9e, 9c, 9a, 7e, 7c, 7a, 5e, 5c and 5a are 390 ± 20 , 330 ± 5 , 312 ± 5 , 285 ± 5 , 239.5 ± 8.5 , 211.5 ± 5.5 , 195 ± 5 , 122 ± 6 , 100 ± 5 and 82 ± 3 ka, respectively (Cutler et al., 2003; Murray-Wallace and Woodroffe, 2014; Thompson and Goldstein, 2005).216

Fig. 70. Relationships between CNC denudation rates (calculated from the entire drainage area extracted automatically with the DEM (red diamond) and the canyon area (blue diamond)), and **A)** Catchment area, **B)** Canyon area (incised zone), **C)** Finite eroded volume, **D)** Uplift rate, and **E)** Mean slope of canyon area.219

Fig. 71. Relationships between finite eroded volume and **A)** Catchment area, **B)** Canyon area (incised zone), **C)** CNC denudation rate, **D)** Uplift rate, and **E)** Mean slope of canyon area. **F)** Relationship between finite eroded volume of canyon area and uplift rate.221

Fig. 72. Comparaison de la vitesse de propagation du knickpoint en fonction des zones de drainage et de l'échelle de temps (c'est-à-dire le temps écoulé depuis le début de la génération du knickpoint). Données de Loget et Van Den Driessche (2009). Le losange rouge correspond aux données calculées pour le knickpoint 2 (K2) de la rivière du cap Laundi (rivière D).224

PARTIE 4

Fig. 73. L'enregistrement côtier de l'Holocène sur le flanc Est du cap Laundi (site n° 12 sur les figures 71 et 72). **A)** Cartographie de la séquence de TRCs du Cap Laundi et localisation du site n°12 (Pedoja et al., in prep). **B)** Cartographie des TRCs basses du cap Laundi et localisation des images interprétées (C, D et E). **C)** Vue vers le Nord du cap Laundi. Photographie de drone prise à marée haute. **D)** Vue vers le Sud du cap Laundi. Photographie prise sur le reste de récif holocène à marée moyenne. Le conglomérat décrit dans les études précédentes (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993) est visible en arrière du reste de récif holocène. **E)** Marqueur potentiel du haut niveau marin holocène préservé localement sur le Cap Laundi. Photographie prise à marée haute par un drone. Les altitudes sont données par rapport aux hautes mers.229

Fig. 74. Variation de morphologie et d'élévation de la terrasse côtière holocène le long du littoral de l'île de Sumba. **A)** Localisation des sites et **B)** transect d'élévation des sites n°1 à 14. Les élévations sur cette figure sont données par rapport à la ligne de marée haute.231

Fig. 75. Proposition de classification des terrasses holocènes sur l'île de Sumba sous forme de diagramme triangulaire. Pour chaque site, nous avons essayé de déterminer quels sont les paramètres de forçage les plus susceptibles d'être en jeu. Nous postulons que les marées, le climat et le haut niveau marin de l'holocène moyen sont égaux sur l'ensemble du littoral de l'île de Sumba.233

Fig. 76. Le rivage rocheux et la terrasse marine basse à Watu Parunu (site n°1), SE Sumba. **A)** Emplacement de Watu Parunu. **B)** Emplacement du site n°1. **C)** Photographie du site vue de drone. **D)** Photographie du promontoire depuis l'Est. **E)** Interprétation de l'image D. **F)** Photographie du paléo-niveau marin holocène sur le côté ouest du promontoire. **G)** Interprétation de l'image F.234

Fig. 77. Diagrammes qualitatifs conceptuels présentant le contrôle des précipitations effectives, **A)** de l'activité tectonique et **B)** de la température selon le style de dénudation des terrains carbonatés (mécanique ou chimique). Les conditions climatiques et tectoniques dans lesquelles les processus de dénudation chimique ou mécanique devraient être dominants sont indiquées par des zones de couleur grise et blanche, respectivement. Les croix rouges représentent l'emplacement approximatif de la zone du cap Laundi dans ce diagramme arbitraire. Figure modifiée à partir de la figure 7 de Ryb et al. (2014b).239

Fig. 78. Bloc 3D d'une séquence de terrasses de récifs coralliens dont la morphogenèse est issue de l'ensemble des forçages et processus décrits dans cette thèse, à savoir : l'eustatisme, la tectonique, la croissance récifale, la bioconstruction corallienne, l'espace disponible, la pente du substrat rocheux, l'érosion marine, l'érosion chimique, l'érosion alluviale et l'hydrodynamisme.244

ANNEXES

Fig. AI.1. Agitation des échantillons de carbonate prélevés au cap Laundi (Sumba, Indonésie). Agitateur du C.E.R.E.G.E.296

TABLE DES FIGURES

Fig. A1.2. Différentes étapes de la dissolution totale. A) Transfert du spike dans les échantillons. B) Dissolution d'un échantillon après l'ajout d' HNO_3 2M. C) Vue d'ensemble des échantillons après ajout d' HNO_3 2M. D) Mise en bouteille du spike.	298
Fig. A1.3. Photos du filtrage des échantillons. A) Dispositif de filtrage (échafauds, entonnoirs, filtres, etc...). B) Exemple de résidus déposés sur les filtres après la filtration.	299
Fig. A1.4. Photos des étapes de pompage et de précipitation. A) Photo de la pompe. B) Photo de la seringue et du filtre acrodisc. C) Photo du filtrage. D) Photo d'un précipité vortéxé.	301
Fig. A2.1. Préparation chimique des échantillons de coraux en vue de datation U/Th. A) Tubes, contenant le thorium, séché à l'étuve. B) Dispositif des colonnes et tubes contenant l'uranium. C) Zoom sur une colonne.	306
Fig. A3.1. A) Profils altimétriques (DGPS et sonar) au Cap Laundi, montrant la localisation et les âges des échantillons U/Th et ESR (Pirazzoli et al., 1993 ; Bard et al., 1996). B) Simulation obtenue avec la reconstruction du niveau marin relatif de Waelbroeck et al. (2002).	310
Fig. A3.2. A) Profils altimétriques (DGPS et sonar) au Cap Laundi, montrant la localisation et les âges des échantillons U/Th et ESR (Pirazzoli et al., 1993 ; Bard et al., 1996). B) Simulation obtenue avec la reconstruction du niveau marin relatif de Rohling et al. (2009).	311
Fig. A3.3. A) Profils altimétriques (DGPS et sonar) au Cap Laundi, montrant la localisation et les âges des échantillons U/Th et ESR (Pirazzoli et al., 1993 ; Bard et al., 1996). B) Simulation obtenue avec la reconstruction du niveau marin relatif de Grant et al. (2014).	312
Fig. A3.4. A) Profils altimétriques (DGPS et sonar) au Cap Laundi, montrant la localisation et les âges des échantillons U/Th et ESR (Pirazzoli et al., 1993 ; Bard et al., 1996). B) Simulation obtenue avec la reconstruction du niveau marin relatif de Spratt and Lisiecki (2016).	313
Fig. A3.5. Simulation obtenue avec la reconstruction du niveau marin de Bintanja et van de Wal (2008) et un taux de soulèvement tectonique constant sur le dernier million d'années égal à 0.2 mm/an. Les âges et les morphologies simulées des TRCs ne correspondent pas aux données chronologiques et topographiques.	314
Fig. A3.6. Simulation obtenue avec la reconstruction du niveau marin de Waelbroeck et al. (2002) et un taux de soulèvement tectonique constant sur les derniers 450 ka égal à 0.2 mm/an. Les âges et les morphologies simulées des TRCs ne correspondent pas aux données chronologiques et topographiques.	315
Fig. A3.7. Simulation obtenue avec la reconstruction du niveau marin de Bintanja et van de Wal (2008) de 1 Ma à 450 ka et de Waelbroeck et al. (2002) de 450 ka à l'actuel, et avec un taux de soulèvement tectonique constant de 0.68 mm/an. Les âges et la morphologie simulées des TRCs ne correspondent pas aux données chronologiques et topographiques.	316
Fig. A4.1. Tableur Excel issu de Schimmelpfennig et al. (2009). Première partie du tableur avec un exemple de calcul de taux de dénudation (échantillon 16-1 de la Partie 3 – Chapitre 1).	318
Fig. A4.2. Tableur Excel issu de Schimmelpfennig et al. (2009). Première partie du tableur avec un exemple de composition chimique (échantillon 16-1 de la Partie 3 – Chapitre 1).	319
Fig. A4.3. Tableur Excel issu de Schimmelpfennig et al. (2009). Première partie du tableur avec un exemple de composition chimique (suite ; échantillon 16-1 de la Partie 3 – Chapitre 1).	320
Fig. A4.4. Tableur Excel issu de Schimmelpfennig et al. (2009). Deuxième partie du tableur. Différents paramètres de calcul d'une surface en érosion (Output B) et de calcul des contributions en ^{36}Cl de tous les mécanismes de production (échantillon 16-1 de la Partie 3 – Chapitre 1).	321
Fig. A4.5. Tableur Excel issu de Schimmelpfennig et al. (2009). Troisième partie du tableur avec un exemple de calcul de taux de production du ^{36}Cl (i.e. spallation des éléments cibles et capture par neutrons épithermiques ; échantillon 16-1 de la Partie 3 – Chapitre 1).	321
Fig. A4.6. Tableur Excel issu de Schimmelpfennig et al. (2009). Quatrième partie du tableur, suite de l'exemple de calcul de taux de production du ^{36}Cl (capture par neutron thermique, par muon négatif lent ; échantillon 16-1 de la Partie 3 – Chapitre 1).	322

TABLE DES FIGURES

- Fig. A4.7.** *Tableur Excel issu de Schimmelfennig et al. (2009). Dernière partie du tableur avec un exemple de calcul du taux de production ^{36}Cl radiogénique spécifique (échantillon 16-1 de la Partie 3 – Chapitre 1).....***323**
- Fig. A5.1.** *Tableur Excel issu de Schimmelfennig et al. (2009). Première partie du tableur avec un exemple de calcul des taux de dénudation pour des échantillons de sables récoltés à l'exutoire du bassin A (Partie 3 –Chapitre 2) (échantillon A-Canyon de la Partie 3 – Chapitre 2).***325**
- Fig. A6.1.** *Cartographie des bords intérieurs des terrasses de récifs coralliens du cap Laundi et localisation des quatres profils topographiques supplémentaires (A ;B ;C ;D) au profil DGPS réalisé dans cette thèse***327**

TABLE DES TABLEAUX
PARTIE 3 – CHAPITRE 1

Table 1. Results of $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of samples SUM17-10 and SUM17-13171

Table 2. Bedrock sample information, location, elevation, chemical composition, and AMS ^{36}Cl results. Mean annual precipitation (MAP) values are TRMM data (e.g., Kummerow et al., 2000).174

Table 3. Morphology location and calculated denudation rates from the ^{36}Cl concentrations and the different MIS and age hypotheses, assuming that the ages of reefal bioconstruction and exposure duration are synchronous, for each CRT of the sequence as proposed by Pirazzoli et al. (1991; 1993). The MIS ages and their uncertainties are derived from Cutler et al. (2003) and Murray-Wallace and Woodroffe (2014). Denudation rate uncertainties are calculated by standard error propagation, including uncertainties from production rates, ages, and AMS measurements. Mean denudation rate uncertainties are calculated using the standard deviation.176

Table 4. Borehole ^{36}Cl theoretical concentrations and theoretical exposure duration within CRT I₁. Ed, MIS, Ct2.5m, Δc , Ed Δc , correspond to the exposure duration for surface sample (Cmsurface), Marine Isotope Stage, ^{36}Cl theoretical concentration at 2.5 ± 0.1 m depth (Ct2.5m) calculated from the ^{36}Cl measured concentration of the surface sample, the difference between ^{36}Cl measured (Cm2.5m) and theoretical concentrations at 2.5 ± 0.1 m depth (Ct2.5m), the theoretical exposure duration calculated from Δc , respectively. The ages and their uncertainties are derived from Cutler et al. (2003) and Murray-Wallace and Woodroffe (2014).....184

PARTIE 3 – CHAPITRE 2

Table 5. Synthesis of metrics from studied catchments in Sumba island208

Table 6. ^{36}Cl concentrations in present-day river sands sampled at catchments outlets, the scaling factor for nucleonic ($S_{el,s}$ - $S_{el,n}$) and muonic ($S_{el,\mu}$) production, ^{36}Cl production rate by spallation of target elements (P_s), capture of epithermal neutrons (P_{eth}), capture of thermal neutrons (P_{th}), capture of slow negative muons (P_μ), radiogenic ^{36}Cl production rate (P_r) and derived denudation rates210

ANNEXES

Tableau A3.1. Tableau de comparaison de la nomenclature, l'association des MIS avec les terrasses de récifs coralliens et l'élévation du bord intérieur de ces dernières entre les études précédentes (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993) et la présente étude.309

ANNEXES

Annexe 1. Protocole de préparation d'échantillons de carbonate en vue d'analyses de la concentration en isotope cosmogénique ^{36}Cl

Les étapes de préparation présentées ci-dessous ont été réalisées avec l'aide de Valéry Guillou (BIATSS au C.E.R.E.G.E. à Aix-en-Provence, France).

A1.1. Broyage des échantillons

Avant la préparation chimique des échantillons, la première étape consiste à broyer les échantillons de carbonates. Après le passage à la broyeuse, l'échantillon broyé est séparé en 3 fractions granulométriques à l'aide d'un tamis. La plus petite fraction ($> 250 \mu\text{m}$) servira aux analyses chimiques complémentaires, la fraction granulométrique comprise entre $250 \mu\text{m}$ et 1 mm sera celle utilisée lors de la préparation chimique, la fraction supérieure à 1 mm permet de s'assurer d'avoir toujours assez de matière en cas d'erreur lors de la préparation chimique sur les fractions granulométriques inférieures.

NB : À partir de ce point, les explications prendront une forme protocolaire.

A1.2. Leaching des échantillons

- Ici, on utilise la fraction granulométrique des échantillons comprise entre $250 \mu\text{m} - 1 \text{ mm}$.
- Peser la bouteille de 1L (avec bouchon) sans les échantillons.
- Ajouter 85-90 g de l'échantillon puis peser à nouveau.
- Remplir les bouteilles $\frac{3}{4}$ avec de l'eau MilliQ (MQ).
- Mettre les bouteilles à l'agitateur pendant 4h. (Cette partie permet de retirer une bonne part du chlore atmosphérique (ou météorique)) (Fig. A1.1).
- Répéter cette étape 2 fois pour les échantillons de rivières (sables).
- Retirer l'eau trouble des bouteilles, puis rincer jusqu'à ce que l'eau MQ ajoutée devienne claire.
- Mettre les bouteilles à l'étuve (80°C) jusqu'à ce que les échantillons à l'intérieur soient secs. Sortir les échantillons et attendre qu'ils soient à température ambiante puis les peser (fournir le pourcentage de perte et la part d'acide HNO_3 à ajouter).



Fig. A1.1. Agitation des échantillons de carbonate prélevés au cap Laundi (Sumba, Indonésie). Agitateur du C.E.R.E.G.E..

A1.3. Dissolution 10 %

- Ajouter dans les bouteilles de l'eau MQ jusqu'à 2 cm au-dessus de l'échantillon.
- Ajouter le nombre de mL d' HNO_3 calculé au préalable (de 40 à 90 mL) tout en agitant jusqu'à ce que la mousse disparaisse (cette étape dissout 10% du calcaire).
- Laisser reposer jusqu'à ce que les différentes fractions soient visibles. Environ 1h avec le bouchon non fermé pour laisser échapper les gaz produit par la réaction.
- Retirer l'eau trouble des bouteilles et rincer plusieurs fois à l'eau MQ jusqu'à ce que les solutions soient limpides.
- Sécher les échantillons à l'étuve à 80°C (environ une nuit).
- Peser ensuite le couple « bouteille + échantillon » une fois qu'il est à température ambiante. Pour cela, sortir les échantillons de l'étuve et attendre une quinzaine de minutes. Ne pas oublier de dévisser le bouchon avant la pesée (permet à la surpression engendrée par les variations de température de s'échapper). Noter la masse.

A1.4. Dissolution totale

- On introduit un échantillon blanc noté « BK » qui servira de référence pour la suite.
- On prélève dans un tube à centrifuger la quantité nécessaire d'entraîneur (i.e. spike), soit ~2 mg pour chaque échantillon. Bien agiter la bouteille d'entraîneur avant la prise.
- Noter le nom et la concentration de l'entraîneur (le nom de celui-ci correspond à la date de fabrication).
- Dès que l'entraîneur est à température ambiante, peser celui-ci dans un vial avec la balance de précision (Fig. A1.2A). Le transfert du tube à centrifuger au vial se fera avec une pipette spécifique (uniquement utilisée pour les prélèvements de spike pour éviter toutes contaminations). Noter la masse du spike.
- Transférer le spike à l'échantillon (Fig. A1.2D). Puis rincez à plusieurs reprises (3 fois) le vial avec de l'eau MQ, ajouter à chaque fois le contenu dans la bouteille d'échantillon. Ceci sert à être sûr d'intégrer dans l'échantillon la masse totale du spike.
- Ajouter de l'eau MQ afin de recouvrir l'échantillon (environ 1 cm au-dessus de l'échantillon). Pour plus de précision, prendre un bécher et ajouter entre 60-80 mL d'eau MQ à la place de 1 cm.
- Ajouter lentement, SANS REMUER (car ça peut mousser dur), la quantité d' HNO_3 déterminé au préalable (d'environ 400 à 800 mL ; Fig. A1.2B).
- Puis laisser reposer, sous une sorbonne, les échantillons une nuit (au moins !) avec le bouchon non vissé, pour que les gaz produits par la réaction puissent s'échapper (Fig. A1.2C).

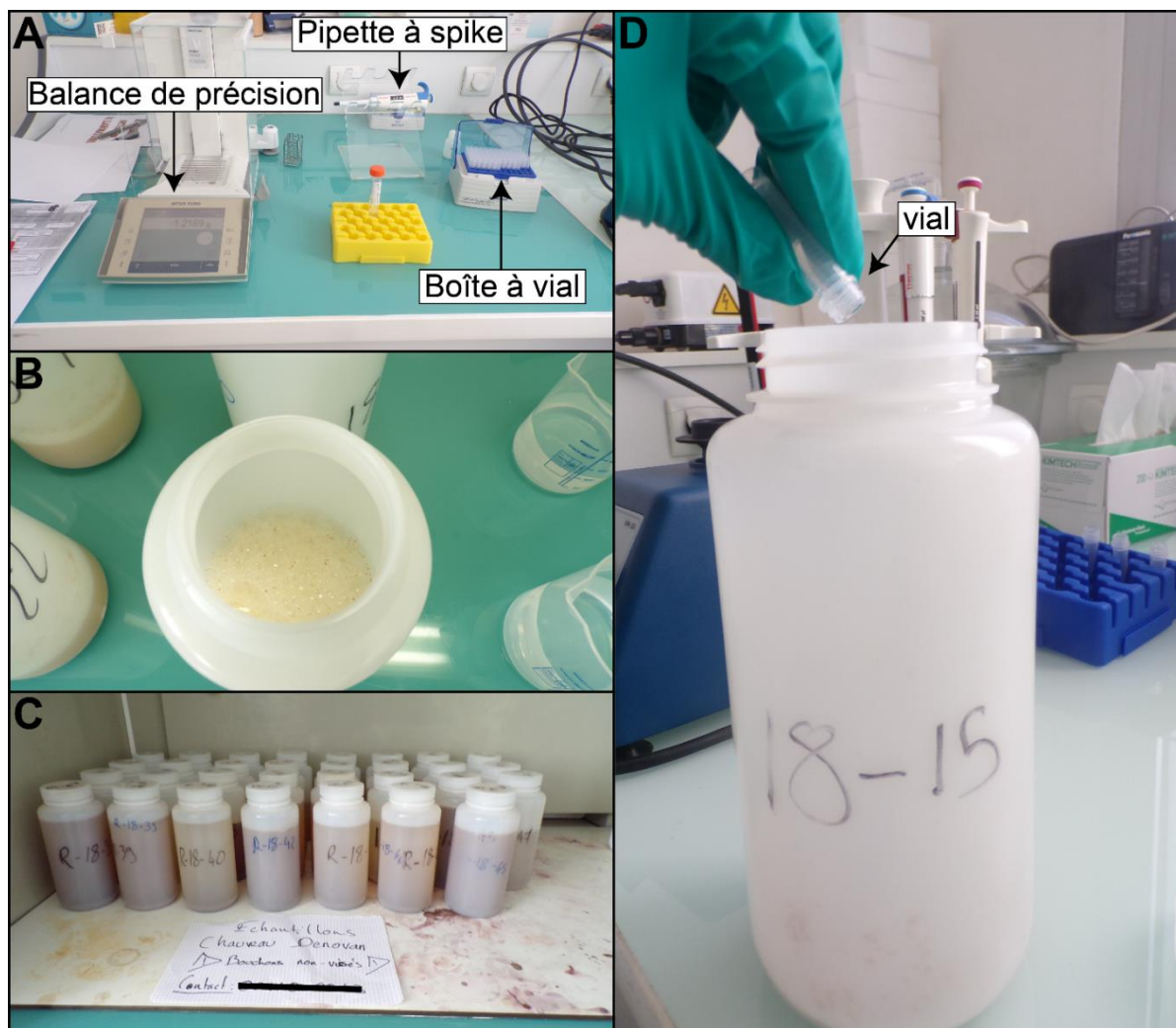


Fig. A1.2. Différentes étapes de la dissolution totale. **A)** Transfert du spike dans les échantillons. **B)** Dissolution d'un échantillon après l'ajout d' HNO_3 2M. **C)** Vue d'ensemble des échantillons après ajout d' HNO_3 2M. **D)** Mise en bouteille du spike.

A1.5. Séparation des résidus et aliquotes

- Peser et labéliser une nouvelle bouteille pour chaque échantillon. Noter la masse de la nouvelle bouteille.
- Rincer les nouvelles bouteilles à l'eau MQ.
- Sortir des échafauds à entonnoir. Vérifier leurs propretés.
- Rincer abondamment les entonnoirs. Puis placer les filtres sur les entonnoirs et rincer encore une fois.
- Placer les nouvelles bouteilles en dessous des entonnoirs, puis verser le contenu des anciennes bouteilles dans les entonnoirs (Fig. A1.3A). Filtrer les solutions.

- Transférer les résidus présents sur le filtre dans l'ancienne bouteille (Fig. A1.3B). Pour ce faire, placer l'ancienne bouteille dans l'évier, placer l'entonnoir avec le filtre sale sur l'ancienne bouteille. Prendre une pipette d'eau MQ et rincer le filtre au-dessus de l'ancienne bouteille. Les résidus tombent dans l'ancienne bouteille par l'entonnoir.
- Faire sécher les bouteilles avec les résidus à l'étuve (80°C). Cela peut prendre un peu de temps (1 à 2 jours). Une fois celles-ci sèches, les sortir puis les laisser prendre la température ambiante. Peser les bouteilles avec les résidus. (Par sécurité, les repeser le lendemain avant de les jeter).
- Homogénéiser le filtrat obtenu après la filtration (nouvelle bouteille) en secouant la bouteille, dégazer en ouvrant le bouchon.
- Prendre la masse des nouvelles bouteilles (bouteilles + solution échantillon).
- Prélever une aliquote de 1 mL de la solution échantillon (filtrat, nouvelle bouteille). Changer l'embout de la micropipette pour chaque échantillon !
- Noter la masse de l'aliquote (peser à l'aide de la balance de précision). Placer les aliquotes dans le réfrigérateur après les avoir parafilmés.

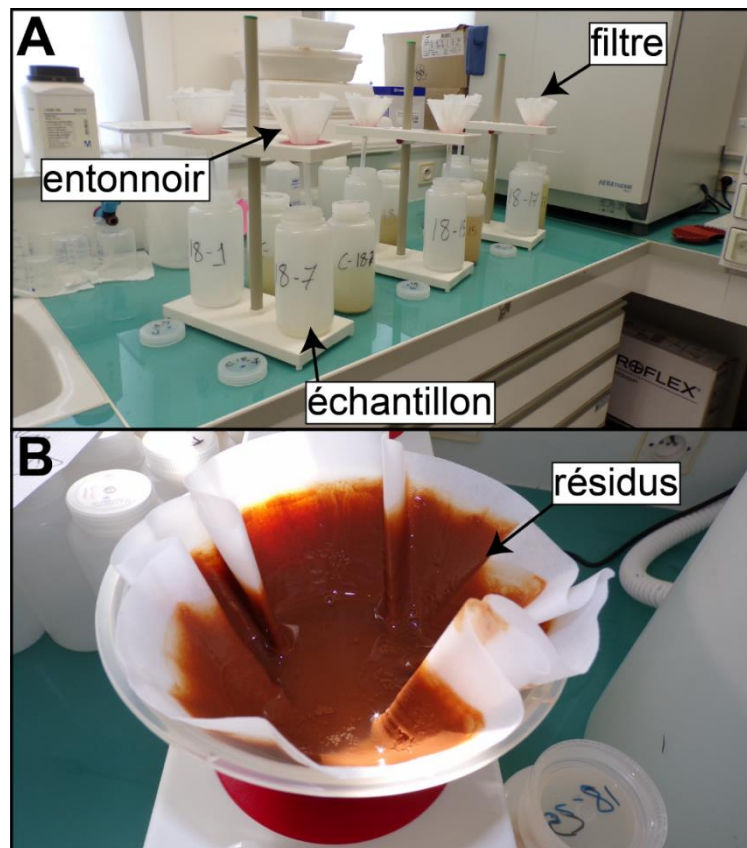


Fig. A1.3. Photos du filtrage des échantillons. **A)** Dispositif de filtrage (échantillons, entonnoirs, filtres, etc...). **B)** Exemple de résidus déposés sur les filtres après la filtration.

A1.6. Précipitations

- Ajouter 1.5 mL d'AgNO₃ (solution à 10-15 %) à l'aide d'une pipette pasteur. Agiter.
- Placer les bouteilles à l'abri de la lumière pendant 1 jour minimum. L'Ag est photosensible et noircie à la lumière. Les bouteilles sont mises de préférence dans des glacières (ou carton bien refermé avec du scotch).
- Pomper ensuite le surnageant encore présent dans les bouteilles à l'aide de la pompe à membrane (auparavant, placer un embout de pipette dans le tuyau de la pompe, rincer abondamment en aspirant de l'eau MQ à partir du béccher prévu à cet effet ; Fig. A1.4A). Vérifier le plan de travail ainsi que vos gants après chaque échantillon.
- Transvaser le précipité dans un tube à centrifuger de 50 mL préalablement rincé. Centrifuger, et jeter le surnageant. Répéter l'opération si nécessaire.
- Rincer la bouteille avec 1 mL d'NH₃ et 2 mL d'eau MQ et transvaser dans le tube à centrifuger.
- Ajouter 2 mL d'NH₃ dans le tube à centrifuger et vortexer jusqu'à dissolution du précipité. Plus la solution est claire plus les carbonates sont purs.
- Ajouter 0.5 mL d'une solution de nitrate de barium (Ba(NO₃)₂) saturée et vortexer après ajout.
- Filtrer le surnageant à l'aide d'une seringue et d'un filtre acrodisc (placer le filtre, sortir le piston, transférer la solution dans la seringue puis filtrer ; Fig. A1.4B ; A1.4C).
- Ajouter NH₃ en grand excès afin de faire précipiter l'AgCl.
- Vortexer puis laisser reposer 20 minutes au réfrigérateur.
- Centrifuger et jeter le surnageant.
- Ajouter 5 mL d'eau MQ, vortexer (casser le précipité pour le laver de l'acide nitrique ; Fig. A1.4D), centrifuger, éliminer le surnageant. Étape à faire deux fois.
- Sécher le précipité à l'étuve (au minimum 24h à 80°C).
- Prendre le poids du tube avec le précipité une fois que ceux-ci sont à température ambiante (facultatif).

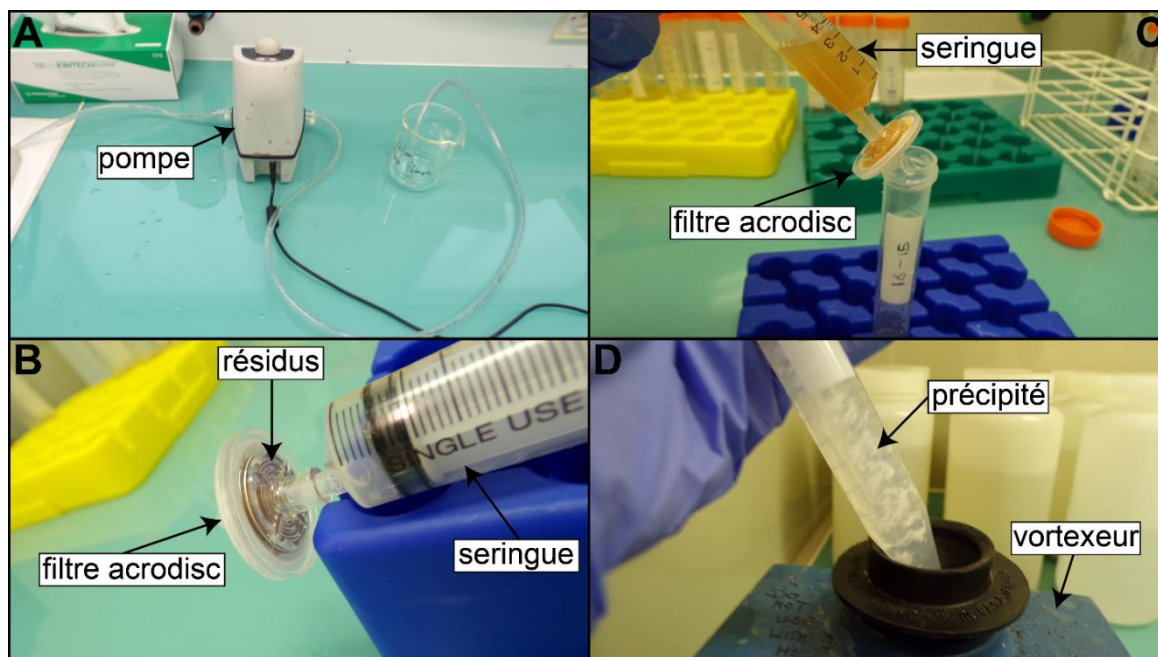


Fig. A1.4. Photos des étapes de pompage et de précipitation. **A)** Photo de la pompe. **B)** Photo de la seringue et du filtre acrodisc. **C)** Photo du filtrage. **D)** Photo d'un précipité vortexé.

A1.7. Préparation des solutions pour l'analyse à l'ICP-OES

- Peser 0.2 mL de l'aliquote dans un tube à centrifuger de 15 mL puis ajouter 9.8 mL d'une solution d'acide nitrique à 2%, peser l'ensemble. Homogénéiser la solution à l'aide du vortex.
- Peser 0.2 mL de la solution précédente dans un tube à centrifuger de 15 mL puis ajouter 9.8 mL d'une solution d'acide nitrique à 2%, peser l'ensemble.
- Homogénéiser la solution à l'aide du vortex, parafilmer et placer le tube au réfrigérateur.
- (Solution d'acide nitrique = 2% : placer 500 mL d'eau MQ dans une bouteille d'1L Nalgene, ajouter sous la hotte 20 mL d'acide nitrique à 69% puis compléter à 1 litre).

Annexe 2. Protocole de préparation de coraux en vue de datation $^{230}\text{Th}/\text{U}$

Le protocole présenté ci-dessous a été réalisé à l'« Institut für Geowissenschaften, Johannes-Gutenberg-Universität Mainz » situé à Mayence en Allemagne. La préparation et les analyses ont été faites en collaboration avec le Pr. Dr. Denis Scholz, Dr. Michael Weber, Marissa Großkopf et Jennifer Klose. Le protocole est, contrairement au protocole de préparation pour l'analyse de l'isotope cosmogénique ^{36}Cl , divisé en journée et non pas en Parties de préparation chimique distinctes.

A2.1. 1^{er} jour

- Prendre 8 tubes (7 échantillons + 1 échantillon blanc (BK)).
- Labéliser le nom des échantillons sur le bouchon et sur le tube. Typiquement il est marqué les initiales du préparateur suivi du numéro d'échantillon et d'un U (Uranium) (par exemple pour le 1^{er} échantillon de Denovan Chauveau → « DC-1-U »).
- Peser les tubes (sans les échantillons) et noter les masses.

NB : Avant chaque pesée, placer les tubes sur un papier en aluminium pour les démagnétiser.

- Prendre une petite spatule pour mettre environ 100 mg d'échantillon (poudre corallienne aragonitique) dans chaque tube.
- Noter la masse.
- Calculer la différence de masse entre « tube » et « tube + échantillon » afin d'obtenir la masse de l'échantillon.

Sous hôte :

- Mettre un peu d' H_2O MQ dans les tubes. Faire rouler les tubes pour que les gouttes d' H_2O MQ récupèrent un maximum d'échantillon présent sur les parois des tubes.
- Mettre un peu d' HNO_3 , très délicatement et goutte par goutte, jusqu'à ce que tout l'échantillon soit dissous.
- Peser les tubes. Noter la masse.
- Peser la bouteille du spike. Noter la masse. Pour plus de détail sur le spike (mélange définit de ^{229}Th , ^{233}U et ^{236}U), se référer à Obert et al. (2016).

- Mettre 2 gouttes du spike.
- Peser les tubes. Noter la masse. Calculer la différence entre masse « tube avec HNO₃ » et masse « tube avec HNO₃ + Spike ». Calculer la différence.
- Peser la bouteille du spike. Noter la masse. Calculer la perte du spike.
- Mettre les tubes échantillons à sécher (en enlevant les bouchons) durant environ 1h (à 160°C environ, mais 80°C à l'intérieur des tubes, car ceux-ci sont composés de téflon) dans un four/étuve (Fig. A2.1A).
- Prendre pipette de précision.
- Mettre 0.5 mL d'HNO₃ dans chaque tube d'échantillon.
- Mettre 0.5 mL d'HCl dans chaque tube d'échantillon.
- Mettre 0.5 mL d'H₂O₂ dans chaque tube d'échantillon, doucement car la réaction est forte et bien changer d'embout de pipette à chaque fois.

NB : Tous les produits chimiques utilisés dans ces étapes sont des produits concentrés, non dilués. Ces étapes servent à dissoudre la matière organique.

- Attendre 30 min environ que la réaction soit complète.
- Chauffer les tubes d'échantillons sur plaque chauffante à 120°C (60°C environ à l'intérieur des tubes). Faire cette étape 2 à 3 fois.
- Mettre les tubes à sécher pendant environ 1h dans le four.
- Puis les sortir et mettre 1mL d'HNO₃ 6N.

Préparation des colonnes :

- Laver les tuyaux (si pas déjà fait par l'utilisateur précédent) dans une bouteille remplie d'HNO₃ 3N.
- Assembler les 2 pièces grises (supports des colonnes).
- Sortir les colonnes de la bouteille et les placer dans le support.
- Mettre des béchers (ces béchers seront nommés « waste ») en dessous des colonnes (Fig. 46B ; 46C).
- Mettre H₂O MQ, abondamment, dans les colonnes. Puis mettre immédiatement un peu de résine à l'intérieur des colonnes, environ 3 petits shots (Fig. A2.1B ; A2.1C). Faire 3 fois cette étape.
- Puis attendre que tout l'H₂O MQ soit tombé dans les béchers « waste ».
- Mettre 1.5 mL d'HNO₃ 7 N directement dans les colonnes.
- Mettre de l'H₂O MQ jusqu'au rebord des colonnes (environ 2.5 mL).

- Parafilmer avec du film alimentaire l'ensemble du montage (colonnes + supports) pour éviter que des choses tombent dedans ou toute autre contamination.

A2.2. 2^{ème} jour

- Mettre dans les colonnes : 1 mL d'HCl 6N. Attendre que tout retombe. Faire cette étape 3 fois.
- Pendant ce temps : labéliser 8 nouveaux tubes avec un « Th » (pour Thorium) à la place du « U » (par exemple : « DC-1-Th).
- Enlever les béciers « waste » qui sont en dessous des colonnes.
- Mettre les tubes échantillons « Th » en dessous des colonnes.
- Mettre, délicatement, le contenu des tubes échantillons « U » dans les colonnes (avec les tubes échantillons « Th » en dessous). Cette partie est appelée « collect » dans le protocole original.
- Attendre que tout tombe dans les tubes échantillons « Th ».

NB : Quand la résine monte un peu, c'est bon signe, car la résine monte quand il y a beaucoup de calcium dans l'échantillon, en termes de masse et non de concentration.

- Mettre 0.5 mL d'HCl 6N dans les tubes échantillons « U ».
- Quand le contenu des colonnes a fini de tomber dans les tubes échantillons « Th », Mettre le contenu des tubes échantillons « U » dans les colonnes.
- Attendre que tout tombe dans les tubes échantillons « Th »
- Rincer les tubes échantillons « U » à l'H₂O MQ, 3 fois pour chaque échantillon.
- Vider les béciers « waste ».
- Mettre 0.5 mL d'HCl 6N dans les colonnes (avec tubes échantillons « Th » en dessous). Attendre que tout soit bien retombé à chaque fois. Faire cette étape 2 fois.
- Changer les tubes en dessous des colonnes : enlever les tubes échantillons « Th » et les mettre à sécher au four (Fig. A2.1A).
- Mettre les tubes échantillons « U » en dessous des colonnes.
- Mettre 0.5 mL de HBr 1N dans les colonnes. Attendre que tout retombe à chaque fois. Faire cette étape 3 fois.

NB : Le HBr capture le fer.

- Mettre 0.5 mL d'H₂O MQ dans les colonnes (pour rincer les colonnes). Attendre que tout retombe à chaque fois. Faire cette étape 3 fois.

- Mettre les tubes échantillons « U » et « Th » à sécher dans le four.

Nettoyage des colonnes :

- Mettre les béchers « waste » en dessous des colonnes.
- Mettre 0.5 mL d'HNO₃ 7N dans les colonnes. Attendre que tout retombe à chaque fois. Faire cette étape 5 fois.
- Mettre 0.5 mL d'H₂O MQ dans les colonnes. Attendre que tout retombe à chaque fois. Faire cette étape 5 fois.
- Mettre 0.5 mL d'HCl 6N dans les colonnes. Attendre que tout retombe à chaque fois. Faire cette étape 5 fois.
- Mettre 0.5 mL d'H₂O MQ dans les colonnes. Attendre que tout retombe à chaque fois. Faire cette étape 5 fois.

NB : Pendant ce temps-là dans le four : les échantillons « Th » forment des cristaux blancs, car le calcium réagit.

- Avant que les tubes échantillons « U » soient totalement secs, mettre un shot d'HNO₃ concentré.
- Quand les tubes échantillons « U » sont totalement secs, mettre 0.5 mL d'HNO₃ 7N.
- Quand les tubes échantillons « Th » sont secs : les sortir du four.
- Mettre 1 mL d'HNO₃ 7N dans les tubes échantillons « Th ». Refermer les bouchons et mettre les tubes échantillons « Th » de côté.
- Mettre 3 mL d'HNO₃ 7N dans les colonnes. Attendre que tout retombe.
- Mettre le contenu des tubes échantillons « U » dans les colonnes.
- Mettre 0.5 mL d'HNO₃ 7N dans les tubes échantillons « U ».
- Mettre contenu des tubes échantillons « U » dans les colonnes.
- Rincer les tubes échantillons « U » à l'H₂O MQ. Faire cette étape 3 fois.
- Mettre 0.5 mL d'HNO₃ 7N dans les colonnes. Attendre que tout retombe.
- Enlever les béchers « waste » (qui sont en dessous des colonnes).
- Mettre tubes échantillons « U », préalablement nettoyés, en dessous des colonnes.
- Mettre 0.5 mL d'HBr 1N dans colonnes. Attendre que tout retombe à chaque fois. Faire cette étape 3 fois.
- Mettre 0.5 mL d'H₂O MQ dans colonnes. Attendre que tout retombe à chaque fois. Faire cette étape 3 fois.
- Puis enlever les tubes échantillons « U » d'en dessous des colonnes. Refermer les bouchons et mettre les tubes échantillons « U » de côté.

Nettoyage des colonnes :

- Une fois les tubes échantillons « U » enlever, mettre les béchers « waste » en dessous des colonnes (préalablement vidés).
- Mettre 0.5 mL d'HCl 6N dans les colonnes. Attendre que tout retombe à chaque fois. Faire cette étape 5 fois.
- Mettre 0.5 mL d'H₂O MQ dans les colonnes. Attendre que tout retombe à chaque fois. Faire cette étape 5 fois.
- Mettre 0.5 mL d'HNO₃ 7N dans les colonnes. Attendre que tout retombe à chaque fois. Faire cette étape 5 fois.
- Mettre 0.5 mL d'H₂O MQ dans les colonnes. Attendre que tout retombe à chaque fois. Faire cette étape 5 fois.

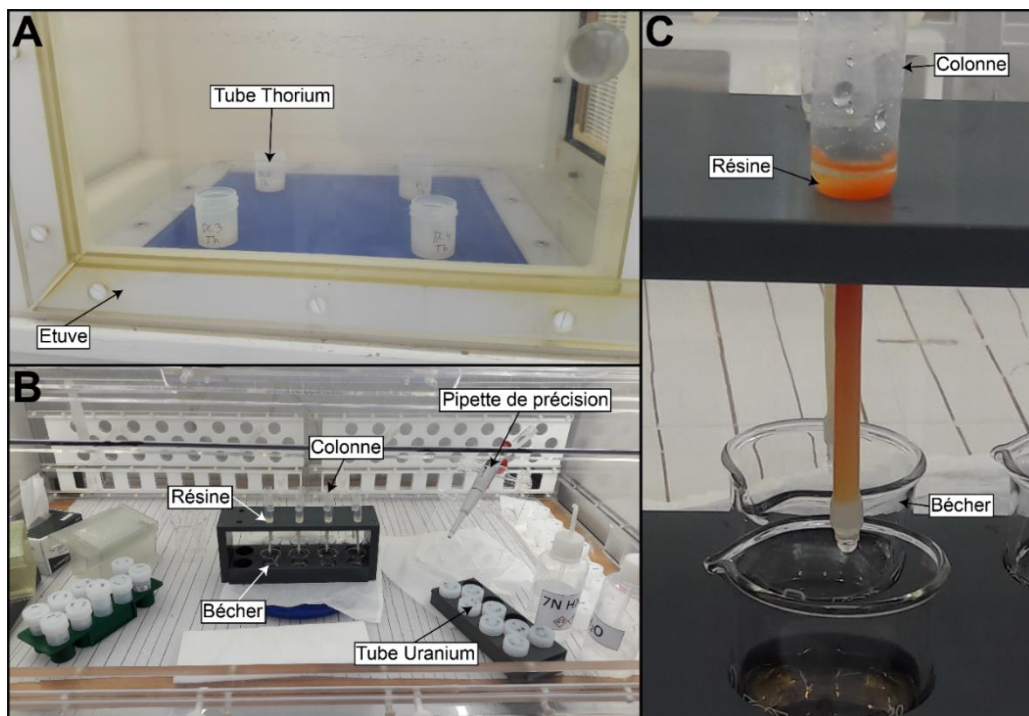


Fig. A2.1. Préparation chimique des échantillons de coraux en vue de datation U/Th. **A)** Tubes, contenant le thorium, séché à l'étuve. **B)** Dispositif des colonnes et tubes contenant l'uranium. **C)** Zoom sur une colonne.

A2.3. 3^{ème} jour

- Mettre les tubes échantillons « U » à sécher (environ 1h). Remettre un peu d'HNO₃ pour être sûr que l'Hbr 1N soit parti.

- Vider le contenu des tubes échantillons « Th » dans les colonnes, avec les béciers « waste » en dessous.

NB : Voir si la résine remonte bien, si ce n'est pas le cas, augmenter la quantité (le nombre d'injections de pipette) d' HNO_3 7N à mettre dans la prochaine étape.

- Mettre 0.5 mL d' HNO_3 7N dans les tubes échantillons « Th », puis vider le contenu dans les colonnes.
- Laver les tubes échantillons « Th » avec l' H_2O MQ. Faire cette étape 3 fois.
- Mettre 0.5 mL d' HNO_3 7N dans les colonnes (avec béciers « waste » en dessous). Faire cette étape 3 fois ou plus selon le NB précédent.
- Sortie les tubes échantillons « U » du four.

NB : Au fond des échantillons « U », il y a une petite tâche marron d'Uranium pur.

- Mettre 0.26 mL d' HNO_3 7N directement dans les tubes échantillons « U ». Puis laisser reposer une journée.
- Enlever les béciers « waste » d'en dessous les colonnes.
- Mettre les tubes échantillons « Th » en dessous des colonnes.
- Mettre 0.5 mL d' HCl 6N dans les colonnes. Attendre que tout retombe. Faire cette étape 3 fois.
- Mettre les tubes échantillons « Th » à sécher au four, environ 2h.
- Sortir les tubes échantillons « Th » du four.
- Mettre 0.26 mL d' HNO_3 7N dans les tubes échantillons « Th », puis refermer les bouchons et mettre les tubes échantillons « Th » de côté. Laisser reposer une journée.

Nettoyage des colonnes :

- Prendre un bécier d'environ 150 mL.
- Mettre 120 mL d' HNO_3 puis compléter un peu avec H_2O MQ.
- Rincer chaque colonne par le bas avec de l' H_2O MQ pour que la résine tombe dans l'évier.
- Secouer un peu les colonnes pour que les gouttes d' H_2O MQ partent.
- Mettre une goutte d' H_2O MQ dans chaque colonne, par le bas.
- Mettre colonne dans bécier. La goutte mise à l'étape précédente va remonter à l'intérieur des colonnes (dans la partie fine de la colonne).
- Mettre bécier dans un bain ultrason pendant 10 minutes.
- Sortie bécier.

-
- Laver chaque tube à l'H₂O MQ.
 - Secouer chaque colonne, puis les placer sur une coupole.
 - Vider le bécher.
 - Remplir le bécher d'H₂O (courante).
 - Mettre petite goutte d'H₂O dans chaque colonne, par le bas.
 - Placer les colonnes dans le bécher.
 - Mettre bécher dans un bain ultrason pendant 10 minutes.
 - Sortir le bécher.
 - Mettre les colonnes dans une bouteille d'HNO₃ 3N.

A2.4. 4^{ème} jour

- Mettre 1.99 mL d'H₂O MQ (1mL + 0.99 mL) directement dans chaque tube échantillon « U » et « Th ».
- Prendre 16 nouveaux petits tubes.
- Labéliser chaque tube avec « DC1 à 8 – U » pour les 8 premiers, puis « DC1 à 8 – Th » pour les 8 suivants.
- Transvaser le contenu des (premiers) tubes échantillons « U » et « Th » dans les nouveaux petits tubes. Faire attention à bien transvaser dans les nouveaux petits tubes les contenus correspondants des anciens tubes.
- Prendre 2 sachets plastiques.
- Mettre dans le 1^{er} les nouveaux petits tubes « U » et dans le 2^{ème} les nouveaux petits tubes « Th ».

Annexe 3. Données supplémentaires à la Partie 2

Nomenclature of the coral reef terraces		MIS associated with coral reef terraces		Elevation of coral reef terraces	
Pirazzoli et al. (1991 ; 1993)	This study	Pirazzoli et al. (1991 ; 1993)	This study	Pirazzoli et al. (1991 ; 1993) (elevation of former reefs crests)	This study (elevation of inner edge)
CRT O1	CRT I0	MIS 1	MIS 1	1.1 ± 0.5	0 ± 0.5
CRT I1	CRT I1	MIS 5	MIS 1 + MIS 5a + MIS 5c	3.5 ± 0.5	6.4 ± 0.5
CRT I2	CRT I2	MIS 5	MIS 5c + MIS 5e	19 ± 1	23.2 ± 0.5
CRT II1	CRT II0	MIS ?	MIS 5e		42.4 ± 0.5
CRT II2	CRT II1	MIS 5 + MIS 7	MIS 5e	50 ± 5	57.1 ± 0.5
CRT II3	CRT II2	MIS 5 + MIS 7 + MIS 9	MIS 5e + MIS 7a + MIS 7c	62 ± 5	76.0 ± 0.5
CRT II4	CRT II3	MIS 7 + MIS 9	MIS 7c + MIS 7e		79.9 ± 0.5
	CRT II4				95.0 ± 0.5
CRT II5	CRT II5	MIS 9	MIS 8c + MIS 9c/a		105.4 ± 0.5
	CRT II6				119.3 ± 0.5
CRT III1	CRT II7	MIS 9	MIS 9c/a	145 ± 10	136.6 ± 0.5
CRT III2	CRT III	MIS 11	MIS 11		165.4 ± 0.5
CRT III3	CRT IV	MIS 13	MIS 13		250.5 ± 1.5
CRT IV1 + CRT IV2	CRT V	MIS 15 + MIS 17	MIS 15 + MIS 17	275 ± 10	341.0 ± 1.5
CRT IV3 + CRT V0 + CRT V1 + CRT V2	CRT VI	MIS 19 + MIS 21 + MIS 23	MIS 19 + MIS 21 + MIS 23		389.3 ± 1.5
CRT VI1 + CRT VI2	CRT VII	MIS 25 + MIS 27 + MIS 29	MIS 25 + MIS 27 + MIS 29		470 ± 1.5

Tableau A3.1. Tableau de comparaison de la nomenclature, l'association des MIS avec les terrasses de récifs coralliens et l'élévation du bord intérieur de ces dernières entre les études précédentes (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993) et la présente étude.

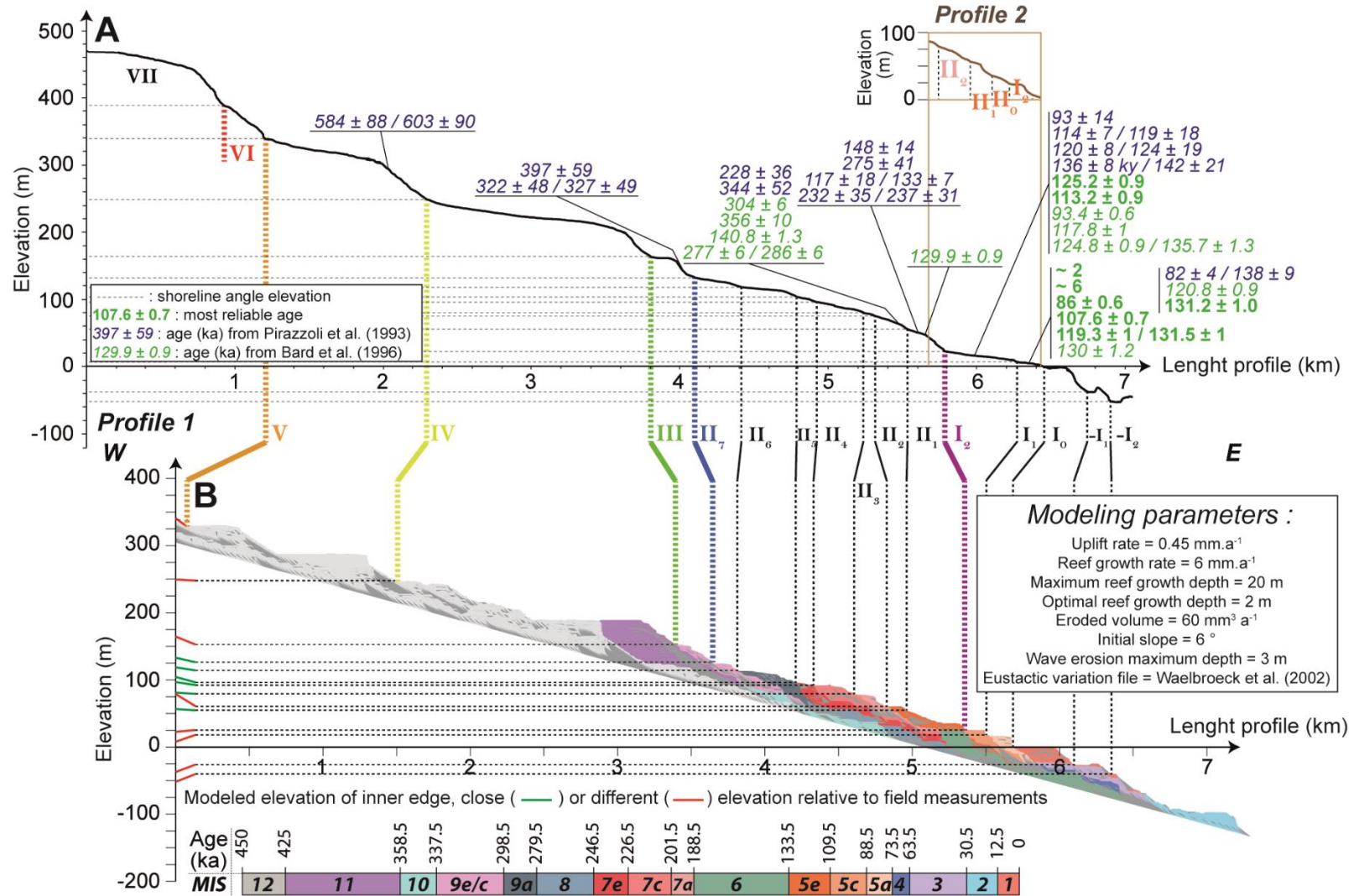


Fig. A3.1. A) Profils altimétriques (DGPS et sonar) au Cap Laundi, montrant la localisation et les âges des échantillons U/Th et ESR (Pirazzoli et al., 1993 ; Bard et al., 1996). B) Simulation obtenue avec la reconstruction du niveau marin de Waelbroeck et al. (2002).

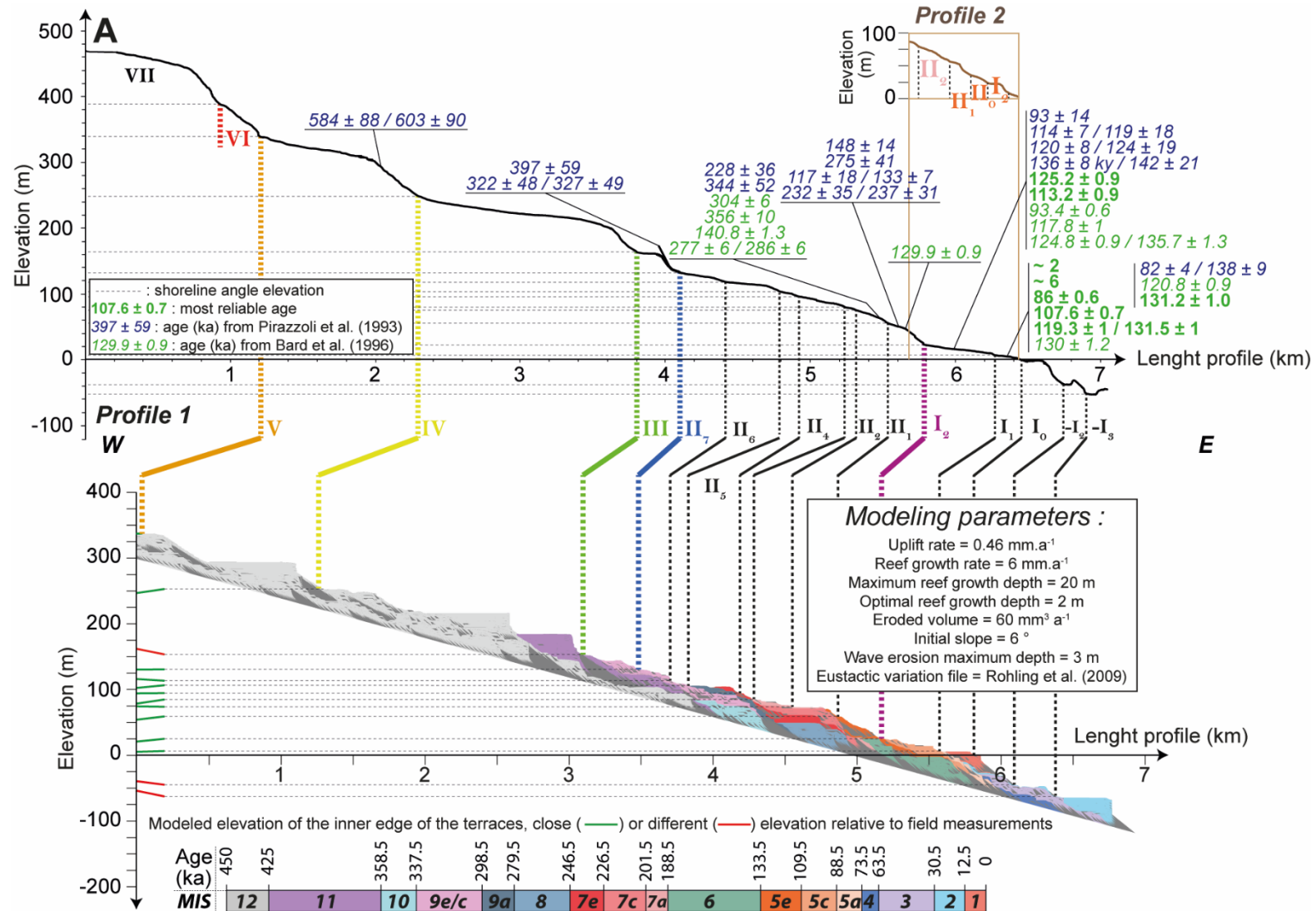


Fig. A3.2. A) Profils altimétriques (DGPS et sonar) au Cap Laundi, montrant la localisation et les âges des échantillons U/Th et ESR (Pirazzoli et al., 1993 ; Bard et al., 1996). B) Simulation obtenue avec la reconstruction du niveau marin de Rohling et al. (2009).

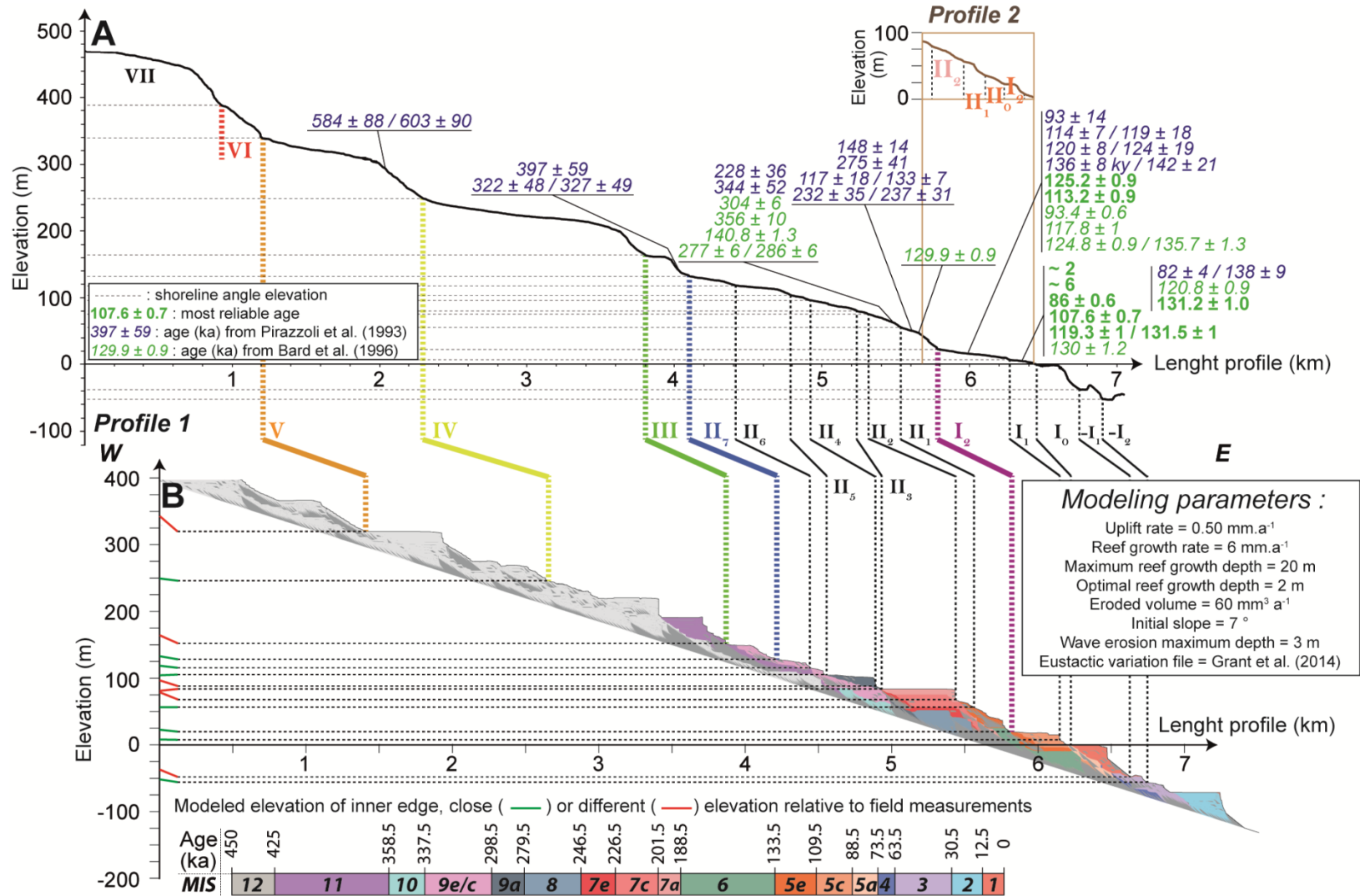


Fig. A3.3. A) Profils altimétriques (DGPS et sonar) au Cap Laundi, montrant la localisation et les âges des échantillons U/Th et ESR (Pirazzoli et al., 1993 ; Bard et al., 1996). B) Simulation obtenue avec la reconstruction du niveau marin de Grant et al. (2014).

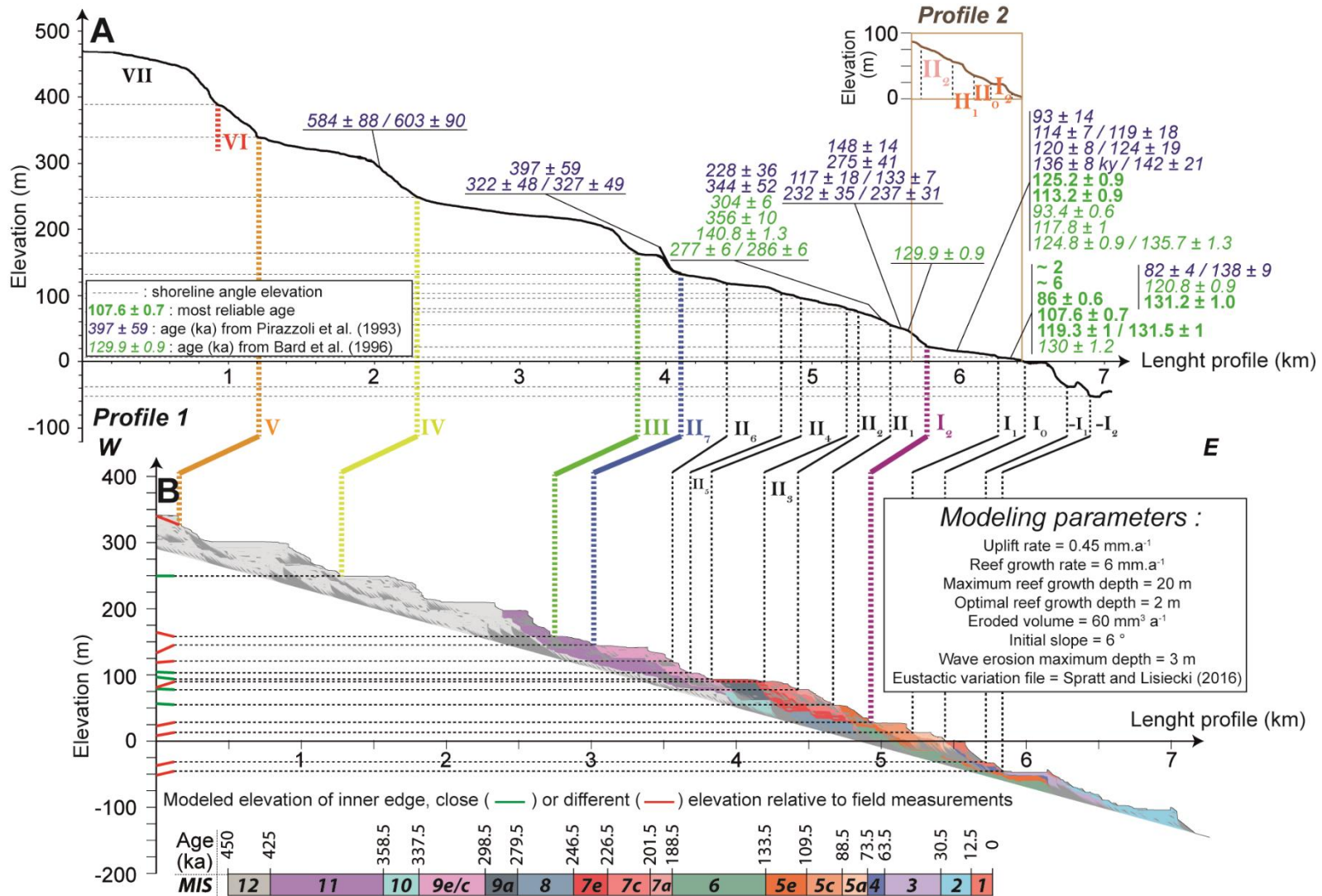


Fig. A3.4. A) Profils altimétriques (DGPS et sonar) au Cap Laundi, montrant la localisation et les âges des échantillons U/Th et ESR (Pirazzoli et al., 1993 ; Bard et al., 1996). B) Simulation obtenue avec la reconstruction du niveau marin de Spratt and Lisiecki (2016).

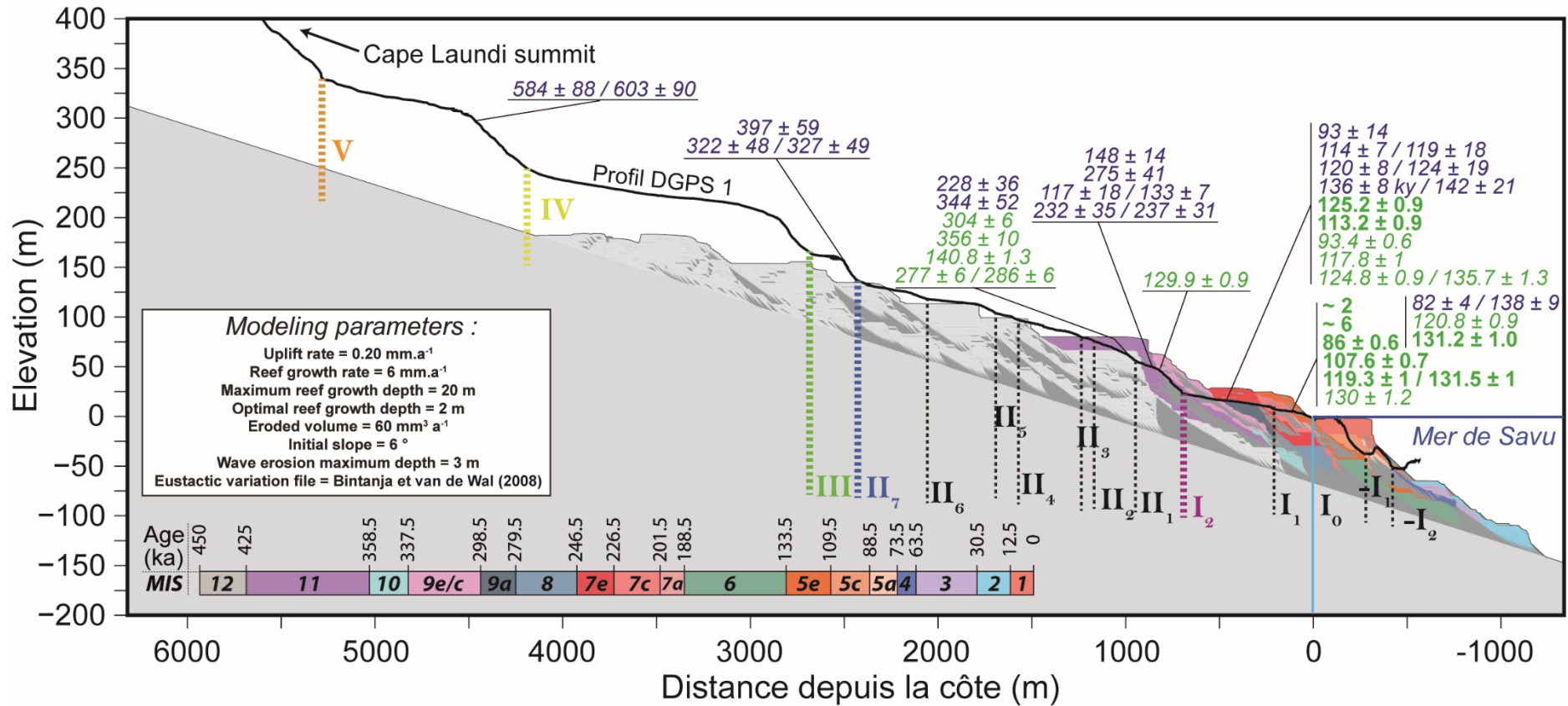


Fig. A3.5. Simulation obtenue avec la reconstruction du niveau marin de Bintanja et van de Wal (2008) et un taux de soulèvement tectonique constant sur le dernier million d'années égal à 0.2 mm/an. Les âges et les morphologies simulées des TRCs ne correspondent pas aux données chronologiques et topographiques.

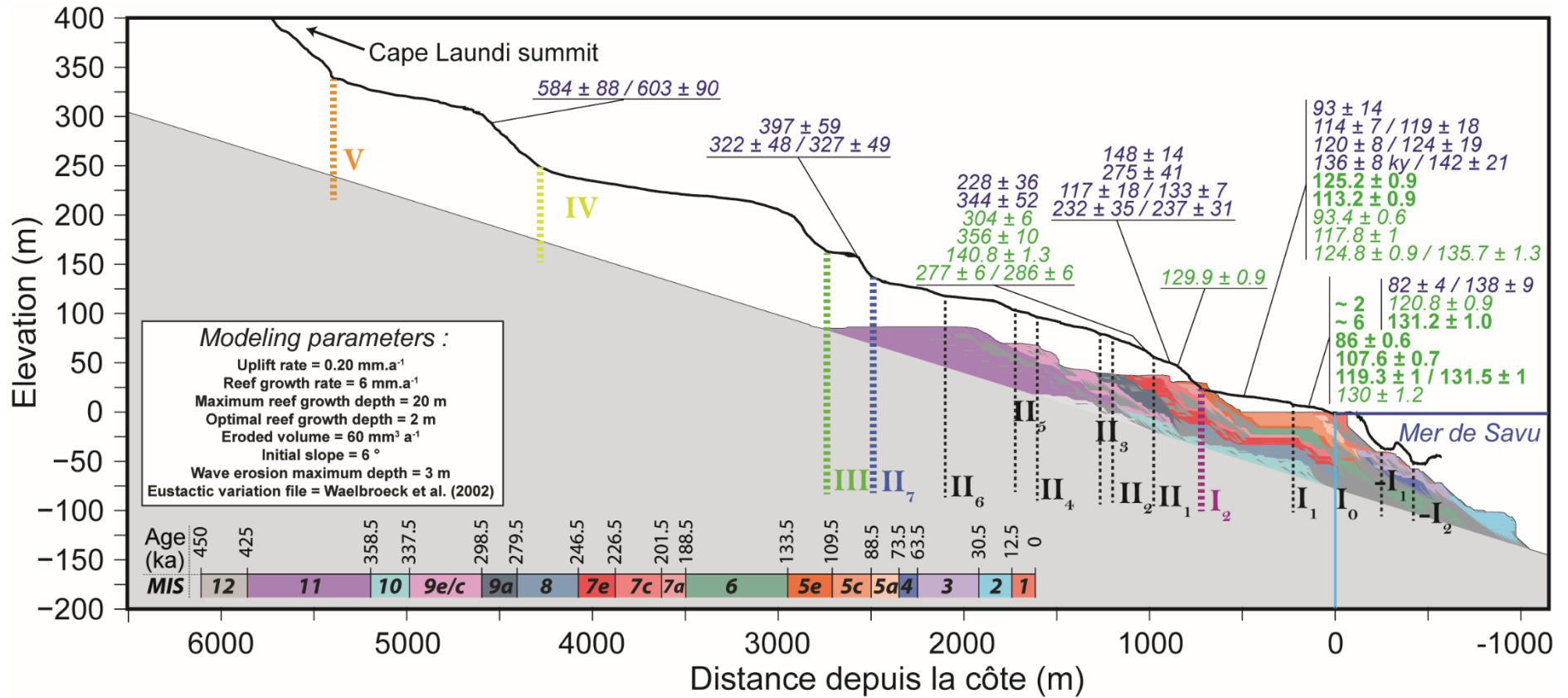


Fig. A3.6. Simulation obtenue avec la reconstruction du niveau marin de Waelbroeck et al. (2002) et un taux de soulèvement tectonique constant sur les derniers 450 ka égal à 0.2 mm/an. Les âges et les morphologies simulées des TRCs ne correspondent pas aux données chronologiques et topographiques.

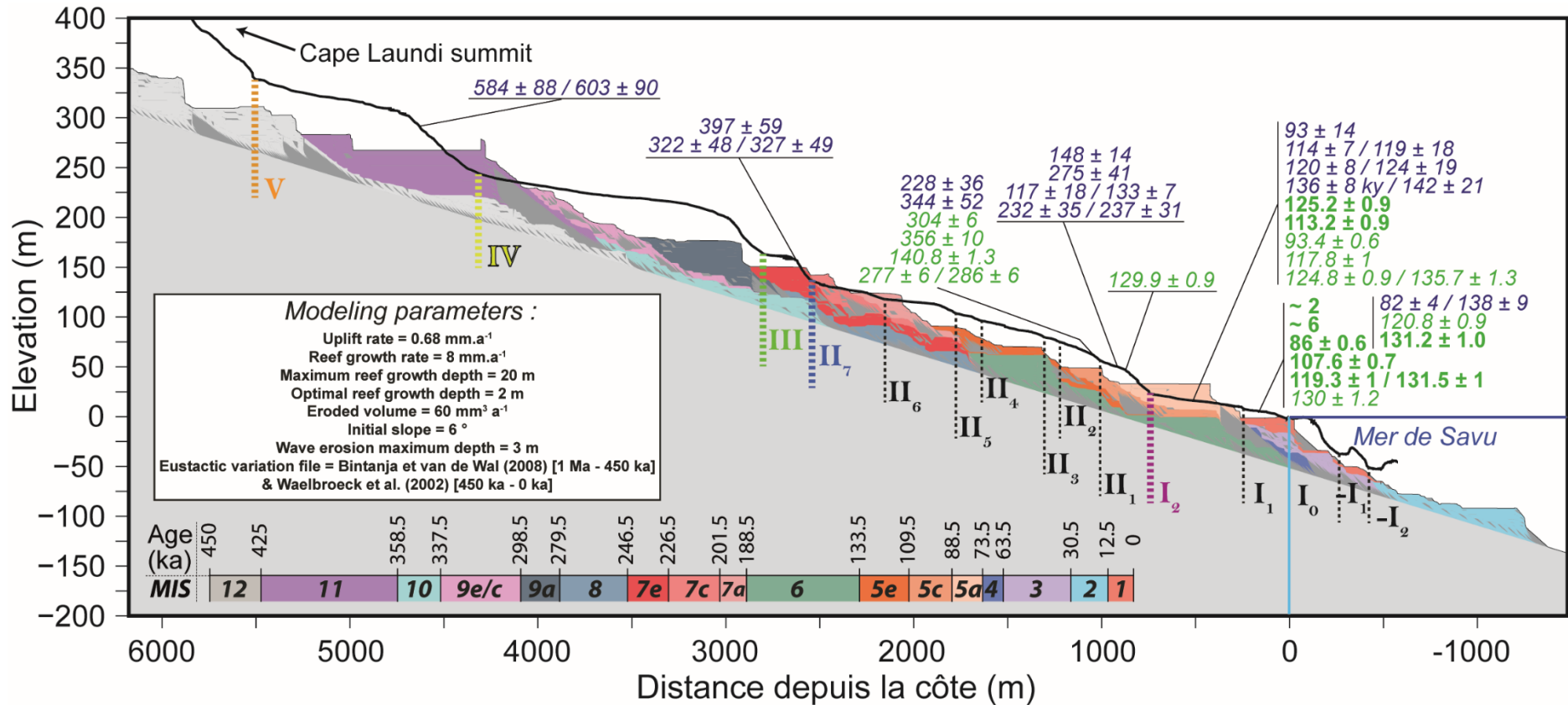


Fig. A3.7. Simulation obtenue avec la reconstruction du niveau marin de Bintanja et van de Wal (2008) de 1 Ma à 450 ka et de Waelbroeck et al. (2002) de 450 ka à l'actuel, et avec un taux de soulèvement tectonique constant de 0.68 mm/an. Les âges et la morphologie simulées des TRCs ne correspondent pas aux données chronologiques et topographiques.

Annexe 4. Données supplémentaires à la Partie 3 – Chapitre 1

Les tableurs Excel présentés ci-dessous, i.e. les tableurs de calcul de production de ^{36}Cl et donc des taux de dénudation (Schimmelfennig et al., 2009), seront disponibles prochainement en *supplementary data* de la publication correspondante.

Chlorine-36 exposure age and erosion rate determination: Please follow the instructions on the first worksheet				
1- Input (and output for eroding surfaces) element concentration in <u>bulk rock</u> : major element as oxides [wt-%] and trace elements [wt-ppm]	symbol	units	calculations	Uncertainties
element concentration in <u>target fraction</u> : major element as oxides [wt-%] and Cl in [wt-ppm]				
uncertainty target element concentration in target fraction (oxides in [wt-%] and Cl in [wt-ppm])				
depth reference: top of sample		cm	0	102
sample thickness		cm	10	
bulk rock density	ρ	g cm ⁻³	2.5	
mass depth reference: center of sample	z	g cm ⁻²	12.5	
mass thickness	z_s	g cm ⁻²	25	
scaling factor for nucleonic production as a function of elevation, latitude (and temporal variations)	$S_{el,s}, S_{el,n}$	-	0.611	0.031
scaling factor for muonic production as a function of elevation, latitude (and temporal variations)	$S_{el,\mu}$	-	0.604	0.030
correction factor for shielding of a sample of arbitrary orientation by surrounding topography	S_T	-	0.999833	0.00999833
correction factor for geometry effects on spallogenic production	S_{shape}	-	1	0.03
correction factor for snow shielding for spallogenic production	S_{snow}	-	1	0.01
effective fast neutron attenuation coefficient	Λ_{fa}	g cm ⁻²	160	
estimated ³⁶ Cl concentration from inheritance at $t_{expo}=0$	$N_{inher}(0)$	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	0.00E+00	
measured ³⁶ Cl concentration in sample	N_{meas}	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	5.95E+05	28800
Time it takes to remove approximately 60 cm from bedrock (ka)			53.05	
exposure duration (independently determined or estimated)	t_{expo}	a	82000	5000
formation age of rock (independently determined or estimated) for radiogenic correction	t_{form}	a		1000
erosion rate	ϵ	mm ka ⁻¹	11.31	0.07
2- Output A: exposure age of sample (only for uneroded surface)				
decay constant for ³⁶ Cl	λ_{36}	a ⁻¹	2.30E-06	1.51998E-08
scaled total sample specific ³⁶ Cl production rate without radiogenic	P_{total}	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹ a	12.2	0.9
time factor radiogenic	t_r		0	1000.0
calculated concentration of radiogenically produced ³⁶ Cl atoms for estimated age	N_r	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	0.0	7.2
estimated ³⁶ Cl concentration from inheritance at time of sampling	$N_{inher}(t)$	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	0.0	
measured ³⁶ Cl concentration in sample corrected from radiogenic component and inheritance	$N_{meas+inher}$	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	5.95E+05	28800.5
exposure age of sample	t	a	51630	4642.5
3- Output B: eroding surface				
calculated ³⁶ Cl concentration for an eroding sample	$N_{calc,total}$	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	5.95E+05	
difference measured/calculated ³⁶ Cl concentration in eroding sample	$\Delta N_{meas-calc}$		0.01%	
erosion rate	ϵ	cm a ⁻¹	0.001131	0.000007
time factor with erosion for spallation reaction	$t_{cosm,s}$		40332	981
time factor with erosion for capture of epithermal neutrons	$t_{cosm,eth}$		5243	32
time factor with erosion for capture of thermal neutrons	$t_{cosm,th}$		11753	70
time factor with erosion for capture of slow negative muons	$t_{cosm,\mu}$		69436	3550
depth reference factor for spallogenic reaction	d_s		0.925	
depth reference factor for capture of epithermal neutrons	d_{eth}		0.435	

Fig. A4.1. Tableur Excel issu de Schimmelpfennig et al. (2009). Première partie du tableur avec un exemple de calcul de taux de dénudation (échantillon 16-1 de la Partie 3 – Chapitre 1).

CaO [wt-%]	K2O [wt-%]	TiO2 [wt-%]	Fe2O3 [wt-%]	Cl [ppm]	SiO2 [wt-%]	Na2O [wt-%]	MgO [wt-%]	Al2O3 [wt-%]	MnO [wt-%]	P2O5 [wt-%]	CO2 [wt-%]
bulk rock:											
51.45	0.05	0.05	0.35	26.23	1.82	0.06	0.39	0.86	0.01	0.06	42.09398991
target fraction:											
55.24	0.00	0.00	0.00	26.23							
0.25	0.03	0.01	0.04	0.12							

Fig. A4.2. Tableur Excel issu de Schimmelpfennig et al. (2009). Première partie du tableur avec un exemple de composition chimique (échantillon 16-1 de la Partie 3 – Chapitre 1).

CO2 [wt-%]	H2O [wt-%]	Li [ppm]	B [ppm]	Sm [ppm]	Gd [ppm]	Th [ppm]	U [ppm]	Cr [ppm]	Be [ppm]	N [ppm]	F [ppm]			
42.09398991	0	1.2891832	0.0	0.3	0.3	0.2759175	1.9578095	2.4193476	0.0658653	0	0			
S [ppm]	Sc [ppm]	Co [ppm]	Ni [ppm]	Se [ppm]	Br [ppm]	Rb [ppm]	Sr [ppm]	Zr [ppm]	Mo [ppm]	Ru [ppm]	Te [ppm]	I [ppm]	Cs [ppm]	Ba [ppm]
0	1.0072735	2.5717586	2.1744762	0	0	3.8552167	1836.1256	2.4748659	0.0437466	0	0	0	0	17.302026

Fig. A4.3. Tableur Excel issu de Schimmelpfennig et al. (2009). Première partie du tableur avec un exemple de composition chimique (suite ; échantillon 16-1 de la Partie 3 – Chapitre 1).

3- Output B: eroding surface				
calculated ³⁶ Cl concentration for an eroding sample	$N_{\text{calc, total}}$	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	5.95E+05	
difference measured/calculated ³⁶ Cl concentration in eroding sample	$\Delta N_{\text{meas-calc}}$		0.01%	
erosion rate	e	cm a ⁻¹	0.001131	0.000007
time factor with erosion for spallation reaction	$t_{\text{cosm, s}}$		40332	981
time factor with erosion for capture of epithermal neutrons	$t_{\text{cosm, eth}}$		5243	32
time factor with erosion for capture of thermal neutrons	$t_{\text{cosm, th}}$		11753	70
time factor with erosion for capture of slow negative muons	$t_{\text{cosm, } \mu}$		69436	3550
depth reference factor for spallogenic reaction	d_s		0.925	
depth reference factor for capture of epithermal neutrons	d_{eth}		0.435	
depth reference factor for capture of thermal neutrons	d_{th}		0.694	
depth reference factor for capture of slow negative muons	d_{μ}		0.992	
production rate coefficient corrected for sample thickness for spallogenic reaction	$J_{\text{Cl, s}}$		21.28	
production rate coefficient corrected for sample thickness for capture of epithermal neutrons	$J_{\text{Cl, eth}}$		0.29	
production rate coefficient corrected for sample thickness for capture of thermal neutrons	$J_{\text{Cl, th}}$		-4.12	
production rate coefficient corrected for sample thickness for capture of slow negative muons	$J_{\text{Cl, } \mu}$		3.12	
production rate coefficient for spallogenic reaction	J_s		21.38	
production rate coefficient for capture of epithermal neutrons	J_{eth}		0.30	
production rate coefficient for capture of thermal neutrons	J_{th}		-4.22	
production rate coefficient for capture of slow negative muons	J_{μ}		3.12	
4- Output C: calculated ³⁶Cl contributions from all production mechanism				
time factor cosmogenic without erosion	t_{cosm}		74723	4140
calculated ³⁶ Cl concentration for given time + radiogenic	$N_{\text{calc, total}}$	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	9.14E+05	84419
difference measured/calculated ³⁶ Cl concentration	$\Delta N_{\text{meas-calc}}$		-53.50%	
contribution from each production mechanism:				
number of atoms ³⁶ Cl per g by spallation of Ca	$N_{\text{s, Ca}}$	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	703832	0.770078113
number of atoms ³⁶ Cl per g by spallation of K	$N_{\text{s, K}}$	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	0	0.00%
number of atoms ³⁶ Cl per g by spallation of Ti	$N_{\text{s, Ti}}$	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	0	0.00%
number of atoms ³⁶ Cl per g by spallation of Fe	$N_{\text{s, Fe}}$	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	0	0.00%
number of atoms ³⁶ Cl per g by spallation of target elements	N_s	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	703832	77.01%
number of atoms ³⁶ Cl per g by capture of thermal neutrons	N_{th}	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	68203	7.46%
number of atoms ³⁶ Cl per g by capture of epithermal neutrons	N_{eth}	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	12632	1.38%
number of atoms ³⁶ Cl per g by capture of thermal and epithermal neutrons	N_{n}	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	80835	8.84%
number of atoms ³⁶ Cl per g by capture of slow negative muons	N_{μ}	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	129308	14.15%
number of atoms ³⁶ Cl per g by radiogenic production	N_r	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	0	0.00%
				100.00%

Fig. A4.4. Tableur Excel issu de Schimmelpfennig et al. (2009). Deuxième partie du tableur. Différents paramètres de calcul d'une surface en érosion (Output B) et de calcul des contributions en ³⁶Cl de tous les mécanismes de production (échantillon 16-1 de la Partie 3 – Chapitre 1).

5- elemental parameters				Ca	K
element concentration [wt-ppm] bulk rock		ppm			367899
element concentration dissolved sample [wt-ppm] in target fraction		ppm			394976
atomic mass of element k (Reference: http://physics.nist.gov/PhysRefData/PerTable/Images/PT-L.tif)	A_k	g mol ⁻¹			40.078
avogadro			6.02E+23		
atomic concentration of element k in bulk rock	N_k	atoms g ⁻¹	2.94E+22		5.53E+21
atomic concentration of element k in target fraction	N_{Cl}	atoms g ⁻¹			
dilute resonance integral for absorption of epithermal neutrons by element k	$I_{k,k}$	E ²⁴ cm ²			0.235
average log decrement of energy loss per collision for element k	X_k	-			0.049
neutron scattering cross section of element k	$\sigma_{s,k}$	E ²⁴ cm ²			2.93
thermal neutron absorption cross section of element k	$\sigma_{a,k}$	E ²⁴ cm ²			0.43
proportion of muons stopped in element i that are captured by the nucleus	$f_{c,i}$				0.864
average neutron yield per captured muon	Y_s				0.75
6- unscaled sample specific ³⁶Cl production rate by spallation of target elements					
spallation production rate for Ca, SLHL	PR_{Ca}	atoms ³⁶ Cl (g Ca) ⁻¹	42.2		Schimmelpfennig et al., 2011, St scaling
mass concentration of Ca in target fraction	C_{Ca}	g Ca (g rock) ⁻¹	0.395	0.002	
result unscaled ³⁶ Cl production by spallation of ⁴⁰ Ca	$P_{s,Ca}$	atoms ³⁶ Cl (g Ca) ⁻¹	15.415	0.734	
spallation production rate for K, SLHL	PR_K	atoms ³⁶ Cl (g K) ⁻¹	148.1	8.1	Schimmelpfennig et al., 2014, St scaling
mass concentration of K in target fraction	C_K	g K (g rock) ⁻¹	0.000	0.000	
result unscaled ³⁶ Cl production by spallation of ³⁹ K	$P_{s,K}$	atoms ³⁶ Cl (g K) ⁻¹	0.000	0.000	
spallation production rate for Ti, SLHL	PR_{Ti}	atoms ³⁶ Cl (g Ti) ⁻¹	13		Fink et al., 2002
mass concentration of Ti in target fraction	C_{Ti}	g Ti (g rock) ⁻¹	0.000	0.000	
result unscaled ³⁶ Cl production by spallation of Ti	$P_{s,Ti}$	atoms ³⁶ Cl (g Ti) ⁻¹	0.000	0.000	
spallation production rate for Fe, SLHL	PR_{Fe}	atoms ³⁶ Cl (g Fe) ⁻¹	1.9	0.200	Stone et al., 2005
mass concentration of Fe in target fraction	C_{Fe}	g Fe (g rock) ⁻¹	0.000	0.000	
result unscaled ³⁶ Cl production by spallation of Fe	$P_{s,Fe}$	atoms ³⁶ Cl (g Fe) ⁻¹	0.000	0.001	
result unscaled sample specific ³⁶ Cl production rate by spallation of target elements	P_s	atoms ³⁶ Cl (g) ⁻¹	15.415	0.734	
7- unscaled sample specific ³⁶Cl production rate by capture of epithermal neutrons					
effective macroscopic resonance integral for absorption of epithermal neutrons	I_{eff}	cm ² g ⁻¹	0.0014		1.30E-03
fraction of epithermal neutrons absorbed by ³⁶ Cl (target fraction)	f_{36Cl}	-	0.0043		
neutron macroscopic scattering cross section in subsurface	$\Sigma_{s,ss}$	cm ² g ⁻¹	0.1111		1.62E-02
scattering rate parameter	B		1.32E-02		7.94E-04
mean macroscopic log decrement of energy loss per collision in subsurface	X_{ss}		0.118		
macroscopic absorption and moderation cross section for epithermal neutrons	Σ_{am}	cm ² g ⁻¹	0.013		
attenuation length for absorption and moderation of epithermal neutron flux	Λ_{am}	g cm ²	75.053		
average atomic weight in subsurface	$A_k * N_k$	atoms mol ⁻¹	5.85E+23		2.22E+23
production rate of epithermal neutrons from fast neutrons in atmosphere at land/atm interface	R_{atm}	g mol ⁻¹	19.916		
Ratio of epithermal neutron production in subsurface to that in atmosphere	R_{ss}	-	696	46	
epithermal neutron diffusion coefficient in subsurface	D_{ss}	g cm ²	1.17		
apparent fast neutron attenuation coefficient	Λ_v	g cm ²	3.10		
epithermal neutron flux at land/atmosphere interface that would be observed in ss if interface was not present	ϕ_{*ss}	g cm ²	160		
average neutron yield per stopped negative muon	Y_s	n cm ² a ⁻¹	61783		
slow negative muon stopping rate at land surface SLHL	$\Psi_{\mu}(0)$	μ g ⁻¹ a ⁻¹	0.351		0.245
fast muon flux at land surface SLHL	$\phi_{\mu 0}$	μ cm ² a ⁻¹	190		
			7.90E+05		

Fig. A4.5. Tableur Excel issu de Schimmelpfennig et al. (2009). Troisième partie du tableur avec un exemple de calcul de taux de production du ³⁶Cl (i.e. spallation des éléments cibles et capture par neutrons épithermiques ; échantillon 16-1 de la Partie 3 – Chapitre 1).

8- unscaled sample specific ³⁶Cl production rate by capture of thermal neutrons			
macroscopic thermal neutron absorption cross section for ss (bulk rock)	Σ_{th}	cm ² g ⁻¹	0.003
fraction of thermal neutrons absorbed by elements that produce ³⁶ Cl (target fraction)	f_{th}	-	0.0056
attenuation length for absorption of thermal neutron flux	Λ_{th}	g cm ²	3.77E+02
resonance escape probability of the atmosphere	$p(E_{en},a)$	-	0.56
resonance escape probability of a neutron from the epithermal energy range in subsurface	$p(E_{en})$	-	0.897
ratio of thermal neutron production in subsurface to that in atmosphere	R_{en}	-	1.601
thermal neutron diffusion coefficient in subsurface	D_{th}	g cm ²	3.10
thermal neutron flux at land/atmosphere interface that would be observed in ss if interface was not present	ϕ_{*th}	n cm ² a ⁻¹	2.91E+05
ratio of muon production rate to thermal neutron production rate	R'_{μ}	-	0.054
portion of difference between phi_star_eth and actual flux due to epithermal flux profile	$(lm\Delta\phi)*_{eth}$	-	30535.8
	$R_{en,a}$	-	1
macroscopic thermal neutron cross section of atmosphere	$\Sigma_{en,a}$	cm ² g ⁻¹	0.060241
thermal neutron flux at land/atmosphere interface that would be observed in atmosphere if interface was not present	$\phi_{*en,a}$	n cm ² a ⁻¹	6478
difference in equilibrium thermal neutron fluxes between atmosphere and subsurface	$\Delta\phi_{*en,a}$	n cm ² a ⁻¹	2.85E+05
difference in equilibrium epithermal neutron fluxes between atmosphere and surface	$\Delta\phi_{*eth,a}$	n cm ² a ⁻¹	49073.7
parameter governing epithermal neutron flux near the land/atm interface	$(F\Delta\phi)_{*eth,a}$	-	20631.846
portion of difference between phi_star_eth,a and actual flux due to epithermal flux profile	$(lm\Delta\phi)_{*eth,a}$	-	226122.1
difference between (lm\Delta\phi)_star_eth and (lm\Delta\phi)_star_eth,a	$\Delta(lm\Delta\phi)_{*eth}$	-	1.96E+05
thermal neutron diffusion length in atmosphere	$L_{en,a}$	g cm ²	3.921
difference between hypothetical equilibrium thermal neutron fluxes in atmosphere and subsurface	$\Delta\phi_{*en}$	n cm ² a ⁻¹	-2.85E+05
thermal neutron diffusion length in subsurface	L_{th}	g cm ²	34.188
portion of difference between phi_star_th and actual flux due to thermal flux profile	$(lm\Delta\phi)_{*th}$	-	-260411.5
thermal neutron flux (concentration)	$\phi_{th,total}$	n cm ² a ⁻¹	1.03E+05
result unscaled sample specific ³⁶Cl production rate by capture of thermal neutrons	P_{th}	atoms ³⁶Cl g⁻¹	1.532
9- unscaled sample specific ³⁶Cl production rate by capture of slow negative muons			
		element	
atomic number	Z		
molar concentration (bulk)	$M_{k,bulk}$	mol g ⁻¹	
total cross-section for stopping negative muons (bulk)	$M_l Z_l$	mol e ⁻ g ⁻¹	0.486
fraction of stopped neg muons that are captured by element k (bulk)	$f_{c,k,bulk}$		
molar concentration target fraction	$M_{k,target}$		
elemental cross section for stopping negative muons target fraction	$M_l Z_l$		
fraction of stopped neg muons that are captured by element k target fraction	$f_{c,k,target}$		
abundance of the isotope of element k that produces nuclide m subsequent to slow muon capture	$f_{i,k}$		
fraction of slow muon captures by element k that produce ³⁶ Cl	$f_{n,k}$		
³⁶ Cl production per stopped muon target fraction	ΣY_k	atoms ³⁶ Cl μ^{-1}	0.015
slow negative muon stopping rate at land surface SLHL	$\Psi_{\mu}(0)$	μ g ⁻¹ a ⁻¹	190
result unscaled sample specific ³⁶Cl production rate by capture of slow negative muons	P_{μ}	atoms ³⁶Cl g⁻¹	2.878
10- radiogenic sample specific ³⁶Cl production rate			
Mass stopping power of element k at 8.0 MeV	S_k	MeV g ⁻¹ cm ²	
neutron yields of element k per ppm U	Y_n^U	n (a g ppmU) ⁻¹	
neutron yields of element k per ppm Th	Y_n^{Th}	n (a g ppmTh) ⁻¹	
weight factor	$S_k F_k$		4.78E+08
	$S_k F_k Y_n^U$	n/(a*g*ppmU)	1.08E+08

Fig. A4.6. Tableur Excel issu de Schimmelpfennig et al. (2009). Quatrième partie du tableur, suite de l'exemple de calcul de taux de production du ³⁶Cl (capture par neutron thermique, par muon négatif lent ; échantillon 16-1 de la Partie 3 – Chapitre 1).

10- radiogenic sample specific ³⁶Cl production rate				
Mass stopping power of element k at 8.0 MeV	S_k	MeV g ⁻¹ cm ²		
neutron yields of element k per ppm U	Y_n^U	n (a g ppmU) ⁻¹		
neutron yields of element k per ppm Th	Y_n^{Th}	n (a g ppmTh) ⁻¹		
weight factor	$S_k F_k$		4.78E+08	
	$S_k F_k Y_n^U$	n/(a*g*ppmU)	1.08E+08	
	$S_k F_k Y_n^{Th}$	n/(a*g*ppmTh)	4.21E+07	
neutron yield per ppm U	X	n/(g*a*ppmU)	0.227	
neutron yield per ppm Th	Y	n/(g*a*ppmTh)	0.088	
neutron production rate by spontaneous fission (calculation from Fabr.-M.)	$P_{n,sf}$	n*g-1*a-1	0.840	
neutron production rate by alpha,n-reactions	$P_{n,\alpha}$	n*g-1*a-1	0.468	
total radiogenic epithermal neutron production	$P_{eth,r}$	epithermal n/(g	0.135	
total radiogenic thermal neutron production	$P_{th,r}$	thermal n/(g*a)	1.173	
result radiogenic sample specific ³⁶Cl production rate	P_r	atoms ³⁶ Cl g	0.0072	0.000
11- thickness integration factors				
ratio of production rate integrated over the thickness of a sample to the surface production rate, due to spallation	Q_s	-	1.001	0.020
ratio of production rate integrated over the thickness of a sample to the surface production rate, due to thermal neutron	Q_{th}	-	0.976	0.020
ratio of production rate integrated over the thickness of a sample to the surface production rate, due to epithermal neutri	Q_{eth}	-	0.969	0.019
ratio of production rate integrated over the thickness of a sample to the surface production rate, due to muon absorption	Q_μ	-	1.000	0.020

Fig. A4.7. Tableur Excel issu de Schimmelfennig et al. (2009). Dernière partie du tableur avec un exemple de calcul du taux de production ³⁶Cl radiogénique spécifique (échantillon 16-1 de la Partie 3 – Chapitre 1).

Annexe 5. Données supplémentaires à la Partie 3 – Chapitre 2

Calcul de taux de soulèvement

Les taux de soulèvement le long de la côte de l'île de Sumba ont été initialement calculés en utilisant le bord distal actuel de la TRC IV, associé au MIS 11c (Fig. 65), qui constitue le seul repère morphologique continu tout au long de la séquence (Fig. 61) (Pirazzoli et al., 1991 ; 1993 ; Nexer et al., 2015). Dans cette étude, le bord distal actuel de la TRC IV est également utilisé comme paléo-marqueur du haut niveau marin au MIS 11 c (Fig. 65), au lieu du bord intérieur de cette même TRC car celui-ci n'est pas clairement identifié (Fig. 55). Nous calculons les taux de soulèvement selon l'équation suivante (e.g., Lajoie 1986) :

$$U = (E - e) / A \quad (8)$$

avec E l'élévation actuelle du bord distal de la TRC IV, e la correction eustatique pour la MIS 11c ($-1,5 \pm 11$ APSL ; Bowen, 2009), A l'âge de la MIS 11c (390 ± 20 ka ; Murray Wallace et Woodroffe, 2014). Les incertitudes pour les taux de soulèvement calculés comprennent les incertitudes sur les âges des MIS, les corrections du niveau marin et les mesures d'élévation.

Exemple d'un calcul de taux de dénudation alluviale (échantillon A)

Les tableaux Excel de ce chapitre sont les mêmes que ceux utilisés dans la Partie 3 – Chapitre 1. Cependant, la différence principale se trouve dans les calculs de taux de dénudation, comme présenté dans le tableau ci-dessous.

Chlorine-36 exposure age and erosion rate determination: Please follow the instructions on the first worksheet				
1- Input	symbol	units	calculation	Uncertainties
(and output for eroding surfaces)				
element concentration in bulk rock : major element as oxides [wt-%] and trace elements [wt-ppm]				
element concentration in target fraction : major element as oxides [wt-%] and Cl in [wt-ppm]				
uncertainty target element concentration in target fraction (oxides in [wt-%] and Cl in [wt-ppm])				
depth reference: top of sample		cm	0	102
sample thickness		cm	0	
bulk rock density	rho	g cm ⁻³	2.5	
mass depth reference: center of sample	z	g cm ⁻²	0	
mass thickness	z _s	g cm ⁻²	0	
scaling factor for nucleonic production as a function of elevation, latitude (and temporal variations)	S _{el,s} , S _{el,l}	-	0.671	0.034
scaling factor for muonic production as a function of elevation, latitude (and temporal variations)	S _{el,μ}	-	0.638	0.032
correction factor for shielding of a sample of arbitrary orientation by surrounding topography	S _T	-	0.9954682	0.009954682
correction factor for geometry effects on spallogenic production	S _{shape}	-	1	0.03
correction factor for snow shielding for spallogenic production	S _{snow}	-	1	0.01
effective fast neutron attenuation coefficient	Λ _{f,n}	g cm ⁻²	177	
estimated ³⁶ Cl concentration from inheritance at t _{exp} =0	N _{inher} (0)	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	0.00E+00	
measured ³⁶ Cl concentration in sample	N _{meas}	atoms ³⁶ Cl g ⁻¹	4.39E+05	8896
the time it takes to remove approximately 60 cm from bedrock (ka)			12.136	2.046
exposure duration (independently determined or estimated)	t _{exp}	a		3000
formation age of rock (independently determined or estimated) for radiogenic correction	t _{form}	a		1000

		dc_c2	3.58E-08		
		P_123	75.80893		
		A	7.36E-12		
		B (spallation)	6.23E-09		
		C (sm)	6.4E-07		
		D (thermal + epithermal)	4.83E-08		
		E (Radiogenic)	0.000		
		A+B+C+D+E	6.95E-07		
Erosion rate		Uncertainties		Uncertainties (Standart error propagation)	
cm/an	mm/ka	cm/an	mm/ka		mm/ka
4.94E-03	49.43911435	0.000833371	8.333707	33.03%	0.330268216

Fig. A5.1. Tableau Excel issu de Schimmelpfennig et al. (2009). Première partie du tableau avec un exemple de calcul des taux de dénudation pour des échantillons de sables récoltés à l'exutoire du bassin A (Partie 3 – Chapitre 2) (échantillon A-Canyon de la Partie 3 – Chapitre 2).

Annexe 6. DGPS et imagerie satellitaire Pléiades

Les mesures topographiques dans cette thèse ont été réalisées à l'aide d'un DGPS RTK (*Real Kinematic Differential Global Positioning System*). Les levés DGPS ont été effectués à l'aide d'une station base Topcon Hiper V et d'un récepteur GNSS (i.e. système de positionnement par satellites). Chaque point d'ancrage au niveau de la base a été mesuré pendant au moins 2 minutes. La station base est ensuite localisée dans le système de coordonnées WGS-84. Les profils topographiques sont effectués, dans la mesure du possible, à partir du niveau marin moyen, de la ligne de marée haute (~1.75 m au-dessus du niveau marin moyen à Sumba ; Hibbert et al., 2016) ou d'un point de référence d'un ancien profil DGPS. Les données topographiques obtenues sont corrigées avec un modèle global du géoïde (EGM2008 ; Pavlis et al., 2012). Les mesures topographiques sont ensuite projetées dans le système de coordonnées UTM 51 (*Universal Transverse Mercator coordinate system* ; pour l'île de Sumba). Nous estimons que les erreurs dans nos mesures d'élévation avec le DGPS se situent entre 0.01 et 0.10 m, selon les facteurs externes tels que la distribution spatiale des satellites au moment de la mesure ou de la présence d'obstacles masquant la vue du satellite (dans notre cas : les arbres).

Les images des satellites Pléiades utilisées dans cette thèse sont des images stéréoscopiques avec une combinaison de bandes spectrales (*Pansharpening* 3 bande de couleurs) et un ajustement radiométrique (*Optimized Visual Rendering* (OVR)). Ces images ont été obtenues pour l'ensemble de la zone du cap Laundi (~80 km² ; Figs. 30 ; 45 ; 54 ; 64 ; 71A ; 71B). Nous avons utilisé ces images pour générer un Modèle Numérique de Terrain haute résolution (~2 m) avec le logiciel MicMac. Pour plus de détails concernant la procédure de création du MNT, voir Rupnik et al. (2016). Ce travail a bénéficié d'une aide de l'État gérée par l'Agence Nationale de la Recherche au titre du Programme Investissements d'Avenir pour le projet EQUIPEX GEOSUD portant la référence ANR-10-EQPX-20.

Quatre profils topographiques supplémentaires ont été réalisés à partir du Modèle Numérique de Terrain issu des images Pléiades. Sur ces profils, nous pouvons observer que l'élévation des bords intérieurs des TRCs du cap Laundi est peu variable. En revanche, certaines TRCs intermédiaires se confondent les unes aux autres à certains endroits du cap Laundi (Profils B ; C ; D ; Fig. A6.1.). Quoiqu'il en soit, nous retrouvons toutes les TRCs étudiées lors de cette thèse sur ces profils topographiques supplémentaires (Fig. A6.1).

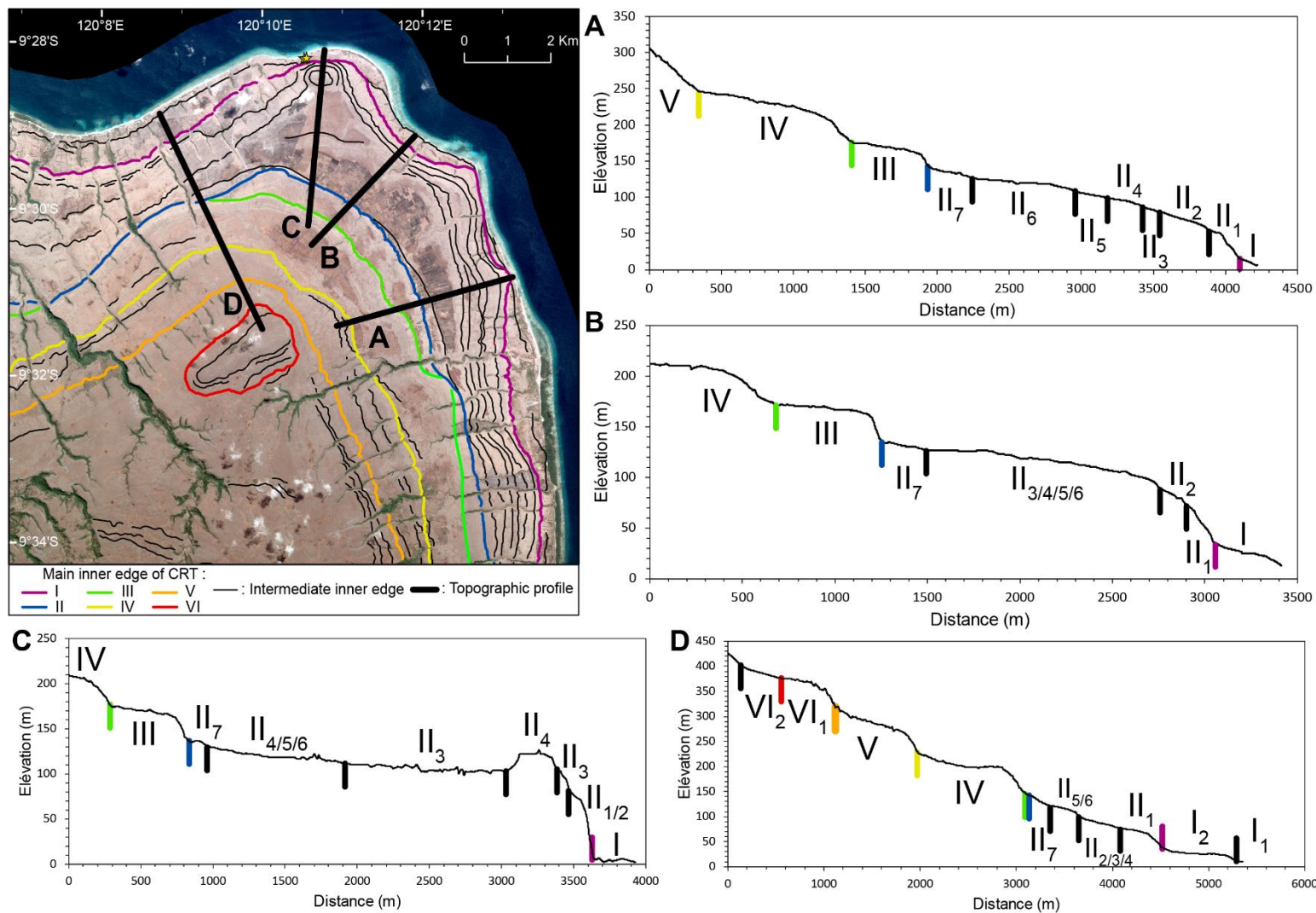


Fig. A6.1. Cartographie des bords intérieurs des terrasses de récifs coralliens du cap Laundi et localisation des quatre profils topographiques supplémentaires (A ; B ; C ; D) au profil DGPS réalisé dans cette thèse.

Titre : Étude du couplage Tectonique/Érosion/Eustatisme sur la morphogenèse des séquences de terrasses de récifs coralliens émergées quaternaires

Mots clés : Quaternaire ; Séquence de terrasses de récifs coralliens ; Tectonique ; Érosion ; Eustatisme

Résumé : Durant le Quaternaire, les variations importantes et fréquentes du niveau marin, associées au soulèvement tectonique, ont localement provoqué l'émergence des récifs coralliens, formant des séquences de terrasses de récifs coralliens. Ces dernières sont largement répandues à travers le monde et constituent une part importante des formations géologiques littorales. De l'échelle mondiale à locale, les séquences de terrasses de récifs coralliens sont des enregistrements essentiels du niveau marin, du paléoclimat et de la tectonique du Quaternaire. Cette thèse a pour objectif d'améliorer la compréhension de la morphogenèse de ces séquences en étudiant les différents processus qui les génèrent (mouvements tectoniques, variations eustatiques, bioconstructions récifales) et les dégradent (érosion marine, dénudation continentale). Pour cela, une analyse géomorphologique précise de la séquence de terrasses de récifs coralliens du Cap Laundi (île de Sumba, Indonésie) a été effectuée, grâce à des prospections de terrain et à l'exploitation sous SIG de MNT, de données de GPS différentiel et d'images satellites. Des datations ($^{230}\text{Th}/\text{U}$) et des modélisations numériques sont réalisées afin de contraindre les processus de génération de la séquence. Pour quantifier la dégradation, des taux de dénudation continentale (chimique et alluviale) sont calculés à partir des concentrations en cosmonucléides ^{36}Cl mesurées dans les roches carbonatées formant les terrasses. Les principaux résultats de cette thèse ont, entre autres, permis de mettre en évidence, 1) les différentes étapes de la morphogenèse des terrasses de récifs coralliens, notamment celles associées au dernier stade interglaciaire (MIS 5), 2) les phénomènes de réoccupation (constructive et érosive) affectant les terrasses basses de la séquence du cap Laundi, 3) le ratio entre les taux de dénudation continentaux et marins, et 4) les processus de formation et de migration des knickpoints (ondes d'incision) générés par les variations eustatiques quaternaires dans les rivières drainant la séquence. Ainsi, cette thèse démêle les composantes tectoniques, érosives et eustatiques, de même que leur couplage, responsables de la formation de la séquence de terrasses de récifs coralliens du Cap Laundi.

Title : Study of the Tectonic/Erosion/Eustatism coupling on the morphogenesis of the Quaternary emerged coral reef terraces sequence

Keywords: Quaternary; Coral reef terraces sequence; Tectonic; Erosion; Eustatism

Abstract : During the Quaternary, the significant and frequent variations in sea level, associated with tectonic uplift, locally caused the emergence of coral reefs, forming coral reef terrace sequences. They are widespread throughout the world and form an important part of coastal geological formations. From global to local scales, coral reef terrace sequences are essential records of sea level, paleoclimate, and tectonics in the Quaternary. This thesis aims to improve the understanding of the morphogenesis of coral reef terrace sequences by studying the different processes of generation (tectonic movements, eustatic variations, reef bioconstructions) and degradation (marine erosion, continental denudation) of these sequences. For this purpose, a precise geomorphological analysis of the emerged coral reef terraces sequence at Cape Laundi (Sumba Island, Indonesia) was carried out through field surveys and the use of DEM, differential GPS data and satellite images. Dating ($^{230}\text{Th}/\text{U}$) and modeling were carried out to constrain the sequence generation processes. To quantify degradation, continental denudation rates (chemical and alluvial) are calculated from the ^{36}Cl cosmonuclides concentrations measured in the limestones forming the terraces. The main results of this thesis have, among others, highlighted 1) the different stages of coral reef terrace morphogenesis, especially those associated with the last interglacial stage (MIS 5), 2) the reoccupation phenomena (constructive and erosive) affecting the lowest terraces of the Cape Laundi sequence, 3) the ratio between continental and marine denudation rates, and 4) the formation and migration processes of eustatic-triggered knickpoints (incision waves) generated along coastal streams draining the sequence. By this way, this thesis disentangles the tectonic, erosive, and eustatic components, as well as their coupling, responsible for the formation of the emerged coral reef terraces sequence at Cape Laundi.